

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE
Université de Larbi tebessi- Tébessa-



Faculté des Sciences Exactes et Sciences de la Nature et de la Vie
Département Des Sciences de la terre et de l'univers

THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat

Modélisation et intérêt hydrogéologique des réservoirs carbonatés karstiques : contribution du SIG (2D/3D), des données géophysiques et approches hydrochimie et isotopique - cas du bassin Transfrontalier (Tébessa-Kasserine/ Algérie-Tunisie).

Option
Hydrogéologie appliquée

Par
Hamad Amor

DIRECTEURS DE THÈSE
Fethi BAALI- Professeur. Fac.Sc. U. Tébessa-Algérie
Younes HAMED-Maître de Conférences A. Fac.Sc.U. Gafsa-Tunisie

DEVANT LE JURY

PRÉSIDENT : Chemseddine Fehdi Professeur. Fac.Sc

U. Tébessa-Algérie

EXAMINATEURS :

- Riheb Hadji M.C.A
- Lassaad Ghrieb M.C.A
- Omar Guefaifia M.C.A

U. Sétif - Algérie
U. Guelma- Algérie
U. Tébessa- Algérie



Travaux effectués au sein de *laboratoire eau et Environnement* (Tébessa-Algérie)
Et à l'unité de recherche *Géoressources et Géoenvironnement 3G*. (Gabès-Tunisie)



A/U : 2017- 2018



Remerciements

Au terme de ces longues années de thèse qui a commencé le 15 novembre 2015, je voudrais exprimer mes reconnaissances à tous ceux qui m'ont soutenu, de diverses façons et à divers moments, et qui m'ont fait confiance pour mener à bien ce travail.

Cette thèse a officiellement un auteur, moi. On dira: "c'est la thèse de Amor HAMAD" et après on ajoutera comme toutes les thèses : "Elle est bien" ou ne vaut pas grande chose". Je n'en sais rien de ce que l'on dira. Mais, je sais très bien que je ne serais jamais arrivé là par mes propres et uniques moyens. Bien évidemment, dans cette thèse il y a beaucoup d'efforts, beaucoup de temps, beaucoup de pertes, beaucoup de doutes et d'angoisses qui me sont propres. Mais dedans, il y a aussi la sueur, la peur, des larmes et des morceaux de vie d'autres personnes. Certaines d'entre elles m'ont aidé par responsabilité morale, d'autres (exceptionnelles) par intérêt, d'autres par solidarité, les plus nombreux par simple amitié. Je dédie ces premières pensées soulagées à tous ceux qui m'ont aidé, soutenu, bercé, corrigé, appris, aimé, guidé, nourri, soigné, encouragé et surtout m'ont fait confiance. J'essaie ici de leur rendre hommage, tout en sachant que ce n'est pas avec ces quelques mots que je pourrais restituer la valeur de ce que j'ai reçu.

Tout d'abord, j'exprime toute ma gratitude et ma pleine redevance à **Mr. Fathi BAALI**-Professeur. Des Sciences de la terre et de l'univers Tébessa- Algérie, d'avoir accepté l'encadrement et le suivi de cette thèse. Je lui exprime, ici, ma profonde reconnaissance et toutes mes gratitudes. Je dois à ce monsieur un grand respect pour son sens d'écoute, pour son encouragement et pour sa patience lors de la réalisation de la partie hydrogéologie de ma thèse. Je tiens à dire que j'ai appris de tes qualités scientifiques l'esprit d'un vrai géologue surtout un vrai hydrogéologue. Cher BAALI, vous m'avez accompli ma connaissance avec cette méthodologie. J'ai tiens à vous dire...« Merci Cher BAALI ».

Je tiens aussi à remercier mon second encadreur, **Mr. Younes HAMED**-Maître de Conférences. Fac. Sc. Gafsa-Tunisie, pour ses précieux conseils, l'attention, la confiance et le temps qu'il m'a accordé malgré ses nombreuses occupations surtout pour les journées de terrain inoubliables à Tébessa et à Kasserine. Sans oublier les journées de terrain et d'échantillonnage de Châmbi à Kasserine lors de la période de la révolution Tunisienne «Géologue sans médicaments.... ». Je vous remercie encore énormément pour son attitude bienveillante à mon égard, pour sa confiance, son soutien moral, pour sa disponibilité et ses qualités d'écoute. Qu'il trouve dans ces lignes mes sentiments de respect et de gratitude.

Vraiment c'est grâce à mes deux encadreurs qui m'ont accueilli dans ses laboratoires (eau et environnement .Tébessa-Algérie) et unités de recherches (UR/3G-Gabès-Tunisie) et m'ont estimé par leurs confiances et leurs paternités. C'est avec eux, par leurs accompagnements et leurs soutiens humain, moral, scientifique et matériel, que je suis là devant les membres de jury et j'ai déployé en moi – même le chercheur géologue. Quoi que je

dise, je ne contenterai jamais ma redevance à ces grands et braves messieurs. (Vraiment un Grand merci cher BAALI et HAMED). Sans oublier de dire que cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une collaboration internationale (Algérie/Tunisie) entre mes deux chers encadreurs.

Vous mes avez fait part des vôtres grandes expériences dans l'utilisation de l'approche multidisciplinaire pour traiter des thèmes en Géologie Structural et en Géo-modélisation. Vos conseils pour introduire les nouvelles technologies de cartographie et de traitement des données dans le domaine des sciences de la terre : SIG, Télédétection et Géophysique, au sein de notre équipe qui ont été d'un grand apport. Vôtres rigueur, vôtres abnégation, vôtres disponibilité et vous encouragements m'ont beaucoup aidé et ont largement contribué à la réalisation de ce travail.

Un très grand merci également à **Riheb Hadji** (Maître de Conférences. Institut d'architectures. Sétif- Algérie), depuis le démarrage de cette thèse par les coures des applications au SIG et aussi en cartographie. Merci d'avoir codirigé cette thèse. Un très grand merci.

Merci à tous les membres du jury d'avoir bien voulu prendre part à la fin de cette aventure.

Je tiens aussi à exprimer ma profonde gratitude à Monsieur **Fehdi Chemseddine**, Professeur à Sciences de la terre et de l'univers Tébessa- Algérie pour le grand honneur qu'il m'a fait de présider le Jury de ma thèse.

Merci à **Hadj Riheb**, **Ghrieb Lassaad** et **Guefaifia Omar** d'avoir accepté d'examiner ce manuscrit, et ce malgré la chaleur estivale.

Je tiens à remercier vivement Monsieur **Djamal Boubaya**, Maître de Conférences à la Faculté des Sciences Tébessa- Algérie. A leur aide pour les données gravimétriques et les discussions que nous avons eues ensemble ont été d'un important apport en géophysique. J'exprime mes sentiments de gratitude à mon cher ami **Hicham Zerrouki**, Maître de Conférences. Fac.Sc.Oum el Bouaghi-Algérie, d'avoir suivi mon travail avec beaucoup d'intérêt. Sa grande connaissance en hydrochimie et à la région de Bouakkous (Tébessa) m'a été très utile, les remarques et les conseils qu'il m'a prodigués m'ont été d'un intérêt substantiel.

Un grand merci à Monsieur **Farouk Tamani** cadre d'Agence des services géologiques de la l'Algérie (l'ASGA. BOUMERDES), pour leur effort dans le domaine de cartographie de télédétection. Là où j'ai commencé mes premiers pas en Géomatique.

Je ne manquerai jamais de remercier autant, mes deux chers amis **Larbi Gadri** (Maître de Conférences Tébessa.) et **Khald Rais** docteur d'état à l'université de Tébessa, a leur aide et vérification de cette thèse.

Merci à mon cher ami **ismail Brahmi** (doctorante Fac. Sc. Tébessa-Algérie) pour les travaux climatiques et aussi la Météo Tébessa et Kasserine pour la mise à disposition de nombreuses données de pluviométrie.

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans le concours et l'aide de plusieurs personnes et organismes. C'est tout le plaisir pour moi d'adresser mes vifs remerciements à tous ceux qui m'ont apporté le soutien matériel et moral :

-Les directeurs et les membres de l'ANRH de Constantine. Merci également à Veolia de nous avoir permis d'accéder aux données et pour l'équipement hydrologique.

-Les directeurs et les membres de laboratoire CERAD. (SOMIPHOS-Tébessa) ; qui n'ont permis de faire les analyses chimiques pour les sources et forages d'eau.

-Les membres de laboratoire SOMIPHOS (Bir elater -Tébessa) ; qui nous ont permis de faire les analyses chimiques des points d'eau.

-Les Directeurs et les membres de l'institut "Water Integrated laboratory of High Institute of Sciences and Technologies of Water of Gabes (ISSTEG-Tunisie)" pour les analyses isotopiques des sources et forages. Qu'il me soit permis de vous exprimer ici ma reconnaissance pour tout ce que vous m'avez fait pour moi.

-Le directeur de ressources en eau D.R.E (Tébessa), Madame **Souad Manassal** et tous les collègues pour leur aide et pour les données des forages de la région.

-Mr. Nouredin Benarfa HCDS (Tébessa), pour la basé des données pédologiques du terrain.

-Je remercie notamment, Mr. Kamel Bezaz CTH (Tébessa), c'est grâce à son aide, sa disponibilité, sa compétence et pour aussi les belles journées qu'on a passé ensemble sur terrain, pour sa gentillesse et son soutien.

Un grand merci à tous ceux qui m'ont apporté aide, discussions et idées scientifiques tout au long de ce travail et je tiens à remercier, mes collègues de laboratoire « Géoressources et Géoenvironnement 3G. Gabes -Tunisie » : Dr. Redhaounia Belgacem, Dr. Naziha Mokadem, Houda Besser (doctorante Fac. Sc. Gabes - Tunisie), Yosra Ayadi (doctorante Fac. Sc. Gabès - Tunisie) et laboratoire « eau et Environnement Tébessa-Algérie », Radhia Legruoui (doctorante Fac. Sc. Tébessa-Algérie), Ilhem Abdeslam (doctorante Fac. Sc. Tébessa-Algérie), Fateh Samoun (doctorant Fac. Sc. Tébessa-Algérie), ismail Brahmi, Ommar Rahal, (doctorant Fac. Sc. Tébessa-Algérie). Mes amis de départements : Djabassi Toufik, Sarhane Brahmi (doctorant Fac. Sc. Tébessa-Algérie) je vous remercie pour votre bonne humeur, pour toutes ces séances de rires et de sourires, et pour toutes les discussions scientifiques. Chacun à votre façon, vous m'avez appris des choses dont je me souviendrai.

Je nous oublier pas mon chef le directeur de ABH Scm Constantine **B. Abdalah** et le chef de délégation ABH Scm Annaba **D. Badredin**

Je saisi l'occasion pour remercier tous mes enseignants (Gouaidia, Hammimed.....) de la Faculté des Sciences de Tébessa, à eux je serais toujours reconnaissant.

J'adresse mes remerciements aussi les plus sincères à tous mes amis qui ont supportés mes absences et mes excuses : Amor Mousbahi, Naim Mariam, Samir Mjahdi, Karim Nouri, Abdelaziz Rachach, Naim Boukhatem, Madame Rahima et Nedjoud et qui n'ont jamais cessé de me soutenir et m'encourager je dis tout simplement Merci. Chacun se reconnaîtra dans ces quelques mots qui expriment ma profonde gratitude et ma sincère amitié.

A toute ma famille qui m'a accompagné avec patience et compréhension, tout au long de ces années d'études. Pour avoir fait de moi ce que je suis, merci à tous ! A ma belle-famille

qui m'a accueilli avec chaleur, merci à ma mère pour ses conseils. Et avant tous à mon Dieu !
Sans oublier ma femme et mes enfants....

Amor HAMAD
Tébessa le 03/11/2018

Liste des tableaux

Tableau N°	Titre	Page
Tab.01	Les coordonnées Lambert des stations de mesures (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	79
Tab.02	Coefficient pluviométrique de la région d'étude (Tébessa)	81
Tab.02.a	Coefficient pluviométrique de la région d'étude (El Hammamet)	82
Tab.02.b	Coefficient pluviométrique de la région d'étude (Ain Kissa)	82
Tab.02.c	Coefficient pluviométrique de la région d'étude (Foussana)	82
Tab.03	Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Tébessa Sur la période (1980-1981 à 2015 - 2016)	83
Tab.04	Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Hammamet Sur la période (1980-1981 à 2015 - 2016)	83
Tab.05	Précipitations moyennes mensuelles pour la station d'Ain Kissa Sur la période (1980-1981 à 2015 - 2016)	84
Tab.06	Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Foussana Sur la période (1980-1981 à 2015 - 2016)	84
Tab.07	Répartition moyenne mensuelle de température à la station de Tébessa (1980-81 à 2015 -2016)	91
Tab.8	Répartition moyenne mensuelle de température à la station de Foussana (1980-81 à 2015 -2016)	91
Tab.9	Données du diagramme ombrothermique stations de Tébessa pendant une période de 36 ans (1980 à 2015)	93
Tab.10	Données du diagramme Ombrothermique stations d'El hammamet pendant une période de 36 ans (1980 à 2015)	94
Tab.11	Données du diagramme Ombrothermique stations d'Ain Kissa pendant une période de 36 ans (1980 à 2015)	94
Tab.12	Données du diagramme Ombrothermique stations de Foussana pendant une période de 36 ans (1980 à 2015)	95
Tab.13	Bilan hydrique de la période (1980-1981 à 2014 -2015) d'après la méthode de Thornthwaite, station de Tébessa	100
Tab.14	Bilan hydrique de la période (1980-1981 à 2014 -2015) d'après la méthode de Thornthwaite, station d'Hammamet	101
Tab.15	Bilan hydrique de la période (1980-1981 à 2014 -2015) d'après la méthode de Thornthwaite, station d'Ain Kissa	102

Tab.16	Bilan hydrique de la période (1980-1981 à 2014 -2015) d'après la méthode de Thornthwaite, station d'Ain Kissa	110
Tab.17	Localisation et direction des anomalies gravimétriques au niveau de la zone de Tébessa- Kasserine.	120
Tab.18	Inventaire des sources de l'aquifère karstique Eocène 2016 de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	145
Tab.19	Les résultats de jaugeage de débit d'écoulement des sources 2016 de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	150
Tab.20	suiwie hebdomadaire des débits des sources 2016.de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	150
Tab.21	résultats de jaugeage des débits d'écoulement des sources 2016.de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	155
Tab.22	suiwi hebdomadaire des débits des sources 2016.de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	157
Tab.23	les débits instantanés $Q = f(\text{Hauteur})$ station Ain-Zerga 2016.de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	158
Tab.24	coefficient de corrélation (R) entre les éléments majeurs, le résidu sec, pco2et ph dans les réservoirs carbonatés karstiques(Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	245
Tab.25	Matrice de coefficients de corrélations linéaires de toutes les combinaisons entre les différents paramètres des eaux des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	245
Tab.26	différents variables et axes (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.).	249
Tab.27	Corrélations entre les variables et les facteurs (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.).	249
Tab.28	Résultats des teneurs moyennes en oxygène-18 des pluies dans les stations de l'A.I.E.A	254
Tab.29	Résultats des analyses isotopiques (^{18}O et ^2H) des eaux des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	258
Tab.30	Les 12 bandes de l'image sentinel.2	282
Tab.31	Correlation table of the used Sentinel 2 image	284
Tab.32	Covariance table of the used Sentinel 2 image	284
Tab.33	Principales résultats des rapports des bandes.	297
Tab.34	Matrice 7 x 7 du filtre de Sobel (directions N-S et E-W).	300

Liste des figures

Figure N°	Titre	Page
Fig. 01	Carte de localisation du bassin transfrontalier (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.) Établis sur un fond LandSat.	3
Fig. 02	Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions	6
Fig. 03	Carte géologique de la région de Tébessa - Kasserine (Foussana).	6
Fig. 3.a	Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa.(In Dubourdieu 1956,1959 ;David1956 ;Madre1969 ;Fleury 1969 ; Thibieroz et Mader1976 ;Chikhi 1980 ;Otmanine1987 ;Bouzenoune1993 ;Vila et al.,2000 ;Salmi-Laouar,2004)	7
Fig. 3.b	Charte Lithostratigraphique de l'Oligocène au Quaternaire en Tunisie centrale et orientale	8
Fig.04	Corrélation lithostratigraphique des formations crétacées en Tunisie centrale.	11
Fig.05	calcaire d'âge Aptien Djebel Hameimat (Nord Tébessa).B : calcaire d'âge Aptien Djebel Bou Roumane (Est Tébessa)	12
Fig. 06	intercalation calcaires argileux et argilites d'âge Vraconien Djebel Bou Roumae (Sud -Est Tébessa)	13
Fig. 07	calcaire d'âge Turonien .A: Djebel Ajred .B: Djebel Mizeb	14
Fig. 08	calcaire d'âge Maastrichtien .A: Djebel Doukkane .B: Djebel Dyr .C: Djebel Doukkane (Sommet)	16
Fig. 09	calcaire d'âge éocène. Djebel Dyr (Sommet)	17
Fig. 10.a	Carte géologique montrant la position des coupes réalisées pour la compréhension de la géométrie du bassin de Foussana.	19
Fig.10.b	Les formations du Crétacé de la Tunisie (Zghal et Arnaud, 2005)	21
Fig. 11	Coupe Géologie C1, C2, C3 et C4	24
Fig. 12	Coupe Géologie C5, C6, C7, C8, C9, C10 et C11	25
Fig. 13	Carte géologique montrant la position des coupes réalisées pour la compréhension de la géométrie du bassin de Tébessa.	26
Fig. 14	Coupe Géologie C12.C13	27
Fig. 15	Coupe Géologie C14	28
Fig. 16	Coupe Géologie C15. C16	29
Fig. 17	Coupe Géologie C17 (même légende de C14, Fig. 13. A : d'après O.R .G.M.). C18. C19.	31
Fig. 18	Coupe Géologie C20. C21. C22.C23	33
Fig. 19	Coupe Géologie C24. C25. C26. (Même légende de Fig. 18)	35
Fig. 20	Carte de répartition des différentes Unités structurales majeures de l'Atlas	39

	Nord-Africain (Boccaletti & al. 1985).	
Fig. 21	Carte géologique des confins Algéro-tunisiens	41
Fig. 22	Carte synthétique des grands ensembles structuraux du domaine méditerranéen montrant la localisation des fronts de chevauchements des Maghrébides (Roure et al. 2012).	42
Fig. 23	Carte structurale de la Tunisie et l'Est Algérien, montrant le Domaine de distribution des fossés d'effondrements. (Zargouni, 1985).	45
Fig. 24	Cadre structural actuel et récent des fossés de l'Atlas Algéro-tunisien dans le contexte géodynamique de la Méditerranée central.	46
Fig. 24.a	Evolution géodynamique de l'extrême Est Algérien et la Tunisie depuis l'Aquitaniens jusqu'au Quaternaire	47
Fig. 25	Ouverture de bassins en pull-apart : fossés de Kasserine-Foussana, Tébessa et Taraguel	51
Fig. 25.a	Localisation géographique du fossé de Tébessa-Foussana.	51
Fig. 26	localisation général et partiel du fossé d'effondrement de Tébessa-Foussana	52
Fig. 27	Carte topo-structural du fossé d'effondrement de Tébessa-Foussana	53
Fig. 28	Blochypothétique « 3D » sur le fossé de Tébessa	54
Fig. 29	Carte géologie de Tébessa	54
Fig. 30	Coupe Schématique de l'effondrement du plain de Tébessa.	55
Fig. 30.a	Vue panoramique de l'effondrement de Tébessa Dj Mizeb, Dj Doukkane, Dj Mestiri (Sud -West de la zone d'étude)	55
Fig. 30.b	Vue panoramique de l'effondrement de Tébessa Dj Dyr (Nord -Est de la zone d'étude)	56
Fig. 31	04 Photo montrant les Karsts au niveau de Dj Tenoukla, Dj Ozmor, Dj Boudrias	57
Fig. 32	Carte géologie Sud Morsott	58
Fig. 33	Photo 03D satellitaire montrant les formations essentielle de l'effondrement de Morsott et Sud Morsott	59
Fig. 34	05 Photo montrant les Karsts au niveau de djebel Dyr	60
Fig. 35	Photo 3D satellitaire montrant le mini graben de Hammamet	61
Fig. 36	carte morpho-structural de l'effondrement d'Hammamet	62
Fig. 37	Photo 3D satellitaire et numérique montrant l'effondrement de Hammamet	62
Fig. 38	Vue panoramique des mouvements tectoniques de Dj. Es Senn et Dj Troubia	64
Fig. 39	Photo 3D satellitaire montrant la localisation de deux grottes de El' Hammamet.	64
Fig. 40	Photo montrant la localisation de la grotte de Bouaakous.	65
Fig. 41	Photo montrant la localisation de la grotte de El' Hammamet.	65
Fig. 42	Photo montrant les Karsts au niveau de djebel Es Senn	66
Fig. 43	02 Photo 3D satellitaire montrant le développement de diaclase dans Dj. Essenn	66

Fig. 44	Schéma structural du fossé d'effondrement de Foussana	68
Fig. 45	Architecture du Djebel Chambi à l'Aptien inférieur	69
Fig. 46	Schéma Structural de la région de Kasserine et Foussana	70
Fig. 46.a	Coupe géologique simplifiée du plain du Foussana et le fossé de Kasserine	71
Fig.47	Bloc-diagramme montrant les relations, avant la discordance miocène, entre les divers Comportements plissés de la région de kasserine (l'Eocène continental, de part et d'autre du Chambi, n'est pas représenté)	71
Fig.48	Bloc diagramme schématisé de la zone de l'anticlinal de Djebel Chambi. D'après Hervé et al, 1986 ; Chihi et al, 1992	72
Fig.49	Fossé de Foussana et les différents plis associés.	72
Fig.50	Schéma structurale montrant la répartition des plis, des fossés et des Terminaisons en rameaux associés au décrochement dextre de Kasserine.	73
Fig. 51	Bloc hypothétique « 3D » sur le fossé de Foussana	74
Fig. 52	Schéma Montrant l'évolution structural du bassin de Foussana	75
Fig. 53	Photo montrant les Karsts au niveau de Djebel Lajred	75
Fig.54	Abaque d'indice d'aridité	80
Fig.55	Variation des Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Tébessa la période (1985-1986 à 2009 -2010)	83
Fig.56	Variation des Précipitations moyennes mensuelles pour la station d'Hammamet la période (1985-1986 à 2009 -2010)	84
Fig.57	Variation des Précipitations moyennes mensuelles pour la station d'Ain Kissa la période (1980 - 1981 à 2014 -2015)	84
Fig. 58	Variation des Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Foussana la période (1985-1986 à 2009 -2010)	85
Fig. 59	Variation interannuelles des précipitations pour la station de Tébessa la période (1980-1981 à 2015 -2016)	86
Fig. 59.a	Variation interannuelles des précipitations pour la station de Hammamet la période (1980-1981 à 2015 -2016)	86
Fig.59.b	Variation interannuelles des précipitations pour la station d'Ain Kissa la période (1980 - 1981 à 2015 -2016)	87
Fig.59.c	Variation interannuelles des précipitations pour la station de Foussana la période (1980 - 1981 à 2015 -2016)	87
Fig.60	Répartition saisonnière des précipitations pour la station de Tébessa pour La période (1980-1981 à 2015 -2016)	88
Fig.60.a	Répartition saisonnière des précipitations pour la station de Hammamet pour La période (1980-1981 à 2015 -2016)	88
Fig.60.b	Répartition saisonnière des précipitations pour la station d'Ain Kissa pour La période (1980-1981 à 2015 -2016)	89
Fig.60.c	Répartition saisonnière des précipitations pour la station de Foussana pour La période (1980-1981 à 2015 -2016)	89
Fig. 61	Variation des Températures moyennes mensuelles pour la période (1980-81 à 2015 -2016)	91
Fig. 62	Variation des Températures moyennes mensuelles pour la période (1980-81 à 2015 -2016)	92

Fig. 63	Variation des Températures moyennes annuelles station de Tébessa pour la période (1980 – 2015)	92
Fig. 64	Variation des Températures moyennes annuelles station de Foussana pour la période (1980 – 2015)	93
Fig.65	Diagramme ombrothermique <station de Tébessa> (1980 à 2015)	94
Fig .65.a	Diagramme ombrothermique <station de Hammamet> (1980 à 2015)	94
Fig .65.b	Diagramme ombrothermique <station d'Ain Kissa> (1980 à 2015)	95
Fig.65.c	Diagramme ombrothermique <station de Foussana> (1980 à 2015)	95
Fig.66	Bilan hydrologique à la station de Tébessa par la méthode de Thornthwaite pour la période (1980-1981 à 2015 -2015)	98
Fig.66.a	Bilan hydrologique à la station d'Hammamet par la méthode de Thornthwaite pour la période (1980-1981 à 2015 -2015)	98
Fig.66.b	Bilan hydrologique à la station d'ain Kissa par la méthode de Thornthwaite pour la période (1980 - 1981 à 2015 -2015)	99
Fig.66.c	Bilan hydrologique à la station de Foussana par la méthode de Thornthwaite pour la période (1980-1981 à 2015 -2015)	99
Fig.67	Mesures gravimétriques suivant des profils (Giroux et Chouteau, 2008).	108
Fig.68	Les hétérogénéités dans le sous-sol sont sources de variations de la pesanteur (Dubois et Diamant, 2011).	108
Fig.69	Représentation d'une courbe de séparation de l'anomalie régionale et résiduelle (Kearey et al., 2002).	110
Fig.70	Signature géologique possible du gradient gravimétrique et du signal analytique correspondant de deux blocs de densité différente (Dubois et Diamant, 2011).	111
Fig.71	Localisation des maxima à partir des points d'intersection d'une grille 3*3 (Blakely et Simpson, 1986).	113
Fig.72	(a) Méthode du gradient horizontal; (b) analyse des pendages	114
Fig.73	Répartition de cartes gravimétriques de la zone d'étude.	116
Fig.74	Carte des anomalies de Bouguer complète de la région d'étude	117
Fig.75	Carte des anomalies de Bouguer complète de la région d'étude avec les axes des anomalies	118
Fig.76	Modèle 3D des anomalies de Bouguer complète de la région d'étude.	121
Fig.77	Carte de l'anomalie régionale de la région d'étude (polynomiale d'ordre 1).	122
Fig.78	Carte de l'anomalie régionale de la zone d'étude (polynomiale d'ordre 2).	123
Fig.79	Carte de l'anomalie régionale de la zone d'étude (polynomiale d'ordre3).	123
Fig.82	Superposition de la carte des anomalies Bouguer avec les structures géologiques de la zone d'étude.	125
Fig.83	Carte des valeurs du Tilt dérivative calculées à partir de la grille des données de champ gravimétrique de Bouguer.	128
Fig.84	Traçage des maxima locaux avec leurs sens de pendage déduit de la carte de la MGH du secteur d'étude.	131

Fig.85	Carte des solutions d'Euler superposée sur les contours d'iso-Gal de la carte des anomalies résiduelles avec un IS=0.	133
Fig.86	Carte des solutions d'Euler en 3D.	134
Fig.87	Carte de synthèse déduite des linéaments géologiques, des maxima locaux et des solutions eulérienne de la zone de Tébessa-Kasserine.	136
Fig.88	Carte des linéaments de la zone d'étude obtenue par superposition des différentes cartes déduites des filtrages gravimétriques.	138
Fig.89	Schéma conceptuel montrant l'acquisition par le média « eau » de l'information sur les paramètres de fonctionnement de l'aquifère et montrant également les méthodes permettant de retrouver ces facteurs à partir de l'analyse de l'eau à différents moments de son transit.	142
Fig.90	carte de localisation des calcaire Maastrichtien et éocène dans la région Nord de zone d'étude (Dj Dyr) (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	143
Fig.91	carte de densité - fracturation de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	144
Fig.92	les sources de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	145
Fig.93	Modelé 3D Karstique des calcaires éocène Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	146
Fig.94	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.)	149
Fig.95	Principaux secteurs de drainage définis sur la base des travaux sur terrain. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	151
Fig.96	les principales sources des calcaires Maastrichtien. A : Ain Gattmaya .B : Ain Guettar .C : Ain Gouraye .D : Ain Kissa. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	152
Fig.97	Coupe hydrogéologie sur les deux sources Ain Zerga et Kissa. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	153
Fig.97.a	carte de position d'Ain Kissa et le rôle de la fracturation et le contact marneux2016. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	154
Fig.97.b	Courbe de variabilité journalière des débits en fonction des précipitations. Ain Zerga. 2016 Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	156
Fig.98	Courbe de corrélation des débits en fonction des hauteurs. Ain Zerga 2016. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	157
Fig.98.a	Courbe de la relation entre les trois paramètres H , Q , P en fonction du temps. Ain Zerga.2016. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	159
Fig.99	Emplacements des jaugeages de J1 à J2. Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	160
Fig.99.a	les principaux sources dans la région ouest de la zone d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	160
Fig. 100	Représentation du débit dans un cours d'eau	161

Fig.101	A. Photo satellitaire de source youkous et la grotte de Bouakkous (09/01/2016-18h.03), A1. Dj bouakkous, B. Source youkous, B1. Source de la grotte de Bouakkous, C. Bloc hypothétique de milieu karstique de djebel Bouakkous avec représentation des zones d'alimentation à partir de la plaine de Tazbent, C1. Coupe hypothétique sur la grotte Bouakkous.	162
Fig. 101.a	Coupe hydrogéologie des sources Dj Bouakkous ouest de la zone d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	162
Fig. 102	Courbe de débit en fonction du temps. Oued Bouakkous (grotte).2016/2017. Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	163
Fig. 103	Courbes de tarage potentielles pour Oued Bouakkous (grotte).2016/2017. Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	164
Fig. 103.a	Modèle de la relation entre la grotte de Bouakkous et Oued Bouakkous. Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	164
Fig. 104	Distributions fréquentielles de la conductivité électrique pour plusieurs sources issues de la littérature. (A) Différents types de distribution fréquentielles rencontrées dans les aquifères . (B) Décomposition en distributions uni-modales d'une distribution fréquentielle multimodale de l'aquifère karstique d'Edwards au Texas .	165
Fig. 104.a	le multi paramètre pour faire les mesures des conductivités Oued Bouakkous (grotte). (Cycle 2016). Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	166
Fig. 104.b	Distribution des fréquences de la conductivité des eaux en provenance Oued Bouakkous (grotte). (Cycle 2016). Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	167
Fig. 105	Distribution fréquentielle de la température Oued Bouakkous (grotte) 0.1°C. (Cycle 2016). Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	167
Fig. 106	localisation des sources dans les calcaires Maastrichtien Dj Gaâga, Dj Troubia ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	168
Fig. 106.a	les principales sources des calcaires Maastrichtien. A : Ain Gaâga .B : Ain Troubia. C : Ain Moustafa .D : Ain Serdiess. Dj Gaâga, Dj Troubia ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	168
Fig. 107	Système de fonctionnement dans les calcaires Maastrichtien Dj Gaâga, Ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	169
Fig. 108	Courbes des temps en fonction des débits et la précipitation journalière.2016.Ain Gaâga Dj Gaâga, ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	170
Fig. 109	les principales sources des calcaires Maastrichtien. A : Ain Zueguigue et Ain Saboun. B : Ain Megalib. C : Ain Djedour .D : Ain Sari. E : Ain Ksar ebinet. F : Ain el Annba. G : Ain Belgaid. Dj Mestiri et Doukkane ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	171
Fig. 110	carte des positions des sources. Dj Mestiri et Doukkane ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	172

Fig. 110.a	coupe hydrogéologie sur les postions de deux sources Ain Djedour, Ain Megalib. Dj Mestiri et Doukkane ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie)	172
Fig. 111	Lapiaz à le fait des racines des arbres Dj Doukkane ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	173
Fig. 112	Représentation schématique des Systèmes annexes au drainage (SAD) et de leurs relations hydrauliques avec un conduit (drain)	175
Fig. 113	Courbes des temps en fonction des débits et la précipitation journalière.2016. Djedour Dj Doukkane, West de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	175
Fig. 114	carte des positions des sources. Dj Mizeb, Dj Tenoukla, Dj Bou Roumane et Dj Boudraies Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	176
Fig. 114.a	les principales sources du complexe Dj Mizeb Dj Tenoukla, Dj Bou Roumane, Dj Boudriaes. A : Ain Manssoura(frontière Algéro-tunisienne). B : Ain el Mizeb. C : Ain Kamouge . D : Ain Kourbil. E : Ain Salhi. F : Ain Elkrma. Dj el Mizeb, Dj Tenoukla, Dj Bou Roumane et Dj Boudraies Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	177
Fig. 114.b	les trois types de sources A : Dj Mizeb, Dj Bou Roumane. B : Dj Tenoukla, Dj Bou Roumane, C : Dj Boudraies. Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	177
Fig. 115	la source et la grotte Elkrma Dj Tenoukla. Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	179
Fig. 115.a	le phénomène de vidange d'exutoire de la source Manssoura Dj Boudraies. (Frontière Algéro-tunisienne)Sud de la région d'étude	179
Fig. 116	Les principales sources du complexe Dj Sammama Dj Chambi, Dj Lajred. A : Source thermal Boulaâba B : Ain Lajred N°01 et N°02. Sud et Est de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	180
Fig. 117	Esquisse de la carte piézométrique de la nappe aptienne . Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	183
Fig. 118	Complexe thermale Sidi Boulaâba Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	184
Fig. 119	Résultats de l'essai de pompage au niveau du forage Boulaâba Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	185
Fig. 120	Organisation spatiale d'un aquifère karstique	186
Fig. 121	Courbes des débits en fonction des temps.2016. Dj lajred, Est de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	187
Fig. 122	Courbes des variations de débit fonction des altitudes 2016. De la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	188
Fig. 123	Carte de localisation des forages en fonction de leur altitude de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	188
Fig. 123.a	Carte lithologique sur la base des données des forages de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	189

Fig. 124	Coupe A.A' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)	190
Fig. 125	Coupe B.B' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)	190
Fig. 126	Coupe C.C' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)	191
Fig. 127	Coupe D.D' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)	191
Fig. 128	Coupe E.E' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)	192
Fig. 129	Coupe F.F' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)	192
Fig.130	Coupe F.F' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)	193
Fig.131	Coupe lithologique F.F' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)	193
Fig.132	Coupe M.M' de corrélation des données des forages de la région de Kasserine (Tunisie)	194
Fig.133	Coupe N.N' et 02 de corrélation des données des forages de la région de Kasserine (Tunisie)	196
Fig.134	Situation de la région de Tébessa - Kasserine (Foussana) (cadre rouge) dans les affleurements (en bleu foncé) de carbonates circumméditerranéens.	200
Fig.135	Simulation des directions d'écoulements du bassin hydrogéologique de Mammoth Cave, utilisant un milieu poreux équivalent, versus les directions d'écoulements réelles .	202
Fig.136	Représentations des modalités de recharge dans un aquifère carbonaté karstique. (a) Schéma de la zone non-saturée du karst de Mendip Hills en Angleterre, (b) Modèle de la même zone non-saturée basé sur l'intensité de la fracturation, K est un index perméabilité et SY un index du coefficient d'emménagement, (c) variabilité des débits d'écoulement dans cette zone non -saturée.	203
Fig.137	Classification conceptuelle des aquifères karstiques selon (A) les vecteurs de l'écoulement et (B) leur régime d'écoulement dominant présumé.	205
Fig.138	Classification des réservoirs fracturés selon leur proportion de perméabilité dans la matrice et les fractures, en fonction de la proportion de porosité dans la matrice et les fractures.	206
Fig.139	Schéma conceptuel du fonctionnement d'un aquifère karstique.	207
Fig.140	Double perméabilité du milieu fracturé ou fissuré .	208
Fig.141	Représentation schématique des systèmes karstique unaire et binaire	211
Fig.142	Organisation du drainage en système vauclusien et jurassien	211
Fig.143	Formes karstiques de surface de l'Unité du Tébessa et Foussana. (A) Vue de l'Oued Bouaakous. (B) Erosion en aiguilles dans le massif dolomitique du Dj Lajred. (C) Lapiez dans les calcaires du Crétacé inférieur du flanc Ouest DE Tébessa. Dj Essen. (D) la zone d'alimentation de la plain(Tébessa). (E) Doline située à l'Ouest de Tébessa-Dj Ennba. (F) Doline située au Nord de Tébessa-Dj Dyr. (G) la recharge directe des calcaire vers la plain .Dj Bouaakous	213

Fig.144	Typologie des cavités karstiques de l'Unité du Beausset. (1) Formes karstiques perficielles, type aven d'effondrement. (2) Avens. (3) Réseaux étagés à dominante horizontale. (4) Réseaux horizontaux. (5) Réseaux actifs.	214
Fig.145	Les différents zones des karsts dans la région de Tébessa -Foussana	214
Fig.146	Position de la Grotte de Bouakkous par rapport à la morphologie générale de la région de Bouakkous, Tébessa, Algérie(zone A)	215
Fig.147	Carte morphologique de l'axe principal de la grotte de Bouakkous, Tébessa, Algérie	216
Fig.148	Schéma géomorphologique de la région de Bouakkous Montre les zones d'alimentations de la Grotte de Bouakkous Tébessa, Algérie (zone A)	218
Fig.149	Illustration de formes karstiques souterraines de la région de Tébessa (zone A) . A : Karstification horizontale selon des plans de stratifications et de fracturations dans la grotte de Bouakkous. B : grotte Dj Tenoukla. C : les stalactites et stalagmites dans la grotte Dj Tenoukla. D :Grotte de l'Hammamet. D : les stalactites et stalagmites dans la grotte de l'Hammamet.	218
Fig.150	Bloc diagramme d'alimentation de système Karstique de la région de Tébessa .Dj Dyr (zone B) . A : Zone de recharge B : Zone de décharge	220
Fig.151	Illustration de formes karstiques souterraines et de surface dans la région de Tébessa .Dj Dyr (zone B) . A : Karstification horizontale selon des plans de stratifications et de fracturations dans les calcaire éocène B : développement Karstiques dans les calcaire éocène. C : développement Karstiques dans les calcaire Maastrichtien région de Kissa Dj Dyr (zone B)	220
Fig.152	Illustration de formes karstiques souterraines et de surface en contact avec les sable Miocène dans la région Kasserine -Foussana .Dj Semmama (zone c)	221
Fig.152.b	Coupe schématique de la formes karstiques souterraines et de surface en contact avec les sable Miocène dans la région Kasserine -Foussana .Dj Semmama (zone c)	222
Fig.153	Illustration de formes karstiques souterraines et de surface dans la région Kasserine -Foussana. Dj Chambi (zone c)	222
Fig.154	Illustration de formes karstiques souterraines et de surface dans la région Kasserine -Foussana. Dj berno (zone c)	223
Fig.155	Illustration de formes karstiques souterraines et de surface dans la région Kasserine -Foussana.Dj Lajred (zone c)	223
Fig.156	Carte de localisation des points d'eaux du bassin de Tébessa -Foussana (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	224
Fig.157	Répartition de la concentration en Ph (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	225
Fig.157.a	coupe sur la carte de concentration en Ph en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	226
Fig.158	Répartition de la concentration en pCO ₂ (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	227
Fig.159	Répartition de la concentration en CE (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	227
Fig.159.a	coupe KK' et K''K''' sur la carte de concentration en CE (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	228

Fig.160	Répartition de la concentration en RS (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	228
Fig.160.a	coupe sur la carte de concentration en RS en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	229
Fig.161	Répartition de la concentration en Ca^{2+} (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	230
Fig.161.a	coupe sur la carte de concentration en Ca^{2+} en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	230
Fig.162	Répartition de la concentration en Mg^{2+} (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	231
Fig.162.a	coupe sur la carte de concentration en Mg^{2+} en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	231
Fig.163	Répartition de la concentration en Hco_3^- (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	232
Fig.163.a	coupe sur la carte de concentration en Hco_3^- en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	233
Fig.164	Répartition de la concentration en Na+K (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	234
Fig.164.a	coupe sur la carte de concentration en Na+K en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	234
Fig.165	affleurement des gypses dans les marnes campanien Dj Troubia (Tébessa. Algérie)	235
Fig.165.a	Répartition de la concentration en So_4^{2-} (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	235
Fig.165.b	coupe sur la carte de concentration en So_4^{2-} en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	235
Fig.166	Répartition de la concentration en Cl^- (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	236
Fig.166.a	coupe sur la carte de concentration en Cl^- en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	236
Fig.167	Diagramme de Piper: les faciès géochimique des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	238
Fig.168	Diagramme de Durov pour les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	239
Fig.169	Diagramme de Van Wirdum pour les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	240
Fig. 170	Diagramme de SCHOELLER-BERKALLOF pour les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	241
Fig. 171	Diagramme de STIFF pour les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	242
Fig. 172	Relation entre les éléments majeurs, le résidu sec, pco2et ph dans les réservoirs carbonatés karstiques(Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	246
Fig. 172.a	Diagramme de Gibbs pour les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	247
Fig. 173	Indices de saturation et le rapport Dolomite/ Calcite dans les réservoirs carbonatés karstiques(Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	248
Fig. 174	Indices Histogramme des valeurs propres et variabilité cumulées	249

Fig. 175	Analyse en composante principale des eaux des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	250
Fig. 176	Carte de préférence dominantes des eaux des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	250
Fig. 177	Modalités du traçage naturel en isotopes stables	257
Fig. 178	Représentation graphique du deutérium en fonction de l'oxygène 18 des eaux des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	260
Fig. 178.a	droite altitude en fonction ($\delta^{18}\text{O}$) des eaux des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	261
Fig.179	Relation entre les éléments majeurs, dans les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	264
Fig.179.a	Relation entre les éléments Mg et Ca, avec l'attitude et EC dans les réservoirs carbonatés karstiques(Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	264
Fig.179.b	Relation entre les éléments CE, avec l'attitude et $\delta^{18}\text{O}$ dans les réservoirs carbonatés karstiques(Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	264
Fig. 180	model de fonctionnement des réservoirs carbonatés karstiques et la relation du chimisme (Tébessa- Algérie.)	266
Fig. 181	model de fonctionnement thermal des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	269
Fig. 182	Application de la méthode IIRG aux eaux thermales de la source Boulaâba (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	270
Fig. 183	Diagramme triangulaire Cl-SO ₄ -HCO ₃ appliqué aux eaux thermales de la région	271
Fig. 183.a	Diagramme triangulaire Na-K-Mg appliqué aux eaux thermales de Boulaâba	271
Fig. 184	Principe de base de la télédétection	275
Fig. 185	Les sept étapes de la télédétection	276
Fig. 186	Représentation de l'onde électromagnétique.	278
Fig. 187	Détails des domaines spectraux	278
Fig. 188	Signature spectrale de certains éléments.	280
Fig. 189	Interface du logiciel SNAP. La scène est composée de 13 bandes (Le visible, RVB à 10mètre de résolution). (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	281
Fig. 190	Image sentinel.2, composition en couleur naturelle RVB (432), De la région d'étude. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	282
Fig. 191	corrélations entre les matrices des six bandes 1, 2, 3, 4 ,5 et 7 (correspondant aux méta-bandes et des écarts types standards absolus (Stdev). (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	283
Fig. 192	Image sentinel.2 en mode RGB après diverses Combinaisons. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	287
Fig. 193	Boites de dialogue montrant les étapes à effectuer pour obtenir une ACP Sous ENVI 5.2.	288

Fig. 194	Image des composantes principales PCA, 13 Bands (RGB: PCA1, PCA2, PCA3).. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	289
Fig. 195	Image des composantes principales PCA, le visible (RGB: PCA1, PCA2, PCA3). (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	290
Fig. 196	Boîtes de dialogue montrant les étapes à effectuer pour obtenir les bands ratios Sous ENVI 5.2	290
Fig. 197	Image RVB obtenue avec les néobandes générées par les rapports 12/4 11/3 et 8/4 (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	291
Fig. 198	Image RVB obtenue avec les néobandes générées par les rapports 11/12 11/2 et 8/2 (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	291
Fig. 199	Image RVB obtenue avec les néobandes générées par les rapports 8/3 11/8 et 12/11(Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	292
Fig. 200	Image RVB obtenue avec les néobandes générées par les rapports 11/4 8/3 et 4/2 (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	292
Fig. 201	Boîtes de dialogue montrant les étapes à effectuer pour obtenir Les filtres directionnels sous ENVI	293
Fig. 202	Filtres directionnels 0°. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	294
Fig. 203	Filtres directionnels 45°. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	294
Fig. 204	Filtres directionnels 90°. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	295
Fig. 205	Filtres directionnels 180°. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	295
Fig. 206	Démarche suivi au cours de ce travail.	296
Fig. 207	Discrimination lithologique de grands ensembles avec les fausses couleurs – marron.321- (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	298
Fig. 208	Discrimination lithologique de grands ensembles avec les couleurs détecté.731 (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	298
Fig. 209	Carte linéamentaire superposé sur un font de filtres directionnels 0° (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	301
Fig. 210	Rosace des divers filtres directionnels appliqués de la région d'étude. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	301
Fig. 211	La forme du géomodèle. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie)	305
Fig. 212	Méthodologie générale de construction d'un géomodèle 2D/3D Hydrostructural par l'intégration de données d'affleurement, de coupes géologiques, géochimie et de données Hydrogéologie	306
Fig. 213	les cinq grands horizons aquifères dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.).	308
Fig. 214	Les horizons aquifères modélisés par ordre stratigraphique Dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	308
Fig. 215	Les séries des failles choisies pour être modélisées Dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie)	309
Fig. 216	carte base de données pendages dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	310
Fig. 217	les ensembles des forages (120) 3D dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	311
Fig. 217.a	les coupes N-S sur la carte des forages (120) dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	312

Fig. 217.b	les coupes N-S sur la carte des forages (120) dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	313
Fig. 218	Modèle numérique de terrain de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	315
Fig. 219	Localisation des coupes structurales construites pour l'établissement du géomodèle 3D de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	316
Fig. 219.a	Les Coupes structurales transverse la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	320
Fig. 220	Données d'origine du géomodèle 2D/3D	321
Fig. 221	Géométrie de l'objet Voxet.	323
Fig. 222	Notion de voisinage pour un "Voxel".	324
Fig. 223	model 3D de superposition de la carte isobathe et réseau des failles avec MNT 3D. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	325
Fig. 224	Cartes de profondeur des horizons aquifères - Crétacé inférieur- modélisés. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)	326
Fig. 224.a	Cartes de profondeur des horizons aquifères - Crétacé supérieur - modélisés. Avec la carte piézométrique (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie)	327

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE	
Problématique.....	
Raisons du choix de sujet de thèse et de la zone d'étude	

PARTIE I

Généralité et Géologie et analyse verticale du relief

Chapitre I

Cadre Général

I. Généralité	1
1- Aperçu historique	2
2- situation géographique.....	2
3- Aperçu socioéconomique.	3
4- Forêts.....	3

Chapitre II

Géologie et analyse verticale du relief

1- Aperçu stratigraphiques et paléogéographique	5
1-1 Présentation de la série stratigraphique	5
1.1.1 Introduction.	5
1.1.2Mésozoïque.....	6
1.1.2.1Trias.....	6
1.1.2.2 Jurassique	9
1.1.2.3 Crétacé.....	9
1.1.2.3.1 Crétacé inférieur	9
• Hauterivien	9
• Le Barrémien	9
• Aptien	10
- L'Aptien marneux :.....	11
- L'Aptien calcaire:.....	12
- Le Clansayésien:.....	12
1.1.2.3.2 Crétacé Supérieur	12
Albien	12
• Le Vraconien.....	13
• Le Cénomaniens	13
• Le Turonien	13
• Le Coniacien	14
• Le Santonien	15
• Le Campanien.....	15
• L'Emschérien.....	15
• Le Maastrichtien	15

1.1.3 Cénozoïque	16
• Paléocène	16
• L'Éocène	17
• Le Miocène	17
• Les formations quaternaires	17
2- analyse verticale du relief	18
2-1 bassins de Foussana (Tunisie)	18
• Zone centrale : Coupes géologiques (C1, C2, C3 et C4)	20
• Zone Nord (Bled Zelfane ; Coupes géologiques C2, C4, C8 et C9).....	20
• Zone Sud : Coupes géologiques (C1, C3, C5 et C11)	21
• Zone Ouest: Coupes géologiques (C5 et C6)	22
• Zone Est: Coupes géologiques (C7, C10 et C11)	22
2-2 bassins de Tébessa (Algérie).....	26
• La coupe C12. C13	27
• La coupe C14	28
• La coupe C15. C16	29
• La coupe C17. C18. C19.....	30
• La coupe C20. C21. C22. C23.....	31
• La coupe C24. C25. C26.....	34
3- Conclusion.....	35

PARTIE II

Chapitre III

Evolution du relief structural

1. Introduction :.....	38
2. Localisation géographique.....	38
3. Les grands traits de la géologie des Monts de Tébessa - Foussana (Kasserine).	39
3.1. La subsidence.....	39
3.2. Le diapirisme triasique.	40
3.3. Le plissement de la région.	41
4. Evolution géodynamique de l'avant pays de la chaîne alpine:	41
4.1. Dynamique des grabens Algéro-Tunisiens.....	42
• Aquitanien –Tortonien :	42
• Tortonien- Messinien :	42
• Plio- Villafranchien :	43
• Quaternaire récent :	43
4.2 Les grabens de la Mer Pélagienne.	43
• La période du Miocène inférieur :	44
• La période du Miocène supérieur- Pliocène.	44
• La période Quaternaire :	44
4.3 Dynamique des grabens de L'Atlas central.	44
4.4. Fossé d'effondrement.....	45
4.4.1 Mécanismes d'ouverture et de mise en place des fossés d'effondrements dans ...	47

l'Atlas Algéro-tunisien :	
a. Ouverture au Plio-Quaternaire	47
b. Ouverture au Miocène inférieur et moyen	48
4.4.2 Le fossé d'effondrement de Tébessa(Algérie) et Foussana (Kasserine-Tunisie) ..	52
A. Le fossé d'effondrement de Tébessa(Algérie).....	53
• La karstification.	56
B. Le fossé d'effondrement de Morsott (Tébessa .Algérie).	57
• Les massifs montagneux.	58
• Les éboulis.....	59
• Les glaciers.	60
• La karstification.	60
c. Le fossé d'effondrement d'Hammamet (Tébessa .Algérie).	61
• Les glaciers.	62
• Les cônes de déjection.	63
• Les mouvements de masses.....	63
• La karstification.	64
• Les diaclases.....	66
d- Le fossé d'effondrement de Foussana (Kasserine-Tunisie).	67
• La karstification.	45
4- Conclusion.....	75

PARTIE III

Climatologie et Contribution de l'approche gravimétrique

Chapitre IV

Hydroclimatologie

1. Introduction	79
1.1- Répartition des stations métrologique dans la région d'étude.....	79
1.2 Indice d'aridité (Indice De Martonne)	79
1.3. Continentalité pluviale moyenne.....	81
• Calcul des coefficients pluviométriques	81
A- Coefficient pluviométrique de la région Tébessa	81
B - Coefficient pluviométrique de la région d'El Hammamet	82
C- Coefficient pluviométrique de la région d'Ain Kissa.....	82
D- Coefficient pluviométrique de la région de Foussana.....	82
I. Facteurs climatiques	82
2.1La précipitation	83
2.1.1 Variations moyennes mensuelles des précipitations	83
2.1.2 Variations interannuelles des précipitations	85
2.1.3 Répartition saisonnière des précipitations	87
2.2 L'humidité	90
2.3 Le vent	90
2.4 La neige	90
2.5 La température	90
2.5.1 Température moyenne mensuelle	91

2.5.2	Température moyenne annuelle	92
3.	Caractérisation du climat	93
3.1	Diagramme Ombrothermique sur une période de 35 ans	93
4.	Bilan hydrologique et ses composantes	96
4.1	L'évapotranspiration	96
4.1.1	L'évapotranspiration potentielle(ETP)	96
4.1.2	L'évapotranspiration réelle (ETR)	97
4.2	Estimation des réserves facilement utilisées R.F.U	97
5.	Les principaux facteurs de l'évapotranspiration	104
5.1	Les facteurs physiques	104
5.2	Les facteurs géographiques	104
5.3	Les facteurs biologiques :	104
6.	Interprétation du Bilan hydrique	104
7.	Conclusion	104

Chapitre V

Contribution de l'approche gravimétrique

1-	INTRODUCTION	106
2-	DÉFINITIONS ET PRINCIPES	106
•	Définition.....	107
•	Principe	107
•	Mise en oeuvre	107
•	Instrumentation	108
•	Anomalie de Bouguer	109
3-	TRAITEMENTS DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES	109
A-	Techniques d'interprétation qualitative des données gravimétriques	109
1-	Séparation des anomalies	109
2-	Prolongement.....	110
a-	Prolongement vers le haut (filtre passe haut)	110
b-	Prolongement vers le bas	111
3-	Dérivées	111
a-	Dérivées horizontales	111
b-	Dérivée verticale	112
4-	Magnitude du Gradient Horizontal (MGH)	112
5-	Traçage des maxima	112

6-	Traçage Des MGH couplé au prolongement vers le haut.....	113
B-	Technique d'interprétation quantitative des données gravimétriques.....	114
1-	Déconvolution d'Euler	114
2-	Le signal analytique:	115
4-	Analyse Des Et Interprétation Des Données Gravimétriques	115
1-	Données gravimétriques du secteur d'étude.....	115
2-	La carte des anomalies de Bouguer complète	116
3-	Les cartes des polynômes.....	122
4-	Carte d'anomalie régionale	124
5-	Relation des anomalies résiduelles - géologie.....	124
5-	Interprétation Qualitative Des Données Gravimétriques	124
1-	Traçage des maxima de la Magnitude du Gradient Horizontal(MGH).....	129
6-	Nterprétation Quantitative Des Données Gravimétriques.....	132
1-	Déconvolution d'Euler	132
2-	Analyse et interprétation des lineaments	135
7-	CONCLUSIONS	139

PARTIEIV
Chapitre VI

Hydrogéologie et géométrie de la nappe fissurée

1-	Introduction	141
2-	Identification hydrogéologiques des sources étudiées.....	142
2-1	Identification hydrogéologiques des sources des calcaires.....	143
	écène et Maastrichtien du complexe Dj Dyr.	143
a-	les formations perméables	143
b-	les formations imperméables :	143
2-1-1.	l'aquifère des calcaires éocènes fissures	144
a-	Condition hydrogéologiques d'émergence des sources :	146
•	Première Famille :	146
•	Deuxième Famille :	147
•	Troisième Famille :	147
b-	Ecoulement des sources et leur variabilité	147
b.1-	Méthode de jaugeage au moulinet.....	147
b.2-	Méthode de jaugeage par flotteur	148
b.3-	Méthode de jaugeage par déversoir	148
c-	Variabilité spatiale	148
a-	Variabilité spatio-temporelle des débits instantanés hebdomadaires	149
2-1-2.	l'aquifère des calcaires Maastrichtien fissures	151
a-	Condition hydrogéologiques d'émergence des sources :	153
b-	Variabilité de l'écoulement des sources :	155
c-	Variabilité spatiale :	155
d-	Variabilité spatio-temporel des débits instantanés hebdomadaires :	156
•	Variabilité journalière de l'écoulement de la source d'Ain Zerga :	156

2-2. Identification hydrogéologiques des sources des calcaires Maastrichtien	
De l'ensemble Dj Bouakkous Dj Troubia, Dj Doukkane, Dj Mestiri.	159
a- Introduction	159
a-1. Les débits et les campagnes de jaugeage	160
b- Identification hydrogéologiques d'oued Bouakkous et la source Youkous	161
b-1. Les campagnes de jaugeage sur d'oued Bouakkous (grotte)	162
b-2 courbe débit en fonction du temps	163
b-3 courbe de tarage.....	163
b-3 Distribution des fréquences de conductivité (Approche d'hydrochimique)	164
b-4 Distribution fréquentielle de la température	167
c- identification hydrogéologiques des sources Dj Gaâga et Dj Troubia	168
c-1. Courbe des débits en fonction des précipitations.	170
d- identification hydrogéologiques des sources Dj Mestiri et Dj Doukkane	171
d-1. Le mécanisme de drainage et du stockage de Dj Doukkane et Dj Mestiri	174
d-2. courbe des débits en fonction des précipitations.....	175
2-3. Identification hydrogéologiques des sources du complexe Dj el Mizeb Dj Tenoukla, Dj Bou Roumane, Dj Boudriaes.....	176
a- identification hydrogéologiques des sources du complexe.....	176
2-3. Identification hydrogéologiques des sources du complexe Dj Chambi Dj Sammama, Dj Lajred.	179
a- Identification hydrogéologiques de la source thermale Boulaâba (Dj Chambi.Dj Sammama).	180
• Cadre hydrogéothermique de la région de sidi Boulaâba	180
• Caractérisation hydrogéothermique :	181
• Les conductions hydrogéologiques	184
b- Identification hydrogéologiques des sources AinKhamouda, Ain Trabe, Ain Lajred N°01, Lajred N°01, Aïn Settara et Ain Dechra (Dj Sammam, Dj Lajred	
c- Dj Bireno).....	186
b-1 Courbe des débits en période de crue en fonction du temps.....	187
3- Variations en fonction du débit des sources.....	187
4- Approche de la géométrie du bassin à partir des données des forages.	188
4-1. les forages d'eau :	188
4-1-1. Le système aquifère de la zone de Tébessa sous la corrélation des coupes des forages.	189
4-1-2. Le système aquifère de la zone de Foussana (Kasserine) sous la corrélation des coupes des forages.	193
5- Conclusion	197

PARTIE V

Chapitre VII

géochimie-isotopique des aquifères Karstiques

1- Aperçu sur les concepts de base et sur la représentation de l'aquifère carbonaté (fissuré) karstique.....	200
1-1 Caractéristiques des aquifères carbonatés karstiques.....	201

1.1.1 Les aquifères carbonatés	201
1.1.2 Définition et particularités des aquifères karstiques	201
1.1.3 Fonctionnement des aquifères carbonatés karstiques	202
• Recharge.....	202
• Ecoulement et stockage.....	204
• Synthèse du fonctionnement et ressources.....	206
• La double perméabilité	208
2- Méthodologie	209
3- Les différents types de karsts.....	210
4 -Contexte karstologique de la région d'étude (Tébessa-Foussana)	211
4-1 Le karst de surface.....	211
4-2 L'endokarst de la région	213
5 -Etude géochimique et isotopique de la région d'étude (Tébessa-Foussana).....	224
5-1 Paramètres physico-chimiques:	225
5.1.1. La cartographie chimique	225
5.1.1.1. Le potentiel d'hydrogène (pH) :.....	225
5.1.1.2. La pression partielle en dioxyde de carbone (pCO ₂):	226
5.1.1.3.: La conductivité électrique(CE)	227
5.1.1.4.: Résidu sec (RS) :.....	228
5.1.1.5.: Calcium (Ca ²⁺) :	229
5.1.1.6.: Magnésium (Mg ²⁺) :	230
5.1.1.7.: Bicarbonates HCO ₃ ⁻ :	232
5.1.1.8.: Sodium et Le potassium (Na ⁺ , K):	233
5.1.1.9.: Sulfate So ₄ ²⁻ :	234
5.1.1.10.: Les chlorures Cl ⁻ :	236
5.1.2. Les faciès chimiques :.....	237
• Interprétation par le diagramme de PIPER.	237
• Interprétation par le diagramme de Durov.	238
• Interprétation par le diagramme de Van Wirdum..	240
• Interprétation par le diagramme de SCHOELLER-BERKALLOF.....	240
• Interprétation par le diagramme de STIFF.....	242
• Interprétation par le diagramme de binaires (Corrélation inter-éléments).	243
5.1.3. Origine de la minéralisation:.....	244
5.1.4. Indices de saturation :.....	247
5.1.5. Analyse en Composantes Principales (ACP) :	248
5-2. Apports des isotopes stables de l'eau, δ ¹⁸ O et δ ² H:.....	251
• Les isotopes stables dans les précipitations.....	251
• L'identification de l'origine des eaux souterraines, de leurs mélanges et des causes de leur salinité.....	251
• L'estimation du temps de séjours hydrogéologique.....	252
A- Les isotopes stables utilisés	253
• Variation de la composition isotopique moyenne des eaux	253

B- Caractéristiques du signal « ENTREE ».....	254
C- Fractionnement et enrichissement isotopique:	255
D- Principe de traçage des eaux naturelles par le couple $^2\text{H}/^{18}\text{O}$:.....	255
• Phénomène de la condensation :	256
• Phénomène d'évaporation :.....	257
• Autres réactions d'échanges :	258
E- Echantillonnage et analyses :	258
E-1- Origine et modes de recharge des eaux souterraines :.....	259
• Diagramme oxygène-18/deutérium	259
5-2. Modélisation de l'écoulement des eaux souterraines dans les aquifères fracturés	261
5-3. Système d'eau thermique :.....	266
• Origine de la chaleur.....	266
-Eaux juvéniles.....	266
-Réchauffement et minéralisation secondaires.....	266
a) Circulation profonde	266
b) Origine de la minéralisation	267
c) L'enrichissement en gaz	267
• Thermalisme de la région d'étude.....	268
• Géothermométrie Boulaâba	269
• Application de la géothermométrie.....	270
6- Conclusion.....	272

PARTIE VI

Approche de la télédétection et Application du SIG2D/3D

Chapitre VIII

Approche de la Télédétection

1- Généralités sur la télédétection.	275
1.1- Définition de la télédétection.	275
1.2- Principes de base de la télédétection.....	275
• La cible	275
• La source d'énergie	275
• Le vecteur	276
1.3- Les principales étapes de la télédétection.....	276
Source d'énergie ou d'illumination (A):	276
Rayonnement et atmosphère (B):	277
Interaction avec la cible (C):	277
Enregistrement de l'énergie par le capteur (D):	277
Transmission, réception et traitement (E):	277
Interprétation et analyse (F):	277
Application (G):	277
1.4- Les bases physiques de la télédétection	277
a- Le rayonnement électromagnétique	277
b- Le spectre électromagnétique.....	278

c-	Signatures spectrales.....	278
1.5-	Les résolutions	279
•	Résolution spatiale.....	279
•	Résolution spectrale	279
•	Résolution radiométrique	280
•	Résolution numérique	280
•	Résolution temporelle	280
2-	Données utilisées	281
2.1.	Le traitement de l'image sentinel2	283
2.2.	La composition colorée ou affichage en fausses couleurs	283
a.	Analyse en composantes principales <i>ACP</i>	288
•	Cartographie lithologique.....	289
b.	Band ratios (rapport de bandes)	290
c.	Les filtres directionnels	293
3.	Résultats et discussions (traitement de l'image satellitaire).....	295
•	Combinaisons.....	297
•	Bande Ratio.....	297
3.1.	La discrimination lithologique	298
3.2.	Carte linéamentaire.....	299
4.	Conclusion	302

Chapitre IX

Application du SIG 2D/3D

1-	Introduction	303
•	Méthodologie.....	304
1-	Construction des horizons	305
2-	Choix des horizons modélisés	307
3-	Choix des grands sérient des failles.	309
4-	Données d'entrée du géomodèle	310
•	Les pendages des formations carbonatés	310
•	Les forages	310
•	Les données cartographiques	314
•	Le modèle numérique de terrain (MNT).....	314
5-	Coupes structurales.....	316
•	Choix des tracés	316
•	Les coupes	317
6-	Modèle Hydrogéologie et géologique 2D/3D de Tébessa-Kasserine (Algérie-Tunisie).....	320
•	Le "VOXET"	322
-	Informations attachées aux nœuds d'un Voxet.....	323
-	Notion de voisinage dans une grille	324
-	Application.....	324
•	Cartes isobathes.....	325

• Volumes des couches	326
7- Conclusion.....	327

الملخص

يعد مستقبل الموارد المائية أحد المحاور الرئيسية من أهم أولويات الإدارة المستدامة لموارد المياه. في الواقع ، يرتبط الاختلاف في موارد المياه الجوفية ارتباطاً وثيقاً بالتقلبات في معدل إعادة التغذية الهيدروليكية ، بشكل أساسي من خلال تباين معدل هطول الأمطار من حيث المكان والزمان. وهذا يحدث إجهاداً مائياً وفجوة موسمية أوسنوية تتجلى في بعض الازمات المستقبلية بسبب الجفاف المحتمل لا سيما في المناطق القاحلة وشبه القاحلة بالإضافة الى تدهور جودة المياه.

كما يتميز الحوض الحدودي (تبيسة - القصرين / الجزائر - تونس) بمناخ شبه جاف يتسم بنظام غير منتظم لسقوط الأمطار مما يؤدي الى ندره في كمية الموارد المياه الجوفية. وقد يؤدي هذا الاختلال في ثبات معدل تساقط الامطار والاستغلال المفرط للمياه الجوفية إلى تدهور كمية و نوعية هذه المياه. كما ان استخدام الأسمدة الكيماوية للزراعة ومياه الصرف الصحي في المنطقة قد يؤثر تأثيراً كبيراً على مستودعات المياه الجوفية في التكوينات الكربوناتيّة التي تحوي كارسست الحوض الحدودي .

تتضمن هذه الدراسة عدة محاور بحثية هامة من أجل توصيف أفضل للحوض الحدودي الجزائري التونسي من الناحية الجيولوجية والهيدروديناميكية والجيوكيميائية والجيوفيزيائية (من خلال تحليل العناصر الرئيسية ، الاثار والنظائر).

إن الفهم الصحيح لنماذج الأداء الهيدروديناميكي والهيدروكيميائي لنظم طبقات المياه الجوفية الكارستية وتحديد المناطق الأكثر عرضة للتأثيرات البشرية. ولهذا الغرض ، فإن الدراسات الهيدرولوجية السطحية ، وعلم المناخ ، ونظم المعلومات الجغرافية ، وما إلى ذلك ، يمثل من الاهمية بما كان لما له من جدوى لا يمكن إنكارها في التنبؤ والتخطيط الامثل لاستغلال الثروه المائيه الجوفيه لمختلف الاغراض .

ويؤدي العرض الهندسي ثنائي وثلاثي الابعاد لمختلف الطبقات بخصائصها الجيولوجية والكارستولوجية ، إلى فتح الطريق لتغيير النطاق لتوصيف الخزان ككل ويعتمد هذا المنهج على رصد جميع البيانات السطحية والجوفية لتحديد السلوك الهيدروليكي للحوض واستهداف المجالات الأكثر ملاءمة لاستغلال الموارد الجديدة.

ان تحديد خصائص الخزان الجوفي بالطبقات الكربوناتيّة الكارستية في الحوض الحدودي (تبيسة- القصرين). من خلال الخرائط التي تم إنشاؤها باستخدام النماذج الجغرافية ثنائية / ثلاثية الأبعاد والنظم الاحصائيّة لقياس كميات المياه الجوفية ، مع دمج البيانات الثابتة والديناميكية للابار الموجوده استناداً إلى كفاة موارد الطبقة الحامله للمياه الجوفية في المنطقة.

مفتاح الكلمات: المياه الجوفية، الملوحة، الكارسست، GIS، الاحواض الحدودية (تبيسة. القصرين)

Résumé

Le devenir des ressources hydriques constitue l'un des axes majeurs de la réflexion sur la gestion durable de la ressource en eau. En effet, les variations des ressources en eaux souterraines sont étroitement liées aux fluctuations du taux de recharge hydraulique, assurée essentiellement par des précipitations contrastées dans l'espace et dans le temps. Ce qui crée un stress hydrique et un écart saisonnier et annuel qui se manifeste par un renforcement dans le futur par une sécheresse certaine surtout en région aride à semi aride avec une dégradation de la qualité des eaux.

Le bassin transfrontalier (Tébessa-Kasserine/ Algérie-Tunisie) est caractérisé par un climat semi aride avec un régime pluvial très irrégulier engendrant une certaine fragilité des ressources en eaux souterraines. Le déséquilibre hydrique et la surexploitation des eaux souterraines conduisent sans doute à la dégradation de la qualité de ces eaux. De plus l'utilisation des engrais chimiques pour l'agriculture et les eaux usées de la région affectent sensiblement les aquifères karstiques dans les formations carbonatées du bassin transfrontalier.

Cette étude comporte plusieurs axes de recherches, pour une meilleure caractérisation du bassin transfrontalier Algéro-Tunisien du point de vue géologique, hydrodynamique, géochimique (analyses des éléments majeurs, traces et isotopique) et géophysique.

Pour mieux comprendre les modèles de fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique de ces systèmes aquifères carbonatés karstiques et cerner les zones les plus vulnérables aux effets anthropiques. A cet objectif des études hydrologiques de surface, la climatologie, le SIG...etc sont d'une utilité incontestable.

La présentation géométrique des couches en 2D/3D, ainsi que leurs propriétés géologiques et karstologiques, ouvre la voie à un changement d'échelle pour caractériser le réservoir dans son ensemble. Cette approche lie les observations de surface et de subsurface pour définir le comportement hydraulique du bassin et cibler les intervalles les plus propices à l'exploitation de nouvelles ressources.

Pour caractériser le réservoir carbonaté karstique dans le bassin transfrontalier (Tébessa-Kasserine). Des cartes construites à l'aide du géomodèle 2D/3D et d'une approche paramétrique de qualité des aquifères, intégrant les données statiques et dynamiques des forages sur la base de potentialité des ressources aquifères de la région.

Mot clé : Les eaux souterraines, Salinité, Karst, GIS, bassin transfrontalier (Tébessa-Kasserine),

ABSTRACT

The future of water resources is one of the major axes of the reflection on the sustainable management of the water resource. In fact, variations in groundwater resources are closely related to fluctuations in the rate of hydraulic recharge, provided mainly by contrasting rainfall in space and time. This creates water stress and a seasonal and annual gap that manifests itself in a strengthening in the future by certain dryness especially in arid to semi-arid region with a degradation of water quality.

The transboundary basin (Tebessa-Kasserine / Algeria-Tunisia) is characterized by a semi-arid climate with a very irregular rainfall regime generating a certain fragility of groundwater resources. Water imbalance and overexploitation of groundwater probably lead to the degradation of the quality of these waters. In addition, the use of chemical fertilizers for agriculture and wastewater in the region significantly affects karst aquifers in the carbonate formations of the transboundary basin.

This study includes many lines of research, for a better characterization of the Algerian-Tunisian transboundary basin from the geological, hydrodynamic, geochemical (major element, trace and isotopic analyzes) and geophysical.

For more understand the hydrodynamic and hydrochemical functioning of these karstic carbonate aquifer systems and to identify the most vulnerable to anthropogenic effects. For this purpose, surface hydrological studies, climatology, GIS, are of undeniable usefulness.

The geometrical 2D / 3D presentation of the layers, as well as their geological and karstological properties, opens the way to a change of scale to characterize the reservoir as a whole. This approach links surface and subsurface observations to define the hydraulic behavior of the basin and to target the most favorable intervals for the exploitation of new resources.

To characterize the karstic carbonate reservoir in the transboundary basin (Tébessa-Kasserine). Maps constructed using the 2D / 3D geomodel and a parametric aquifer quality approach, integrating static and dynamic wells data based on the potential of the aquifer resources of the region.

Keywords: Groundwater, Salinity, Karst, GIS, Transboundary basin (Tébessa-Kasserine)

Introduction générale

Le potentiel d'approvisionnement en eau des aquifères karstiques est principalement déterminé par la quantité de précipitation régionale, la perméabilité des formations calcaires est due à leurs structures tectoniques présentées par les discontinuités intrinsèques (c-à-d les lignes de défaut, les fractures, Joints, stratification) de la structure géologique. Cela dépend du flux saturé d'eau souterraine dans les formations calcaires. Des structures karstiques telles que les grottes, les dolines, les canaux formés pendant le processus d'écoulement et de dissolution (Sen, 1995). En conséquence, la perméabilité des aquifères karstiques provient principalement de l'agrandissement des joints et de la literie dans les calcaires suite à la dissolution de ces derniers par l'écoulement des eaux souterraines (White, 2002).

L'évolution des ressources hydriques constitue l'un des axes majeurs de la réflexion sur la gestion durable de la ressource en eau. En effet, les variations des ressources en eaux souterraines sont étroitement liées aux fluctuations du taux de recharge hydraulique, assurée essentiellement par des précipitations contrastées dans l'espace et dans le temps. Ce qui crée un stress hydrique et un écart saisonnier et annuel qui se manifeste par un renforcement dans le futur par une sécheresse certaine surtout en région aride à semi aride avec une dégradation de la qualité et la quantité des eaux. Le bassin transfrontalier (Tébessa-Kasserine) est caractérisé par un climat semi aride avec un régime pluvial très irrégulier engendrant une certaine fragilité des ressources en eaux souterraines. Le déséquilibre hydrique faible et la surexploitation des eaux souterraines conduit sans doute à la dégradation de leur qualité et leur quantité.

Le but du travail de cette thèse de collaboration est de proposer une méthodologie originale de caractérisation des milieux fissurés karstiques et d'enrichir les connaissances dans le domaine des ressources en eau souterraine.

La zone d'étude correspond à un bassin transfrontalier de 5480 km² composé par des roches sédimentaires Mésozoïques, essentiellement des calcaires et des dolomies, mais également des évaporites, des calcaires argileux et des calcaires gréseux. Ces roches sont toutes karstifiées, mais à des degrés divers. Il en résulte des écoulements complexes d'eaux souterraines et des exutoires constitués par des sources dont certaines ont des débits variables (0.1 à 3l/s). Cette étude a pour objectif d'établir l'état de lieux sur les ressources en eaux souterraines disponibles dans ce bassin transfrontalier Algéro-Tunisien par la caractérisation des milieux karstiques et faire aussi la comparaison et /ou relation entre les deux sous-bassins. Cet état des lieux est nécessaire pour faire face à la sécurisation des apports en eau potable. Au-delà de l'aspect méthodologique, l'autre objectif de cette thèse est de proposer de nouvelles ressources pour le bassin transfrontalier (Tébessa/Kasserine). En effet, de nombreuses communes de cette zone ne possèdent qu'une seule source d'alimentation en eau potable (AEP), vu que les forages existants dans cette zone n'accèdent pas aux formations calcaires.

Pour atteindre l'objectif du travail, cette thèse est composée de neuf chapitres complémentaires qui traitent la modélisation et l'intérêt hydrogéologique des réservoirs carbonatés karstiques dans le bassin Transfrontalier (Tébessa-Kasserine/ Algérie-Tunisie) :

Le premier chapitre traite les enjeux socio-économiques et la position géographique de notre bassin liés au secteur d'étude.

Le second chapitre présente la géologie du site d'étude, les coupes géologiques de chaque région de bassin transfrontalier.

Le troisième chapitre présente la structure géologique du site d'étude, la géodynamique sera prise en détail. Les connaissances sur le karst d'un point de vue géomorphologique et géodynamique seront également présentées.

Le quatrième chapitre, présente une étude statistique des précipitations et des températures, dans toute la région par la comparaison entre les quatre stations mises en étude.

Les méthodes de prospection géophysique gravimétrique seront mises en relief dans le chapitre cinq.

Le sixième chapitre présente une étude hydrogéologique détaillée du site d'étude.

Le septième chapitre est consacré sur les différentes méthodes hydrochimiques et isotopiques. Qui s'articule autour de trois thèmes principaux : l'analyse d'enregistrements de paramètres physico-chimiques de sources et de forages, des analyses hydrochimiques. Les enregistrements des valeurs de température et conductivité électrique des sources qui seront analysées par les méthodes d'étude des séries temporelles.

La télédétection par étude linéaire des données de télédétection satellitaires. Fera l'objet du huitième chapitre de cette thèse. Ainsi qu'une analyse en ACP qui permettra une meilleure interprétation graphique.

Le dernier chapitre s'articule sur l'application du SIG deux dimensions et trois dimensions pour une meilleure présentation des cartes et un modèle hydrogéologique numérique. Cette partie expose le choix des horizons et des failles modélisées, avec l'acquisition de nouvelles données nécessaires. Les hypothèses émises lors de la construction de ce modèle seront détaillées.

Finalement des conclusions et des recommandations seront prises pour une meilleure utilisation des ressources en eaux potables dans notre zone d'étude. Des synthèses porteront sur les axes suivants :

- ✓ Contribuer à la connaissance hydrogéologique du bassin transfrontalier (Tébessa. Kasserine),
- ✓ Développer de nouvelles méthodologies pour la caractérisation des aquifères carbonatés karstiques, en particulier à partir de suivis physico-chimiques des sources.
- ✓ Construire un modèle géologique et hydrogéologique 2D/3D de la région de Tébessa. Kasserine.
- ✓ Déterminer la relation géologique et hydrogéologique entre les deux régions (Tébessa. Kasserine) ou faire la comparaison entre les deux.

Problématique

L'enjeu majeur est la caractérisation de la ressource en eau dans le bassin transfrontalier Tébessa-Kasserine (Algérie-Tunisie) dans le but d'améliorer sa gestion, et sa préservation dans le cadre d'exploitations possibles pour la diversification des AEP des communes de la zone. Très peu de forages importants existent dans cette zone alors que les formations calcaires épaisses procèdent un potentiel aquifère très important. L'étude de cette zone peut s'inscrire dans une démarche de caractérisation et de préservation des aquifères patrimoniaux.

La région située entre deux pays du Nord Afrique présente des particularités en termes de ressources en eaux souterraines : la présence de karst, alimente la plaine alluvionnaire. Cette étude doit donc intégrer les outils de caractérisation des aquifères karstiques. Cette problématique hydrogéologique s'inscrit dans un contexte climatique méditerranéen avec des fluctuations atlantiques associé à des phénomènes de recharge par les pluies très irrégulières et difficilement prévisibles.

Les questions majeures de ce travail sont :

- Où la ressource en eau souterraine est-elle présente ?
- Quelle est sa qualité et sa quantité ?
- Quels sont les modes de captage possibles ?
- Quelles sont les relations hydrogéologiques entre la zone d'étude et les ensembles géologiques périphériques ?

Ce travail a pour objectif additionnel de contribuer au développement de nouveaux outils d'étude entre les deux pays pour la caractérisation des aquifères karstiques avec une modélisation hydrogéologique et géologique numérique 2D et 3D.

Raisons du choix de sujet de thèse et de la zone d'étude

- ✓ Pour l'ensemble de l'Algérie et la Tunisie, les thèses qui s'intéressent à l'application des approches numériques multi-sources entre des deux pays (SIG 2D/3D, la Télédétection, la géophysique et la géochimie isotopique) pour la compréhension d'un géo-système donné sont très rare jusqu'au présent ;
- ✓ Cette thèse focalise son intérêt sur la modélisation et la quantification de l'impact structurale et des structures géomorphologiques sur le fonctionnement et l'évolution d'un hydro-système par l'utilisation des outils géomatiques ;
- ✓ La plupart des thèses en géologie structurale et en hydrogéologie, consacrées à l'étude de la plaine soit en Algérie ou la Tunisie, ont donné plus d'intérêt à l'interprétation des formations carbonatées et la cartographie analogiques des données obtenues directement sur terrain. Dans ces travaux l'apport numérique a constitué un thème d'ordre secondaire qui ne suscite pas autant d'attention. Pourtant, l'application des nouvelles technologies numériques tels que le SIG 2D/3D , la Télédétection , la géophysique et la géochimie isotopique avec divers technique employés tels l'interpolation, l'extrapolation, le croisement , la superposition et le drapage des divers éléments géo-référenciées ont montré des résultats émouvantes dans des pays développés et ont constitué de très bon outils d'aide à la décision et ont permis dans plusieurs cas de clarifier des ambiguïtés géologiques et étaient déterminants et tranchants ;
- ✓ L'évocation et l'application d'une nouvelle unité de mesure volumique numérique "VOXEL" pour la modélisation géométrique en 3D des divers réservoirs miniers, pétroliers et notamment les réservoirs d'eau ; cas de notre étude ;
- ✓ La répartition géographique des études des ressources en eau dans les pays est loin d'être équilibrée. Le Nord et le Sud du pays ont été très bien étudiés et ont profité de moyens considérables. Cette thèse en collaboration internationale (Algérie/Tunisie) contribue à donner une idée sur ces eaux dans une zone transfrontalière non étudié. Cette nouvelle thèse, basée, entre autres, sur plusieurs données chronologiques absolues, pourra dans un premier temps donner une chronologie de la formation du fossé d'effondrement de Tébessa et Foussana suite à des interprétations géophysiques, faciliter les corrélations chrono-stratigraphiques et hydrogéologiques actuels entre les autres régions transfrontalières, notamment le Nord et le Sud, et dans un second temps, contribuer à l'élaboration d'une base cartographique (géologique et

hydrochimique) numérique facilement exploitable et modifiable de la région d'étude, un modèle qui peut être considéré comme un prototype applicable partout dans les deux pays et même dans d'autres pays similaires de points de vue climatologie surtout pour la partie géochimie isotopique. Cette dernière est une préoccupation pour les géologues, les hydrogéologues ; les institutions de l'état (ADE, DRE, DGRE, CRDA, SONEDE, ...etc.) ainsi que pour les investisseurs privés ;

- ✓ Situé à sa limite entre la dorsale et les hautes steppes Algéro-tunisiennes, le bassin versant de l'oued El kebir(Tébessa) et Hatob(Foussana) a évolué sous des conditions physiques très contrastées, ce qui explique sa richesse en dépôts quaternaire. Actuellement, les processus d'érosion notamment hydrique dominant en amont du bassin qui influe directement la géomorphologie du secteur, ainsi que l'évolution de l'hydrosystème. Les résultats de cette érosion sont néfastes essentiellement sur la dégradation du sol, surtout les sols agricoles, sur le cheminement des cours d'eau et par la suite sur les zones de recharge et d'alimentation des nappes existantes. L'étude de ces manifestations hydriques et de vulnérabilité, leurs causes et leurs conséquences, et les moyens de lutte efficace, occupent une place importante dans la troisième partie de cette thèse. Dans ce contexte une étude de prévention s'avère primordiale pour lutter contre ces érosions. Le SIG et la télédétection peuvent donner des résultats efficaces dans cette étude ;
- ✓ L'hydrochimie est un moyen complémentaire privilégié d'étude de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques dans notre bassin transfrontalier. Dans le cas des aquifères carbonatés, elle s'intéresse à la manière dont les espèces chimiques en solution transitent à travers le karst.

Pour définir l'origine de l'eau de notre bassin, les conditions d'écoulement (libre, en charge, en zone d'infiltration) et les temps de séjour, on a recours aux traçages artificiels quantitatifs et à l'analyse du traçage naturel, par les méthodes de l'hydrogéochimie et de la géochimie isotopique.

PARTIE I



Généralités, Géologie et analyse verticale du relief

CHAPITRE I

Généralités

1- Aperçu historique

La région transfrontalière de Tébessa et Kasserine est sans doute l'une des rares régions où l'on peut voir les témoignages archéologiques qui reflètent la richesse et la diversité du patrimoine Algéro-tunisien. Les vestiges archéologiques sont partout présents : Il n'y a pas de ville moderne qui ne soit pas installée près d'un site antique : Tébessa, Kasserine, Cillium, Haïdra ou Sbeïtla sont les meilleurs exemples.

Les zones rurales ne sont pas du reste épargnées du même avantage et on peut voir les murettes, les pressoirs à huiles, les fortins ou les aqueducs dans plusieurs zones de la région. Cette richesse est représentative des civilisations qui se sont succédées dans la région de la préhistoire à nos jours en passant par les civilisations : numide (phénicien), romaine, byzantine et Arabe. La région a été sillonnée par différentes civilisations au cours de l'histoire comme l'attestent encore aujourd'hui les vestiges archéologiques romains et byzantins. De nombreuses villes ont, en effet, connu à l'époque romaine une grande activité économique et urbaine telles que : Tébessa, Suffeitula, Ammaedra, Thélèpte, Cillium etc.

La région de Tébessa et Kasserine a été également le théâtre des premières conquêtes arabo-musulmanes menées par Abdou – Allah –ibn Zoubeir et Abdou –Allah –ibn AbiSarah autour de Sbeïtla en l'an 27 de l'hégire (647 après JC). Sa position géographique stratégique a fait d'elle une région convoitée par toutes les forces colonisatrices tout au long de son histoire. A l'époque contemporaine, les plaines de Tébessa et Foussana ont vu se dérouler les avant-dernières batailles de la deuxième guerre mondiale en Afrique du nord. Les montagnes de la région ont également servi de lieu de résistance armée contre l'occupation française entre 1952, 1954 et 1962

2- situation géographique

La région d'étude est située au Nord-Ouest du Maghreb arabe. Elle appartient au domaine de l'Atlas Saharien Oriental, au bassin transfrontalier Algéro-tunisien. Notre région d'étude, se situe à un rectangle limité à l'Ouest par la commune de Bir Moukadem (Tébessa. Algérie), en Nord par la commune de Morost (Tébessa. Algérie) et Talah (Kasserine. Tunisie), la limite Sud par El Ma Labiod (Tébessa. Algérie) et la ville de Kasserine (Tunisie) et à l'Est par les chaînes montagneuses Dj Semmama, Dj Berno (Kasserine. Tunisie) (Fig.01).

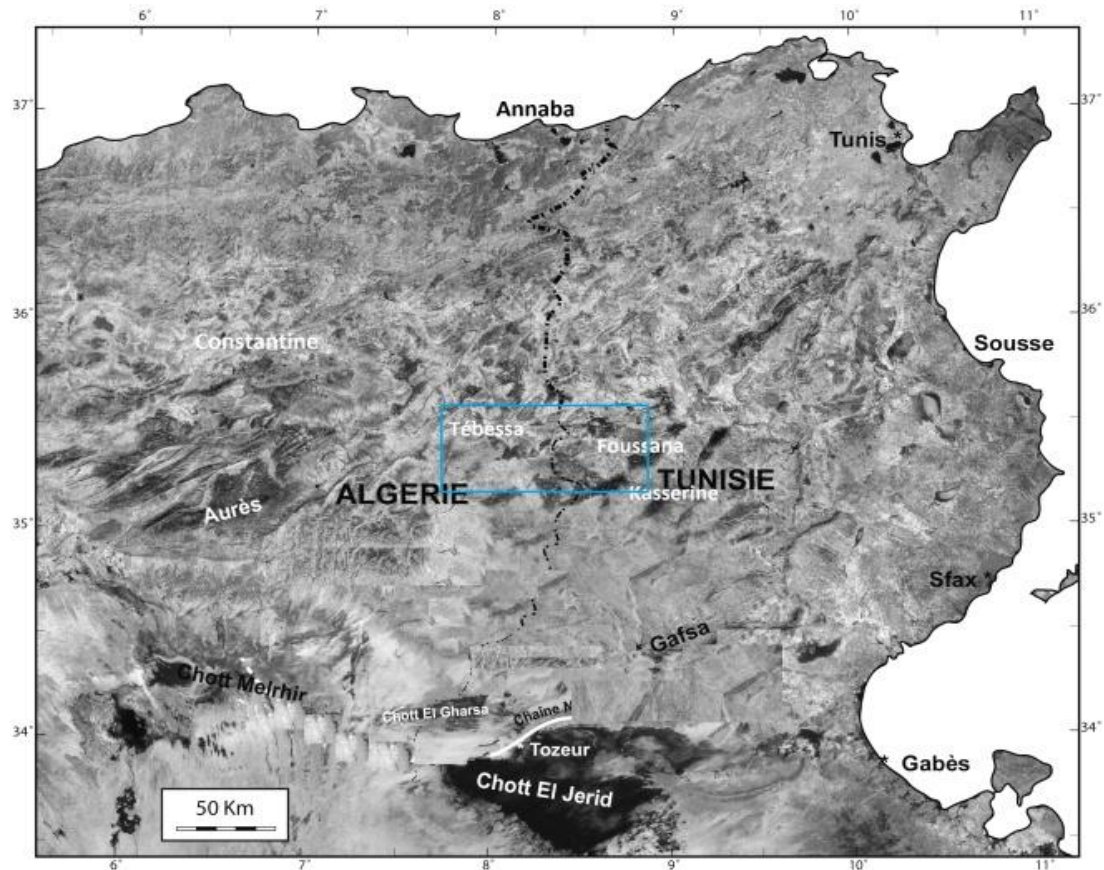


Fig. 01: Carte de localisation du bassin transfrontalier (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.) Établis sur un fond LandSat.

3- Aperçu socioéconomique.

Cette zone se répartit entre les deux grands ensembles urbains la ville de Tébessa est compris Bakaria, Hammamet, Bou lahaf edyr, zone rural (Algérie) et Fousana, zone rural (Kasserine. Tunisie.) En 2017, la population y était supérieure à 340'000 habitants (DPAT Tébessa 2017.MDRP Tunisie 2015). Les deux régions voisent s'étend sur 41communes (Tébessa de 28communes et Kasserine de 13 communes) dont l'origine de l'alimentation en eau potable (AEP) varie entre les eaux souterraines locales et les transférées par des conduites d'adductions. Qui alimente en eau potable la ville de Tébessa à partir de champs captant El ma Labiod et Barrage Ain Dalia (Souk Ahras).

4- Forêts

Elles occupent 25 % de la superficie totale de la région d'étude, la plu part sont des forêts denses. Elles sont principalement peuplées de pin d'Alep. Les principales productions sont constituées par le bois, le pin d'Alep et les produits fourragers, il y a aussi la production

d'essence de romarin dont l'exploitation est difficile à évaluer, qui sert de base aux aromatisants.

Le paysage naturel de Tébessa et Kasserine est riche et diversifié. Les forêts se répartissent dans toutes les montagnes par contre l'alfa occupe essentiellement la zone du sud du Kasserine. Entre les deux grandes occupations s'intercale essentiellement l'oliveraie en pleine expansion. Les grandes cultures se répartissent sur tout le territoire avec une légère concentration au nord. La diversité du milieu physique est marquée par la chaîne des montagnes en trois grandes zones de Forêts, Alpha et grandes cultures et oliveraie. Le potentiel physique est riche et offre de multitudes possibilités d'exploitation.

CHAPITRE II

Géologie et analyse verticale du relief

1- Aperçu stratigraphiques et paléogéographique

1-1 Présentation de la série stratigraphique

1.1.1 Introduction.

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 NE-SW. Les plis résultent d'une tectonique compressive correspondant à la phase Atlasique d'âge Eocène (Dubourdiou et Durozoy, 1950 ; Dubourdiou, 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 (Dubourdiou, 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.02).

La région étudiée est caractérisée par la présence de certaines lacunes stratigraphiques notamment celles de l'Eocène et de l'Oligocène (Kasserine), de même nous notons l'absence d'affleurement du Jurassique, dans toute la région. De plus nous constatons une variabilité de faciès des séries secondaires aboutissant quel que soit à l'apparition de faciès nouveaux comme les calcaires du Douleb(Turonien), mais aussi à l'amincissement parfois poussé des formations géologiques. Le caractère néritique est bien net dans la plupart des dépôts mésozoïques de la région (Fig.03) (Fig.03.a) (Fig.03.b).

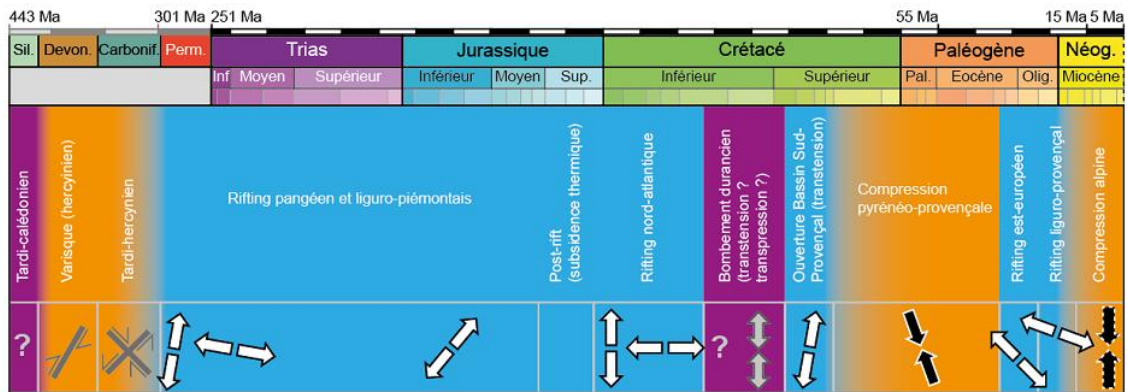


Fig. 02: Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions (Fournillon.2012)

1.1.2 Mésozoïque

1.1.2.1 Trias

Les affleurements du trias occupent le cœur de la structure anticlinale du Djebel Chambi à l'Est et en bordure de l'anticlinal du Djebel El Ajred et Djebel Jebissa dans le centre du bassin. Et au Nord- Ouest Djebel Belekfif et Hameimat. Il occupe généralement le cœur des structures anticlinales (Perthuisot et Rouvier, 1992 ; Aoudjehane *et al.* 1990 ; 1992), avec des récifs à son apex à l'Aptien et à l'Albien (Masse et Chikhi-Aouimeur, 1982).

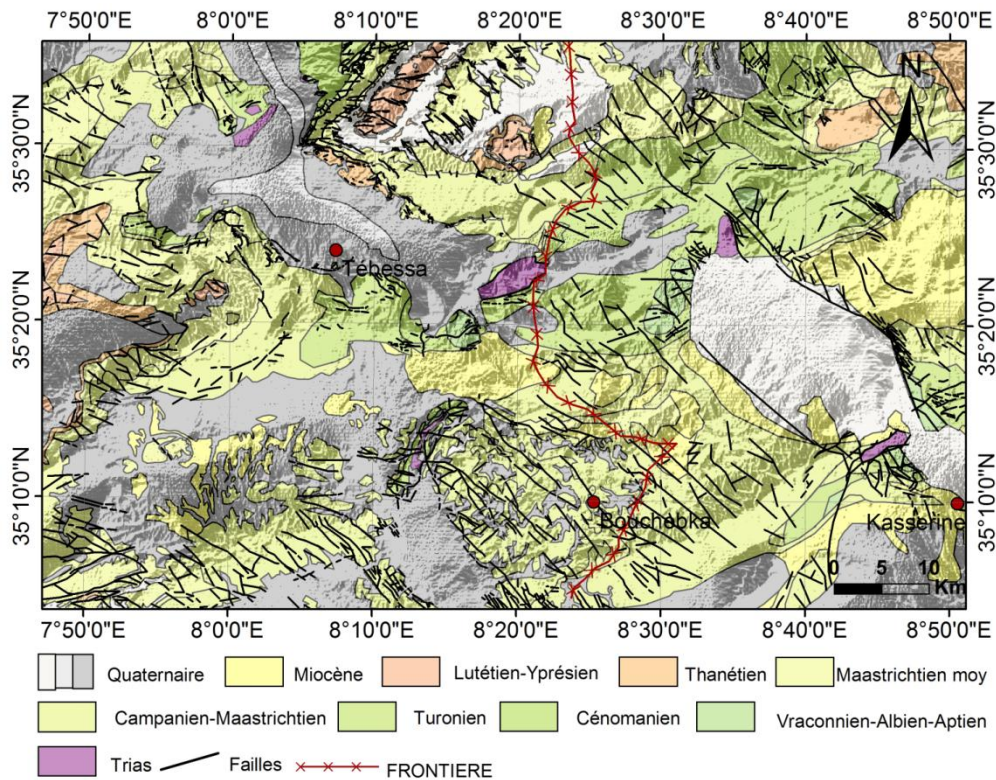


Fig. 03: Carte géologique de la région de Tébessa - Kasserine (Foussana).

Ils caractérisent parfaitement le faciès germanique chaotique. On en trouve des argiles, des calcaires, des dolomies, des gypses d'anhydrite et des sables. A cause des mouvements d'ascension saccadés, les séries triasiques perdent progressivement leur stratification originelle au dépend de cet aspect chaotique. Cette série triasique renferme beaucoup des minéraux néoformés tels que les quartzs bipyramidés, de la pyrite encaissée dans les argiles.

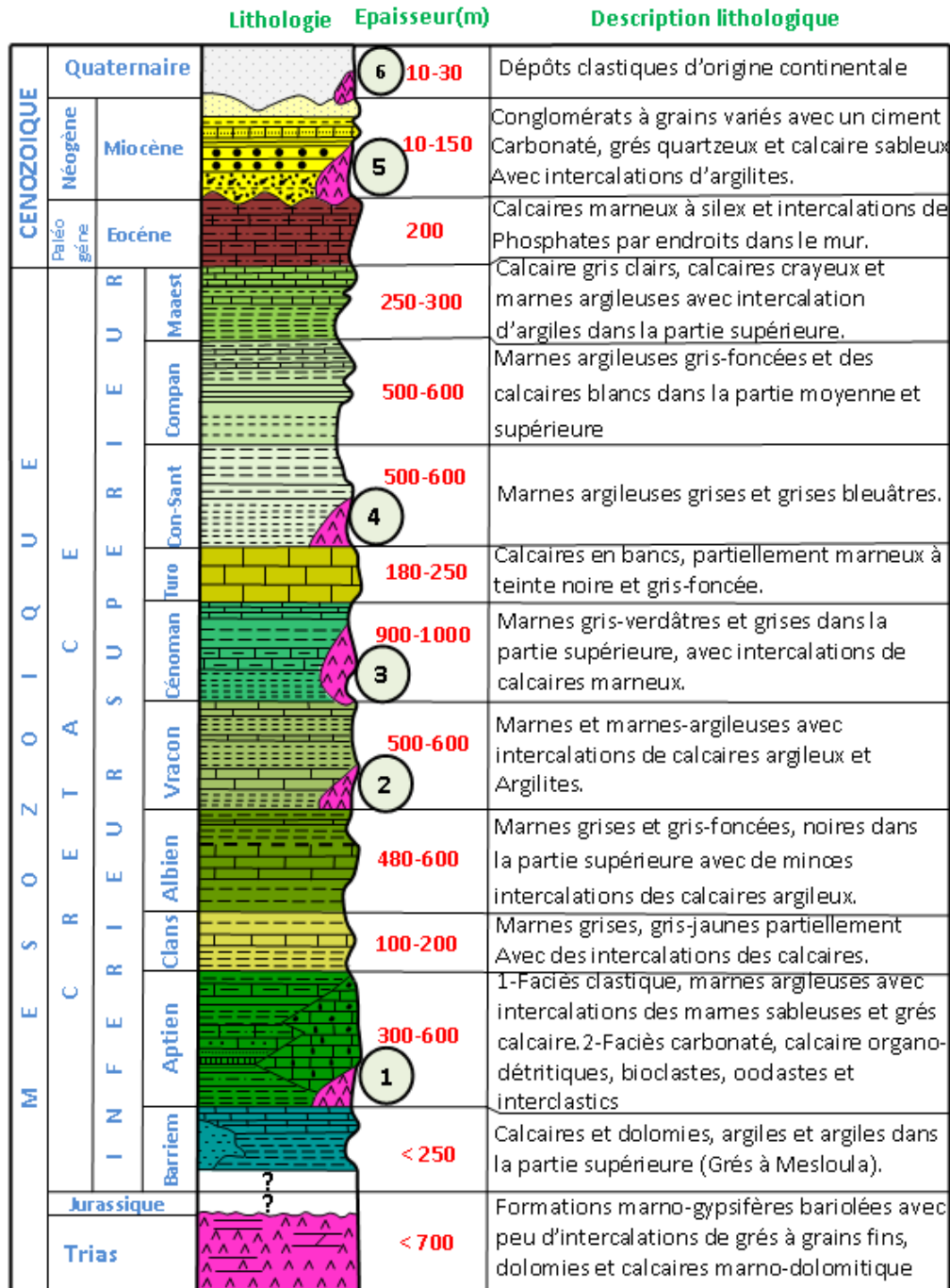


Fig. 3.a : Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa.

(In Dubourdieu 1956, 1959 ; David 1956 ; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Mader 1976 ; Chikhi 1980 ; Otmanine 1987 ; Bouzenoune 1993 ; Vila et al., 2000 ; Salmi-Laouar, 2004)

-In Hamad, 2017)

Age		Formation	Log lithostratigraphique	Evénements tectoniques majeurs	Lithologie
QUATÉNAIRE			<p>le "Tyrrhénien" marin du Sahel</p>		<ul style="list-style-type: none"> * Dépôts récents : limons, éboulis, cailloutis et croûtes * Succession de brèches et de limons rouges à ocres * Une croûte calcaire à Hélicidés * Sables et limons rouges à poupées calcaires
	Pliocène	Ségui			Sables et silts rouges à dragées de Quartz avec des niveaux argileux et à tendance carbonatée vers le sommet; la base est conglomératique
NÉOGÈNE	Messinien				<i>Discordance</i>
	Tortonien	Saouaf			Argiles sableuses légèrement gypseuses, à base gréseuse
	Langhien	Beglia			Sable et grès à stratifications obliques et à intercalations argilo-silteuses; la base est conglomératique
		Mahmoud			Marnes et argiles vertes à grises plus ou moins sableuses
		Aïn Grab			Dépôt gréséo-carbonaté, conglomératique à la base
	Oued El Hammam				Argiles vertes légèrement gypseuses à base conglomératique ravinante
	Burdigalien	Oued El Hajel			Sable gréseux à alternances argilo-silteuses
	Aquitaniens	Messiouta			Dépôt argilo-silteux de teinte rouge brique à quelques horizons conglomératiques
	PALÉOGENÉ	Oligocène	Fortuna		

Fig. 3.b : Charte Lithostratigraphique de l'Oligocène au Quaternaire en Tunisie centrale et orientale (Belguith, 2010).

1.1.2.2 Jurassique

Nulle part, en Tébessa et Foussana, le Jurassique ne se retrouve en affleurement (Bismuth et Dufaun, 1967 ;Dubourdieu, 1956; Chevenine et al, 1989). Le Jurassique n'a été retrouvé que dans le sondage pétrolier.

1.1.2.3 Crétacé

Le Crétacé est bien caractérisé dans la région étudiée par la variation des faciès et celle de l'épaisseur de ses formations géologiques (Fig.4).

1.1.2.3.1 Crétacé inférieur

Le crétacé inférieur affleure sur des grandes surfaces dans les principales structures anticlinales de la région. En effet il occupe le cœur des anticlinaux de Chambi – Semmama – Hamra et Djebel el Ajred, Djebel Hameimet, Djebel Bou Roumane, Djebel Jebissa.

- **Hauterivien**

Il correspond à de la formation Meloussi (Burollet, 1956), il affleure au Kef Chambi. Lors des différents projets de cartographie géologiques entrepris par l'ONM, cette série a été largement étudiée. L'Hauterivien apparaît formé essentiellement par des argiles et d'argiles sableuses riches en détritiques organiques avec des intercalations des grès détritiques. Le tout est surmonté par des dolomies à intercalations des grès attribuées à l'Hauterivien supérieur, l'épaisseur de l'ensemble est estimée à 430 m.

- **Le Barrémien**

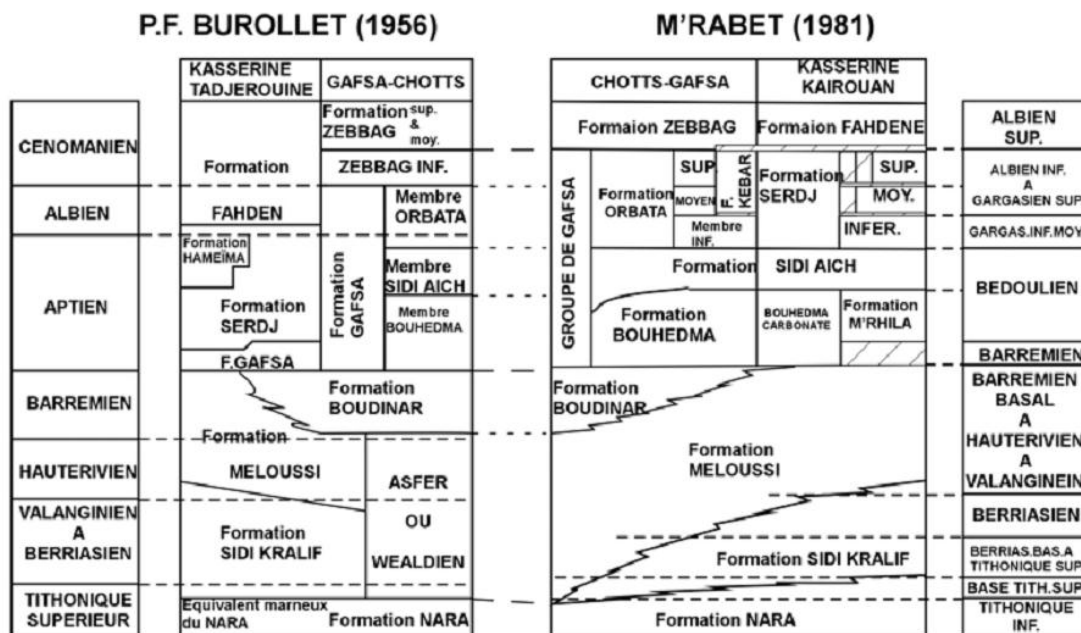
Les seules formations qui se rapportent au Barrémien, affleurent au petit anticlinal de Sidi Embarka au NE de Djebel Ouenza, sur le flanc SW de l'anticlinal de Mesloulou et le long de l'oued Batma et au NW de Dehar Mesloulou (Dubourdieu, 1956). Ailleurs des mouvements d'effondrements (Boukhadra-Hameimat) et la poussée triasique (Ouenza, Boujaber, Dubourdieu, 1956), empêchent d'observer les sédiments antérieurs à l'Aptien.

Les formations barrémiennes sont représentées essentiellement par des marnes grises ou jaunes assez argileuses, à ammonites pyriteuses. Vers le sommet, ces marnes sont intercalées par de minces passées de calcaires noduleux gris clair à patine ocre (Dubourdieu, 1956). Ces formations ne dépassent pas les 250 mètres d'épaisseur. Elles se sont déposées sur un haut fond assez proche de la surface (Dubourdieu, 1956), et témoignent des conditions de sédimentation en mer peu profonde. Ces conditions de sédimentation se sont poursuivies jusqu'au début de l'Aptien.

• Aptien

Celui-ci affleure souvent à la périphérie des diapirs triasiques, Djebel Hameimat Nord et Sud, Djebel Belkif, Djebel Mzouzia, Djebel Jebissa, Kef Chambi-Djebel Hamra et Djebel El Ajred

Sur de vastes surfaces, l'Aptien prend à la région d'étude une grande importance par la nature de ses dépôts et leur développement substantiel (300 à 600 m d'épaisseur). Il est formé de roches carbonatées néritiques qui se sont déposées dans des eaux chaudes peu profondes. Ces conditions ont favorisé l'essor des processus organogènes de la sédimentation qui a mené à la formation de différentes constructions. Á l'Aptien, la mer était plus étendue qu'au Barrémien. Le fait le plus marquant de cette période est la formation des récifs sur des rides allongées (Dubourdieu, 1956). Durant l'Aptien supérieur, la région a connu le développement de nombreuses plates- formes isolées dont l'architecture est contrôlée par des remontées diapiriques (Dubourdieu, 1956). Ce complexe fait partie du domaine des hauts-fonds qui séparait, durant l'Aptien un domaine profond (sillon de Sellaoua) d'un autre très subsident



Ben Ferjani et al., 1990

(sillon atlasique oriental). Ces faciès aptiens annoncent une régression fini- aptienne.

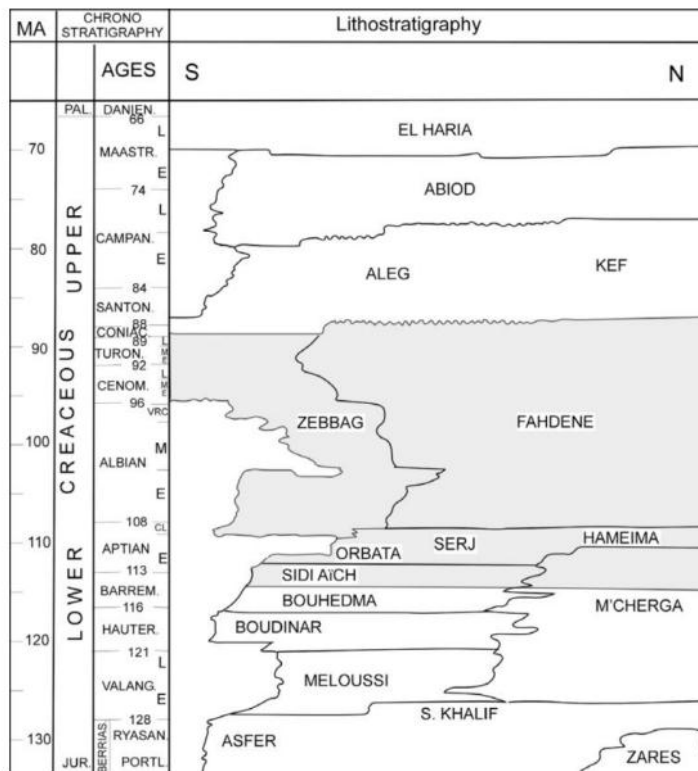


Fig.04: Corrélation lithostratigraphique des formations crétaées en Tunisie centrale.

La formation aptienne débute par un Aptien essentiellement marneux composé par une alternance de marnes, d'argile, de grès et de calcaire à Gastéropodes, Mollusques et Echinoïdes. Cet Aptien marneux est surmonté par un Aptien calcaire, formé de puissants blocs calcaires à ciment dolomitique, bioclastiques à orbitolines, rudistes et qualifiés de récifaux (Dubourdiou, 1956). Le Clansayésien est composé quant à lui par des marnes grises à Jaunes avec des intercalations gréseuses et calcaires (Dubourdiou, 1956).

L'Aptien et les successions du Clansayésien apparaissent au cœur des anticlinaux de la région.

- L'Aptien marneux :

Il est présenté par des gros bancs massifs et épais de calcaires bréchiques à ciment dolomitique, de calcaires graveleux et bioclastiques à Orbitolines et de Mollusques. Parfois, on rencontre des intercalations de quelques niveaux de marnes feuilletées de couleur rouge violacée ou verte. On note la présence de quelques Lamellibranches, de moules internes de Gastéropodes au niveau de Djebel Bou Roumane. Djebel Hamra Cette formation peut atteindre 450 m d'épaisseur.

- **L'Aptien calcaire :**

Il surmonte l'Aptien marneux et renferme le plus souvent des miliolites, des rudistes et des lamellibranches (Chikhi-Aouimeur, 1980) et une abondance de quartz automorphe. L'épaisseur de cette formation varie entre 100 et 170 mètres. Ces calcaires (Fig.05) sont considérés comme un métalotecte lithologique puisqu'ils encaissent l'essentiel de la minéralisation ferrifère et/ou polymétallique (Dubourdieu, 1956; Bouzenoune, 1993).

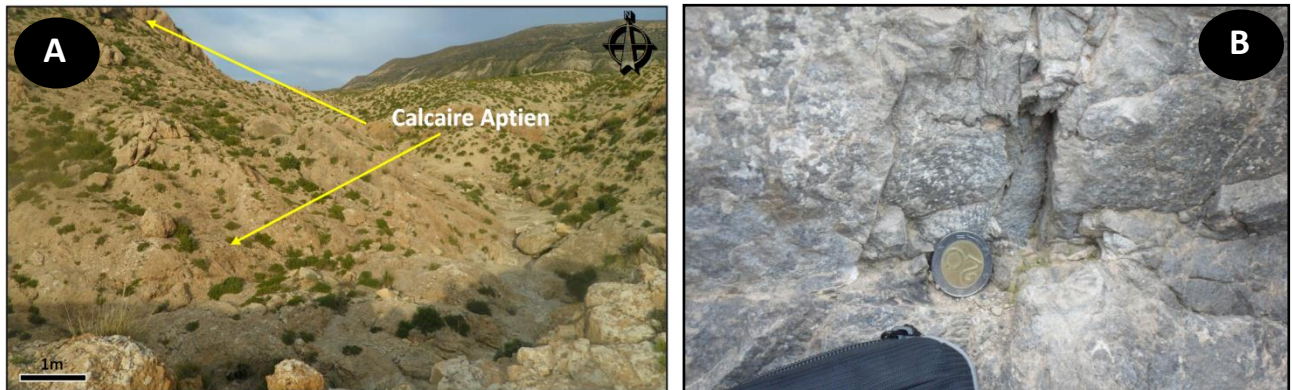


Fig.05: A : calcaire d'âge Aptien Djebel Hameimat (Nord Tébessa). B : calcaire d'âge Aptien Djebel Bou Roumane (Est Tébessa)

- **Le Clansayésien:**

Il affleure dans divers anticlinaux de la région étudiée, il s'agit des marnes grises, jaunes à Ammonites avec des calcaires gréseux (Dubourdieu ; 1956).

La formation aptienne présente une épaisseur totale de l'ordre de 700m en moyenne

1.1.2.3.2 Crétacé Supérieur

- **Albien**

Généralement, la formation albienne débute par un faciès carbonaté qualifié de « récifal » dans sa partie inférieure et marneux et marno-calcaire dans sa partie moyenne à supérieure. Dans la région d'étude, il est marqué par une faune benthique dans des zones peu profondes. À l'Albien supérieur, la couverture albo-aptienne est percée par le Trias, entraînant le redressement des couches et la complexité des structures (plis évasés, plis en champignon, etc.) généralement scellées par le Vraconien (Bouzenoune, 1993; Othmanine, 1987; Nedjari-Belhocène et Nedjari, 1984).

Une série monotone de marnes à argiles d'un gris foncé avec passage de calcaires à marnes noires. Sa puissance varie de 20 à 150 mètres.

- **Le Vraconien**

Il est composé généralement par des marnes à intercalation de calcaires argileux et argilites (Fig.06) de 500 à 600 mètres d'épaisseur (Dubourdiou, 1956). Il est généralement transgressif dans quelques régions 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 un contrôle principal à la minéralisation polymétallique.

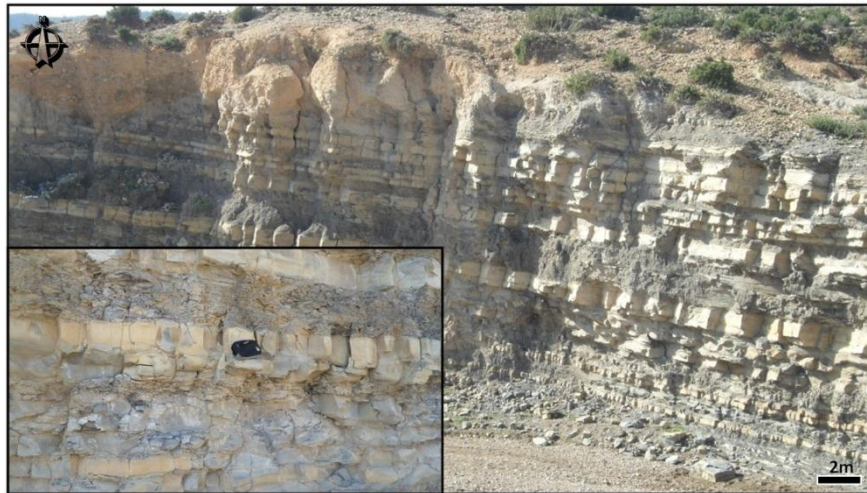


Fig. 06: intercalation calcaires argileux et argilites d'âge Vraconien Djebel Bou Roumae (Sud -Est Tébessa)

- **Le Cénomaniien**

Dans la Région de Tébessa, une série monotone de marnes argileuses verdâtres s'installe au Cénomaniien inférieur. Au Cénomaniien moyen, ces marnes admettent diverses intercalations calcaires peu développées avec une faune plus au moins abondante et de veinules de calcite fibreuse. Au Cénomaniien supérieur, la sédimentation devient carbonatée.

L'épaisseur totale de la formation cénomaniienne est estimée entre 750 et 1100 mètres. La sédimentation cénomaniienne s'est déposée dans des conditions abyssales (profondes). Cette époque est caractérisée par des décrochements traduisant un raccourcissement NE-SW (Othmanine, 1987). À l'approche du Turonien, la sédimentation change rapidement en même temps que disparaissent les fossiles. Les marnes argileuses sont remplacées par des couches chargées en carbonate de chaux (Dubourdiou, 1956). La limite supérieure du Cénomaniien est difficilement distinguable (Dubourdiou, 1956).

- **Le Turonien**

Il se fait remarquer par son changement rapide de sédimentation vers des calcaires compacts donnant lieu à des reliefs accusés. Le Turonien constitue les flancs des grands

anticlinaux et synclinaux et ses formations affleurent également en dehors des zones diapiriques.

L'analyse lithologique faite par Salmi-Laouar (2004) montre que la partie inférieure du Turonien dans le massif d'Essouabaa, épaisse de 200mètres environ, est formée d'une série d'alternance stratocroissante de marnes, de calcaire marneux et de calcaires. Les marnes sont parfois argileuses de couleur grisâtre, d'ordre métrique à plurimétrique. L'épaisseur des bancs de calcaires marneux et des calcaires (Fig.07) fins micritiques sont aussi d'ordre métrique à plurimétrique. L'étude de la microfaune a livré des sections du genre *Weithenella* et du genre *Hedbergella*. Sachant que ces genres sont très abondants à la limite Cénomaniens-Turonien ainsi que dans le Turonien inférieur, l'âge turonien inférieur pour ces niveaux est admis et confirmé.

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

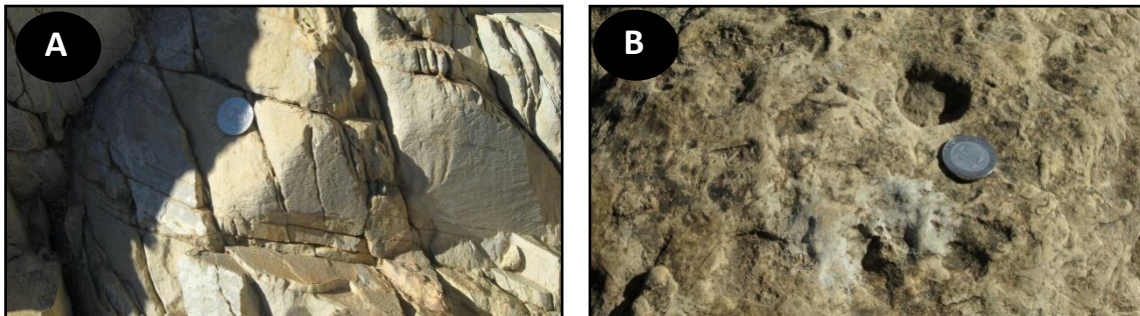


Fig. 07: calcaire d'âge Turonien .A: Djebel Ajred .B: Djebel Mizeb

- **Le Coniacien**

C'est une série épaisse (250 m) et monotone de marnes noires ou vertes (jaune en altération), admettant à la partie supérieure des niveaux plus calcaires et dans 2/3 inférieurs (Coniacien), des assises épaisses de lumachelles ocre très bien marquées dans la topographie et dont la plus importante (banc repère est représentée par un trait tremblé. Les études de J. Sigal (1967) et M. Caron (1966) montrent l'existence des Rosalines qui sont probablement les *Globotruncana* «*praeconcovata* ou *mariei*», l'une est l'autre de ces espèces semblant caractériser le Coniacien. L'ensemble microfauniques qui se trouvent au sommet des lumachelles (*G. schneegansi*, *G. concavata*), permet de conclure que la limite supérieure des

lumachelles correspond à la limite Coniacien-Santonien (Magné, Glintzboeckel, 1960 ; Sigal, 1967; F. Dalbiez, 1956).

- **Le Santonien**

Le Santonien est essentiellement composé de 300 m de marnes très argileuses gris-Inocéramus siccensis PERV.) (Dubourdiou, 1956 ; Blès et Fleury, 1970). La limite supérieure est bien marquée par la disparition de Globotruncana carinata et Sigalia deflaensis et l'apparition des formes campaniennes. La limite inférieure reste mal connue à cause du manque d'éléments de datation.

- **Le Campanien**

La succession attribuée à la Campanienne comporte une forte accumulation des marnes grises représentent le Campanien inférieur. Dans le Campanien moyen, c'est des calcaires blancs à gris-clair, crayeux, en bancs alternant avec de petits niveaux de marnes claires, grises, parfois verdâtres. Microscopiquement, ce sont des calcaires fins, argileux, à Globotruncana, Globigérines, Hétérohélicidés, Pithonelles, Lagena et prismes d'Inocérames. Le Campanien supérieur est constitué par des marnes à Glabotruncanidés. L'épaisseur totale de la formation campanienne atteint au total une puissance d'environ 550 m (Dubourdiou, 1956).

- **L'Emschérien**

Il est constitué par des marnes grises à intercalation de bancs calcaires comprenant de nombreux filons de calcite. A la base de la série, un banc très fossilifère s'individualise bien dans le paysage.

- **Le Maastrichtien**

Quelle que soit la position exacte de sa limite inférieure, le Maastrichtien comprend de toute façon les marnes noires et grises (Kowalski, 2002) surmontées par une puissante série calcaire (environ 250 à 300 m). Se sont des calcaires blancs-gris à gris-jaunâtre (Fig.08) en gros bancs massifs, renfermant des prismes d'Inocérames. L'altération de ces calcaires produit des plaquettes anguleuses très sonores qui recouvrent souvent les affleurements et aussi très altérés en surface et même karstifiés; ces karsts sont, parfois, de grande dimension (Grotte Bouaakous).

Microscopiquement, se sont des calcaires fins, finement bioclastiques à débris de Globigérines, Globotruncana, Hétérohélicidés et Pithonelles. Au-dessus de la puissante série

de calcaire, vient une formation à dominante marneuse qui fait la transition entre les calcaires précédents et ceux de l'Eocène (Fleury, 1969).

La formation maastrichtienne a livré des foraminifères benthiques caractéristiques. Dès la base de la série carbonatée apparaît l'association : *Orbitoides tissoti* Schlumberger, *Planorbulinella dordoniensis* Hofker et *Orbitoides media* d'Archiac d'âge maastrichtien inférieur probable (Neumann, 1972, 1973, 1987). L'apparition d'*Orbitoides tissoti* s'effectue au dessus d'un niveau renfermant *Globotruncana* cf. *falsostuarti* Sigal (Achour, 1980). Cette espèce étant connue depuis le passage Campanien-Maastrichtien (Robaszinski et al. 1984), il est probable que *O. tissoti* apparaît dans cette région vers le début du Maastrichtien. *Omphalocyclus macroporus* Lamarck apparaît dans la partie supérieure de la formation

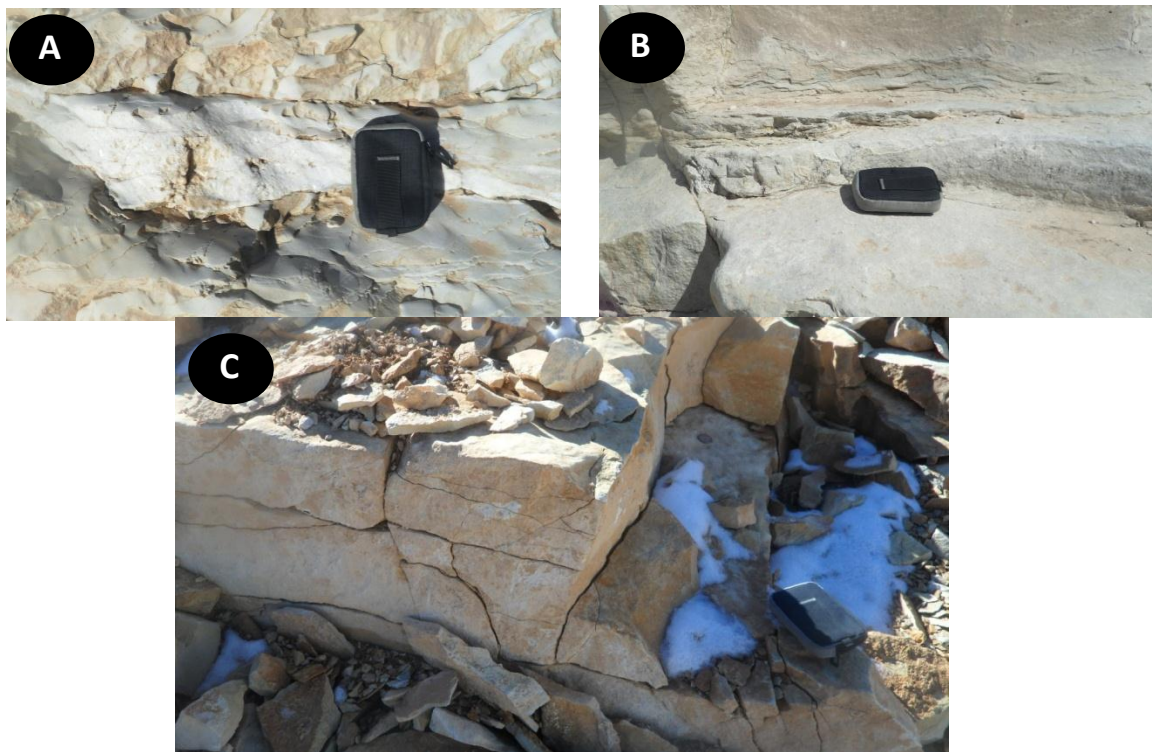


Fig. 08: calcaire d'âge Maastrichtien. A: Djebel Doukkane. B: Djebel Dyr .C: Djebel Doukkane (Sommet)

1.1.3 Cénozoïque

- **Paléocène**

Sa base présente des marnes analogues à celles du Maastrichtien supérieur qui s'intercalent à des couches phosphatées vers les niveaux supérieurs.

- **L'Éocène**

Des calcaires à silex (Fig.09) et d'autres à Nummulites caractérisent l'Eocène inférieur et moyen, près des périmètres de la région de Tébessa (Dyr). Leur puissance est de 200 mètres. Au Nord de Gourigueur et au SE de Youkous et Tazbent, l'Eocène est d'environ 50m d'épaisseur.

Mais il est totalement absent dans la région du Foussana. Nous signalons, à titre d'information, que l'Eocène inférieur présente normalement une série phosphatée à sa base.



Fig. 09: calcaire d'âge éocène. Djebel Dyr (Sommet)

- **Le Miocène**

Les dépôts du Miocène inférieur et moyen reposent transgressivement sur les formations anciennes (Albien-Sénonien et même sur le Trias). Il s'agit d'une puissante accumulation de marnes et de grés dont l'épaisseur peut atteindre dans le bassin de Oulad Soukiès (NW de l'Ouenza) 1000 m (Dubourdiou, 1956; Kowalski et Hamimed, 2000). A leur base, les formations miocènes comportent des conglomérats contenant des éléments de calcaires variés, de silex gris, des galets ferrugineux et des éléments empruntés au Trias, témoignant d'une activité diapirique (Bouzenoune, 1993). Le remaniement de silex, réputé d'âge Yprésien à la base du Miocène témoigne de l'existence d'une mer éocène où se dépose une sédimentation marine durant l'Eocène et le Miocène inférieur à moyen. La sédimentation à la fin du Miocène indique le début d'une phase de régression. La puissance moyenne du Miocène dans la région d'étude est de 150 m (Dubourdiou, 1956).

L'influence de cette transgression est bien visible en certains endroits de la région tels que les flancs Nord et Sud de Chambi, la bordure Nord du Foussana, et Sud de Tébessa (El Ma Labiod) et à proximité de la série calcaire Turonien (L'ensemble Djebels Anoual-Tala-Ozmor et Bou Roumane).

- **Les formations quaternaires**

Elles sont d'origine continentale et occupent d'importantes surfaces, principalement dans les plaines et aux pieds des montagnes.

On note la présence d'un matériel d'épandages anciens (éboulis et anciens cônes de déjection), d'alluvions anciennes de piémonts (dépôts de bordure, argileux ou caillouteux), une croûte calcaire et des limons fins récents.

2- analyse verticale du relief

Comme ailleurs en Algérie et la Tunisie, les structures synclinales sont pauvres en formes structurales. La nature tendre et hétérogène des formations néogènes qui constituent généralement ces synclinaux ainsi que les épaisses accumulations quaternaires qui les recouvrent surtout en cas de subsidences, a empêché tout affleurement de la structure à la surface que l'on puisse considérer comme formes. Néanmoins, quelques synclinaux perchés ont été exposés dans la limite du bassin étudié au Nord de Tébessa, comme Djebel Dyr

2-1 bassins de Foussana (Tunisie) (Fig.10.a. b) (Fig.11) (Fig.12)

L'étude structurale du bassin effondré, est basée largement sur les coupes géologiques élaborées (Fig.9) et les données des deux campagnes géophysiques effectuées en 1973 et 1975 sous la direction de Mr. Marcel Andrieu et qui seront détaillées au niveau de la deuxième partie de ce travail.

D'après les principaux résultats obtenus on signale l'importance de deux failles majeures : La faille Sud, visible en surface en partie, prend son départ au pied de Chambi, longe toute la bordure Sud et semble être stoppée au niveau d'un accident transversal ayant la direction de la barre turonienne qui marque probablement la limite d'un autre petit bassin d'axe NE-SW rattaché au premier.

Cet accident majeur, est affecté par une série de décrochements d'importance secondaire. Le rejet de cette faille est de l'ordre de 100 m, (voir coupe géologique (C7)) cependant cette valeur peut être celle d'un rejet cumulé de plusieurs failles en escaliers.

Au Nord de la cuvette effondrée, existe une autre faille symétrique à celle du Sud par rapport à l'axe du bassin. Elle est dans la plupart des cas visible en surface ce qui nous a permis de suivre avec exactitude dans toute sa partie Ouest. Sa partie Est par contre est enfouie sous les dépôts d'éboulis du Semmama. Le rejet total de cette faille, qui lui aussi peut être un rejet cumulé de plusieurs failles, atteint par endroits 500m.

A l'Est de la cuvette de Foussana, les coupes géologiques ont nettement mis en évidence la présence d'une zone effondrée d'axe NE-SW, située au pied des Djebels Hamra - Bireno. Les deux failles N et S tendent à se rapprocher réduisant ainsi la largeur de l'effondrement au niveau de l'axe anticlinal Chambi - Semmama. Ce rétrécissement joue un rôle important dans le régime d'écoulement des eaux souterraines dans ces aquifères. L'ensemble de ces accidents a donné naissance aux quatre zones suivantes :

- Zone Nord : limitée par l'accident Nord, de Djebel Semmama et le Djebel Bireno c'est la zone d'alimentation Nord de la partie centrale effondrée.
- Zone Centrale : ou zone effondrée : elle est limitée au Nord et au Sud par les deux accidents majeurs, à l'Est par l'anticlinal Chambi – Semmama et à l'Ouest par les Dj Hamra – Biréno.
- Zone Sud : comprise entre le Djebel Nougaza et l'accident Sud, c'est la zone d'alimentation Sud.
- Zone Ouest : représentée par le petit bassin effondré situé au pied des Djebel Hamra – Biréno.

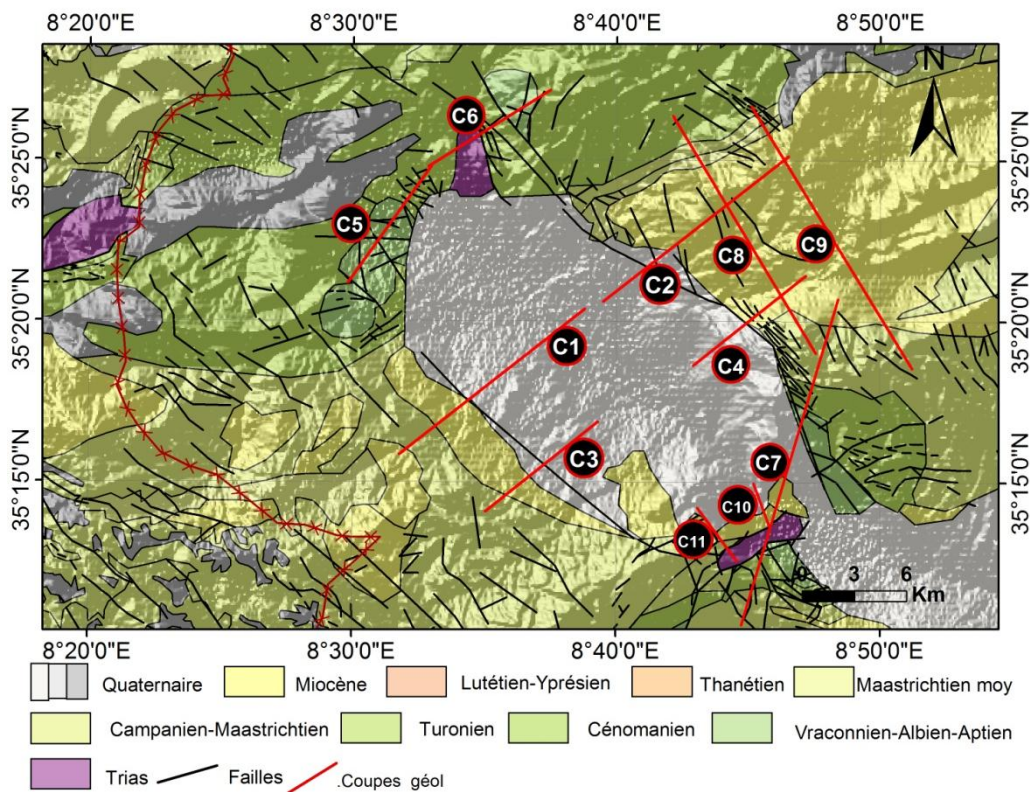


Fig. 10.a: Carte géologique montrant la position des coupes réalisées pour la compréhension de la géométrie du bassin de Foussana.

L'étude de cette constitution est essentiellement fondée sur les coupes géologiques et vérifiées par les coupes des forages. Nous avons vu dans le paragraphe précédent que la tectonique a créé quatre zones de caractéristiques différentes et différemment liées les unes aux autres. Nous allons donc étudier dans ce paragraphe la constitution de chacune de ces zones (Khemiri.2014).

- **Zone centrale : Coupes géologiques (C1, C2, C3 et C4)**

C'est la partie la plus effondrée, formée essentiellement par les dépôts Plio-Quaternaire renfermant des niveaux grés-sableux donnant lieu à des nappes phréatiques. Les coupes transversales C1, C2, C3 et C4 montrent que ce niveau superficiel est séparé, du moins localement, du substratum profond, par une série argile – marneuse du Miocène moyen et dont l'épaisseur est croissante en allant des bordures vers le centre du fossé (de l'ordre de 200 m au forage SF1 : 5426/4). Ce niveau marneux très étendu au Sud et au centre, s'amincit et parfois même disparaît sur la bordure Nord et Est du fossé pour laisser les dépôts du Plio-Quaternaire assez perméables en contact direct avec les grès miocènes profonds (C2 et C4).

Les limites NW des coupes géologiques C1 et C3, et les limites SE des coupes géologiques C2 et C4 montrent, que les grès hétérogènes du Plio-Quaternaire, qui sont en alternance avec de niveaux marneux de quelques mètres d'épaisseurs; s'étendent sur toute la partie effondrée à des profondeurs variables. Les forages réalisés confirment ces résultats et montrent que les grès atteignent le maximum de leur épaisseur au centre de la cuvette (au niveau du SF1: 5426/4). Nous pouvons admettre que les conditions de sédimentations de ces grès en profondeur sont les mêmes d'une extrémité à l'autre de la cuvette, cependant ces coupes géologiques ainsi que les données des forages SF4 et SF5 montrent que les dépôts du Miocène basal, à ce niveau, sont plus fins que ceux des affleurements et plus grossiers que ceux de la partie axiale de la cuvette. Ces derniers sont en plus argileux. Nous pouvons conclure, que les grès sont d'autant plus fins qu'on se rapproche de l'axe de la plaine où les formations sont à leur maximum d'épaisseur.

Ces coupes géologiques montrent nettement que les grès, assez régulier en bordure, s'enfoncent brutalement à proximité de la zone axiale, cet enfoncement paraît plus accentué sur le flanc Nord que sur le flanc Sud où nous avons atteint les grès à des profondeurs allant de 150 et 250 m ([Khemiri.2014](#)).

- **Zone Nord (Bled Zelfane ; Coupes géologiques C2, C4, C8 et C9)**

Cette zone a été étudiée en partie par Zebidi (1968). Il s'agit de la bordure nord de ce synclinal où l'épaisseur des grès est relativement réduite, les coupes géologiques C2 et C4 montrent que les grès reposent directement sur les marnes coniaciennes, de ce fait les calcaires campaniens, affleurant sur une mince bande du Djebel Biréno (C9), font défaut au centre. Il s'en suit donc que les grès miocènes reposent directement tantôt sur les marnes du Santonien-Coniacien (C8 et C9) tantôt sur les calcaires du Douleb (Fig.9.b). Cette région alimente la cuvette de Foussana à travers la grande faille Nord qui est assez perméable. En

effet, nous n'avons relevé la présence d'aucune source le long de cette faille. Toute l'eau de Bled Zelfane passerait donc dans les dépôts quaternaires assez hétérogènes et alimentation ainsi la nappe phréatique de cette cuvette.

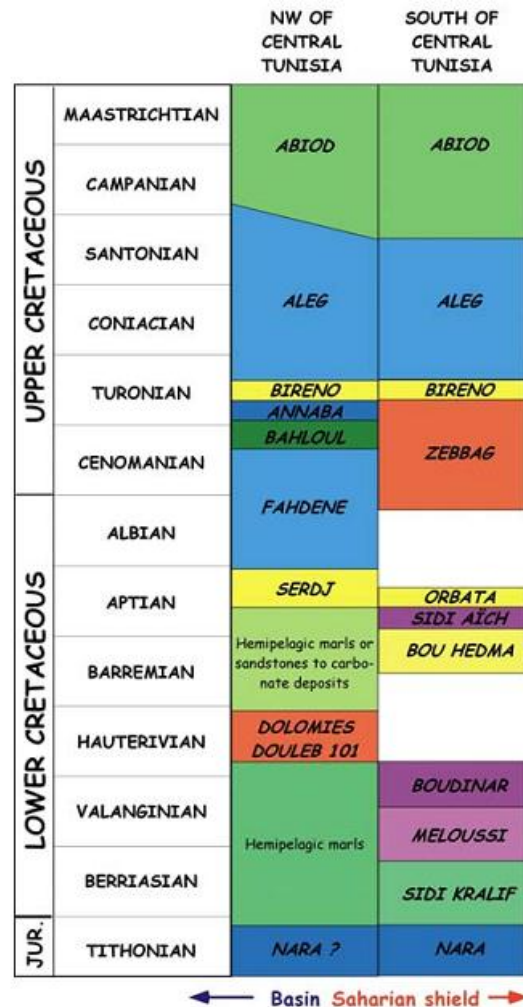


Fig.10.b: Les formations du Crétacé de la Tunisie (Zghal et Arnaud, 2005)

- **Zone Sud : Coupes géologiques (C1, C3, C5 et C11)**

Cette même carte du toit du substratum montre qu'il s'agit plutôt d'un certain nombre de compartiments juxtaposés et non d'une zone homogène. Les pendages et les directions des strates varient d'un compartiment à l'autre. L'épaisseur des grès change aussi avec les compartiments. Nous nous trouvons en présence de 6 parties différentes d'aquifères ayant chacune ses propres caractéristiques physiques et dont les connexions ne sont pas toujours évidentes. La partie centrale où sont implantés les forages 15218/4 et 15215/4 est caractérisée par l'avancée du substratum sous forme de « doigt de gant », cette avancée est due à deux décrochements importants. Cette partie est effondrée par rapport aux deux autres voisines et le

Rejet de cet effondrement atteint par endroits 500 m, (compartiment des sondages électriques n°56 et 57). La structure de la zone Sud est mal connue, ce manque de renseignements provient essentiellement de la faible densité de sondages électriques de forages

Nous étions donc amenés à tracer la faille selon les observations de surface. En allant de l'Est à l'Ouest le long de la faille Sud, nous retrouvons après chaque compartiment surélevé un autre affaissé qui est en même temps translaté vers l'axe de la « fosse ». Les conditions de sédimentation dans ces dépressions sont probablement les mêmes que celle de la partie centrale de la cuvette, mais les dépôts de remplissage sont cette fois – ci les grès affleurant de part et d'autre.

- **Zone Ouest: Coupes géologiques (C5 et C6)**

La partie Ouest est la partie avale du bassin, limité par Djebel Chambi au Sud et Djebel Semmama au Nord, et khanguet boulaaba à l'Est. Elle se présente sous forme d'un fossé secondaire d'axe NE-SW, donc perpendiculaire à la zone centrale et de même constitution. Les grès se trouveraient au centre de cette fosse à une profondeur voisine de 500m. Par contre, en bordure, ils sont très près de la surface et d'une épaisseur réduite couvrant des calcaires d'âge crétacé.

La coupe 5 de direction moyenne NE-SW montre que la structure de Khanguet Zitoun et largement affectée par des failles de direction moyenne NW-SE. Cette structure anticlinale est affectée du côté NE par des accidents d'effondrement. Les rejets cumulés de ces failles peuvent se chiffrer à quelques centaines de mètres. Le maximum de rejet est enregistré au niveau de Khanguet Slougui annonçant le début de l'effondrement du fossé de Foussana.

La coupe 6 de direction moyenne NE-SW passe par Djebel Ajred et met en relief l'appareil triasique de Henchir Asaila. Nous pouvons retirer à partir de cette coupe le rôle joué par un ensemble de failles de direction NW-SE dans la délimitation de Djebel Ajred ainsi que son effondrement du côté SW(Khemiri.2014). Ces failles enregistrent un rejet cumulé de plusieurs centaines de mètres. De même cette coupe expose la position structurale du diapir de Henchir Asaila. Il est délimité par des terrains d'âge crétacé supérieur.

- **Zone Est: Coupes géologiques (C7, C10 et C11)**

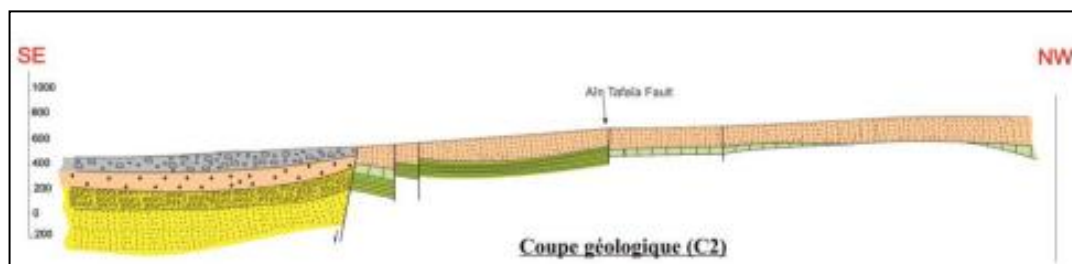
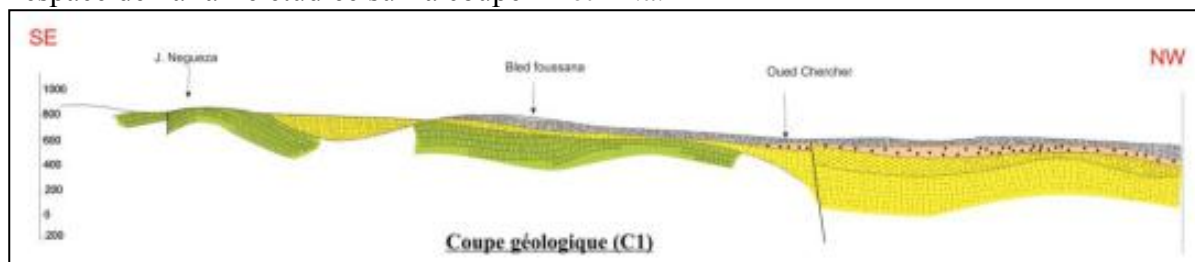
La coupe 7 tracée suivant une direction moyenne NE-SW traverse les reliefs escarpés de Jebel Semmama et se prolonge vers le massif de Chambi. Cette coupe montre en fait que la gorge formée entre ces deux massifs évolue au détriment de deux failles à caractères effondrant. En

effet du côté NE, une faille de direction moyenne NW-SE délimite les affleurements carbonatés du Crétacé supérieur tout en le mettant en contact direct avec les dépôts argilo-sableux du Néogène. L'affaissement cumulé enregistré par cette faille peut s'estimer à quelques centaines de mètres.

Du côté de Djebel Chambi, les couches carbonatées verticalisées par le passage du diapir sont interrompues par le passage d'une faille de direction NNW-SSE à regard vers le Nord. Cet accident affaisse ces dépôts carbonatés de plusieurs centaines de mètres.

L'effet combiné de ces deux failles forme la dépression à travers laquelle se creuse l'Oued Hatab. Au centre de cette partie effondrée sont déposées des séries quaternaires relativement très épaisses.

Les coupes 10 et 11 sont levées au niveau du versant NW de Djebel Chambi. La coupe 11, prend naissance au niveau du piton triasique de Djebel Ezzebes et se prolonge vers le NW. Elle expose une série crétacée lacuneuse et verticalisée par les mouvements ascensionnels du Trias salifère de ladite structure Djebel Ezzebes. Vers la plaine ces séries sont tronquées par le passage d'une faille de direction E-W à WNW-ESE. Cette faille met en contact direct les dépôts du Néogène avec ceux du Crétacé. Les travaux entrepris dans cette région nous ont permis d'attribuer une activité normale dextre de cette faille. De ce fait, l'effondrement des séries du Crétacé peut se chiffrer à plusieurs centaines de mètres. Cette faille constitue avec d'autres un des rameaux d'un réseau d'accident bordant du côté occidental le fossé de Foussana. Concernant la coupe 10 de direction moyenne E-W elle montre que les séries carbonatées à argilo-calcaires du Crétacé sont délimitées par le passage d'une faille normale de direction moyenne N-S (Khemiri.2014). Cette dernière correspond au prolongement dans l'espace de la faille étudiée sur la coupe 11 et 11.a.



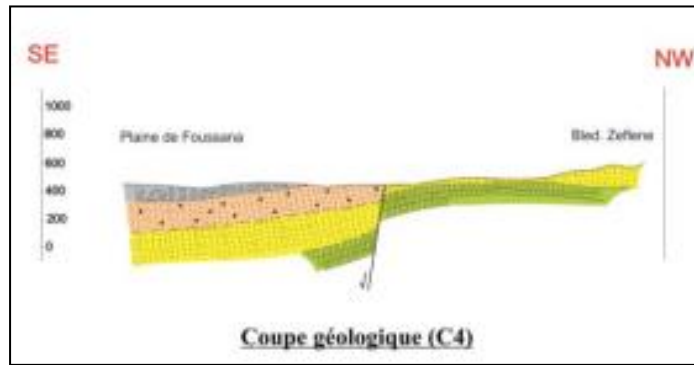
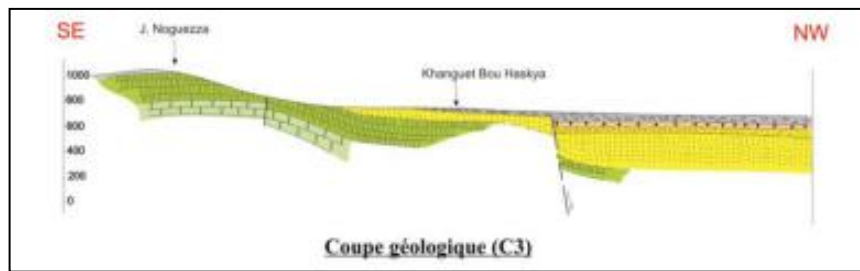
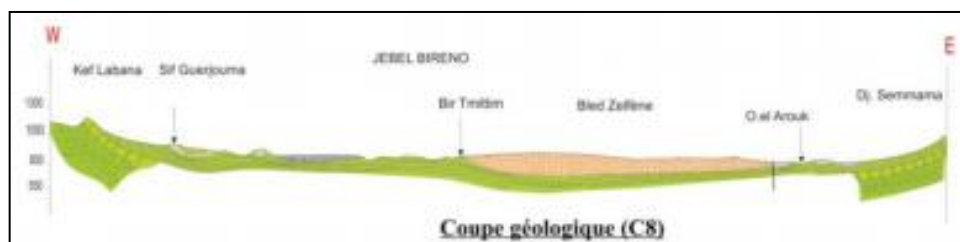
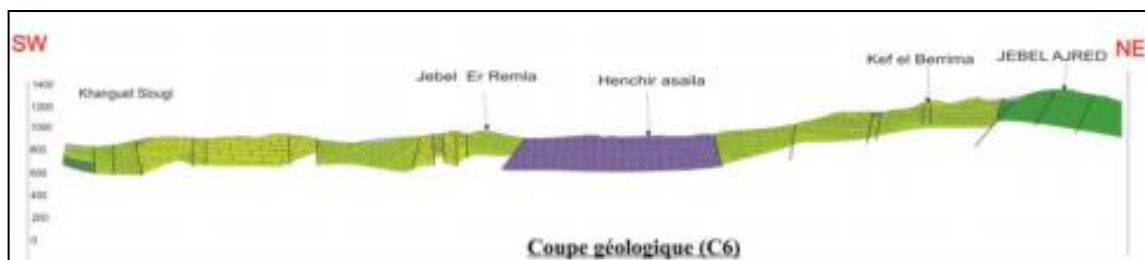
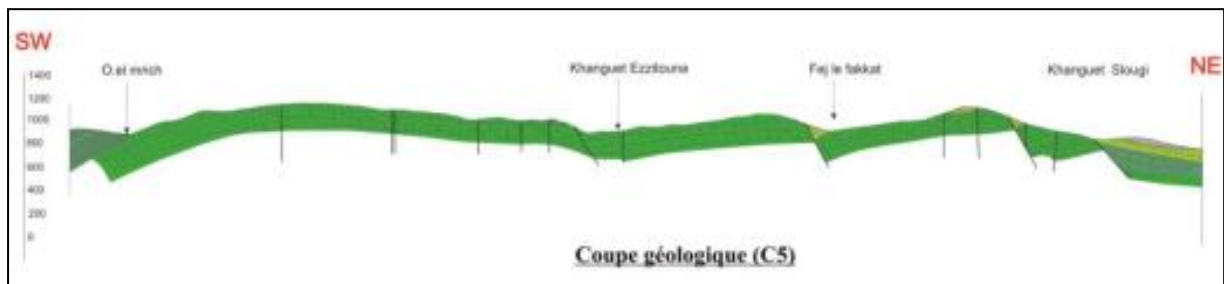


Fig. 11: Coupe Géologie C1, C2, C3 et C4.



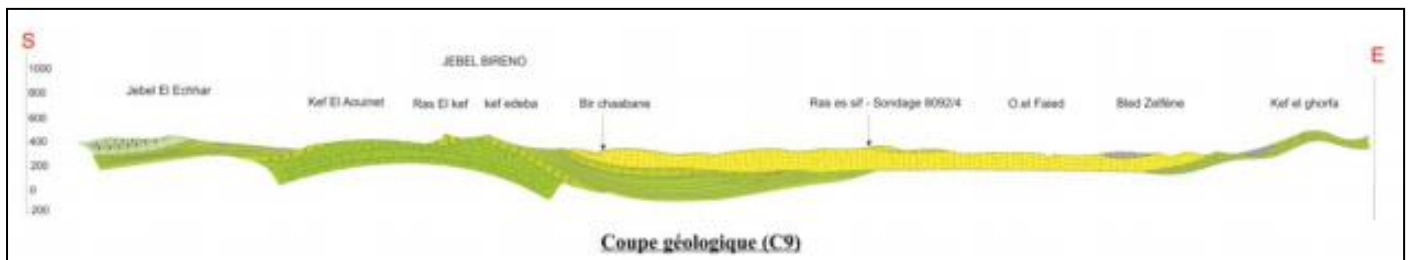
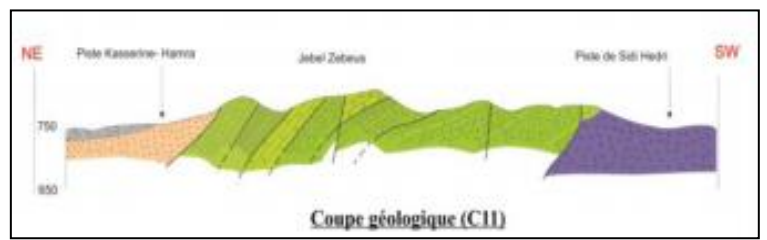
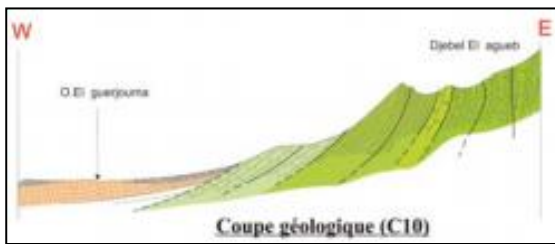
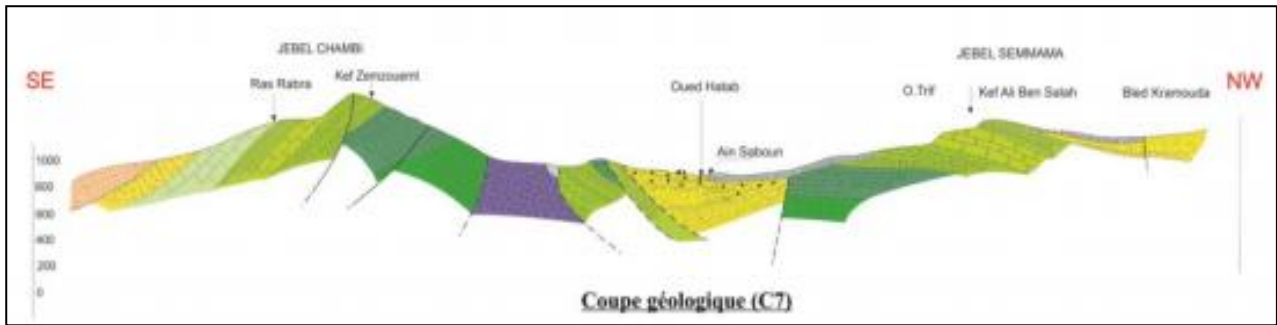


Fig. 12: Coupe Géologie C5, C6, C7, C8, C9, C10 et C11.

2-2 bassins de Tébessa (Algérie) (Fig.13)

La complexité tectonique de la zone étudiée nous a poussé à dégager les différentes structures résultantes de ces mouvements car ses structures peuvent constituer éventuellement les conditions aux limites des aquifères. Les cycles d'érosion et de sédimentation influent sur l'extension des systèmes aquifères.

En faisant le point sur toutes les formations géologiques, nous pouvons retenir quelques niveaux qui sont d'une perméabilité en grand, ce sont les calcaires du Maestrichtien, du Turonien, et de l'Éocène. La présence de failles au niveau de ces formations leur confère l'aptitude de jouer le rôle d'important magasin d'eau. En effet ces fractures peuvent constituer au sein de ces assises des réseaux prêts à emmagasiner ou faire circuler d'importantes quantités d'eau. Nous rappelons que ces formations bordent la plaine de Tébessa aussi bien au nord qu'au sud.

À l'intérieur de la plaine, les formations alluvionnaires, constituées à partir des sédiments de la série plio-quaternaire, sont d'une perméabilité en petit. Ces formations bénéficient d'un granoclassement de la bordure vers l'axe de la plaine (en bordure se sont des gros cailloutis, voire des galets calcaires et au centre des limons récents à faible perméabilité).

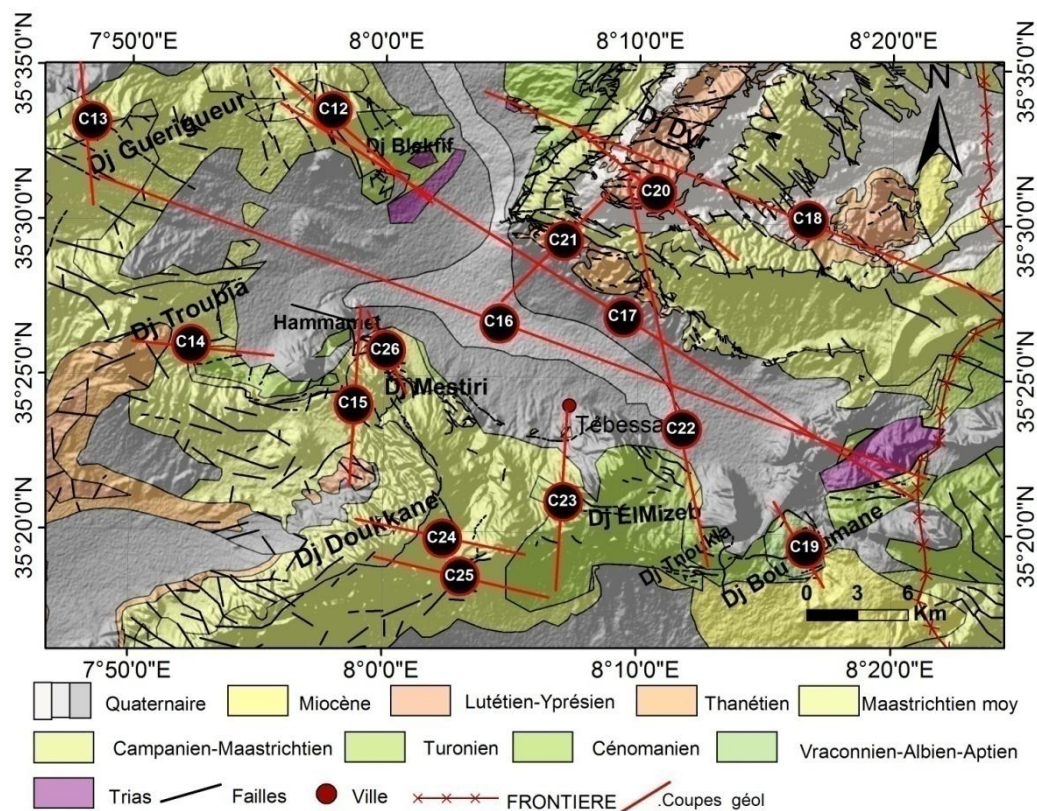


Fig. 13: Carte géologique montrant la position des coupes réalisées pour la compréhension de la géométrie du bassin de Tébessa.

• La coupe C12. C13 (Fig.14.)

La coupe longitudinale traverse toute la structure de Guerigueur. Une surface d'aplanissement apparaît aux environs de 1370-1400m.

Cette surface est légèrement déformée. Au NE, l'altitude évolue rapidement grâce à une série d'accidents de direction N W-SE à rejet normal pour donner naissance à une zone subsidente (la vallée de Blala).

Djebel Metloug se distingue par l'aspect de sa terminaison N E très abrupt. La dénivelée est de 450m, ceci confirme la nature tectonique et active de cette limite (Ben Abbas2006).

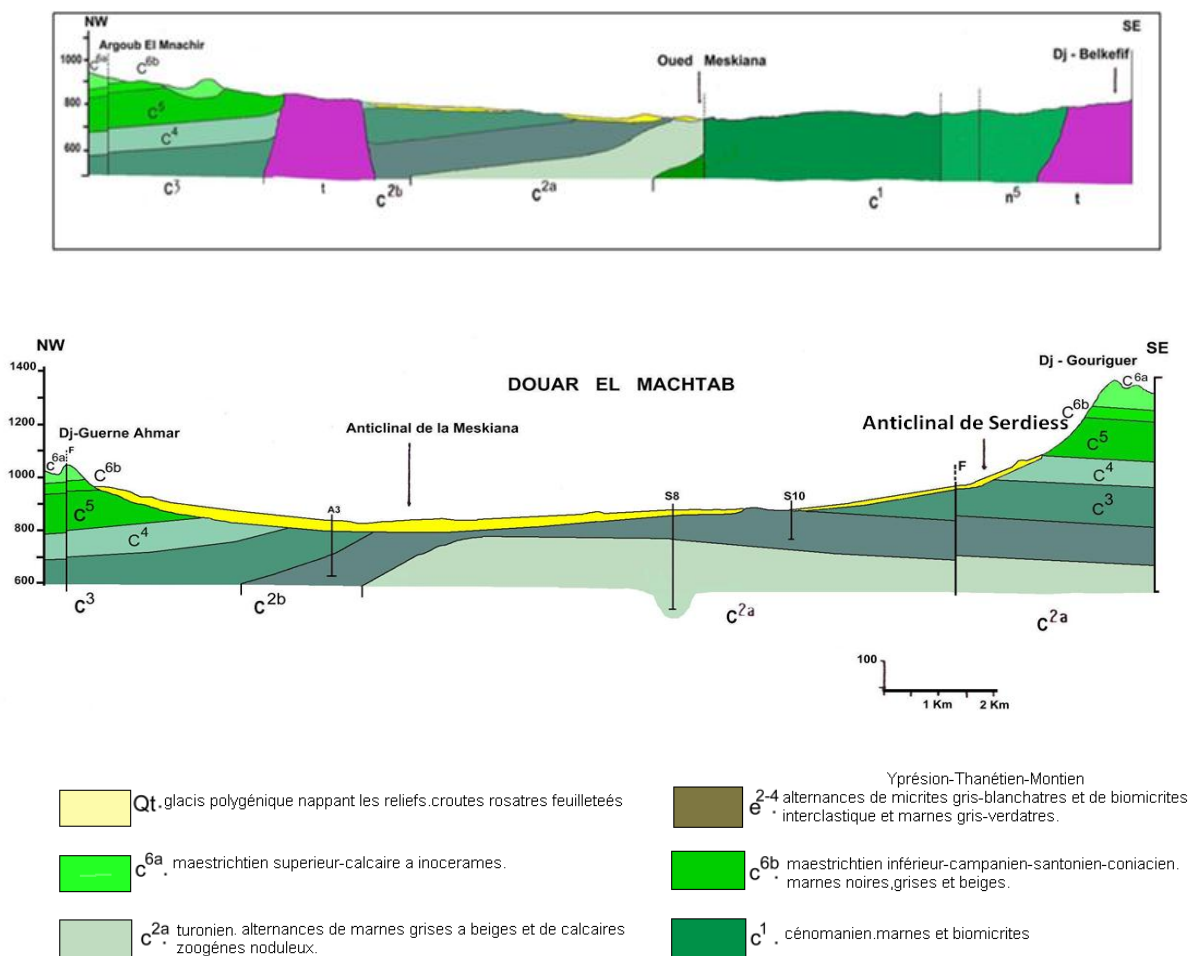


Fig. 14: Coupe Géologie C12.C13

• **La coupe C14** (Fig.15)

Le plateau de Chéria paraît régulier et peu perturbé. La nature tectonique d'Oued El Medjaouedj est évidente entre Djebel Essen et celui de Laaror. Djebel Essen évoluerait en partie grâce à cet accident.

Les versants de ces deux massifs sont escarpés et présentent rarement des replats, exception faite pour le versant SW de Djebel Laarour.

La dépression entre Djebel Essen et Djebel Chemla bien que tapissée de formations turoniennes, présente cependant plusieurs anomalies parmi lesquelles on peut relever :

- Une différence d'altitude entre Oued Serdies et Oued Chabro d'environ 100m .
- Le soulèvement de K at El Hadheb.
- Six niveaux de replats structuraux sur la rive gauche d'oued Chabro (Ben Abbas2006).

Par ailleurs au niveau de la rive droite, Hameimat Sud s'individualise dans le relief. Djebel Chemla confirme son asymétrie et la grande densité d'accidents favorisant sa remontée

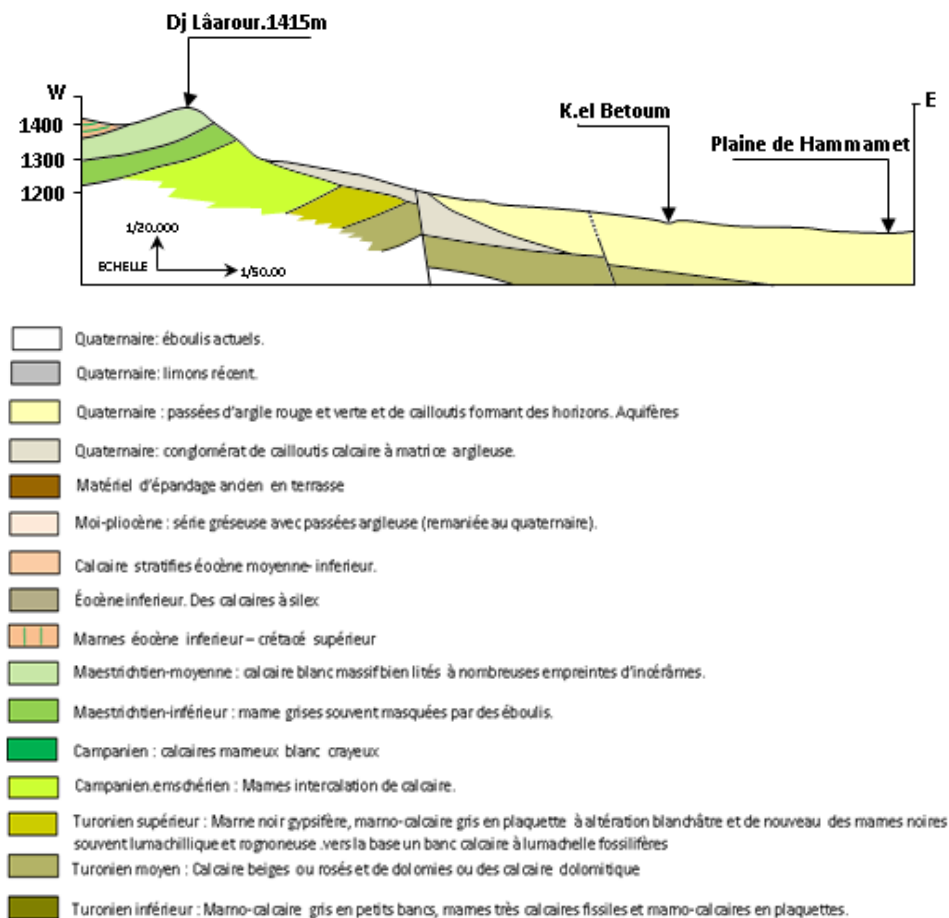


Fig. 15: Coupe Géologie C14.

- La coupe C15. C16 (Fig.16)

Cette coupe fort intéressante, traverse les principales structures géologiques de la région : le synclinal de Guerigueur , l'anticlinal de Serdies, le synclinal de Troubia, l'anticlinal de Hammamet et enfin le synclinal de Tazbent.

Elle renseigne sur l'allure, la forme et les limites parfois phénoménales de ces plis. Au plan morpho-structurale, et bien que chaque structure garde ses spécificités, les synclinaux semblent évoluer positivement en donnant des structures perchées tandis que les cœurs des anticlinaux sont tous effondrés (Ben Abbas2006).

Les limites entre les différentes structures se font à la faveur d'accidents ayant au Moins une composante verticale.

Une série de failles à composantes normales, par exemple, font effondrer le flanc NW du Guerigueur vers la vallée structurale de Meskiana. La dénivelée entre les formations maastrichtiennes et emscheriennes est 350 m environ. Quant à son flanc SE, il est limité par une zone de faiblesse étroite de direction NE-SW.

Le passage vers Djebel Serdies, se fait par Oued Rebai.

Entre Tazbent et Djebel Essen, on remarque une zone fortement compressée et effondrée, occupée en partie par la vallée d'Oued Medzeouedj.

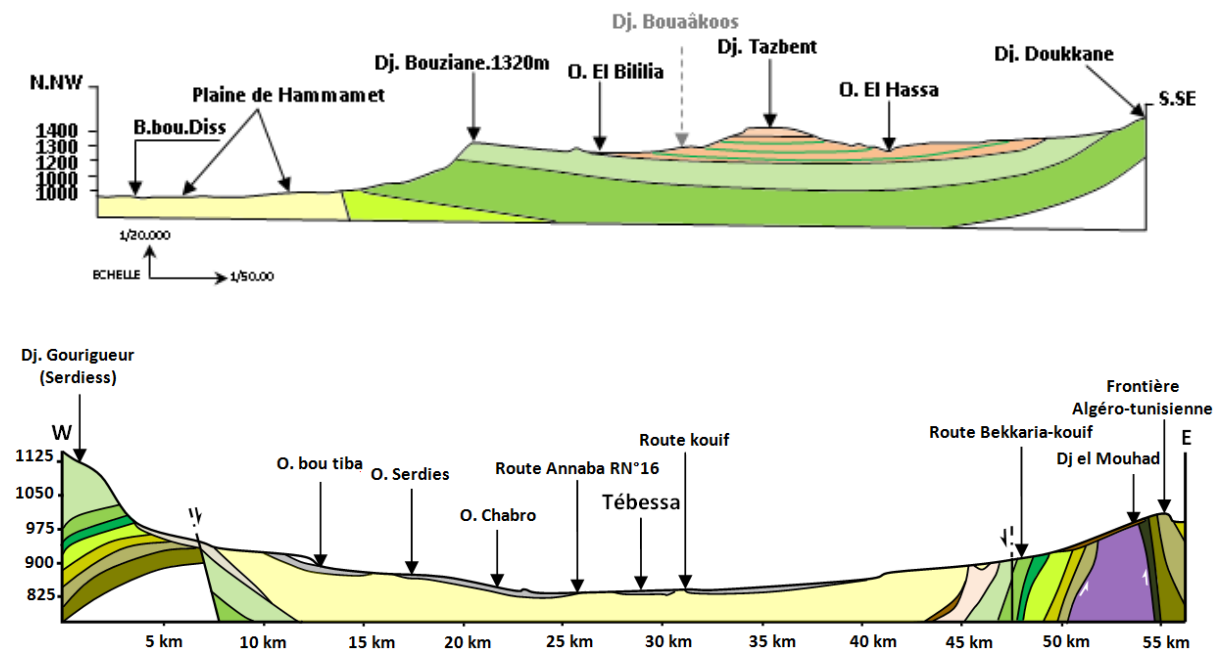


Fig. 16: Coupe Géologie C15. C16

- **La coupe C17. C18. C19** (Fig.17)

Cette coupe comporte un ensemble d'informations. Djebel Mzouzia par exemple paraît imposant par rapport au Metloug alors que sur la carte, il semble différent.

Cet état est dû en grande partie à la présence du Trias tout autour de Mzouzia et fait penser à l'existence d'un grand corps diapirique évoluant au-dessous de Mzouzia

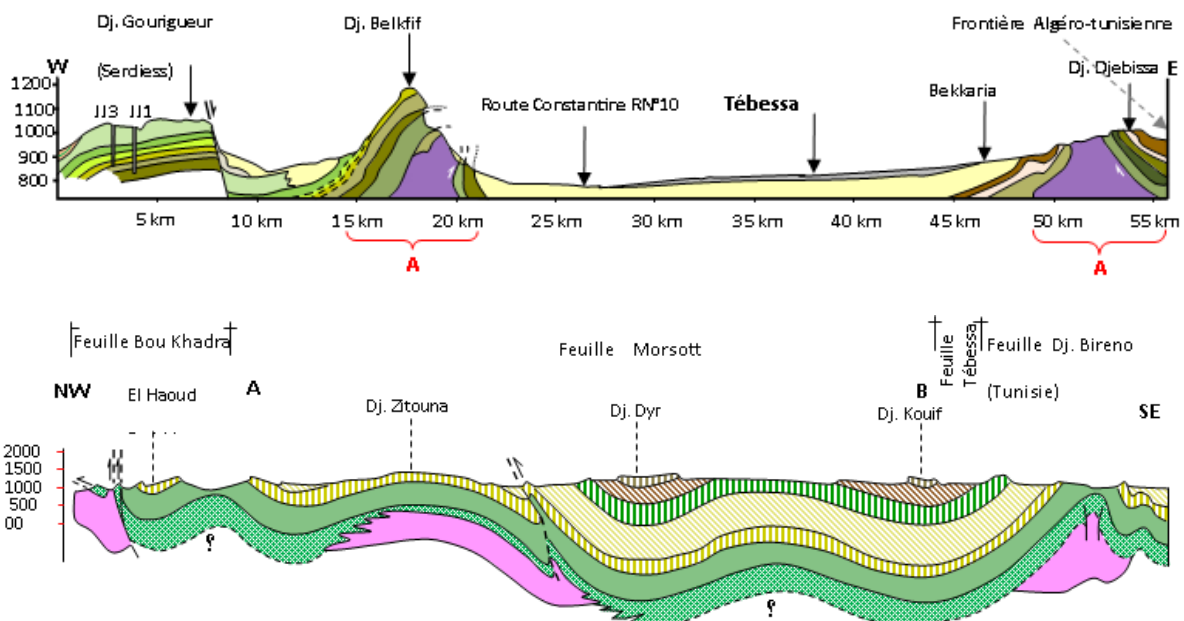
Les escarpements du Metloug, déjà évoqués dans la partie hypsométrique, sont bien visibles. Cependant l'asymétrie est une nouvelle donnée. En effet, le versant S'est très escarpé par rapport au versant NW. Le monoclinale de Belkfif apparaît comme un massif imposant. La zone entre Metloug et Belkfif est fort intéressante.

Quatre oueds traversent cette zone pas très large, ce qui en lui-même constitue une particularité morphologique.

Nous pensons que ceci est le résultat d'une tectonique active de blocs , à composante essentiellement verticale(Ben Abbas2006).

Séparés par la vallée de Oued Bouroumane, les massifs de Djebel Ozmor et celui de Bou roumane apparaissent comme deux méga-blocs évoluant positivement, scindés par une vallée structurale, subsidente et asymétrique.

Cette dernière est due au fait que la vitesse de montée des deux massifs est différente .Elle est plus accentuée au niveau de Bou roumane.



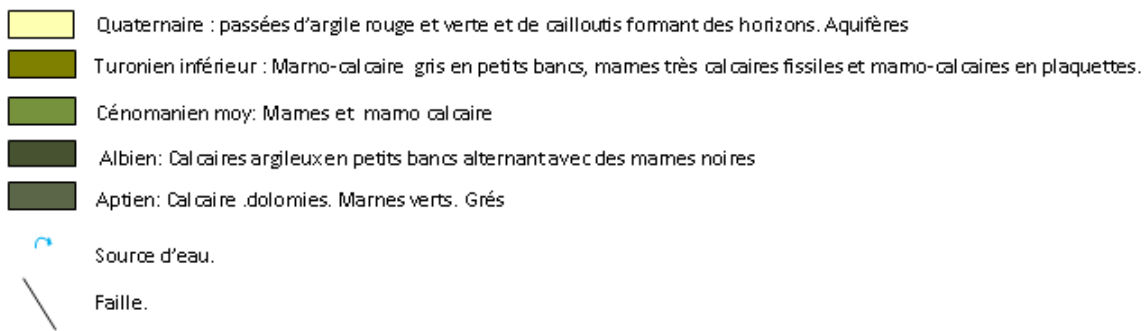
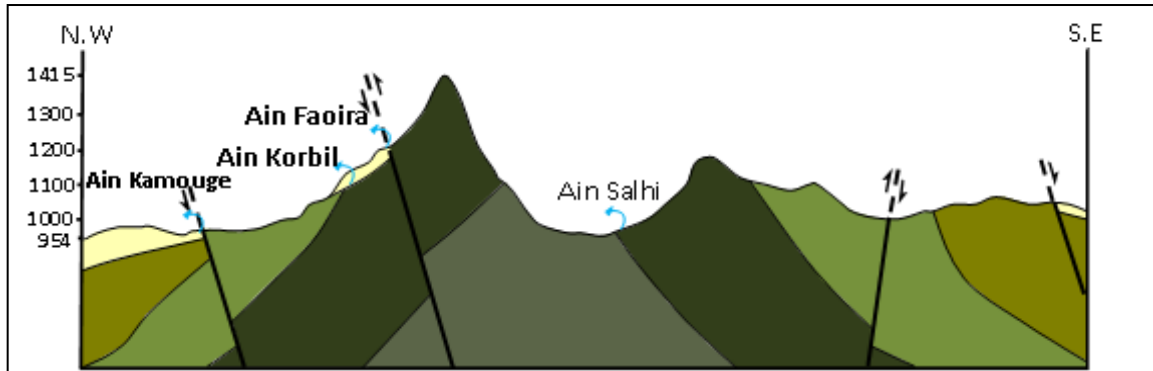
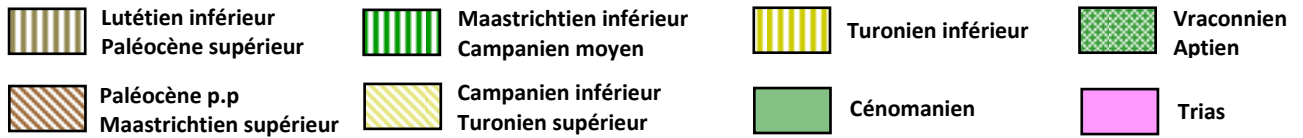


Fig. 17: Coupes Géologie C17 (même légende de C14, Fig. 13. A : d'après O.R.G.M.). C18. C19.

• **La coupe C20. C21. C22. C23 (Fig.18)**

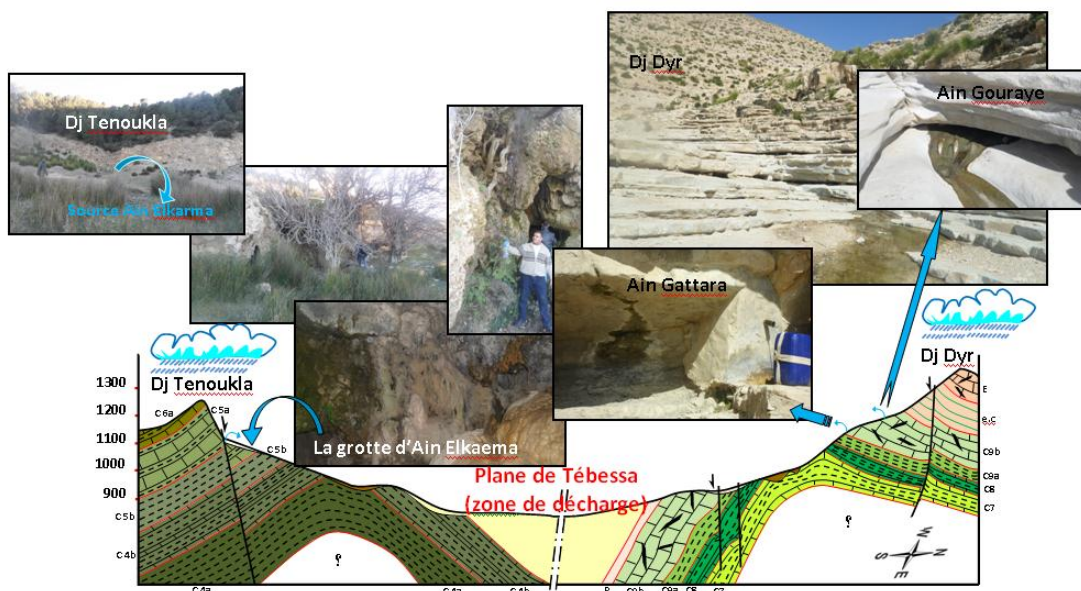
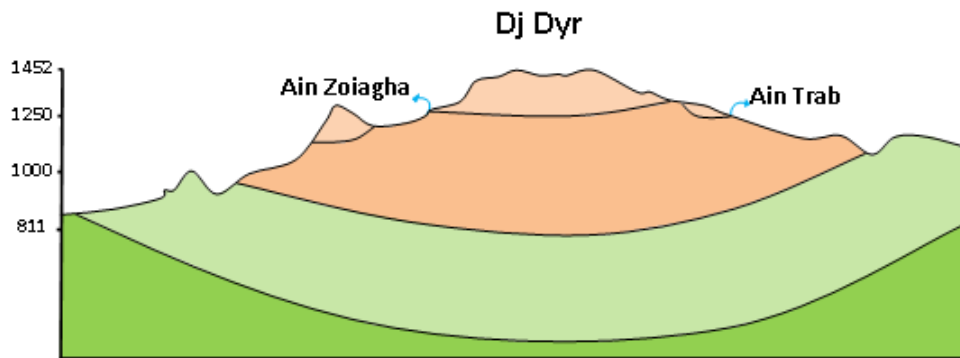
Cette coupe part de Haoud El Kebir à Djebel Bou roumane(Fig.16.C19) en passant par Djebel Zitouna, Djebel Dyr et le bassin d'effondrement de Tébéssa. L'asymétrie de Djebel Zitouna est nette avec un versant NW long, peu pentu et un versant SE court et escarpé.

La limite entre les structures de Zitouna-Tala-Chemla (Fig.16.C18) et Djebel Dyr est significative de la complexité géologique et tectonique de cette région.

Un grand accident, probablement un décrochement sénestre de direction NE-SW profond, emprunte cette zone et serait en relation avec l'apparition du Trias de Djebel Hameimat(Fig.15.C18).

Plus loin, on est frappé par l'allure de Djebel Bouroumane . Ce dernier culmine à une altitude de 1545m et évolue rapidement vers le bassin de Tébessa à 850m. L'importante dénivelée (600m) témoigne de la montée de ce Djebel.

Des replats structuraux apparaissent sur son versant NW, aux altitudes 1000, 1340, 1450 et 1500m. Ceux-ci sont les vestiges d'impulsions tectoniques ascendantes. L'étude de leurs nombres et de leurs positions apporterait une contribution à l'évolution géologique récente.



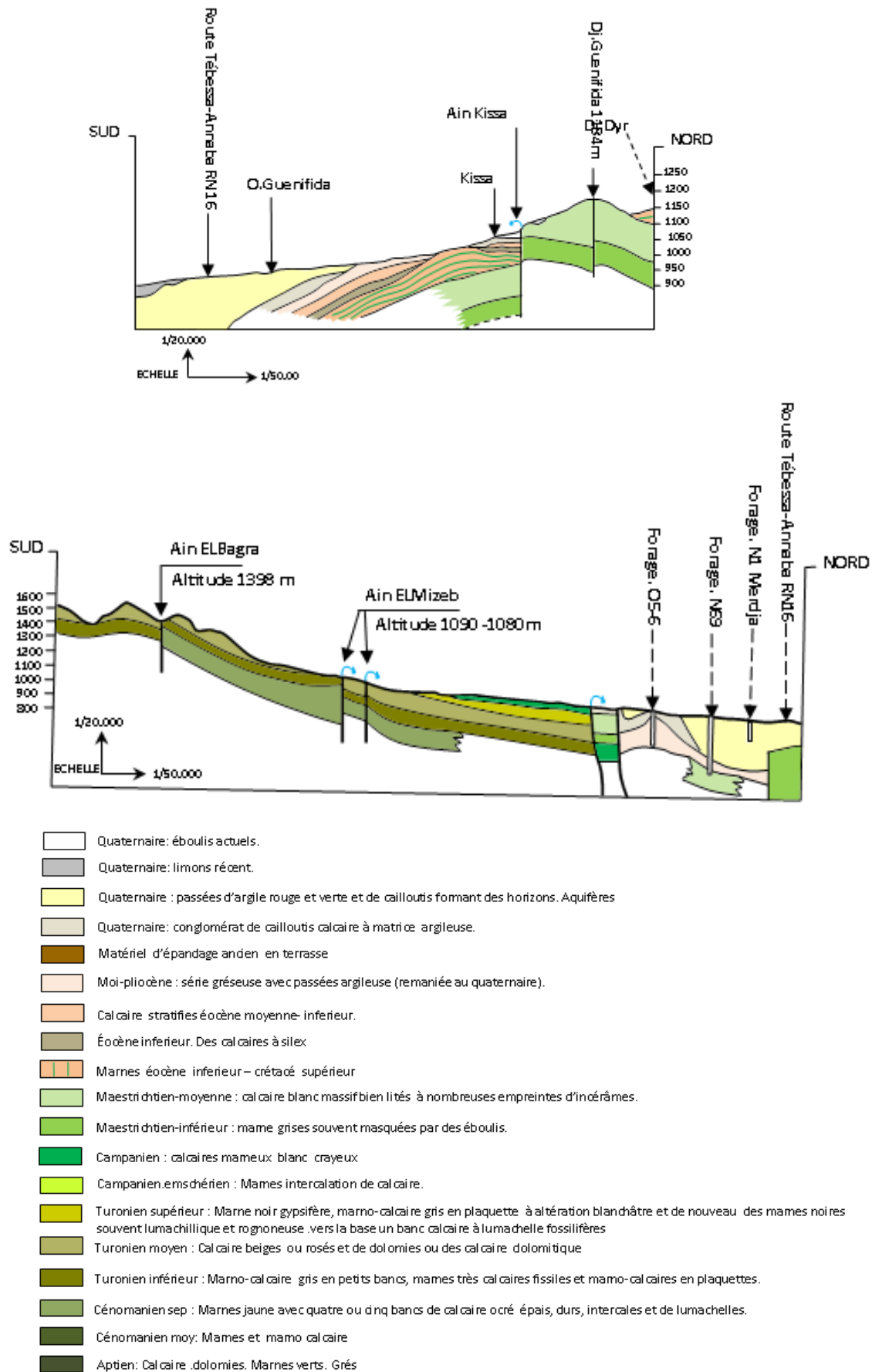


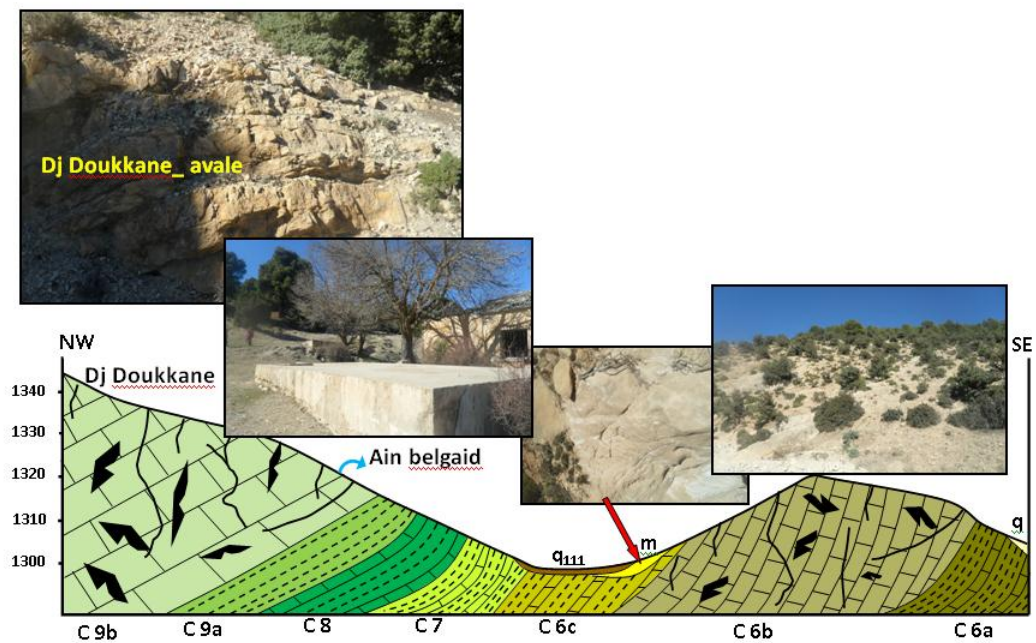
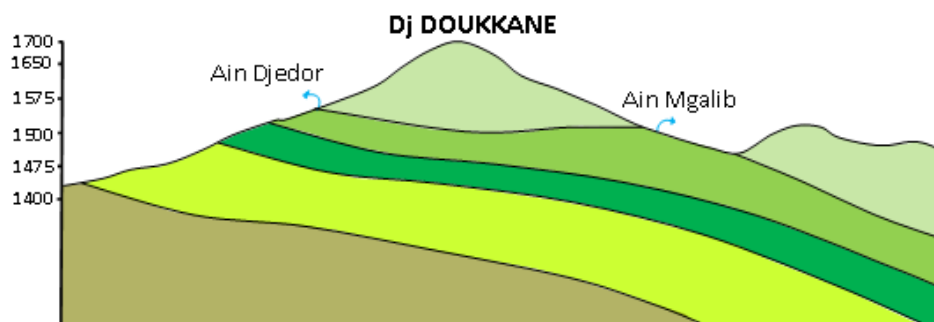
Fig. 18: Coupes Géologie C20. C21. C22.C23

- **La coupe C24. C25. C26 (Fig.19)**

Cette coupe donnée nous l'information structurale du Djebel Doukkane à Djebel Mestiri, en passant par Djebel Mizeb et Anoul.

Une série de failles à composantes normales, par exemple, font effondrer le flanc NW du Djebel Doukkane et Sud Djebel Mizeb vers la vallée structurale de Tébessa.

Djebel Doukkane représente la grande altitude dans la région de 1712m avec une dénivelée de 850m.



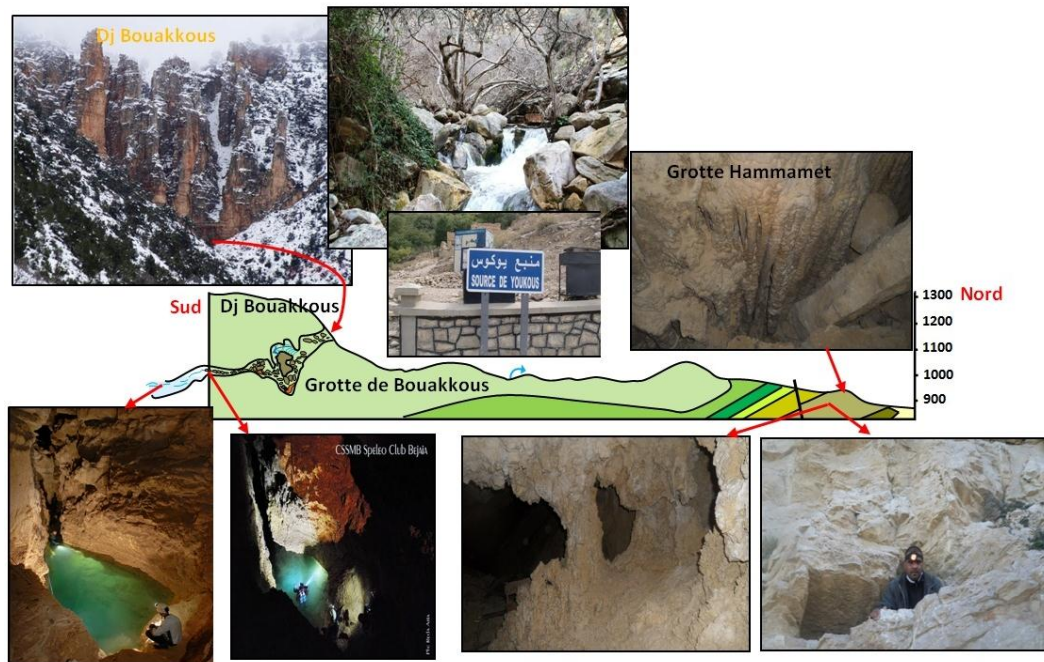


Fig. 19: Coupes Géologie C24. C25. C26. (Même légende de Fig. 18)

3- Conclusion

Les principaux traits structuraux de l'atlas saharien nord oriental, résultant des mouvements tectoniques, ont déterminé l'évolution paléogéographique et structurale de la région.

L'étude paléogéographique se traduit par une succession d'événement ayant provoqué l'existence des structures géologiques suivantes : subsidences, diapirisme, plissements et fossés d'effondrement.

Subsidence : l'enfoncement du socle Algéro-tunisien qui va durer du Barrémien jusqu'à la fin du crétacé s'est traduit par une accumulation sédimentaire de puissance totale de 4000 à 5000m environ.

Le diapirisme : un grand nombre de structures intrusives classiquement nommées «diapirs» sont l'une des principales caractéristiques de l'atlas saharien nord oriental.

A l'affleurement, ils sont allongés sur une bande de 80 km environ et ayant une direction Nord Est-Sud Ouest.

Les plissements : l'atlas saharien nord oriental est caractérisé par un ensemble de plis d'orientation générale Nord Est-Sud Ouest. Les anticlinaux sont souvent percés dans leurs

charnières par le Trias. Ils représentent des fermetures périclinale à chaque extrémité où ils sont interrompus par des accidents orthogonaux qui bordent les fossés d'effondrement.

La région de l'atlas saharien nord oriental est marquée par les fossés d'effondrement, orientés Nord Est-Sud Ouest à Est-Ouest et se suivent sur plusieurs kilomètres. Ils sont limités par des accidents majeurs ayant joué en failles normales

La fracturation ancienne ne semble pas jouer un rôle orographique important dans le paysage. Depuis l'éocène une grande influence tectonique est exercée sur la région, traduite par la phase orogénique qui donne l'Atlas Saharien nord oriental avec des plis de direction NE-SW coupés par de grandes failles transversales NW-SE (Morel 1955).

Par contre la tectonique Post-Miocène a joué un rôle très important dans la région. C'est à cette phase qu'on attribue une phase distensive ayant joué de grandes failles normales à rejet important et à orientation NW-SE orthogonalement aux structures Atlasique, créant des fossés d'effondrement (fossé de Morsott- Tébessa. Kasserine-Foussana).

On notera par ailleurs, que l'effondrement des fossés s'est manifesté pendant et après les dépôts des formations Miocènes, cet effondrement continu pendant la distension Plio-Quaternaire et enfonce encore plus les deux bassins (Dubordieu et Durozoy; 1950, Othmanine; 1987).

Cet effondrement subsiste même pendant la distension Plio-Quaternaire et enfonce encore plus le bassin de Tébessa- Foussana. Au Nord du terrain d'étude plus Précisément aux confins du fossé d'effondrement de Tébessa et Foussana ainsi qu'à la marge de Celui-ci, on signale la succession d'un système de Horsts et de Grabens concomitants à des failles d'une direction NE-SW d'âge Pliocène Supérieur-Villafranchien.

PARTIE II



CHAPITRE III

Evolution du relief structural

1. Introduction :

L'étude des structures affectant les couches plissées est indispensable pour pouvoir reconstruire de façon acceptable l'évolution du champ des contraintes effectives lors d'un plissement, notamment quand ce dernier est lié à une faille. La réponse mécanique des couches traversées par la faille détermine le mode de plissement, qui a un impact direct sur le développement du réseau de fractures dans les couches sus-jacentes. La compréhension des mécanismes du plissement dessine quelques questions majeures, à propos de la morphologie et de la cinématique de croissance du pli tout d'abord, où très peu d'indices permettent de reconstituer cette évolution à partir de la géométrie finie d'un pli. Les modèles de relations fractures-pli sont nombreux, et si des tendances se dessinent en comparant les différents cas naturels (Cooper et al. 2006), d'autres cas naturels présentent des schémas différents de fracturation (Bergbauer et Pollard, 2004, Tavani et al, 2006).

Si l'étude exhaustive de la fracturation peut être un outil puissant pour reconstruire l'évolution d'un plissement jusqu'à l'échelle de l'avant-pays (Quinta et Tavani, 2012), la variabilité des modèles met à mal notre compréhension du plissement. De plus, reconstituer des processus cinématiques, tels que la migration de la charnière et son impact sur la distribution des déformations à petite échelle, reste un domaine d'investigation, notamment du fait de la rareté des indices permettant de confirmer une telle migration ou de caractériser son ampleur (Mercier, 2007).

La masse sédimentaire de la région d'étude présente une épaisseur qui dépasse les 3000 m. Cette grande masse est caractérisée par des alternances de roches cohérentes :

2. Localisation géographique.

La zone d'étude se situe à l'extrémité orientale des chaînes de l'Atlas saharien aux confins Algéro-tunisiens (Fig. 20).

La zone d'étude couvre en fait onze (11) cartes topographiques d'une échelle 1/50000 : Hammamet (Youks les bains), El Ma Labiod, Bou Chebka , Feriana ,Jbel Selloum , Thala , Morsot , Meskiana , Cheria , Kasserine , Tébessa .

Située dans un système montagneux plus ou moins unique des chaînes de l'Atlas saharien, la région en question bénéficie d'une orographie commune à ces dernières. L'orientation générale des structures géologiques est N E - SW.

Orthogonalement à ces structures d'orientation atlasique, s'individualise un système de grandes dépressions tectoniques. Les principales dépressions sont celles de Hammamet, Tébessa, Morsott, Ouenza et Kasserine en Tunisie.

Il y a donc deux systèmes orographiques perpendiculaires, ayant une influence directe sur le plan de l'exposition des versants et de la circulation atmosphérique générale. A partir de cette zone, le relief des monts des Nememchats s'élargit fortement

avec une diminution progressive de l'altitude vers le NE, le golfe de Gabès, formant de la sorte une dépression linéaire.

Cette dépression donne naissance à un couloir d'accès favorable aux masses d'air vers le SW et dont la conséquence est certaine sur la morphogenèse.

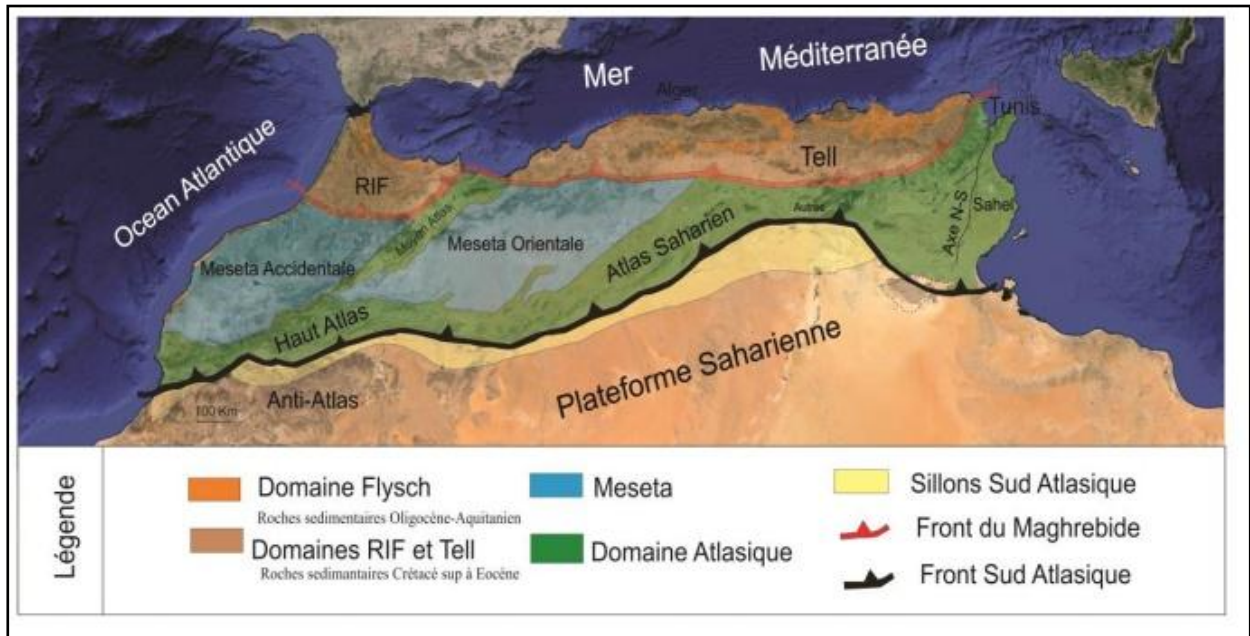


Fig.20: Carte de répartition des différentes Unités structurales majeures de l'Atlas Nord-Africain (Boccaletti & al. 1985).

3. Les grands traits de la géologie des Monts de Tébessa - Foussana (Kasserine).

Les principaux traits structuraux et morpho-structuraux des Monts de Tébessa – Foussana (Fig.2.) résultent de mouvements polyphasés dans lesquels les jeux du socle, substratum sous-jacent, jouent un rôle important. Ces mouvements ayant déterminé l'évolution.

La paléogéographie et la structure de la région se traduisent par :

- Une forte subsidence.
- Un diapirisme triasique.
- Un plissement des séries sédimentaires.
- La mise en place de fossés d'effondrement

3.1. La subsidence.

Dès 1956, Dubourdieu G., avait conclu à l'effondrement et à l'enfoncement du socle Algéro-tunisien.

Cet enfouissement, qui va durer du Barrémien jusqu' à la fin du Crétacé s'est traduit par une accumulation sédimentaire d'une puissance totale de 4 à 5 000 m environ, tandis que les estimations bathymétriques n'ont jamais dépassé quelques centaines de mètres.

Cette subsidence n'est pas la même partout. Elle est perturbée au moins dès l'Aptien par l'apparition des hauts fonds sur lesquels une sédimentation carbonatée sub-récifale s'est déposée.

Certains auteurs, [Masse JP](#) et [Chikhi-Aouimeur F](#), (1982), pensent que l'apparition de ces hauts fonds sont liés à l'activité diapirique des formations triasiques. Cette dernière aurait été déterminée par le rejet d'accidents hercyniens orientés NNE-SSW ou une dynamique en extension NE-S W à l'Aptien.

3.2. Le diapirisme triasique.

De la côte atlantique marocaine au golfe de Gabès, les chaînes d'Afrique du Nord présentent un grand nombre de structures intrusives classiquement nommées « diapirs » (Fig. 21). On admet aujourd'hui que le matériel engagé dans les intrusions est à rapporter au Trias ou à la base du Lias.

La composition lithologique à l'affleurement de ces corps structuraux correspond à la combinaison de trois types de roche : évaporitique, détritiques et carbonatées. de plus, lorsque les évaporites sont présentes, il s'agit le plus souvent de gypse, quelque fois d'anhydrite et rarement de sel.

Coincé entre un socle plus ou moins rigide et une énorme couverture sédimentaire, le Trias formé par des formations gypso-salines à tendance à envahir les zones où s'affaiblit la résistance de leur couverture, à la moindre déformation mécanique. Quelle que soit l'époque de son déclenchement, la migration des complexes plastiques s'est nécessairement intensifiée sous l'influence des forces tectoniques. Le diapirisme avait encore lieu durant le Quaternaire et tout porte à penser qu'il continue ainsi de nos jours.

Parmi les causes de cette migration, on peut en retenir trois :

- Les compressions horizontales, donnant un plissement régional.
- La dislocation de l'écorce : elle permet l'insinuation des diapirs dans les champs de fractures au niveau des failles majeures.
- Les déplacements des méga-blocs au sein du socle.

Les formations triasiques se présentent sous forme d'un ensemble chaotique ceinturé Par des enveloppes tectonisées et bréchifiées.

Les différentes étapes de diapirisme ont une incidence directe sur la sédimentation et se traduisent par des remaniements, des constructions récifales, des variations de faciès et des épaisseurs.

Par ailleurs, on note au niveau des structures la présence de discordances de renversement de séries et un morcellement de la couverture.

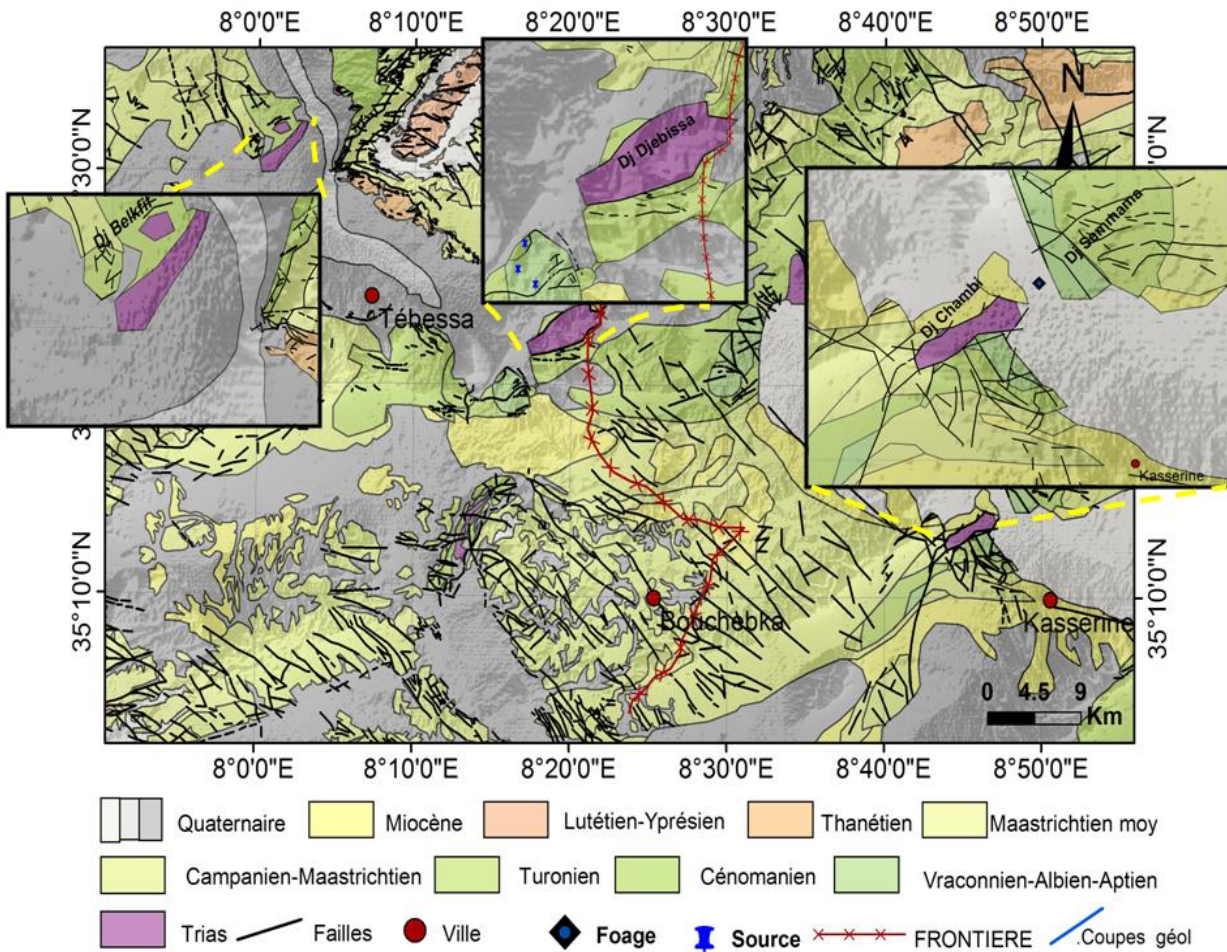


Fig.21 : Carte géologique des confins Algéro-tunisiens

3.3. Le plissement de la région.

L'Atlas saharien oriental est caractérisé par un ensemble de plis anticlinaux à grands rayon de courbure et dont l'ossature est assurée par les niveaux calcaires crétacés. Ces anticlinaux sont souvent percés par du Trias.

Ceux-ci sont relayés par de grandes structures synclinales dont le cœur est constitué par des calcaires éocènes.

L'orientation générale de cet ensemble de plis est NE - SW. Ces derniers présentent des fermetures périclinale coniques et souvent interrompues par des accidents orthogonaux bordant les fossés d'effondrement. Ces plis résulteraient d'un serrage éocène - néogène dont l'âge exact reste encore à préciser.

4. Evolution géodynamique de l'avant pays de la chaîne alpine :

L'évolution géodynamique de l'avant pays de la chaîne alpine a permis de mettre en évidence des structures distensives, localisées à l'extrémité orientale du Maghreb (Fig.4.1). Et en Mer Pélagienne, nommées des grabens ou des fossés d'effondrements de direction NW-SE et E-W (Fig.22).ces structures sont associées à des décrochements, évoluant le plus souvent soit en pull-apart, soit en rift continentaux.

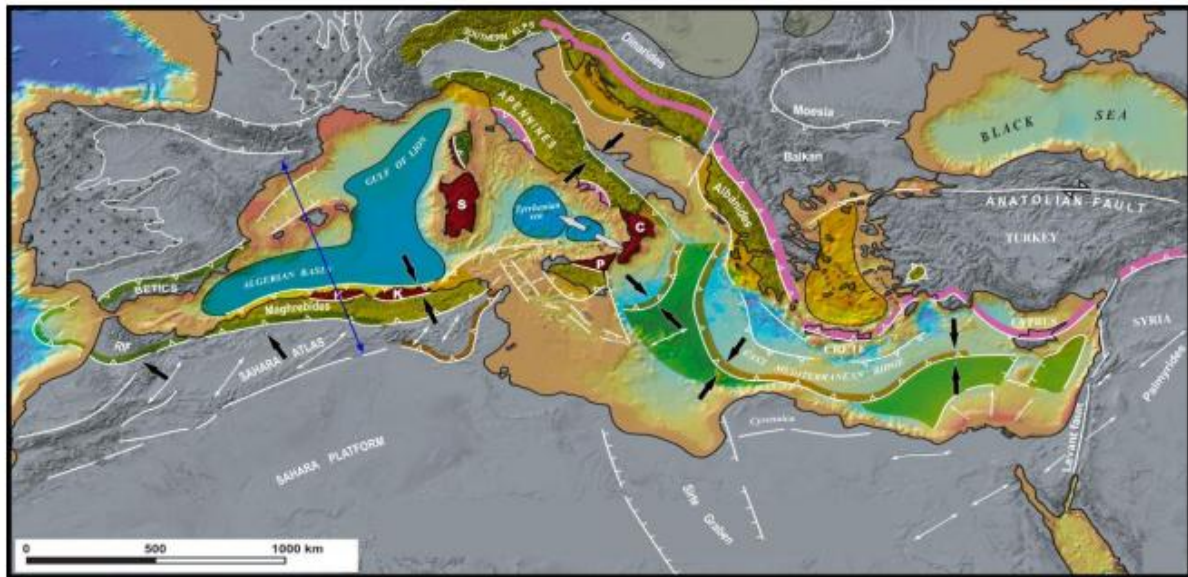


Fig. 22: Carte synthétique des grands ensembles structuraux du domaine méditerranéen montrant la localisation des fronts de chevauchements des Maghrébides (Rouret et al. 2012).

4.1. Dynamique des grabens Algéro-Tunisiens.

L'évolution des grabens de l'Atlas Algéro-Tunisien a commencé de l'Aquitainien jusqu'au Quaternaire

- **Aquitainien –Tortonien :**

Les nappes de charriage qui ont été confirmées au cours de cette période au Nord de la Zone d'étude (Rouvier, 1977) se sont déplacées du NW vers le SE, et ont terminé leur migration au Tortonien basal. Cette époque est marquée aussi par l'ouverture des fossés d'effondrement dans l'Algérie extrême Est et la Tunisie centrale dans les zones qui ont été le siège des phénomènes distensifs au Crétacé moyen (Chih, 1984).

L'absence de discordances dans les séries Mio-Plio-Quaternaires (Zargouni et Ruland, 1981) démontre que l'Atlas tunisien méridional semble un peu plus stable dans cette période.

Par contre la zone de Sahel à l'Est tunisien se caractérise pendant la même période par une subsidence importante suite à des phénomènes distensifs au cours du Miocène moyen.

- **Tortonien- Messinien :**

Cette période est marquée par un régime compressif ; elle correspond à la phase dite atlasique qui a affecté l'Est Algérien et la Tunisie centrale.

Dans le Nord de La région, cette période est matérialisée par le plissement des nappes de charriage (Rouvier, 1977), suivant des plis de direction NE-SW et par la création des zones des écaillés en avant du front des nappes dans la région de Béja – Souk Ahras.

Dans notre région, cette période constitue l'événement tectonique compressif majeur ; les séries du Languien - Serravallien en légère discordance sur celle du Crétacé sont affectées de

plis orientées NE-SW, comme en Tunisie septentrionale, en association avec des systèmes de décrochements conjugués. Cette phase de plissement atteint l'Atlas méridional où il est de faible ampleur (Chihi, 1995).

- **Plio- Villafranchien :**

Le régime compressif récent règne sur l'ensemble du territoire. En Tunisie septentrionale et en Algérie, Rouvier 1977 signale un important épisode compressif post Villafranchien. Cet épisode qui réactive les structures anciennes suivant la même direction de compression NW-SE, se poursuit postérieurement puisque des terrains d'âge tyrrhénien (90.000 ans) sont affectés par des plis, des failles inverses et des décrochements (Ben Ayed et al, 1983). Certaines structures seraient même historiques (Kammoun et al, 1980, Kammoun, 1981).

La région et l'Est tunisien, la tectonique compressive est postérieure à la formation alluvionnaire (Messinien-Villafranchien) réactive également les structures (plis, décrochements) nées lors des épisodes compressifs du Tortonien supérieur (Zargouni et Trémolières, 1981).

À l'intérieur des grabens, la distension continue avec formation des failles normales de direction NW-SE qui sont en relation avec la perturbation du champ de contrainte régional compressif.

- **Quaternaire récent :**

Des observations faites en plusieurs points de l'Atlas Algéro-Tunisien et méridionale montrent un régime tectonique compressif, les études récentes montrent qu'au niveau des grabens préexistants l'activité des failles normales de direction NW-SE subparallèle aux fossés s'expliquent par une perturbation locale du champ de contrainte régionale compressifs (Ben Ayed et al, 1983; Chihi, 1995; Dlala, 1984 ; Belguith, 2010; Zouaghi, 2010; Ezzin, 2012).

4.2 Les grabens de la Mer Pélagienne.

Concernant les grabens de la mer pélagienne, elle constitue un prolongement naturel des fossés de la Tunisie centrale et de l'Est Algérien. C'est un véritable domaine compressif, limité à l'Ouest et au Sud par l'accident majeur de Gafsa (Zargouni, 1984) au Nord par le front de la chaîne alpine et à l'Est par l'escarpement de Malte.

L'étude détaillée de l'évolution des grabens de la mer pélagienne montre qu'elles se manifestent dès le Miocène (Chihi, 1995).

- **La période du Miocène inférieur :**

Pendant cette période, la subduction continentale fonctionne depuis l'Afrique du Nord jusqu'à Sicile, cette subduction se manifeste par la mise en place des nappes, un volcanisme calco-alcalin, l'ouverture des grabens de l'Atlas Algéro-tunisien et de la mer pélagienne.

- **La période du Miocène supérieur- Pliocène :**

Au Miocène supérieur, se produit un blocage de la subduction de l'Afrique du Nord, en revanche la distension continue à fonctionner dans la mer pélagienne. Alors que dans l'Atlas la compression atteint la Tunisie centrale et l'Est algérien, ce qui entraîne un zonage structural entre le domaine de l'Atlas tunisien et celui de la mer pélagienne.

- **La période Quaternaire :**

Le blocage de la subduction atteint la Sicile qui engendre une nouvelle situation à l'échelle géodynamique et à l'échelle de la méditerranée centrale. En effet, ce blocage se manifeste par un volcanisme alcalin et la compression progresse en direction des grabens pélagiens et ceux de l'Atlas.

4.3 Dynamique des grabens de L'Atlas central.²

L'Atlas Est Algéro-tunisien, terminaison orientale de la chaîne atlasique d'Afrique du Nord, apparaît comme un orogène intra - cratonique dont le développement pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque a été contrôlé par l'héritage structural du socle ([Schamel, 1981](#) et [Zargouni, 1985](#)). Cette zone constitue une immense plate-forme à sédimentation évaporitique pendant le Trias et carbonatée pendant le Jurassique. Cette période est marquée par l'ouverture de la Téthys, avec extension crustale et développement de failles normales produisant une subsidence lente et un remplissage de bassins à partir du Crétacé inférieur ([Schamel, 1981](#)).

La Tunisie centre-nord et l'Est extrême de L'Algérie est constitué une plate-forme de transition centro-méridionale à faciès de plate-forme carbonatée à sédimentation épicontinentale et la Tunisie et l'Est Algérien septentrionale qui constitue un domaine marin franc. Cette zone était le siège d'une tectonique extensive synsédimentaires d'âge Crétacé illustrée par un réseau de failles normales de directions NW-SE à NE-SW ([Belguith, 2010](#)).

Cette tectonique est à l'origine du morcellement de la bordure septentrionale de la plate-forme saharienne en panneaux distincts. Le rejeu périodique de ces panneaux en blocs basculés est à l'origine des importantes variations d'épaisseurs des séries sédimentaires de la région à cette époque ([Bismuth et al. 1982](#)).

4.4. Fossé d'effondrement.

D'après Raoult et al (1984), le fossé d'effondrement correspond à une dépression allongée à fond plat et à flanc raide. Ces grabens sont limités par des failles normales conjuguées de sens et de rejets opposés (failles antithétiques). Ces structures peuvent être découpées en grabens secondaires, par des horsts ou par des demi-grabens et des demi-horsts. Elles sont donc limitées par des failles synthétiques ce qui entraîne par conséquent la formation des blocs basculés.

Les fossés d'effondrements peuvent être soit :

- Des structures superficielles : elles sont de faible importance de l'ordre de kilomètre et de rejet d'une centaine de mètres.
- Des structures profondes (Rift) : c'est lorsque le fossé devient à l'échelle continentale, de longueur de cent à plusieurs centaines ou millier de mètres et de largeur de plusieurs dizaines de kilomètres. A ce niveau, il se produit à leur verticale des manifestations de la croûte et du manteau supérieur.

L'Atlas Algéro-tunisien (Fig.23) constitue l'avant pays plissé de la chaîne alpine appelée, les Maghrébides (Khemiri 2014). Il correspond au segment le plus oriental de l'Atlas saharien.

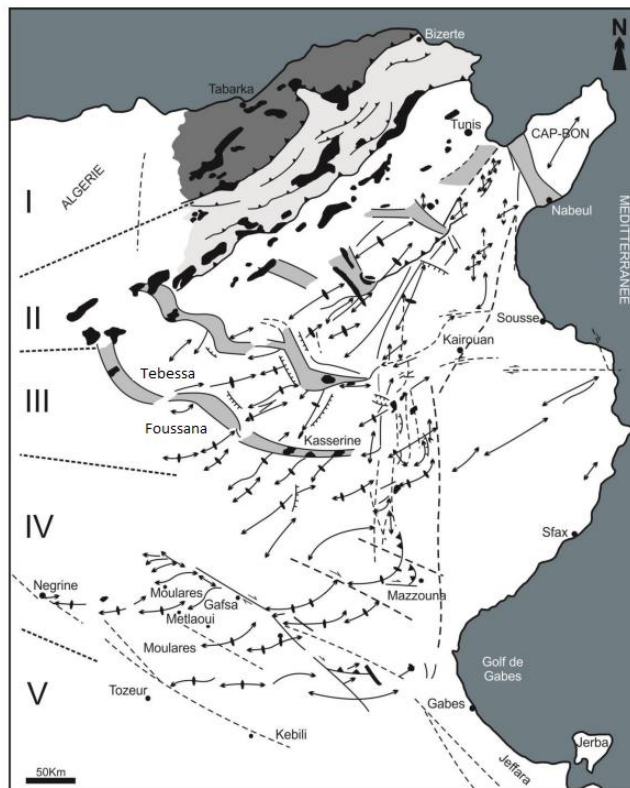


Fig. 23: Carte structurale de la Tunisie et l'Est Algérien, montrant le Domaine de distribution des fossés d'effondrements. (Zargouni, 1985).

L'histoire structurale est caractérisée, depuis le Mésozoïque, par des périodes d'extension alternant à partir, au moins, du Néogène, avec des périodes compressives. Le résultat est une chaîne plissée et faillée d'apparence simple mais parfois complexe dans le détail par suite du polyphasage (Chih, 1995).

En Algérie, de même qu'en Tunisie, la partie Est et centre-nord de la Tunisie de ce domaine plissé est caractérisée par l'existence de fossés d'effondrement plurikilométriques. Ils présentent un intérêt pour la recherche des substances utiles et pour la reconstitution de l'histoire tectonique de l'avant pays de la chaîne alpine dans le cadre régional mais aussi global.

La zone des fossés est limitée, au Sud et au Nord, respectivement, par la faille de Kasserine et Gafsa-El Ma labiod au Sud et par la zone des extrusions triasiques et le front de chevauchement de l'Atlas septentrional au Nord. Ces fossés d'effondrement sont orientés NW-SE. Ils tronquent, parfois, les plis de direction NE-SW qui ne présentent qu'une seule terminaison périclinale (Belguith, 2010).

Cependant, les grabens de l'Atlas tunisien et l'extrême Est Algérien et de la Mer pélagienne ne sont pas isolés, leur évolution est intimement liée à l'évolution de la Méditerranée centrale dans un contexte de convergence des plaques Africaine et Européenne selon un système de subduction-collision (Fig.24) (Fig.24.a).

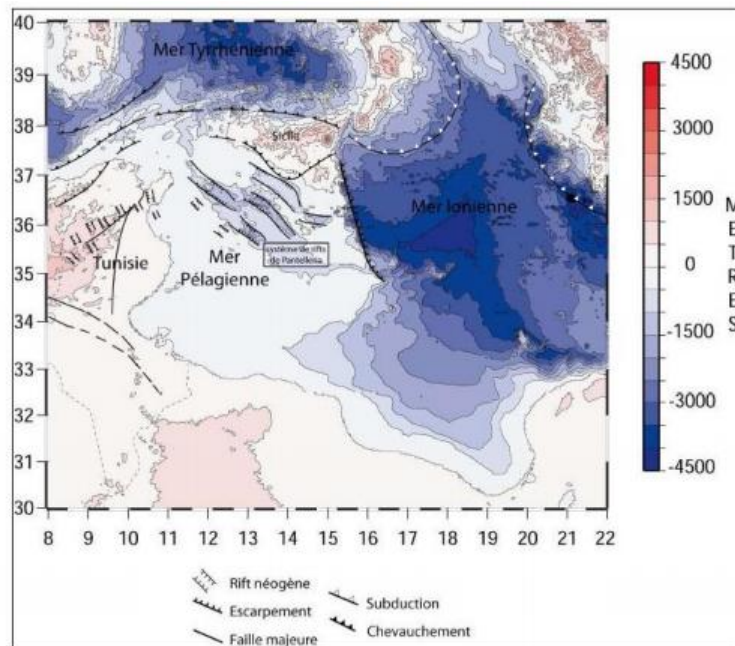
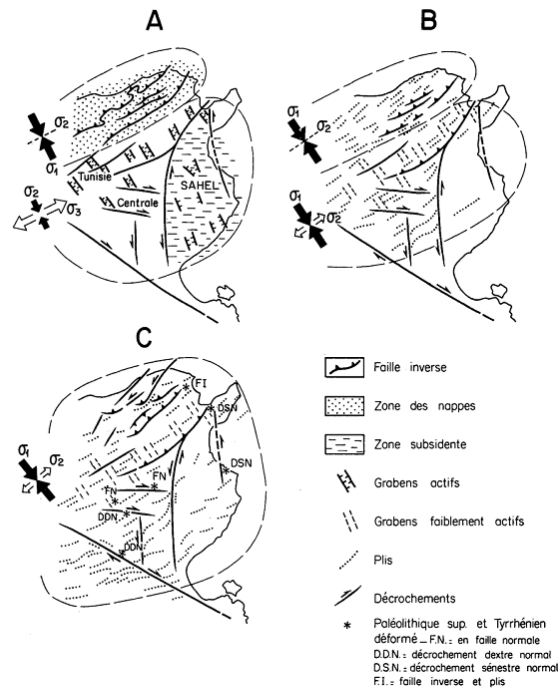


Fig. 24: Cadre structural actuel et récent des fossés de l'Atlas Algéro-tunisien dans le contexte géodynamique de la Méditerranée central. (Belguith, 2010).



A : Aquitainien –Tortonien ; **B** : Tortonien- Messinien ; **C** : Plio- Villafranchien

Fig. 24.a: Evolution géodynamique de l'extrême Est Algérien et la Tunisie depuis l'Aquitainien jusqu'au Quaternaire (Dlala et al, 1986; Philip et al, 1986).

4.4.1 Mécanismes d'ouverture et de mise en place des fossés d'effondrements dans l'Atlas Algéro-tunisien :

Hypothèses de la genèse des fossés d'effondrements

Les mécanismes de genèse des fossés d'effondrement ont fait l'objectif de plusieurs discussions et de plusieurs hypothèses :

a. Ouverture au Plio-Quaternaire

Cette hypothèse est soutenue par les premiers travaux effectués depuis le début du 20ème siècle jusqu'aux années 70 (Pervinquier, 1903 ; Castany, 1948 et 1951 ; Dubourdiou, 1956 ; Burollet, 1956 ; Jauzein, 1967 ; Richert, 1969 et 1971 ; Ben Ayed, 1975 et 1980 ; Jauzein et Perthuisot, 1976 ; Caire, 1977 ; Perthuisot, 1978 ;Dubourdiou, 1956 ;Otmanine, 1987), mais aussi par quelques travaux très récents (Hadj Sassi et al. 2006). Dans tous ces travaux, l'âge attribué aux fossés d'effondrement de la l'Est Algérie et la Tunisie centro-septentrionale est Plio-Quaternaire ; ces auteurs s'appuient pour cette datation sur la disposition structurale des plis atlasiques par rapport aux grabens. en effet, ils considèrent que les plis formés au cours du Miocène supérieur ont été fracturés et tronçonnés ultérieurement pour donner naissance à des grabens effondrés limités par des plis anticlinaux à une seule terminaison périclinale.

Plusieurs scénarii de genèse et d'évolution structurale de ces fossés d'effondrement ont été proposés par ces auteurs :

- Richert (1969), considère que les fossés orientés NW-SE sont bordés par des failles Normales, alors que les branches E-W jouent en décrochements dextres. La combinaison de ces deux mouvements permet d'associer les fossés à des méga-fentes ouvertes qui apparaissent lors de la phase de plissement mais se développent au cours du Quaternaire.

- Caire (1977), considère que la tectonogenèse de l'Atlas à fossés est gouvernée essentiellement par une famille de décrochements dextres, disposés en arc sensiblement parallèles, ces dernières viennent de l'Algérie et subissent en territoire tunisien une déviation progressive pour se raccorder aux décrochements dextres de Sicile et de l'Apennin où leur direction devient NE-SW puis NNW-SSE, puis à divers accidents dextres des Dinarides et des Alpes orientales. Le tracé régulier de ces accidents qui traverse des régions de nature différentes amène à penser qu'il ne s'agit pas des décrochements nés dans la couverture dans les conditions locales, mais plutôt de fractures profondes affectant le socle et qui sont remobilisés au Plio-Quaternaire par les coulissements arqués (Fig.9).

Ainsi, le modèle proposé pourrait expliquer la disposition des axes de fossés (Hameima, Siliana, Fahes), les torsions sigmoïdes de ces axes (Kalâa Djerda, Morsot, Tebessa, Chebbou-Kasserine et Rohia) et en particulier les directions E-W de certains fossés (Kasserine- Bou Arada...).

- Doubourieu (1956), Jauzein (1969), et Ben Ayed (1975-1980), considèrent que ces Structures sont reliées aux accidents de direction NE-SW jouant en décrochements sénestres postérieurement à leur formation, provoquant un décalage plurikilométrique entre ces fossés. Cependant, d'après certains auteurs (Jauzein, 1967; Burollet et Rouvier, 1971 et Ben Ayed, 1975), ces grabens pourraient être ébauchés durant le Crétacé et développés durant le Quaternaire.

b. Ouverture au Miocène inférieur et moyen

Une nouvelle approche pour l'étude des fossés d'effondrement de l'Est Algérie et la Tunisie centro-septentrionale a été développée depuis les années 80 grâce à des études tectoniques plus approfondies (Philip, 1983 ; Chihi, 1984, 1988 et 1995 ; Dlala, 1984 et 1995; Ben Ayed, 1986; Philip et al. 1986 ; Rebai, 1992). Dans ces travaux, les auteurs suggèrent que l'ouverture des fossés s'est effectuée plutôt au Miocène inférieur et moyen, antérieurement à la compression majeure du Tortonien responsable de la formation des plis atlasiques. Les arguments avancés en faveur de cette chronologie peuvent se résumer en quatre points, tel qu'ils sont présentés par Chihi (1995) :

- Les séries miocènes (Aquitaniens-Tortonien) seraient concordantes sur les séries du Crétacé.
- Les failles normales bordières des grabens auraient provoqué d'importantes variations d'épaisseurs dans les séries miocènes. Ceci pourrait démontrer l'aspect synsédimentaire de ces failles.
- Les grands plis anticlinaux, de part et d'autre des grabens, ne se correspondent pas ; ils sont nés en bordure des fossés avec une seule terminaison périclinale.
- Les plans des failles bordières des grabens portent deux générations de stries : (i) La première présente une composante verticale dominante en faille normale. (ii) La deuxième présente une composante horizontale dominante en décrochement.

Différents modèles de genèse et d'évolution structurale de ces fossés d'effondrement ont été proposés dans ces nouvelles études. L'idée commune dans ces modèles est celle qui montre l'intervention de deux épisodes tectoniques dans la formation de ces grabens :

➤ D'après Philip (1983) et Philip et al (1986), les grabens de la région ont été formés pendant une phase d'extension NE-SW du Miocène, antérieurement à la phase de compression tortonienne. Cette dernière aurait réactivé les structures préexistantes et elle a donné naissance à des plis sans fermeture périclinale aux bordures des grabens. Ces auteurs ont tenu compte de la composante horizontale existante au niveau des deux générations de stries observées sur les miroirs des failles bordières des grabens pour montrer que "la formation de ces structures extensives est survenue en deux épisodes tectoniques décrochants" ; un épisode décrochant-extensif, pendant le Miocène inférieur et moyen, et un épisode décrochant-compressif, pendant le Miocène supérieur.

➤ D'après Ben Ayed (1980-1986), l'individualisation des fossés de la région est réalisée durant l'intervalle Langhien-Serravallien, correspondant à l'époque distensive à décrochant-extensive. Pour cet auteur, la Tunisie centro-septentrionale était découpée, dès le Crétacé, par des accidents majeurs de direction E-W. Ces accidents majeurs ont donné naissance ultérieurement à des fractures potentielles disposées en échelon selon une direction NW-SE ; pendant la phase d'extension NE-SW du Langhien-Serravallien. Ces fractures ont pu jouer en décrochements extensifs sénestres à composante verticale dominante pendant que les cisaillements E-W jouent en décrochements-extensifs dextres, d'où l'ouverture de grabens « En coude » avec une branche NW-SE reliée à une autre branche E-W. Pendant le Tortonien, la déformation de type décrochant-extensif est suivie par une déformation de type décrochant-compressif sans qu'il y ait changement d'orientation des axes du tenseur des contraintes régionales ni des axes géométriques de la déformation au niveau des mégastructures.

➤ Dalal (1984 et 1995), a proposé l'antériorité des fossés d'effondrement la région Septentrionale par rapport aux plis atlasiques grâce à la tectonique cassante extensive synsédimentaire enregistrée dans les séries anti-tortoniennes et en tenant compte que les anticlinaux de part et d'autre les fossés ne se correspondent pas et "qu'ils affectent de la même façon le Crétacé et le Miocène". D'après cet auteur, l'analyse de la déformation cassante extensive préexistante dans la région, montre l'existence de trois directions préférentielles majeures : E – W, NE – SW et NW – SE ; pendant l'épisode de déformation décrochante-extensive d'âge miocène inférieur et moyen. Les fossés d'effondrement sont formés et répartis à des distances assez égales entre eux. Cette répartition a été guidée par les failles préexistantes NW-SE qui ont réagi les premières en donnant des grabens limités par des failles normales, puisqu'elles sont orientées perpendiculairement à la direction d'extension σ_3 de direction NE-SW. Pendant les phases tectoniques compressives du Tortonien et du Quaternaire, les fossés d'effondrement de la région d'étude, dont la direction moyenne NW-SE est subparallèle à la direction de la contrainte maximale σ_1 , peuvent alors être assimilés à "des fentes géantes dont les parties centrales s'ouvrent pendant que les bordures se raccourcissent". D'après cet auteur aussi, la formation des plis à une seule terminaison périclinale se fait pendant la phase compressive miocène par plissement des bordures des fossés antérieurement formées.

➤ Dans le modèle structural proposé par Chihi (1984, 1988 et 1995), les fossés D'effondrement de l'Atlas Est et centro-septentrional sont disposés en relais associés à leurs extrémités à des décrochements E-W dextres assurant leur jonction selon des systèmes d'effondrement en pull-apart tels que les systèmes des bassins de Siliana-Sers-Kef, Rohia – Kalâa Jarda - Bou Ghanem et Kasserine – Foussana qui se poursuivent en Algérie par les grabens de Tébessa et Morsott-Taraguelt.

D'après ce même auteur, pendant l'Aquitaniien et jusqu'au Tortonien, les fossés de la région d'étude s'ouvrent à l'emplacement des zones qui ont été le siège de phénomènes extensifs au "Crétacé moyen". En effet, "l'intervention d'une tectonique en extension dirigée NE -SW a fait rejouer les anciens accidents de direction NW-SE, E-W et NE-SW en donnant naissance à des failles normales synsédimentaires NW-SE qui sont à l'origine des variations d'épaisseurs et de faciès de part et d'autre des bordures des grabens". Au cours des phases compressives du Tortonien et du Quaternaire, les failles de direction NW-SE garderaient une composante normale tandis que les failles E-W jouent en décrochement dextre sous l'effet de la contrainte majeure σ_1 de direction NW-SE.

Chihi (1984,1988, 1991, 1995), Philip et al (1986), Ben Ayed (1986) ; grâce aux études tectoniques et microtectoniques dans la région des grabens de l'extrême Est de l'Algérie et la Tunisie centrale, aux environs immédiats des grabens (Fig.25) le plus méridional des fossés de la région, montrent que l'ouverture des fossés d'effondrements ne peut être qu'antérieure au plissement des séries miocènes(Fig.25).

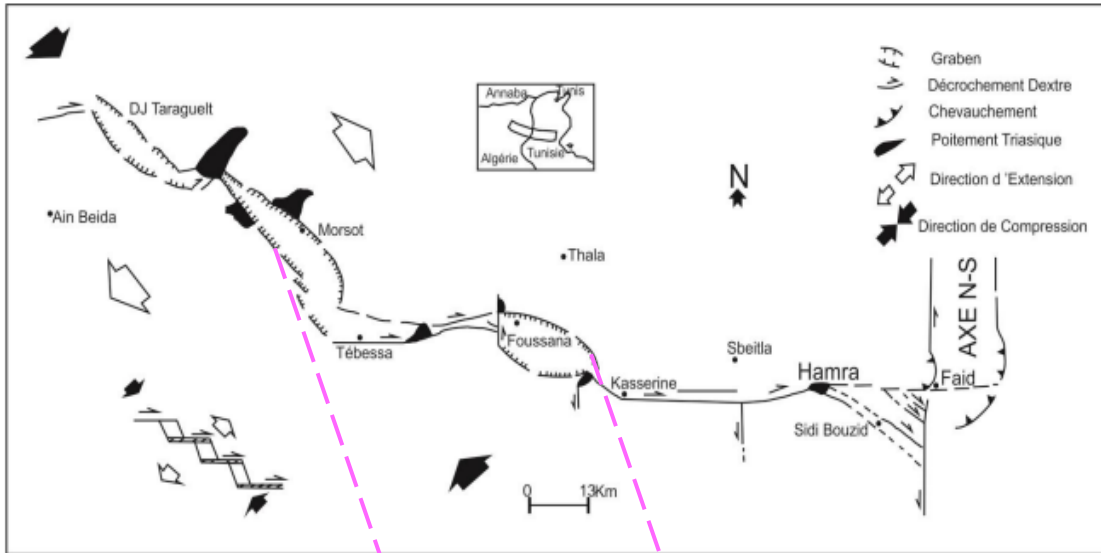


Fig. 25: Ouverture de bassins en pull-apart : fossés de Kasserine-Foussana, Tébessa et Taraguelt (Chihi, 1995).

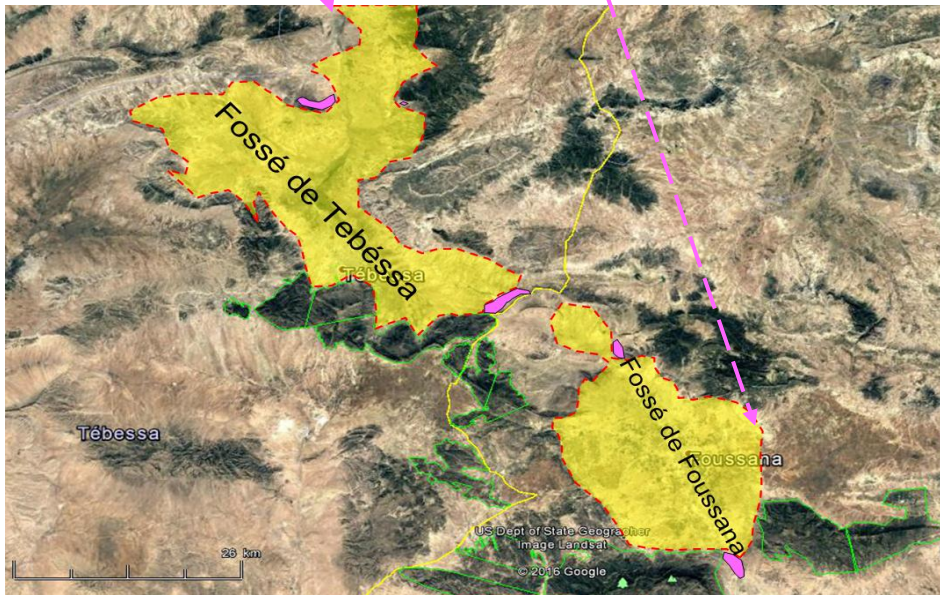


Fig. 25.a: Localisation géographique du fossé de Tébessa-Foussana.

4.4.2 Le fossé d’effondrement de Tébessa (Algérie) et Foussana (Kasserine-Tunisie).

Le bassin d’effondrement de Tébessa-Foussana(Fig.26) limité au Sud par l’étranglement de Boulaaba a l’aval de Foussana et le commine d’El Ma Labiod(Algérie) à l’amant de Tébessa. La région du Nord né présente pas une limite nette ; elle s’étend plutôt sur une grande partie du haut plateau du synclinal de Sidi Merzoug-Sbiba pour le bassin d’effondrement de la partie tunisien, par contre dans la partie Algérien représente l’aval dans la plaine de Morsott(Fig.11.b).

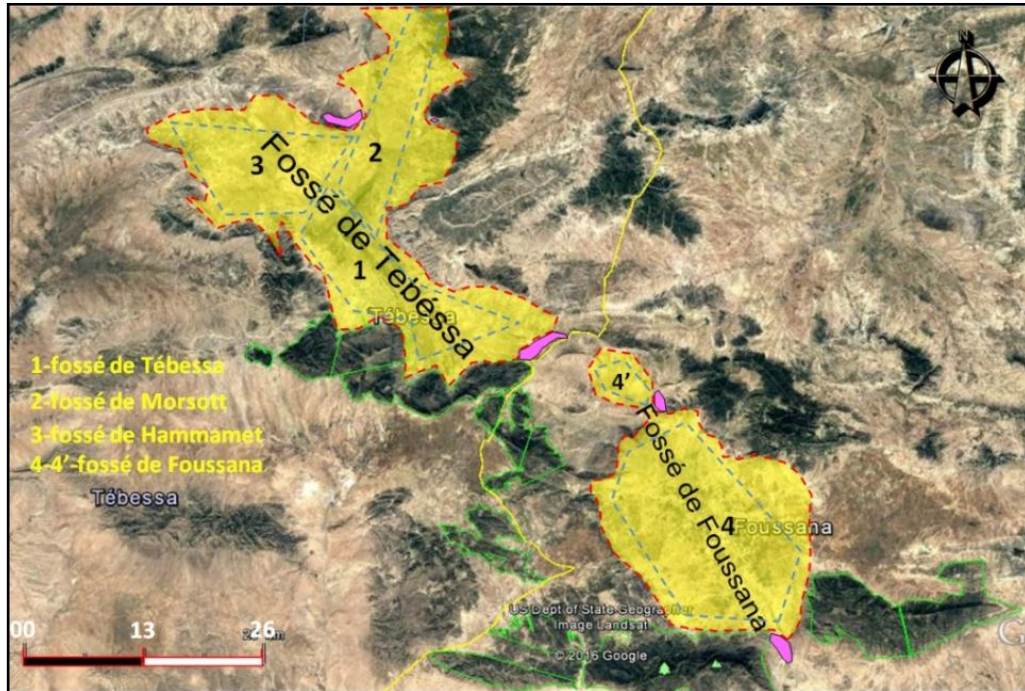


Fig. 26: localisation général et partiel du fossé d’effondrement de Tébessa-Foussana

La partie Sud et Sud- Ouest du bassin, plus régulière dans l’ensemble, est limitée par la chaîne de Boudrias et la grande chaîne de Chambi la plus importante en Tunisie et dont le sommet atteint l’altitude record de 1544 m. La limite Est est représentée par le Djebel Semmama qui est relayé plus au Nord par le Djebel Douleb, principal réservoir pétrolier de la région. Et l’autre côté Ouest Djebel Gouriguere - serdiess. La chaîne de Doukkane (1712m) et le Djebel Arour constituent respectivement les limites Sud – Ouest de la cuvette (Fig.27)

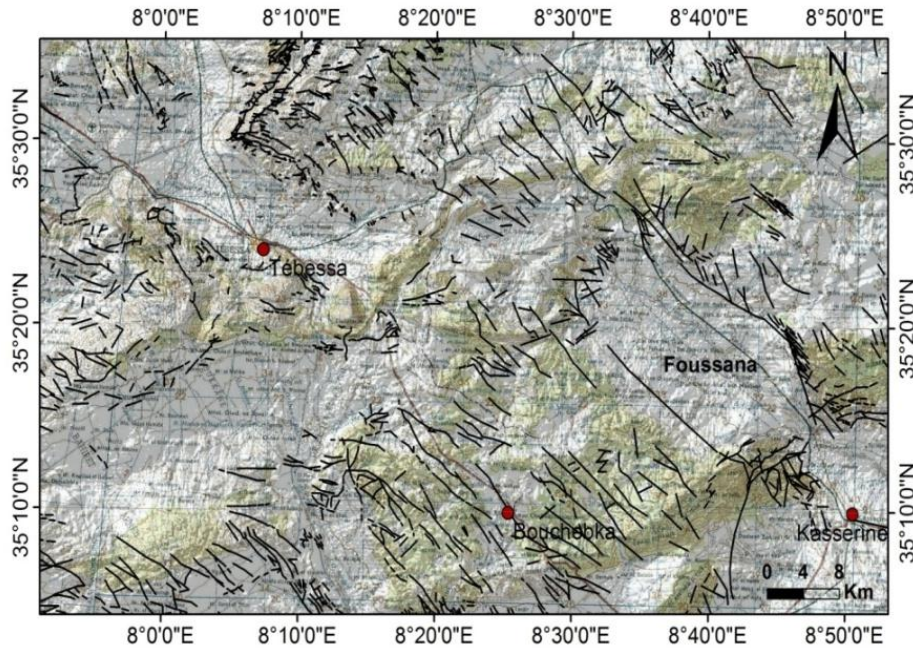


Fig. 27: Carte topo-structural du fossé d'effondrement de Tébessa-Foussana

A. Le fossé d'effondrement de Tébessa (Algérie).

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

Le fossé tectonique de Tébessa, d'orientation générale NNW-SSE s'étend sur presque toute la région d'étude, il s'articule avec celui de Morsott dont l'orientation est WNW-ESE

(Dubourdieu et Durozy, 1950). La jonction entre le fossé de Tébessa 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 la fosse de Foussana les sédiments du Miocène sont couverts par la formation de Segui (Villafranchien inférieur) qui est contemporaine des sédiments du premier stade d'effondrement du fossé de Tébessa (Fig. 28).

Les puissantes séries de cailloutis témoignent dans le fossé de Tébessa de l'importance du deuxième stade d'effondrement du Pléistocène inférieur (Ghrieb, 2007). 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 (Fig. 29).

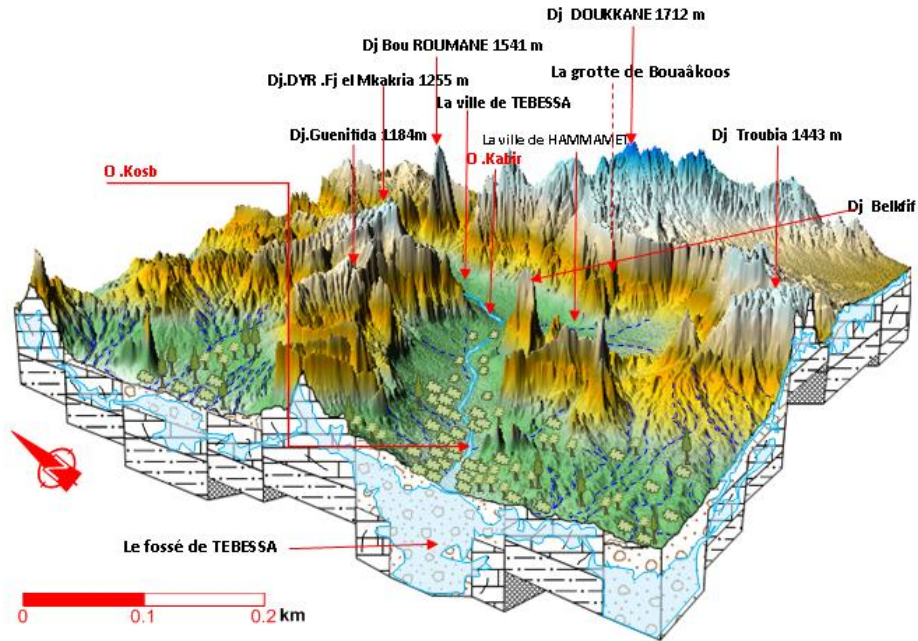


Fig. 28: Bloc hypothétique « 3D » sur le fossé de Tébessa

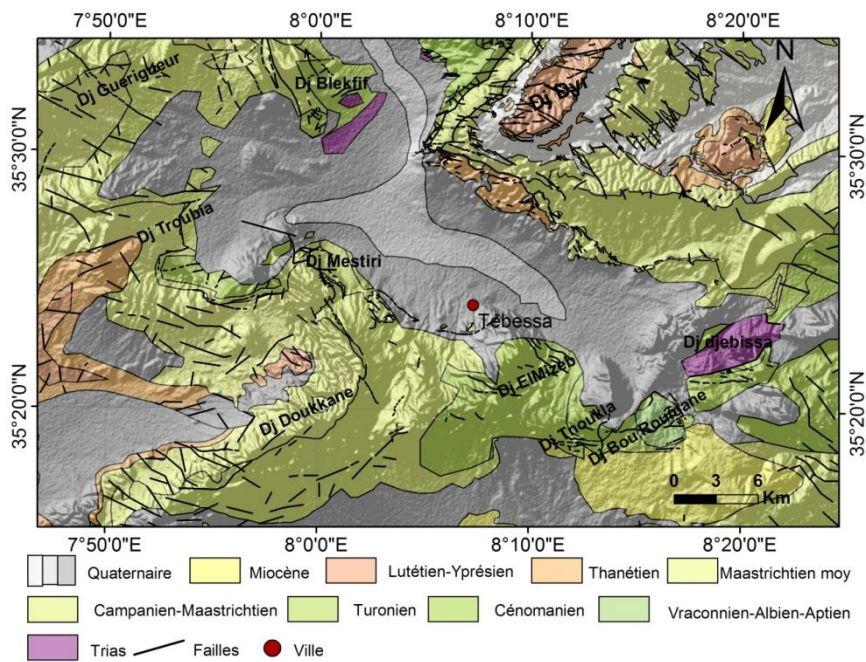


Fig. 29: Carte géologie de Tébessa

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 (Fig.30). 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 plio-quadernaire.

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

Ce mouvement tectonique (Fig.30.a .b) a provoqué l'érosion partielle des sédiments du Pléistocène moyen et le dépôt, dans des zones érodées, des galets du Pléistocène supérieur. La subsidence s'est ralentie rapidement au cours du quatrième stade, mais elle se poursuit jusqu'à nos jours car trois séismes ont eu lieu lors de l'année 1995 ; ce qui semble être en relation avec la phase responsable de la mise en place du fossé.

Le centre du fossé constitue, actuellement, le siège de dépôts alluvionnaires sur les sédiments du quatrième.

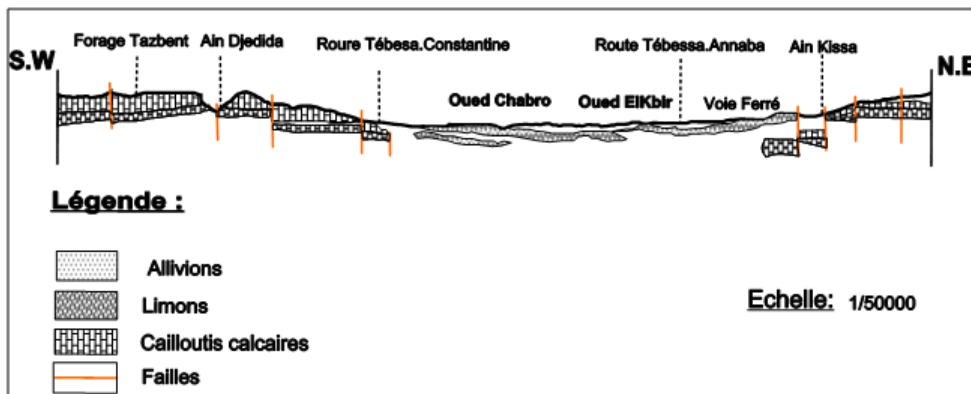


Fig. 30: Coupe Schématique de l'effondrement du plain de Tébessa. (Richard, 1952)

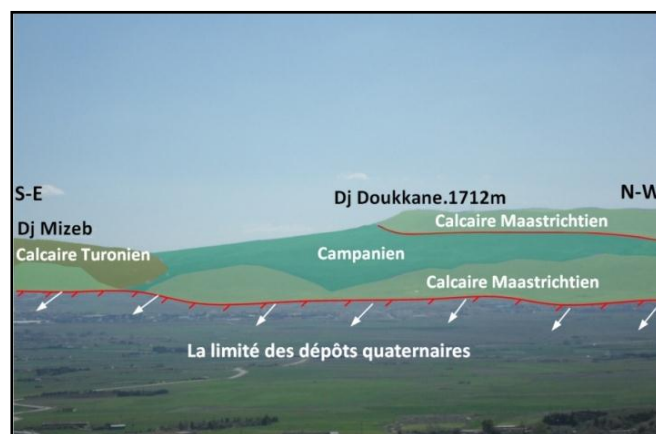


Fig. 30.a : Vue panoramique de l'effondrement de Tébessa Dj Mizeb, Dj Doukkane, Dj Mestiri (Sud -West de la zone d'étude)

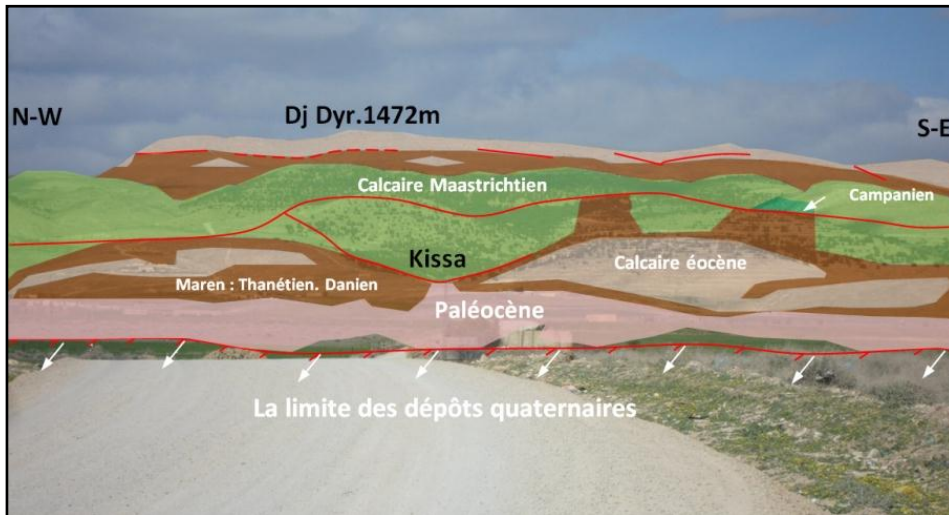


Fig. 30.b : Vue panoramique de l'effondrement de Tébessa Dj Dyr (Nord -Est de la zone d'étude)

Dans la littérature (Dubourdiou, 1956, Otmanine. 1987), la dépression Morsott-Tébessa est scindée en deux segments ou branches : la branche de Morsott de direction N150-160°E et celle de Tébessa d'orientation E-W.

La carte élaborée permet une autre lecture de cette structure.

On peut en effet observer trois branches bien distinctes :

- La dépression de Morsott de direction N160°E, symétrique aux bords raides.
- La dépression de Hammamet-Belkif de direction E-W, asymétrique au bord oriental Raide et une limite occidentale peu pentue présentant une évolution graduelle du Relief.
- Une troisième dépression, celle de Tébessa, de direction ESE-WNW (N120°E) limitée par une orographie variée dans son modelé et son démembrement.
- **La karstification.**

De nombreuses formes de karst de surface sont présentes dans le bassin du Tébessa (Fig.31). Ces formes sont essentielles pour comprendre d'une part les périodes de karstification et d'autre part les modes de recharges des aquifères. Mis à part le cœur Crétacé supérieur sous influence silicoclastique, les autres formations montrent des paysages holokarstiques dont le plus emblématique est celui des calanques. Ces formes holokarstiques sont le témoin de la réaction des roches face à la dissolution. Ainsi, les calcaires urgoniens forment des paysages aux reliefs contrastés, tandis que les dolomies vont donner des paysages plus doux dont les aiguilles dolomitiques sont le témoin des contrastes de propriétés de la roche.

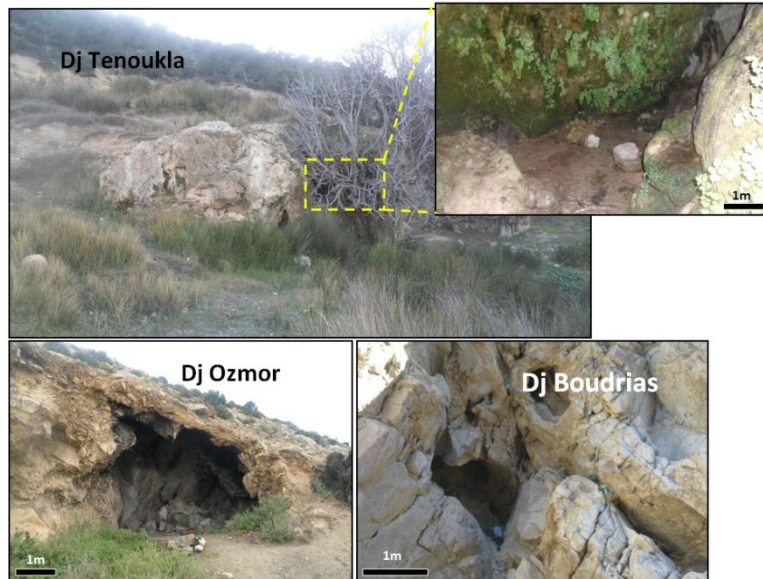


Fig. 31: 04 Photo montrant les Karsts au niveau de Dj Tenoukla, Dj Ozmor, Dj Boudrias

B. Le fossé d’effondrement de Morsott (Tébessa. Algérie).

Il est situé au Nord de notre zone d’étude et la continuité de l’effondrement de Tébessa. Le contraste est né entre la partie occidentale et la partie orientale. La dénivellation entre les deux ensembles est de 200 m environ. Il y a en fait, deux systèmes orographiques perpendiculaires, d’une part des plis dont certains s’étendent sur plusieurs kilomètres de direction NE- SW, correspondant à de forts reliefs, et d’autre part, de vastes plaines orientées NW- SE formant le fossé.

Il se compose on deux branches distinctes. La branche septentrionale de direction N150° (Feuille de Morsott) et la branche méridionale orientée N 110° (Feuille de Tébessa). En fait il s'agit d'une vaste plaine dont la partie centrale est drainée par l’oued El Ksob, et formant un système de dépressions tectoniques énormes où l'épaisseur des alluvions (quaternaires et récents) est considérable.

La limite nord occidentale du fossé correspond à des failles N150°E (Ben Abbas, 2006). découpant les calcaires turoniens de Haoud El Srhir, de Haoud El Kebir et de Djebel Zitouna en corniches de même orientation que le fossé. Au sud du Djebel Zitouna, la bordure orientale de la dépression de Morsott devient plus compliquée (fig. 32).

En effet deux chaînes calcaires albo-aptiennes (Hameimet nord et sud) émergent au centre d'une grande demi- boutonnière marneuse cénomaniennes encadrée d'escarpements de Djebel Boulhaf au SE et de Djebel Chamla au NE (Ben Abbas, 2006).

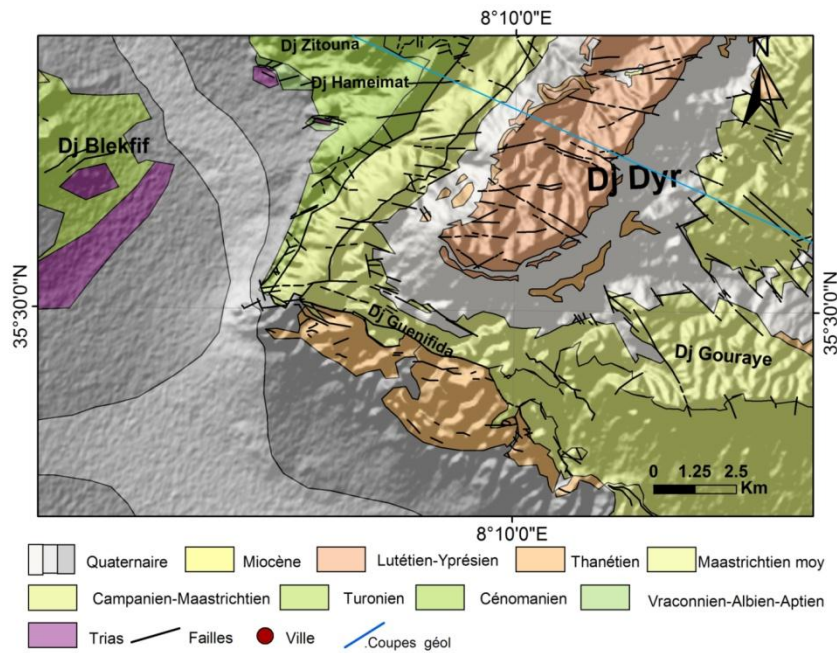


Fig. 32: Carte géologie Sud Morsott

- **Les massifs montagneux.**

Au plan structural, les massifs constituent le reste des principales structures tectoniques atlasiques de la région et qui sont bien dégagées du point de vue morphologique. On observe souvent une alternance de calcaire et de marne d'une importante épaisseur (Cénomanién et Campanien-Emscherien) favorisant le dégagement des formes structurales par l'érosion différentielle. Les plus caractéristiques se voient dans les surfaces structurales qui forment les revers des monoclinaux, et dans les versants à corniches.

Elles sont formées essentiellement par les calcaires massifs du Maastrichtien et Turonien et de l'Eocène (fig. 33).

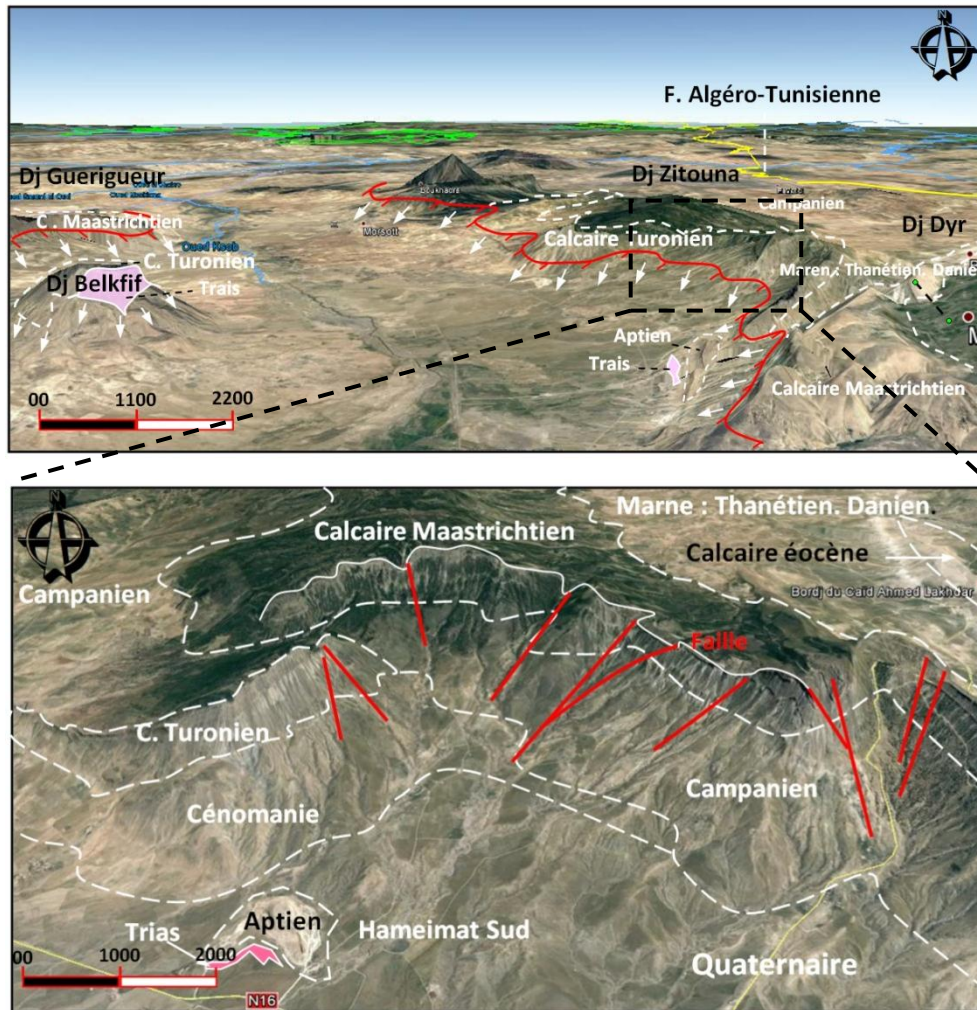


Fig. 33 : Photo 03D satellitaire montrant les formations essentielle de l'effondrement de Morsott et Sud Morsott

- **Les éboulis.**

Des épandages détritiques à éléments de calcaires éocènes sous forme d'éboulis se sont Accumulés au pied du synclinal du Dyr. Ces éboulis sont importants par leur nombre et le volume déplacé.

On y trouve plusieurs générations d'éboulis, ayant une relation directe avec des linéaments importants.

En effet, on trouve plusieurs cônes d'éboulis tronqués par des linéaments. Ceci indique la postériorité de ces derniers ainsi que leurs rejeux actuels et récents. C'est le cas du linéament allant de Bel-Dabb qui est parallèle au fossé d'effondrement et d'orientation N 118°E.

D'autres éboulis semblent être stoppés ou limités par des linéaments. Le meilleur exemple, est celui de Bordj Si Ahmed Lakhdar, stoppé par le linéament N° 287 ainsi que le cône d'éboulis d'Ain Kbire, venant buter contre le linéament N° 2 d'orientation N75°E.

La répartition de ces éboulis ne serait pas seulement mise en rapport avec la valeur moyenne des pentes mais serait étroitement liée à une influence structurale et au processus dynamique qui touche la région (Ben Abbas, 2006).

- **Les glacis.**

Les glacis sont généralement liés à une longue évolution en climat semi-aride. Durant le Plio-Quaternaire, la région d'étude a connu (Kala M. 1990) un climat semi-aride, caractérisé par des écoulements en nappes. Ces glacis sont formés d'un matériel détritique fin, d'âge plio-quaternaire. Ces glacis forment plusieurs niveaux et leur épaisseur s'accroît localement par suite des affaissements et de la subsidence.

Ils sont bien développés sur la rive droite de l'Oued El Ksob. Les glacis sont très perturbés entre Oued Zerga et Oued Rbai à cause de la tectonique récente et actuelle.

- **La karstification.**

Les systèmes aquifères karstiques du synclinal de Dyr – Gastel divisés en deux catégories karstiques (Fig. 34).

- Aquifère épikarstique pour les calcaires éocènes
- Aquifère hoplokarstique les calcaires maastrichtiens.

Et aussi à la partie Ouest de Dj Dyr on a remarqué que ce phénomène de karstification au niveau de Dj Hameimat d'âge Aptien

Et aussi à la partie Ouest de Dj Dyr on a remarqué que ce phénomène de karstification au niveau de Dj Hameimat d'âge Aptien.

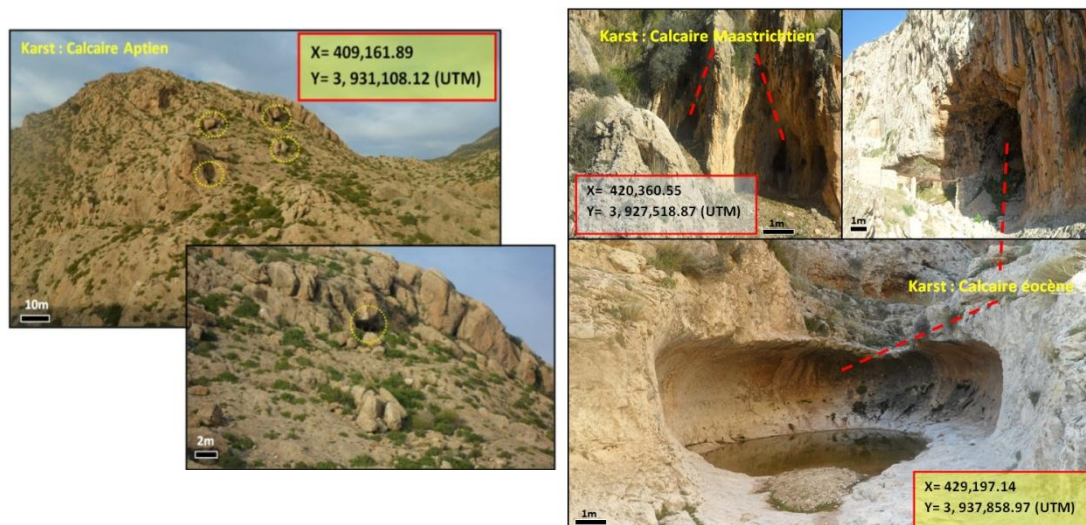


Fig.34: 05 Photo montrant les Karsts au niveau de djebel Dyr

c. Le fossé d’effondrement d’Hammamet (Tébessa. Algérie).

Le sous bassin de Hammamet structurée en un mini graben (fig.35), est inclus dans le système des fossés d’effondrements Morsott-Tébessa. Ces fossés sont auréolés par un relief montagneux jeune livrant des séries stratigraphiques mésozoïques, cénozoïques et quaternaires. L’enfoncement du socle (Dubourdiou .1956) qui va durer du Barrémien jusqu’ à la fin du Crétacé s’est traduit par une accumulation sédimentaire d’une puissance totale de 4 à 5 000 m environ .à inventorier les principales structures tectoniques, leurs répartitions spatiales et aussi, caractériser leurs géométries. Afin d’aborder la relation cadre structurale- écoulement souterrains

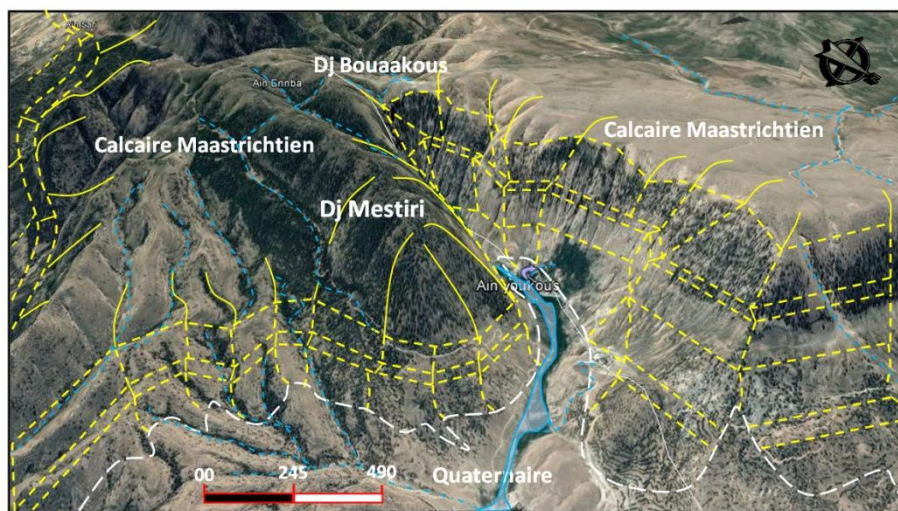


Fig. 35: Photo 3D satellitaire montrant le mini graben de Hammamet

La carte morpho-structurale (Fig.36) montre une répartition intéressante de certains éléments ou structures morphologiques.

On peut citer en particulier :

La zone montagneuse qui se présente comme une chaîne très continue, s’étendant d’Est en Ouest et divisant la région d’étude en deux parties bien distinctes.

Au plan structural, cette chaîne représente en fait les principales structures tectoniques atlasiques de la région, bien dégagées sur la carte morpho-structurale.

L’alternance de calcaires et marnes favorise le dégagement des formes structurales par l’érosion différentielle. Les plus caractéristiques s’observent au niveau des surfaces structurales qui constituent les flancs des plis (Dj. Guerigueur, Troubia ... etc.) et sur les versants à corniches dominant la dépression de Hammamet (fig.37).

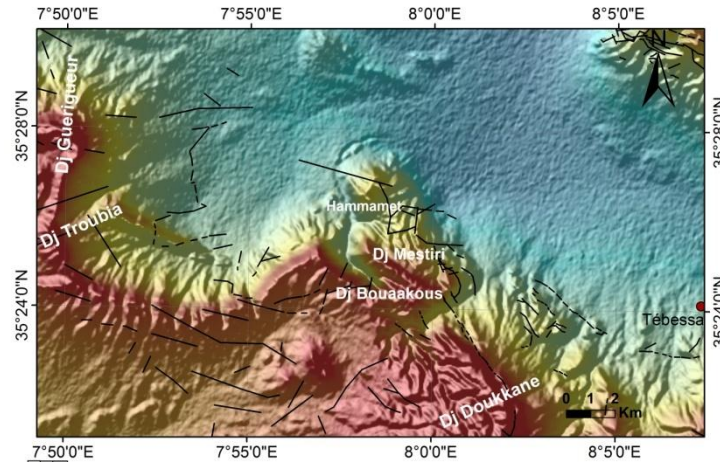


Fig. 36: carte morpho-structural de l'effondrement d'Hammamet



Fig. 37 : Photo 3D satellitaire et numérique montrant l'effondrement de Hammamet

On a utilisé la présence de niveaux calcaires dans les masses marneuses (Cénomaniens, Campaniens.) comme niveaux ou couches repères, afin de déterminer la cinématique, le changement de la valeur du pendage et la disparition de certains faciès.

- **Les glacis.**

Les glacis sont formés d'un matériel détritique fin, d'âge plio-quaternaire. Ils représentent une grande diversité de forme, d'orientation et de chronologie.

Les glacis sont très développés sur la rive droite d'Oued El Ksob, au Nord de Djebel Essenn et au Nord de Hammamet.

Ceux-ci sont très perturbés à cause de la tectonique récente et actuelle. Ceci rend difficile la détermination de leurs différents niveaux ainsi que leur cartographie détaillée à partir de simples photographies aériennes au 1/20.000

- **Les cônes de déjection.**

Au Nord de Djebel Es senn, on remarque l'emboîtement d'au moins trois générations de cônes de déjection avec probablement une migration vers le Nord du chevelu hydrographique.

Cet emboîtement de différentes générations et cette migration du chevelu hydrographique peuvent constituer des éléments de base d'une étude de l'évolution récente et actuelle du bassin d'effondrement de Hammamet en prenant en considération les effets du paléoclimat et de la néotectonique.

- **Les mouvements de masses.**

La carte montre des glissements assez actifs dans la région de Bordj Hadj Abdallah, sur le flanc oriental du Guerigueur et à l'aval de l'Oued El Mebdaoua.

On observe aussi sur ces deux sites, un important développement de ravines ainsi qu'une forte instabilité caractérisée parfois par l'apparition de marnes campaniennes faciles à déchiffrer grâce à leur photo-ton clair.

On a cartographié en outre, un certain nombre de structures classées comme coulées. On a regroupé en fait sous cette appellation les anciennes coulées et les anciens glissements (Fig. 38).

Dans la région d'étude, nous pouvons rencontrer plusieurs zones instables réparties de l'Est à l'Ouest et du Nord vers le Sud comme suit :

- Sur l'angle Nord – Ouest la nature lithologique des formations de Djebel Troubia (bancs de calcaires maastrichtiens) et l'intense fracturation NW– SE ont favorisé le développement de plusieurs zones instables.
- Aux Nord de djebel Es Senn, s'observe une série de versants marneux montrant de véritables zones de glissement et de solifluxions contrôlées probablement par la mobilité des accidents de directions NE-SW, N-S, NW-SE, E-W (Chlih 2011).

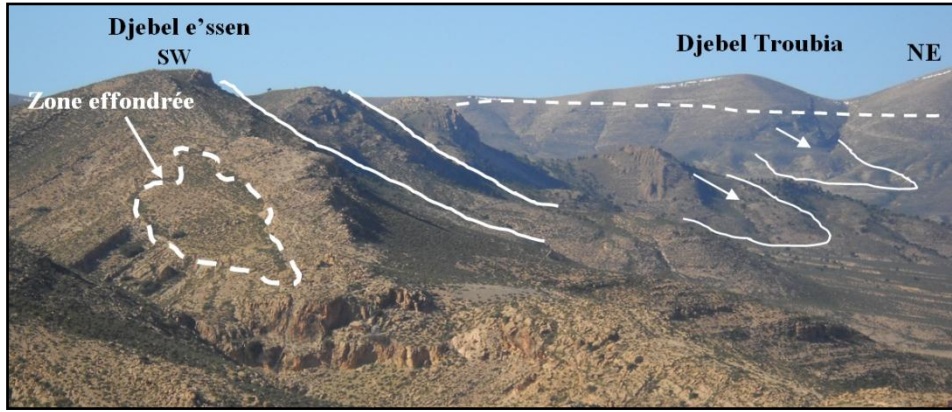


Fig. 38: Vue panoramique des mouvements tectoniques de Dj. Es Senn et Dj Troubia

- **La karstification.**

Sur le versant S-E du Guerigueur, on observe le développement d'un grand nombre de dolines de dimensions réduites ainsi que des lapiez. Le faible pendage, la nature carbonatée des couches et le dense réseau de fracturation favorisent l'évolution karstique.

Ainsi, au niveau de la reculée de Bouakous et L'Hammamet se manifeste une karstification très importante (Fig.39.40.41), elle concerne les formations calcaires d'âge maestrichtien et Turonien, La faille de Youkous joue un rôle fondamental en provoquant la genèse et en orientant l'évolution de cette reculée. Les phénomènes karstiques, profitant du réseau de grandes fractures verticales à l'extrémité de la reculée, étendent par la voie souterraine le bassin d'alimentation de ce dernier à une partie de la surface du plateau, dans cette zone le phénomène de karstification est à l'origine de plusieurs émergences de sources, et parmi eux la source légendaire de Youkous, et c'est dans cette partie que l'oued Bouakous prend naissance.

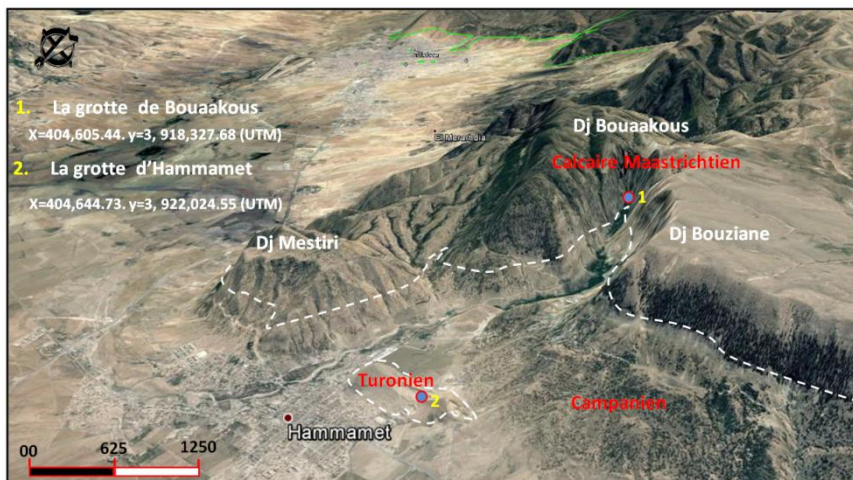


Fig. 39: Photo 3D satellitaire montrant la localisation de deux grottes de El' Hammamet.

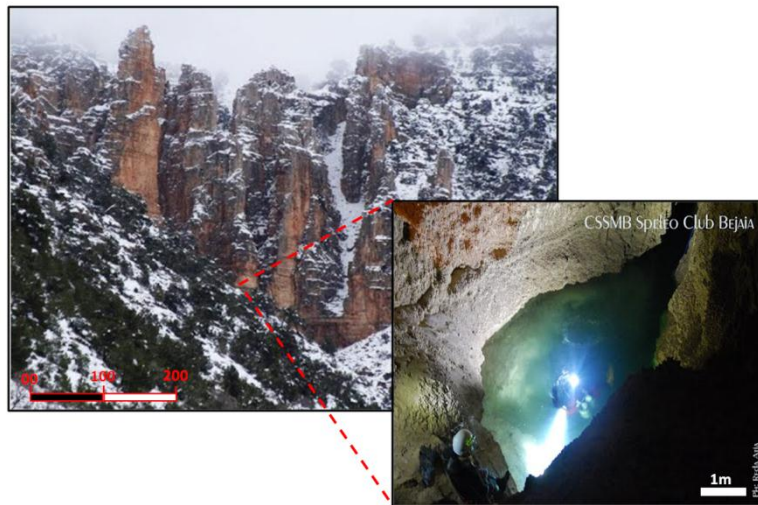


Fig. 40: Photo montrant la localisation de la grotte de Bouaakous.

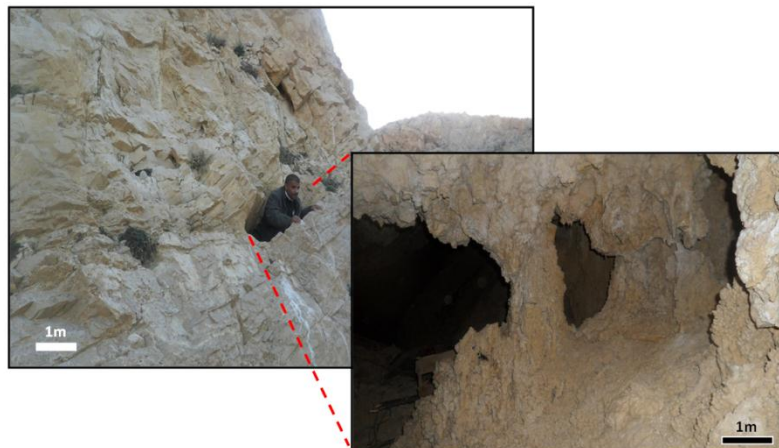


Fig. 41 : Photo montrant la localisation de la grotte de El' Hammamet.

Une morphologie karstique aussi a été observée sur la partie sommitale de djebel Es Senn (Fig. 42), ou nous avons relevé la présence de quelques formes karstiques (grottes). Le faible pendage, la nature carbonatée des couches et le réseau de fracturation favorisent cette évolution karstique.



Fig. 42: Photo montrant les Karsts au niveau de djebel Es Senn

- **Les diaclases**

Les diaclases sont très développées au niveau de Djebel Essenn (Fig. 43). On les rencontre Aussi au niveau de Djebel Guerigueur.

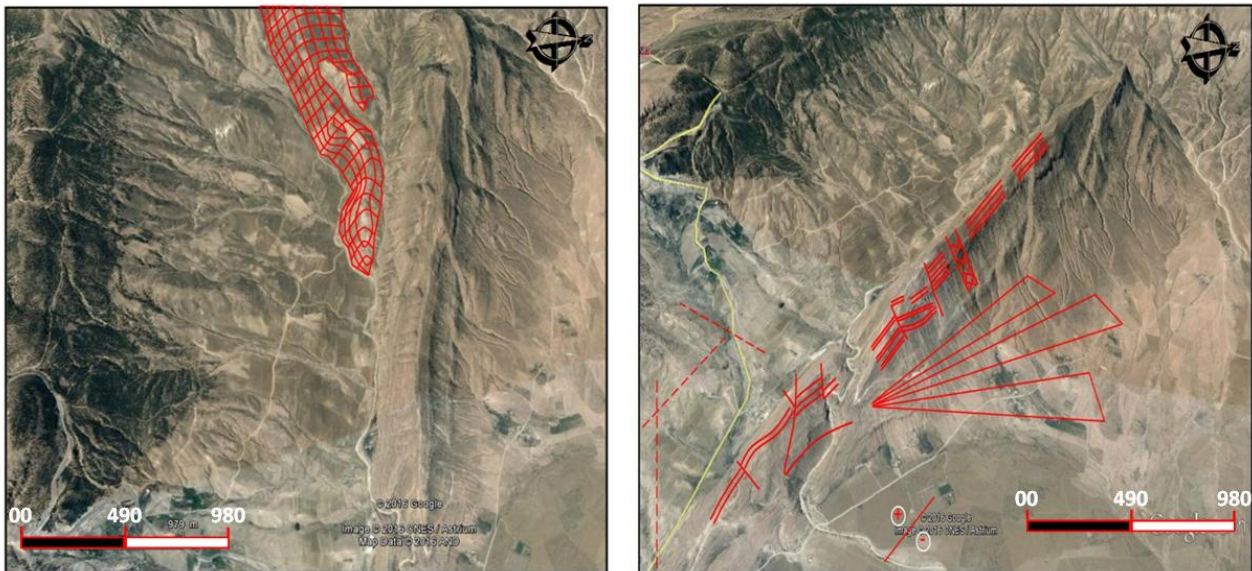


Fig. 43 : 02 Photo 3D satellitaire montrant le développement de diaclase dans Dj. Essenn

d- Le fossé d’effondrement de Foussana (Kasserine-Tunisie).

Parmi les aires effondrées de l’Atlas central Tunisien, on distingue les grabens de Foussana et Kasserine qui s’étend sur une distance de plus de cent kilomètres depuis la frontière Tuniso-algérienne à l’Ouest jusqu’à l’axe N-S à l’Est.

A l’échelle régionale, les fossés d’effondrements en pull part comme le montre la disposition du graben Kasserine et Foussana se poursuivent en Algérie par les grabens de Tébessa, Morsott et Taragulet

En se basant sur les données microtectoniques et le couplage fentes – stylolites, Dlala (1984) met en évidence l’antériorité des fossés par rapport au plissement atlasique. De plus, en se basant sur les résultats microtectoniques de Rispoli (1981), il voit que :

- La dissolution du joint stylolitiques relaxe l’intensité de la concentration de raccourcissement au bord de la fente.
- L’écartement des lèvres de la fente relaxe l’intensité de la distension aux bords stylolitiques par conséquent la perturbation de contrainte dans le cas de couplage fente-stylolite seul.

Ainsi, ces résultats microtectoniques peuvent être appliqués à grande échelle. Il est à admettre à ce niveau que le fossé se comportait comme une grande fente. Lors de la compression majeure NW-SE et ses bords se sont écartés.

Cet écartement est confirmé par l’observation directe de deux générations de stries sur les plans de certaines failles : la première est à composante verticale pure ; alors que la deuxième est à composante oblique.

Pendant l’épisode compressif, le champ de contrainte régional a subi une perturbation au niveau du fossé. Ainsi, de part et d’autre du fossé, les couches sédimentaires ont subi un Raccourcissement en donnant des plis plurikilométriques et orthogonaux au fossé avec une Seule terminaison périclinale.

Les observations du terrain, les études microtectoniques aux alentours du fossé de Foussana (Fig. 44) et la datation des événements tectoniques, témoignent plutôt de l’antériorité des grabens par rapport aux structures plicatives avoisinantes. Par exemple certaines structures comme les anticlinaux de Djebel Chambi et de Semmama situées de part et d’autre du fossé ne se correspondent pas (Khemiri, 2014).

Concernant Djebel Chambi, il présente au niveau de la terminaison ENE de direction ENE – WSW un pli coffré (double vergence), dissymétrique, déversé au NNW et essentiellement à géométrie cylindrique contrairement à ce qui a été signalé par les travaux

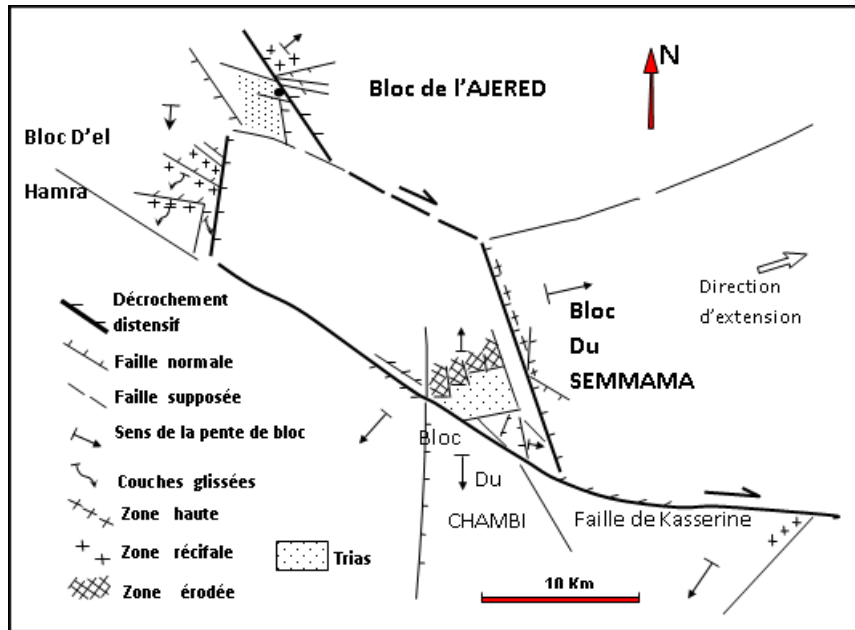


Fig. 44 : Schéma structural du fossé d'effondrement de Foussana, (Claude Martinez, 1991 et In Hamad.2018).

Antérieurs (de Richert, 1969 ; Chihi, 1984 ; Dala, 1984 ; Zouari, 1984 ; Philip et al. 1986 ; Martinez et al. 1991 ; Ben Ayed, 1993) qui le considère un simple pli. En effet, la particularité de la sédimentation aptienne réside d'une grande variation d'épaisseur et de faciès sur des courtes distances, traduisant ainsi un découpage paléomorphologique très contrasté, conséquence directe des déformations tectoniques halocinétiques (Fig.45). Vers le SSE, la variation d'épaisseur et de faciès semble plus lente et progressive ; l'enfoncement s'effectue avec une pente relativement faible.

Quant au Dj Semmama, l'absence des alternances marno-carbonatées et ou des brèches Remaniant des éléments triasiques probable à la base de la série aptienne inférieure traduit la présence au cours de cette époque, d'une zone soulevée séparé du haut fond du Chambi par une faille de direction N 160 à vergence Ouest, l'aplomb de la quelle se développe un pli de drapage de même direction et de même vergence. Cette faille de Sidi Ali Boulâaba est située entre la faille du Chambi au Sud et la faille de Semmama au Nord de la direction moyenne ENE – WSW à vergence nord (Ladeb, 2006).

D'autre part, l'absence de la variation d'épaisseur et de faciès de cette série entre la faille de Boulâaba et la faille de Semmama traduit une paléomorphologie sans contraste notable. Cette zone subit dès la fin de l'Aptien inférieur un changement majeur attesté par l'émersion du secteur de S.B.L. et la poursuite de la sédimentation carbonatée au niveau du compartiment supérieur et du compartiment inférieur de la faille de Semmama jusqu'à

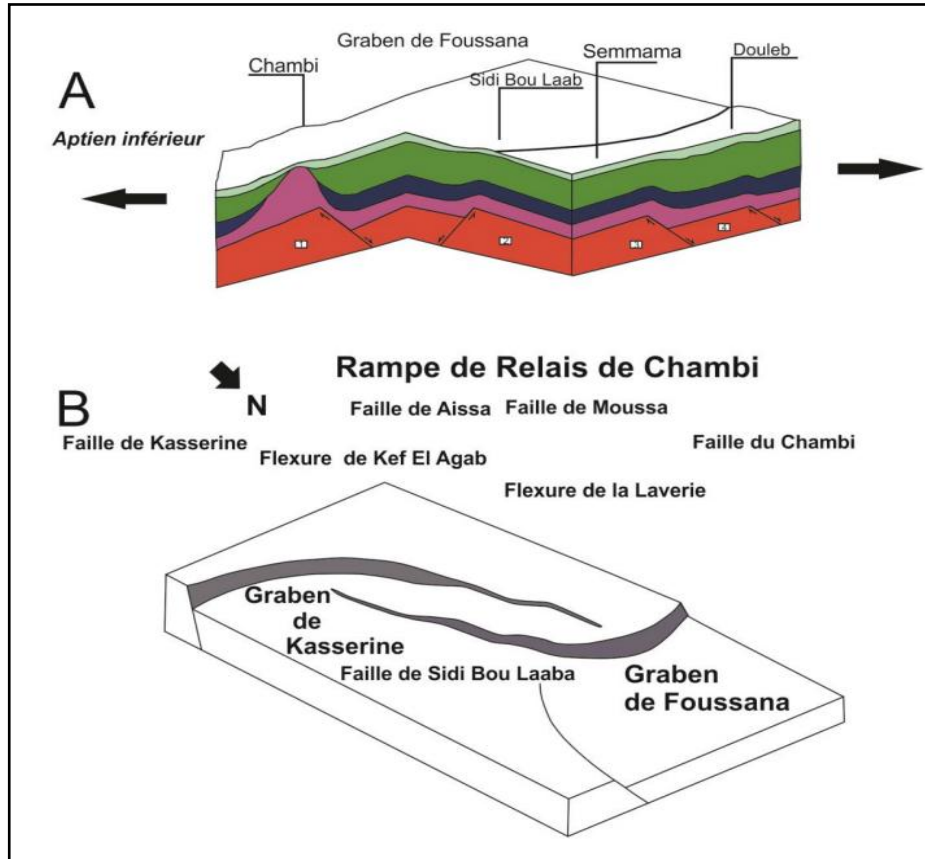


Fig. 45 : Architecture du Djebel Chambi à l'Aptien inférieur (Ladeb, 2006).

L'émersion à la fin de l'Aptien supérieur. Ce changement paléomorphologique est à mettre en relation avec la réactivation de la faille de Sidi Boulâaba indiquant une direction d'extension ENE – WSW. Le jeu de cette faille se poursuit au début de l'Albi en supérieur (Vraconien inférieur) et se traduit par le soulèvement du compartiment inférieur siège d'une sédimentation très réduite qui s'épaissit et change du faciès au niveau du compartiment supérieur et du compartiment inférieur de la faille de Semmama. Ainsi, la présence de la séquence de Mouella au toit du diapir du Chambi confirme le soulèvement considérable du secteur de Sidi Boulâaba, expression directe d'une direction d'extension ENE – WSW (Ladeb, 2006).

Le décrochement E-W de Kasserine (Fig. 46) est l'un des accidents majeurs de l'Atlas tunisien central. Il s'étend depuis le Djebel Chambi à l'Ouest jusqu'à l'axe N-S à l'Est sur près de cent Kilomètre (Hervé et al. 1986; Chihi, 1992). Il s'agit d'un ancien accident qui a joué depuis le Crétacé moyen et réactivé en décrochement lors du serrage miocène et quaternaire (Fig.46.a) (Fig.47) (Fig.48). Son mouvement décrochant dextre est attesté par - La disposition en échelon des plis fournis au Miocène inférieur et au Quaternaire ancien. Ces plis s'accompagnent par des discordances angulaires développés le long de l'accident.

- L'existence de torsion des plis de différentes échelles au voisinage de la grande faille de Selloum, Chambi, Kasserine et Hamra.
- Le développement d'un réseau de décrochement de type Riedel (R et R') associées à des failles inverses.

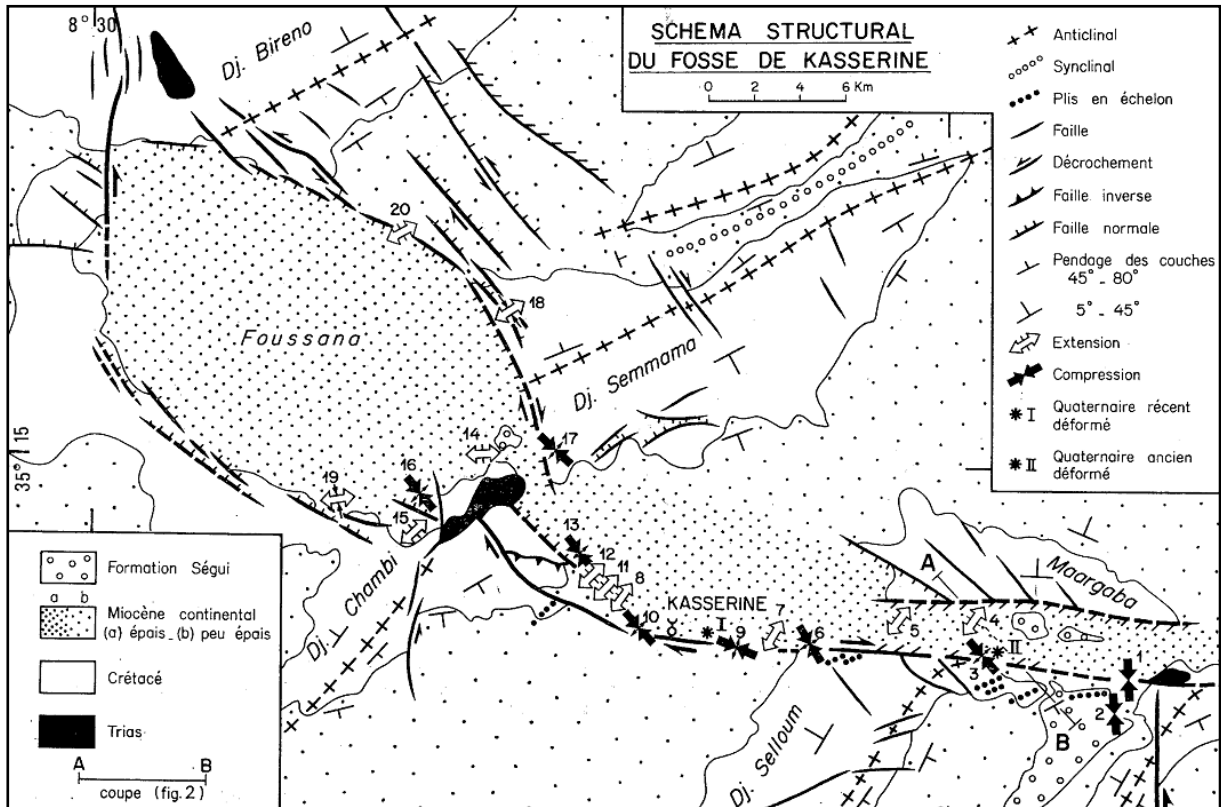


Fig. 46: Schéma Structural de la région de Kasserine et Foussana (Philip. Andrieux, Dlal et al.1986)

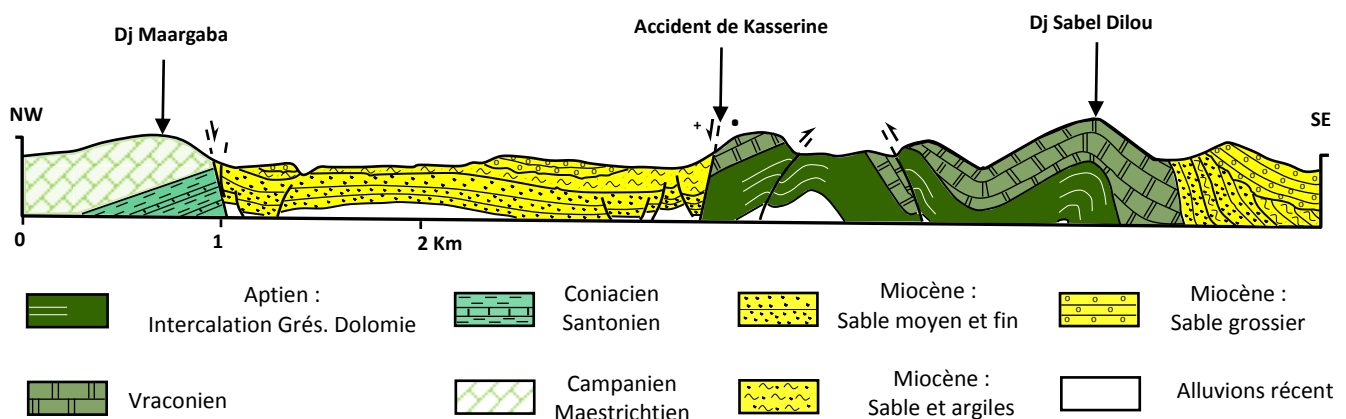


Fig. 46.a: Coupe géologique simplifiée du plain du Foussana et le fossé de Kasseriene (In Hamad.2018)

L'analyse microtectonique sur les miroirs de failles met en évidence la présence de deux générations de stries visibles au niveau de la faille bordière du côté NE de Foussana ou sur les failles secondaires de même orientation N 130-155 et sur la faille E-W de Kasserine.

La première génération de strie montre souvent un fort plongement en faille normale, alors que la deuxième présente toujours une composante horizontale indiquant un jeu dextre (Dlala et al, 1986).

De plus, l'association dans la partie occidentale de la faille synthétique E-W de Kasserine (Fig.49) avec la faille antithétique de Maarguaba forme la bordure E-W de ce graben (fossé de Kasserine). Alors que dans la partie orientale se manifeste des pointements triasiques visibles.

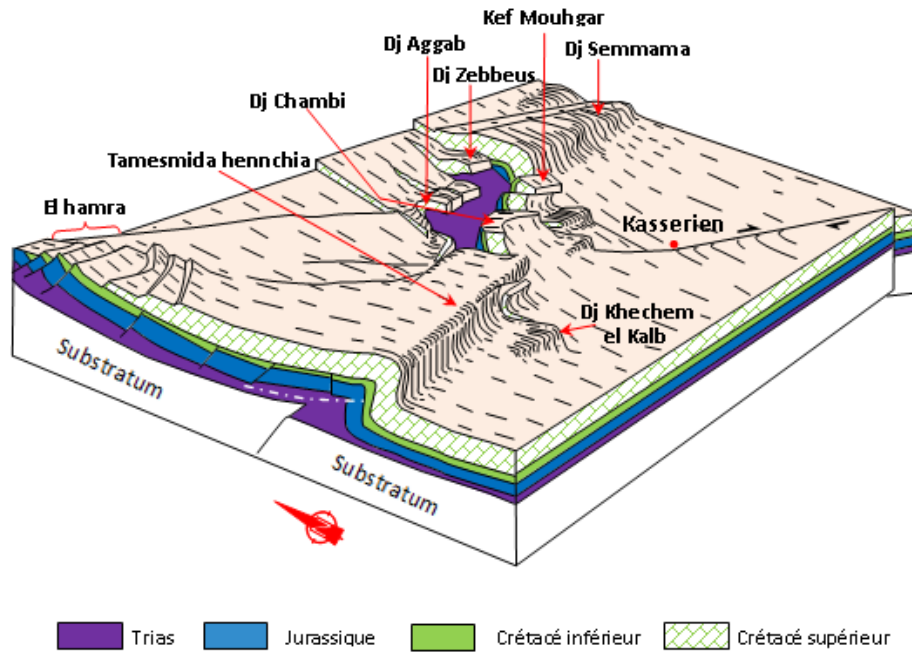


Fig.47. Bloc-diagramme montrant les relations, avant la discordance miocène, entre les divers Comportements plissés de la région de kasserine (l'Eocène continental, de part et d'autre du Chambi, n'est pas représenté) d'après CLAUDE Martinez 1991. In Hamad.2018

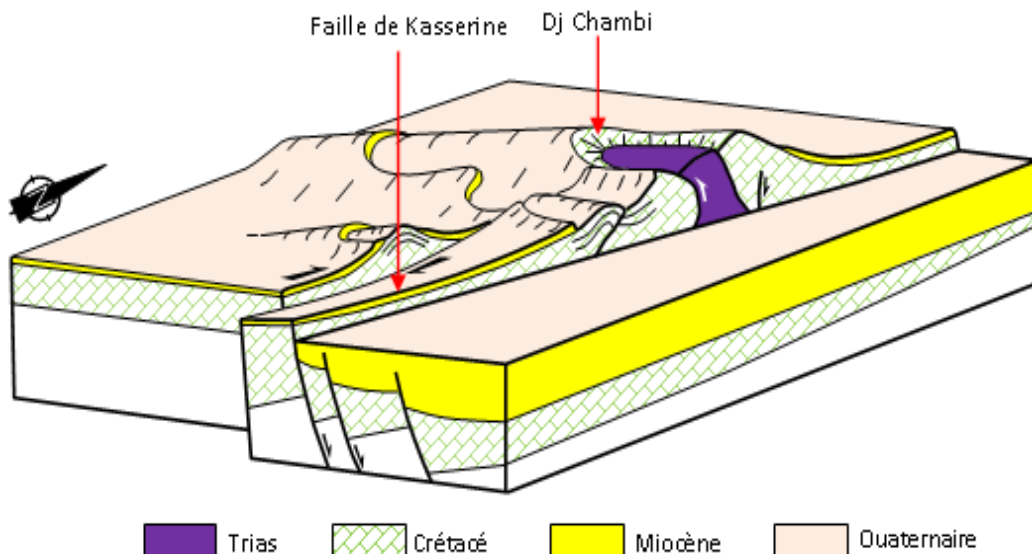


Fig.48: Bloc diagramme schématisé de la zone de l'anticlinal de Djebel Chambi.
D'après Hervé et al, 1986 ; Chihi et al, 1992 (In Hamad.2018)

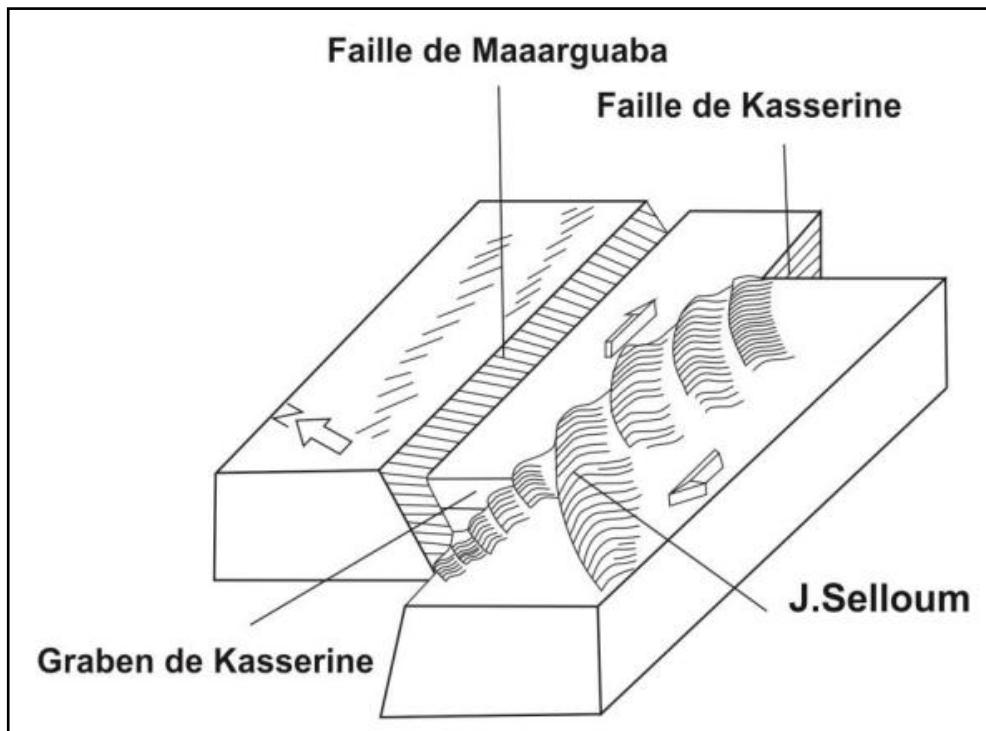


Fig. 49 : Fossé de Foussana et les différents plis associés.
(Hervé et al, 1986 ; Chihi et al, 1992).

L'amortissement de ce décrochement E-W se manifeste aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest par des terminaisons en queue de cheval ou en rameau (Khemiri, 2014).

La partie occidentale, visible au nord de la ville, se termine en rameau à courbe de sens horaire avant de s'amortir dans les affleurements triasiques de Djebel Chambi. Concernant la terminaison orientale, elle n'apparaît qu'au niveau du Trias de Djebel Hamra. Elle se manifeste aussi en subsurface dans la plaine de Sidi Bouzid et réapparaît au niveau de l'axe N-S ou elle est suggérée par les décrochements N 110 à N 140(Fig.50) et perturbée par l'intervention des axes N- de Lessouda- Sidi Bouzid.

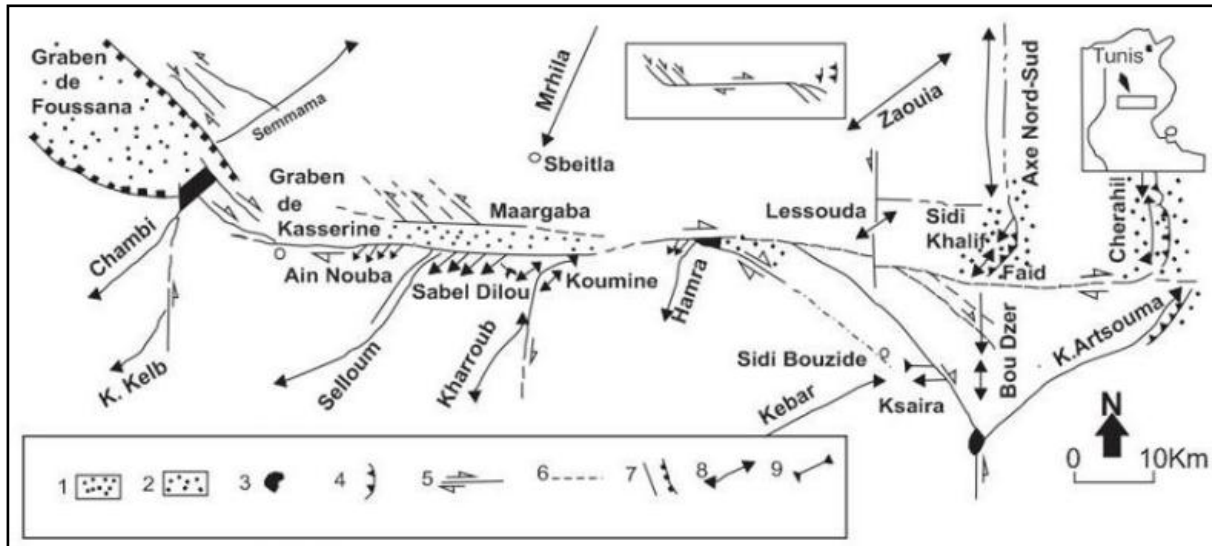


Fig. 50 : Schéma structural montrant la répartition des plis, des fossés et des Terminaisons en rameaux associés au décrochement dextre de Kasserine.

1-2- Dépôts Quaternaire -3 : Trias du Koumine et Hamra) ; 4- chevauchement ; 5- décrochement ; 6- faille détectée par la géophysique ; 7- graben ; 8- anticlinal ; 9- synclinal. (Chihi et al, 1992 Chihi, 1995).

En effet, la réactivation de la faille de Kasserine en cisaillement dextre est à l'origine de la Formation des fossés associés aux extrémités de ce décrochement (Chihi, 1995). Il s'agit des fossés syntectoniques (Fig.51).

- L'un en extension correspondant à la réouverture du graben NW-SE de Foussana, qui matérialise une perturbation locale des contraintes, dans un contexte régional compressif.
- L'autre en compression située au niveau de l'axe N - S dans une zone de blocage du décrochement où les accidents précoces ont rejoué en faille inverses lors des dépôts du Miocène supérieur et du Quaternaire ancien (Yaich, 1984).

Dans la partie médiane du décrochement du Kasserine et au niveau des changements d'orientation de cet accident prennent place des pointements triasiques à l'emplacement des fossés syn-tectoniques (Hamra, Koumine).

Le long du couloir de décrochement, se développe une série de plis en échelon associé à un système de déformation de type Riedel (R, R' et P) (Fig.52). Ces plis correspondraient à des zones anisotropes préexistantes. En effet, l'antériorité de l'effondrement du graben par rapport aux plissements miocène et quaternaire a constitué des anisotropies structurales lors de la réactivation du fossé par les serrages postérieurs. Ces anisotropies permettent d'expliquer la distribution des plis en échelon uniquement sur la bordure sud du graben

asymétrique et coulissant de Kasserine et l'absence de fermeture périclinale sur la bordure de ce graben (Chihi, 1995).

L'évolution tectonique de la région de Kasserine confirme l'hypothèse de l'antériorité du Plissement des séries miocènes (phase atlasique) par rapport à l'ouverture des fossés d'effondrements. Ainsi, les grands plis situés de part et d'autre du graben de Foussana et de Kasserine ne se correspondent pas ; ils sont nés en bordure des fossés avec une seule terminaison périclinale tel que Djebels Chambi, Semmama (Fig.41. a, b), Selloum pendant le Langhien - Serravalien.

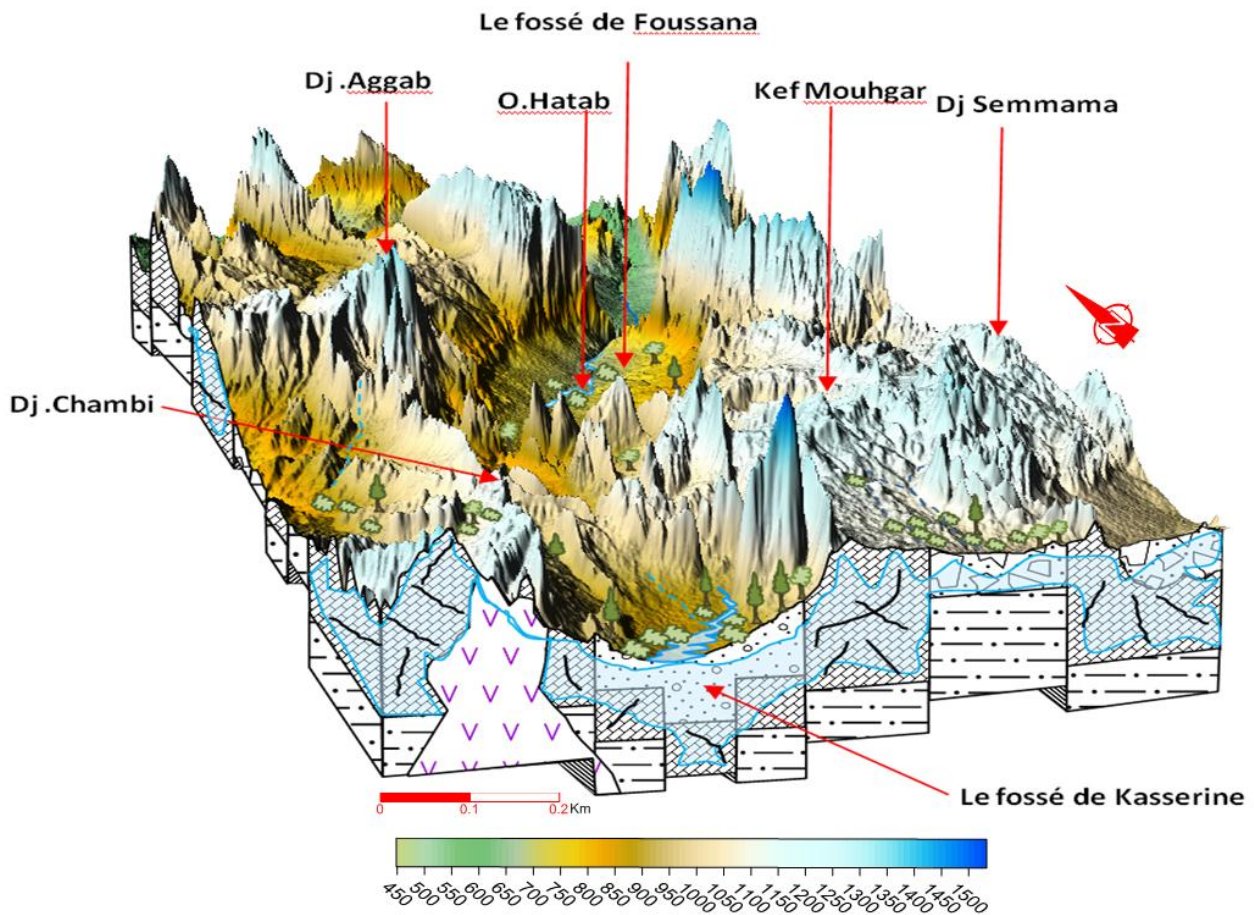


Fig. 51 : Bloc hypothétique « 3D » sur le fossé de Foussana

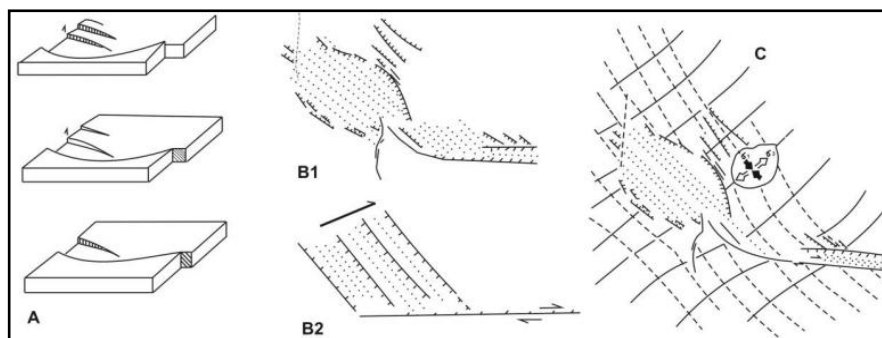


Fig.52: Schéma Montrant l'évolution structural du bassin de Foussana (Dlala, 1984).

Le plissement s'est poursuivi après le dépôt de la formation pilo-Quaternaire (Segui) pendant le Tortonien-Villafranchien (Dlala et al, 1986).

Pour les deux épisodes de déformation, Dlala et al, 1986 notent la remarquable coaxialité :

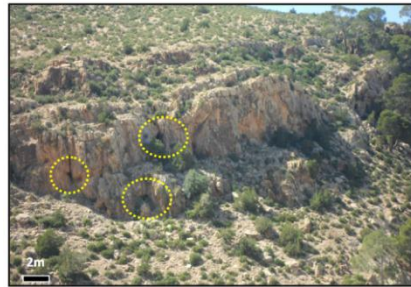
- Des axes géométriques de la déformation au niveau des mégastructures (pli et graben).
- Des axes de tenseurs de contraintes déterminés à partir de l'analyse microtectonique.

Pour ces deux épisodes de déformation, le sens du mouvement horizontal des décrochements (accident de Kasserine) reste le même. Le passage d'un épisode à l'autre, d'une déformation de type décrochant distensif, dont la contrainte maximum horizontal est σ_2 à une déformation de type décrochant compressif dont la contrainte maximum horizontal est σ_1 sans qu'il y ait de changement d'orientation des axes du tenseur des contraintes régional ; seul changement est les valeurs relatives des contraintes (Dlala et al, 1986).

- **La karstification.**

Sur la versant Nord Est et Ouest, on a remarqué des phénomènes des Karstification dans les monts Dj Ajred et Dj Hamra d'âge turonien (Fig.53).

Fig. 53 : Photo montrant les Karsts au niveau de Djebel Lajred



5- Conclusion

L'étude structurale du terrain, dans les fossés des Tébessa et Foussana, soulignent le rôle prédominant des failles de direction NE-SW, leurs plans possèdent un pendage souvent fort, supérieur à 60°, contenant des stries à pitch très important souvent supérieur à 70°.

- La mise en évidence de la subdivision du bassin d'effondrement Morsott Tébessa en trois rameaux ou branches, Morsott, Hammamet Bel Kfif et Tébessa
- La mise en évidence d'une déformation de l'axe du Gueriguer ainsi que son Soulèvement vers le NE et son Abaissement vers le SW
- La confirmation de la forme anomalique de Mzouzia et de sa relation avec le diapirisme
- La mise en évidence de la particularité morphologique et structurale de Dj Bouroumane, son allure, sa forme et ses dimensions
- L'allure anomalique de l'ensemble Anoual-Tala-Ozmor qui suit une direction E-W tandis que les autres structures de la région sont orientées selon une direction générale NE-SW
- Par ailleurs, les coupes morpho-géologiques ont parfois confirmé la nature tectonique de certaines limites de structures et parfois révélé de nouvelles informations sur l'allure, la forme et l'évolution de certaines structure
- Les surfaces d'aplanissement ainsi que les différents replats structuraux donnent aux massifs et aux dépressions un aspect néo-actif
- L'élaboration de deux cartes morpho-structurales avec une multitude d'informations.
- Les fossés Foussana et Tébessa, est marqué par l'abondance des dépôts Mio-Plio-Quaternaire qui atteint son maximum au centre du fossé, et par les séries du Crétacé dans les structures avoisinantes. La série du Paléocène est totalement absente dans ce secteur, ceci peut être expliqué par l'étroite liaison tectonique qui se trouve avec l'évolution de toute la région de Kasserine qui a été émergée à partir de l'Aptien et durant le Crétacé supérieur.
- La région de Foussana qui constitue la partie occidentale de l'Ile de Kasserine qui a joué le rôle d'un fossé subsident jusqu'au Cénomaniens, ce qui nous amène à admettre que la période Trias - Albien était relativement calme. Cependant, certaines études détaillées révèlent la présence d'une lacune de sédimentation au cours du Jurassique, due à des phases orogéniques qui sont à l'origine de l'émersion de certains compartiments de cette Ile. Ces hauts fonds expliquent bien les épaisses séries

gréseuses déposées au cours du Berrisien, de l'Aptien et de l'Albien dans les régions voisines.

- La structure de Djebel Chambi se présente comme un anticlinal de direction SW-N affecté par deux systèmes de failles orthogonaux ; le premier système de direction SW-NE a fait surgir le complexe triasique et redresser à la verticale le flanc de Kef el Agab, le second système de direction SE-NW qui a contrôlé la terminaison périclinale de Djebel Chambi.
- Au niveau de Djebel Semmama, la direction dominante de ces failles est NW-SE, ces failles sont orthogonales à celle de l'axe de l'anticlinal. Cependant, cet anticlinal est aussi le siège de failles orientées parallèlement à l'axe du pli
- L'axe de l'anticlinal du Djebel Hamra - Djebel Ajred est orienté NE-SW, Les directions dominante de ces failles est de W-E et NW- SE. Le rejet de ces failles est plus faible au centre qu'en bordure où il peut atteindre plusieurs centaines de mètres. L'extrusion du diapir triasique a énormément influencé la tectonique de cet anticlinal. La grande faille de Chaabet el Hendi de 500 m de rejet a mis en contact la formation aptienne et la série albo-cénomaniennne.
- Deux failles majeures ont été marquées ; celle de kasserine au Sud en surface en partie, qui prend son départ au pied de Chambi, longe toute la bordure Sud et semble être stoppée au niveau d'un accident transversal ayant la direction de la barre turonienne avec un rejet total de 100 m et la faille de Boulâaba au Nord symétrique à celle du Sud par rapport à l'axe du bassin. Elle est dans la plupart des cas visibles en surface dans sa partie Ouest, formant ainsi la limite Nord du fossé. Par contre, sa partie Est est enfouie sous les dépôts d'éboulis du Semmama. Le rejet total de cette faille, atteint par endroits 500 m.

L'analyse des données et des cartes structurale précédentes montre les glacis, leurs positions structurales, les cônes de déjections et les différentes générations qui les constituent, les mouvements de masses, l'orientation de leur évolution, leurs formes et leurs positions, l'apparition de phénomènes karstiques ainsi que leur relation avec l'environnement lithologique et structural

Les particularités touchent le tracé du système hydrographique qui semble subir un vigoureux contrôle structural. Les déformation plicatives et disjonctives ainsi que le cortège d'anomalies qui les affecte, torsions, coulissages, abaissements ou soulèvements des axes de plis. On citera à ce sujet le cas du synclinal de Gueriguer. La mise en évidence également de structures particulières telles que le couloir N-S et la série de couloirs E-W. s Enfin, la

confirmation que les manifestations tectoniques plio-quaternaires sont fortement guidées par des accidents hérités d'une phase tectonique ancienne au moins crétacée.

PARTIE III



Climatologie et Contribution de l'approche gravimétrique

CHAPITRE IV

Climatologie

1. Introduction

L'établissement de bilan hydrique est important pour comprendre le fonctionnement et les influence d'un système hydraulique de surface et souterrain, l'établissement le bilan hydrique comprend la connaissance des paramètres climatiques dont les précipitations et, les températures, ainsi que l'évaporation, l'infiltration et le ruissellement qui conditionne ce bilan, en utilisant la méthode de Thorntwaite adaptée à la région.

Les conditions climatiques jouent un rôle déterminant dans le régime d'écoulement superficiel et souterrain.

1.1- Répartition des stations métrologique dans la région d'étude.

Nous disposons de quatre stations dans la région bien contrôlés par les agents de l'ANRH. Ces stations ont été retenues en fonction de leurs situations géographique et leur durée d'observation (Tab 01).

- **Station de Tébessa**
Se situe en Est distante d'environ 02 Kilomètres, par rapport à la région d'étude.
- **Station d'El Hammamet**
Se situe au Nord – Ouest, à 4.5 Kilomètres, de la source de Bouakkous.
- **Station d'Ain Kissa**
Se situe au Nord – Ouest.
- **Station de Foussana (Station Chambi)**
Se situe en Sud distante d'environ 3 Kilomètres, par rapport à la région d'étude.

Le tableau suivant présente les coordonnées Lambert des deux stations :

Tab.01. Les coordonnées Lambert des stations de mesures
(Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Station	X(Km)	Y(Km)	Z(Km)	Période d'observation	Code de la station
Tébessa	991.9	247.2	810	1980-2015	120301
Hammamet	977.9	248.5	860	1980-2015	120304
Ain-Kissa	992.1	257.4	1005	1980-2015	120306
Foussana	1020.88	231.85	790	1980-2015	/

1.2 Indice d'aridité (Indice De Martonne)

Afin d'identifier le caractère climatique de la région il est indispensable de calculer l'indice (A) d'aridité qui est fonction de la température moyenne annuelle et des

précipitations moyennes annuelles. Cet indice est défini par de [De Martonne \(1923\)](#) par la formule suivante :

$$A = P / T + 10$$

Avec :

- **A** : indice d'aridité annuelle
- **P** : précipitations moyennes annuelles en mm.
- **T** : températures moyennes annuelles en mm.

Pour la région de Tebessa A = 13.37 tel que P =350.31 et T = 16.17

Pour la région de Hammamet A = 11.10 tel que P =290.54 et T = 16.20

Pour la région de Ain Kissa A = 11.77 tel que P =308.38 et T = 16.20

Pour la région de Foussana A = 13.01 tel que P =340.89 et T = 16.17

Selon De Martonne :

- **A < 5** : le climat est hyper aride.
- **5 < A < 10** : le climat est très sec.
- **10 < A < 20** : le climat est sec.
- **20 < A < 30** : le climat est tempéré.
- **A > 30** : le climat est humide (écoulement abondant).

Les résultats de l'indice d'aridité trouvés pour les stations Tébéssa, El Hammamet, Ain Kissa et Foussana montre que le climat de notre zone d'étude est sec caractérisé par deux saisons l'une humide et froide et l'autre sèche et chaude (Fig.54).

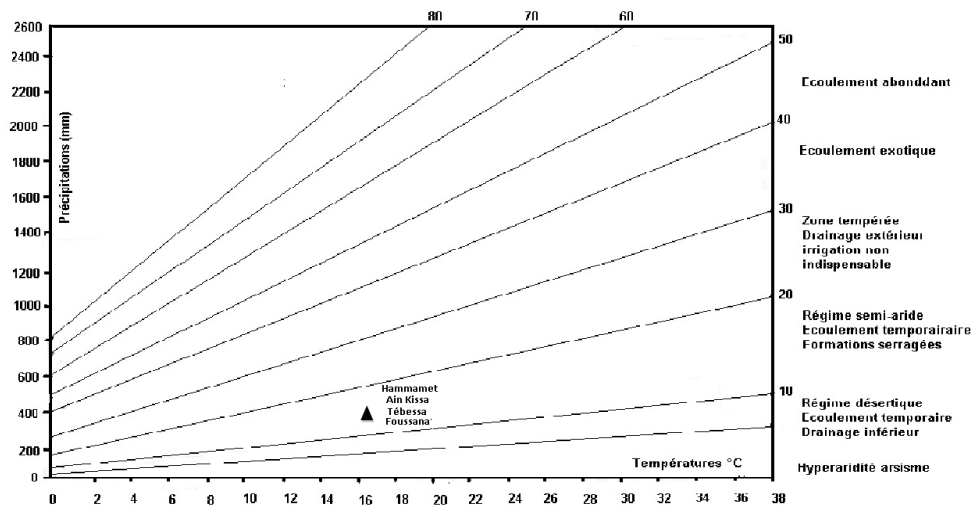


Fig.54. Abaque d'indice d'aridité

1.3. Continentalité pluviale moyenne

Continentalité pluviale moyenne permet de définir le type de climat continental, elle s'exprime par le rapport (R) de la somme des coefficients pluviométriques relatifs mensuels des mois les plus chauds et la somme des mois les plus froids, on a alors la classification suivante :

Si : $1 < R < 1.75$ climat semi-continentale
 $R < 1$ climat continentale

- **Calcul des coefficients pluviométriques (Tab.02.a)**

$$C_p = 365P_i / Pn_i$$

Avec :

P : précipitation moyenne annuelle

P_i : précipitation du mois de rang

n_i : nombre de jours du mois

C_p : exprime le caractère plus au moins pluvial du mois considéré dans l'ensemble de l'année.

$$C_p = 365/n_i * P_i / P = KP_i / P$$

$$\Rightarrow C_p = KP_i / P$$

Où :

K : c'est le coefficient dépendant du nombre de jours du mois considéré :

Si $n_i = 31$ jours $K = 365/31 = 11.77$

SI $n_i = 30$ jours $K = 365/30 = 12.16$

Pour le mois de février 28 jours chaque 3 ans, et une fois 29 jours

$$K = 365 / (28*3 + 29)^{1/4} = 12.92$$

Pour la station de Tébessa : $P = 350.31$

Pour la station d'El Hammamet : $P = 290.54$

Pour la station de Ain Kissa : $P = 308.38$

Pour la station de Foussana : $P = 340.89$

a- Coefficient pluviométrique de la région Tébessa (Tab.02)

Tab.02. Coefficient pluviométrique de la région d'étude (Tébessa)

MOIS	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Août	Sep	Oct	Nov
K	12.16	11.77	12.16	12.92	11.77	12.16	11.77	12.16	11.77	12.16	11.77	11.77	12.92
P_i	41.1	31.5	29.5	29.3	31.2	20.4	31.8	33.7	38.2	27.3	13.3	24.5	41.1
C_p	1.38	1.09	1.02	0.98	1.08	0.75	1.07	1.17	1.28	0.95	0.45	0.85	1.38

- **Saison humide : CP (Sh) = 9.84**
- **Saison sèche : CP (Ss) = 2.24**

$$R = C_p (Ss) / C_p (Sh) = 2.24 / 9.84 \Rightarrow R = 0.2$$

B - Coefficient pluviométrique de la région d'El Hammamet (Tab.02.a)

Tab.02.a. Coefficient pluviométrique de la région d'étude (El Hammamet)

MOIS	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Août	Sep	Oct	Nov
K	12.16	11.77	12.16	12.92	11.77	12.16	11.77	12.16	11.77	12.16	11.77	11.77	12.92
Pi	40.01	27.59	25.13	22.12	11.08	22.87	28.95	25.47	37.39	22.67	10.52	16.72	40.01
Cp	1.62	1.15	1.05	0.90	0.46	1.02	1.17	1.07	1.51	0.95	0.43	0.70	1.62

- **Saison humide : CP (Sh) = 8.34**
- **Saison sèche : CP (Ss) = 3.70**

$$R = C_P (Ss) / C_P (Sh) = 3.70 / 8.34 \Rightarrow R=0.4$$

C- Coefficient pluviométrique de la région d'Ain Kissa (Tab.02.b)

Tab.02.b. Coefficient pluviométrique de la région d'étude (Ain Kissa)

MOIS	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Août	Sep	Oct	Nov
K	12.16	11.77	12.16	12.92	11.77	12.16	11.77	12.16	11.77	12.16	11.77	11.77	12.92
Pi	29.00	23.10	44.30	44.20	48.90	19.20	38.30	77.30	79.50	28.60	18.30	23.10	29.00
Cp	1.11	0.91	1.75	1.69	1.93	0.80	1.46	3.05	3.03	1.13	0.70	0.91	1.11

- **Saison humide : CP (Sh) = 13.71**
- **Saison sèche : CP (Ss) = 4.75**

$$R = C_P (Ss) / C_P (Sh) = 4.75 / 13.71 \Rightarrow R=0.3$$

D- Coefficient pluviométrique de la région de Foussana (Tab.02.c)

Tab.02.c. Coefficient pluviométrique de la région d'étude (Foussana)

MOIS	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Août	Sep	Oct	Nov
K	12.16	11.77	12.16	12.92	11.77	12.16	11.77	12.16	11.77	12.16	11.77	11.77	12.92
Pi	40.28	30.51	28.37	28.04	30.04	20.82	30.43	33.34	36.83	26.63	13.37	23.83	40.28
Cp	1.39	1.09	1.01	0.97	1.07	0.79	1.05	1.19	1.27	0.95	0.46	0.85	1.39

- **Saison humide : CP (Sh) = 9.83**
- **Saison sèche : CP (Ss) = 2.26**

$$R = C_P (Ss) / C_P (Sh) = 2.26 / 9.83 \Rightarrow R=0.2$$

D'après la classification ci dessus on peut dire que le climat des ces régions est de type continental.

I. Facteurs climatiques

Les deux paramètres influents sur le bilan hydrologique annuel sont les précipitations et la température. A partir de ces deux éléments nous calculons les autres facteurs du bilan hydrologique que nous verrons en détail plus loin.

Pour notre étude nous avons choisi une période de **1980-1981 à 2015 -2016 (35 ans)**.

2.1 La précipitation

La précipitation est la quantité d'eau météorique, totale, liquide ou solide qui tombe sur une surface horizontale déterminée, appelée "section pluviométrique". L'étude Pluviométrique présente un intérêt considérable en hydroclimatologie, car elle permet de décrire le régime d'écoulement.

2.1.1 Variations moyennes mensuelles des précipitations

Tab.03. Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Tébessa
Sur la période (1980-1981 à 2015 - 2016) (mm)

mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Août
P moy mens (mm)	41.1	31.5	29.5	29.3	31.2	20.4	31.8	33.7	38.2	27.3	13.3	24.5

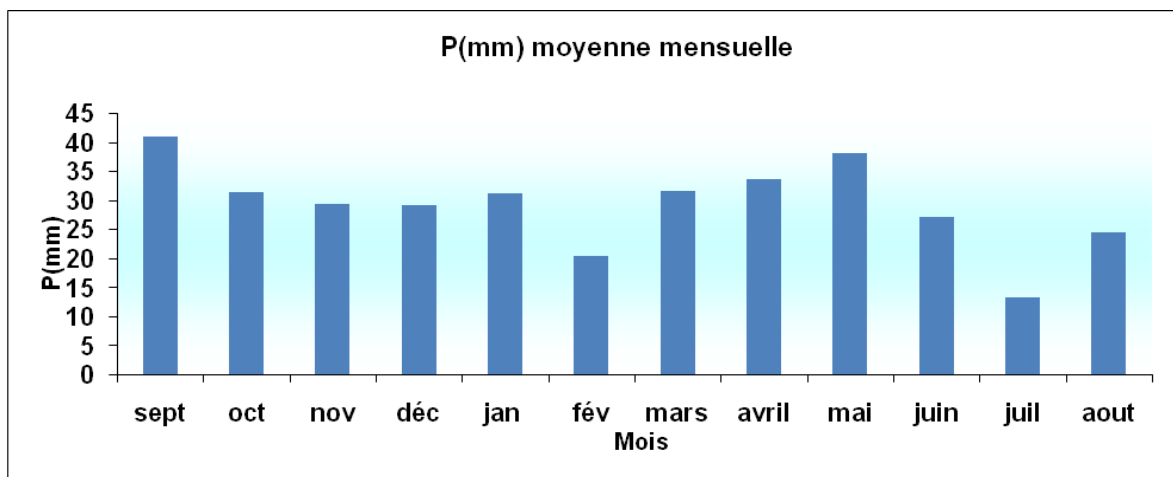


Fig. 55 : Variation des Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Tébessa la période (1985-1986 à 2009 -2010) (mm)

Tab04 : Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Hammamet
Sur la période (1980-1981 à 2015 - 2016) (mm)

mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Août
P moy mens (mm)	40.01	27.59	25.13	22.12	11.08	22.87	28.95	25.47	37.39	22.67	10.52	16.72

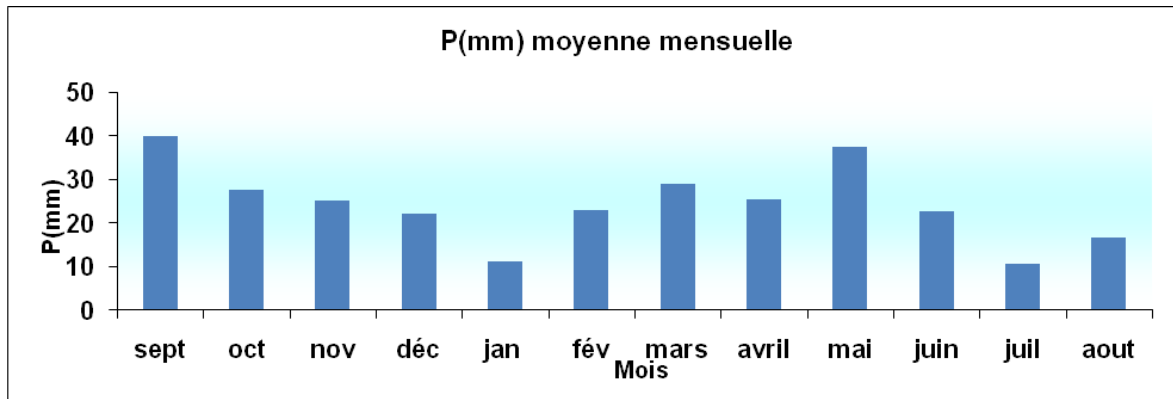


Fig. 56 : Variation des Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Hammamet la période (1985-1986 à 2009 -2010) (mm)

Tab05 : Précipitations moyennes mensuelles pour la station d'Ain Kissa Sur la période (1980-1981 à 2015 - 2016) (mm)

mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Août
P moy mens (mm)	29.00	23.10	44.30	44.20	48.90	19.20	38.30	77.30	79.50	28.60	18.30	23.10

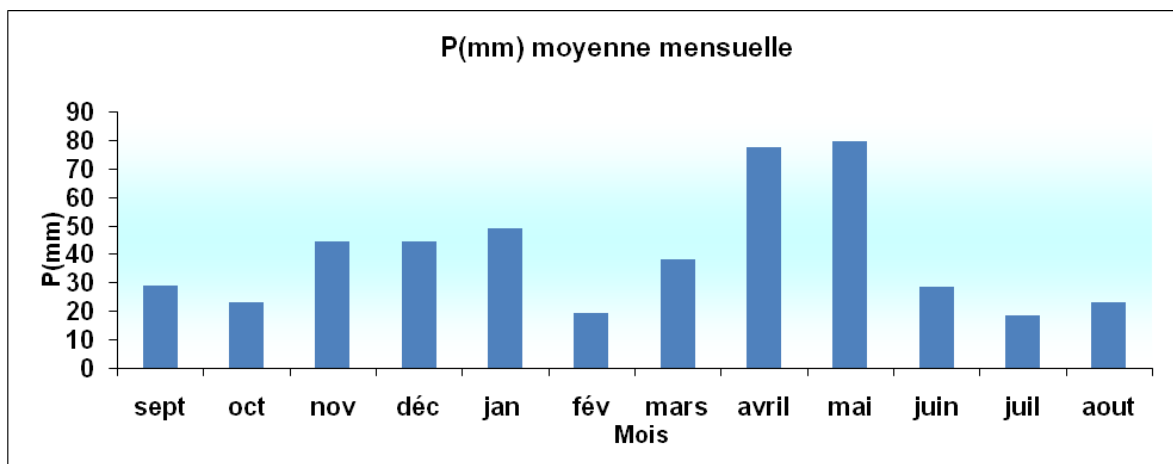


Fig. 57 : Variation des Précipitations moyennes mensuelles pour la station d'Ain Kissa la période (1980 - 1981 à 2014 -2015) (mm)

Tab06 : Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Foussana Sur la période (1980-1981 à 2015 - 2016) (mm)

mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Août
P moy mens (mm)	40.28	30.51	28.37	28.04	30.04	20.82	30.43	33.34	36.83	26.63	13.37	23.83

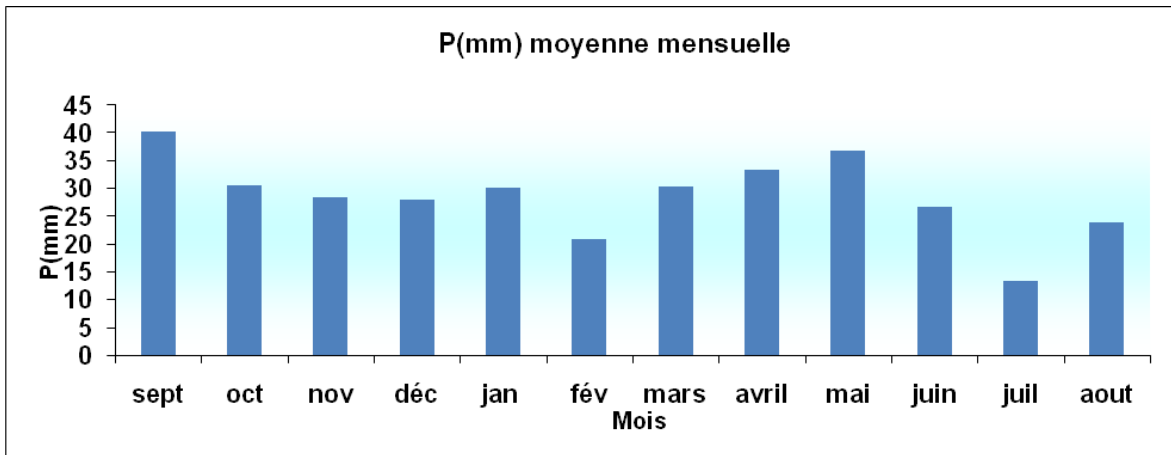


Fig. 58 : Variation des Précipitations moyennes mensuelles pour la station de Foussana la période (1985-1986 à 2009 -2010) (mm)

Une moyenne mensuelle des précipitations a été calculée sur une série des 35 ans pour les différentes stations, Tébessa, Hammamet, Ain Kissa et Foussana, L'étude de l'évolution des précipitations mensuelles nous ont permis de mettre en évidence d'une part une moyenne mensuelle avec des maximums pour les stations de Tébessa, Hammamet, et Foussana de **41.1 ; 40.01 et 40.28** mm au mois de septembre; pour la station de Ain Kissa un maximum de **79.50** mm en mois de mai et un minimum au mois de Juillet de l'ordre de **13.3 ; 10.52 ; 18.30 et 13.37** mm.

2.1.2 Variations interannuelles des précipitations

Elles conditionnent l'écoulement saisonnier et par conséquent le régime des cours d'eau ainsi que l'alimentation des aquifères et des sources.

Les graphes des variations des hauteurs interannuelles des précipitations pour les différentes stations, Tébessa, Hammamet, Ain kissa et Foussana (Fig.59.a.b.c) montre que les variations des hauteurs de pluie d'une année à une autre est très grandes pendant la période d'observation **1980-1981 à 2015 -2016**.

- La valeur minimum pour les différentes stations est observée comme suit :

Tébessa ; l'année **1983-1984** est l'année la plus sèche avec une hauteur **138.3** mm/an.

Hammamet ; l'année **2007-2008** est l'année la plus sèche avec une hauteur **124.39** mm/an.

Ain kissa ; l'année **1996-1997** est l'année la plus sèche avec une hauteur **144.50** mm/an.

Foussana ; l'année **1993-1994** est l'année la plus sèche avec une hauteur **178.7** mm/an.

- La valeur maximum pour les différentes stations est observée comme suit :

Tébessa ; l'année **1995-1996** est l'année la plus humide avec une hauteur **624.00** mm/an.

Hammamet: l'année **2003-2004** est l'année la plus humide avec une hauteur **674.75** mm/an.

Ain kissa ; l'année **2003-2004** est l'année la plus humide avec une hauteur **578.00** mm/an.

Foussana ; l'année **1995-1996** est l'année la plus humide avec une hauteur **569.50 mm/an**.

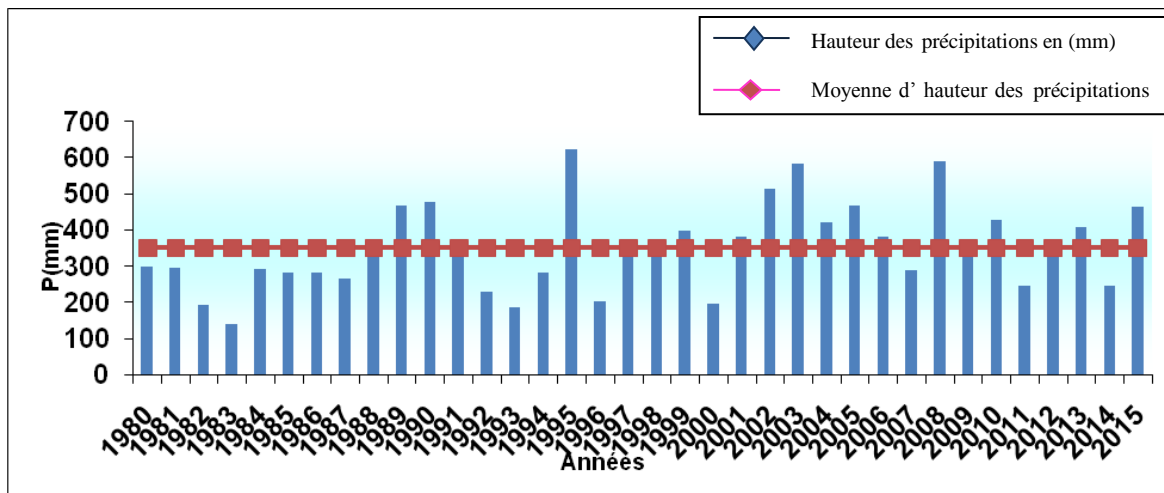


Fig.59 : Variation interannuelles des précipitations pour la station de Tébessa la période (1980-1981 à 2015 -2016) (mm)

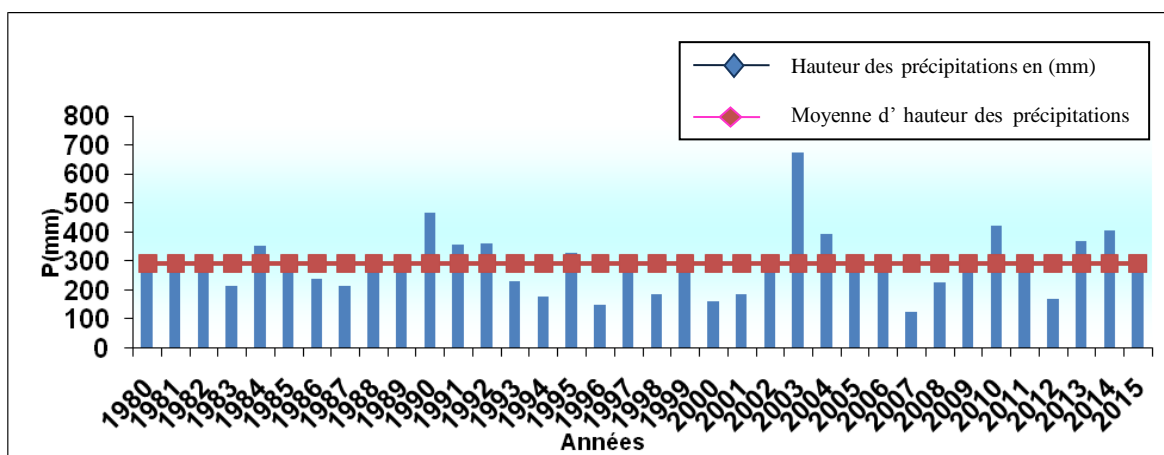


Fig.59.a: Variation interannuelles des précipitations pour la station de Hammamet la période (1980-1981 à 2015 -2016) (mm)

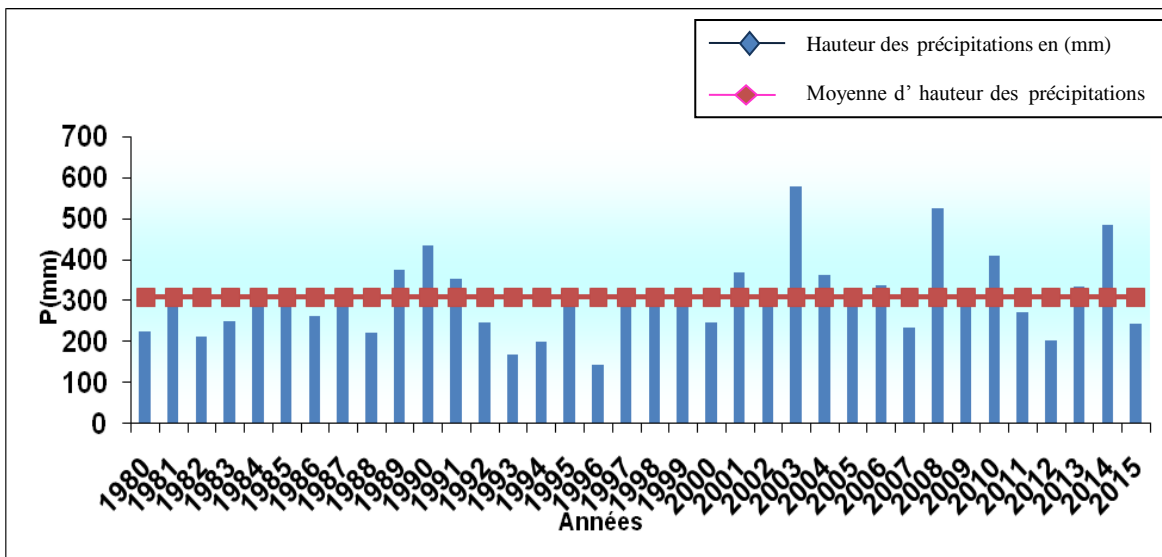


Fig.59.b : Variation interannuelles des précipitations pour la station d'Ain Kissa la période (1980 - 1981 à 2015 -2016) (mm)

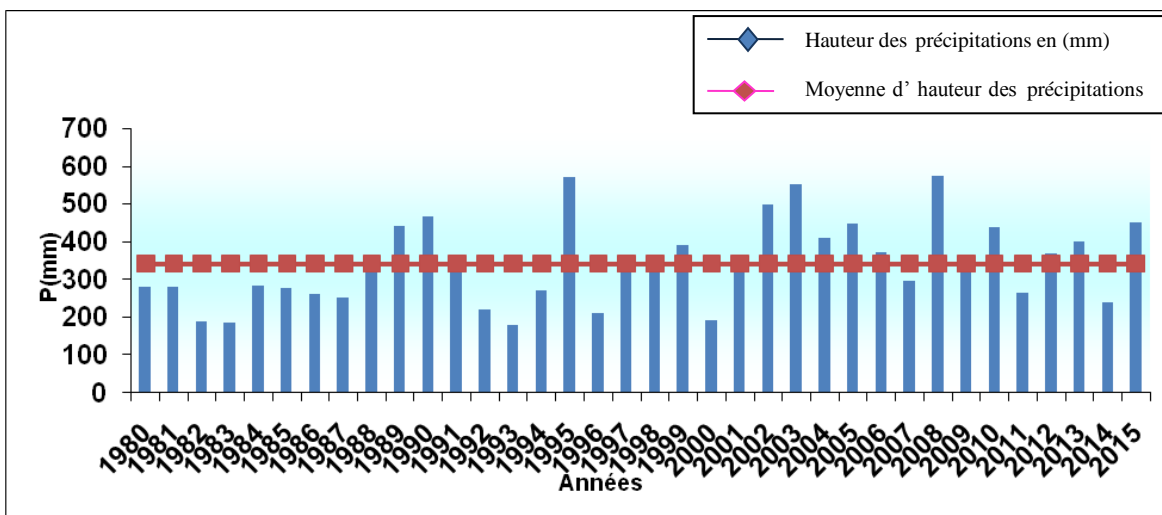


Fig.59.c : Variation interannuelles des précipitations pour la station de Foussana la période (1980 - 1981 à 2015 -2016) (mm)

2.1.3 Répartition saisonnière des précipitations

La subdivision des pluies de l'année pour chaque saison est faite suivant les saisons agricoles (Automne : S O N, l'Hiver : D J F, Printemps : M A M, Été : J J A).

Pour la station de Tébessa :

- Une forte précipitation saisonnière est enregistrée pendant le Printemps avec une valeur de 103.40 mm qui représente 29.52 %.
- Une faible précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'Eté avec une valeur de 65.10 mm ; ce qui représente 18.58 %.

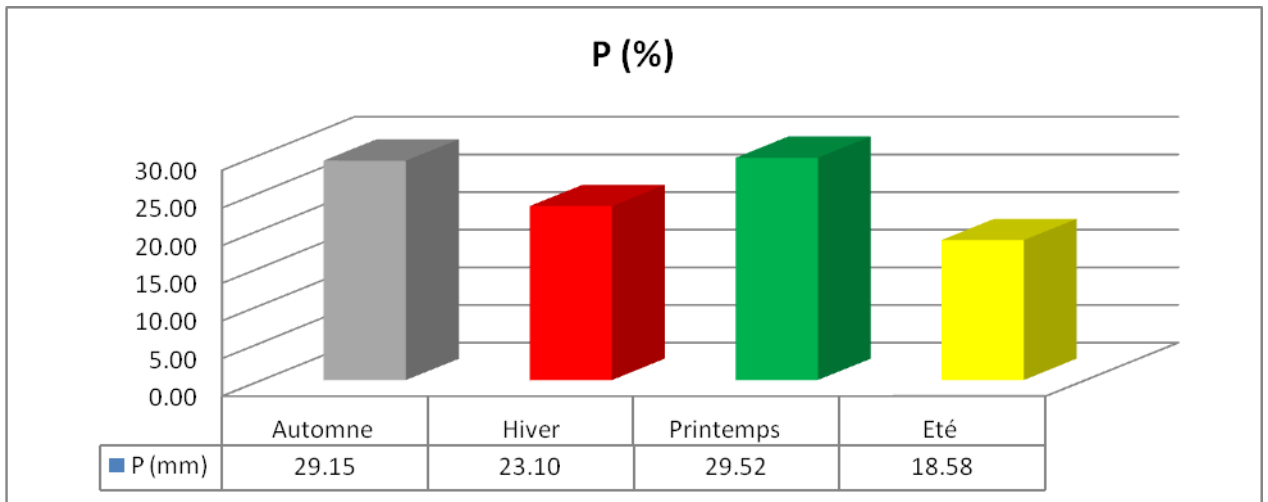


Fig.60: Répartition saisonnière des précipitations pour la station de Tébessa pour La période (1980-1981 à 2015 -2016) (mm)

Pour la station de Hammamet :

- Une forte précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'automne avec une valeur de 92.93 mm qui représente 31.92 %.
- Une faible précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'Eté avec une valeur de 49.91 mm; ce qui représente 17.18 %.

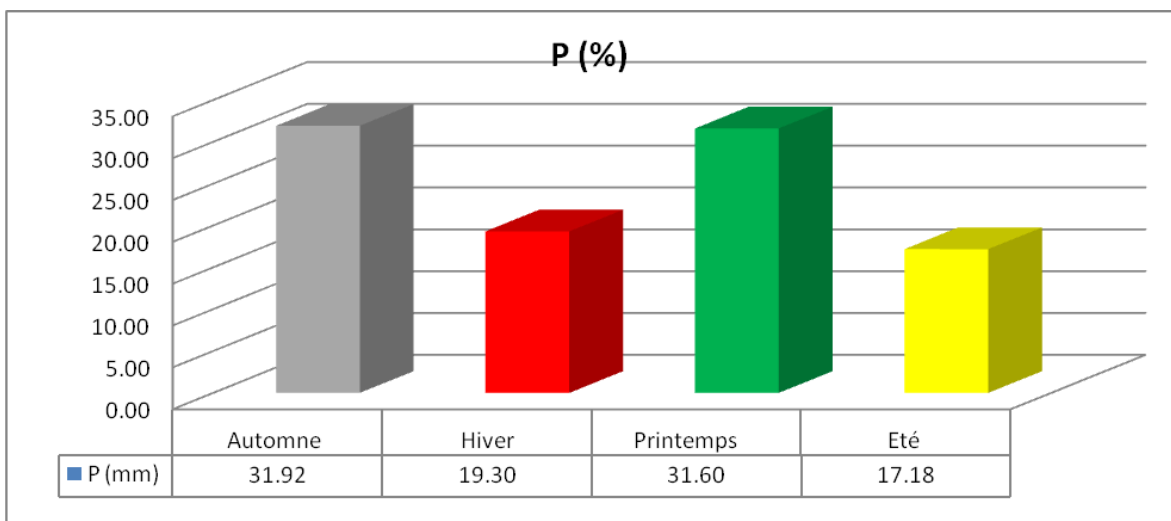


Fig.60.a : Répartition saisonnière des précipitations pour la station de Hammamet pour La période (1980-1981 à 2015 -2016) (mm)

Pour la station d'Ain Kissa :

- Une forte précipitation saisonnière est enregistrée pendant le printemps avec une valeur de 103.40 mm qui représente 29.52 %.
- Une faible précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'Eté avec une valeur de 65.10 mm; ce qui représente 18.58 %.

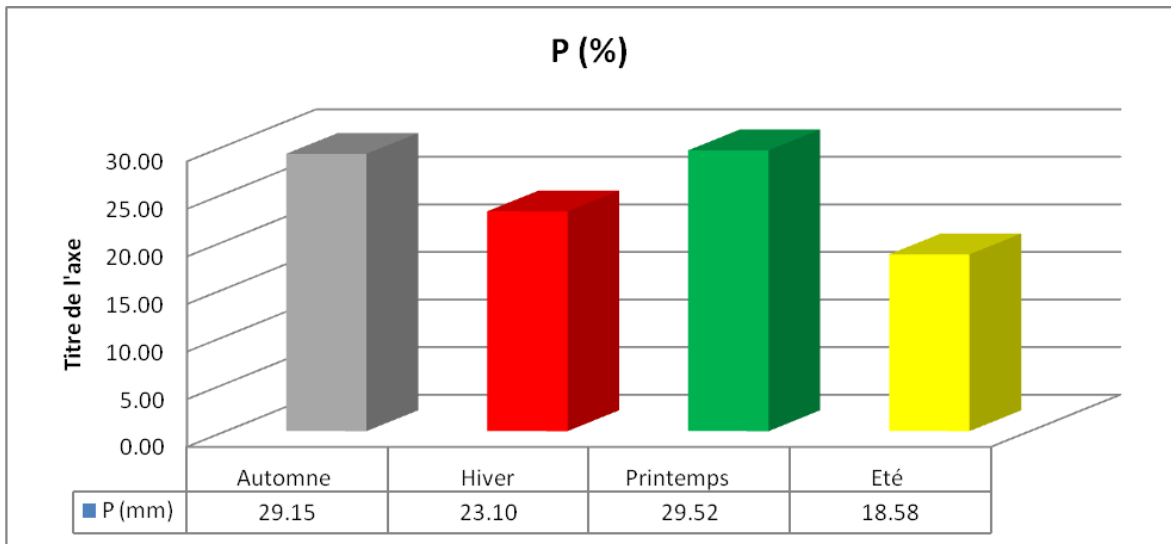


Fig.60.b: Répartition saisonnière des précipitations pour la station d'Ain Kissa pour La période (1980-1981 à 2015 -2016) (mm)

Pour la station de Foussana :

- Une forte précipitation saisonnière est enregistrée pendant le printemps avec une valeur de 100.60 mm qui représente 29.37 %.
- Une faible précipitation saisonnière est enregistrée pendant l'Eté avec une valeur de 63.83 mm; ce qui représente 18.64 %.

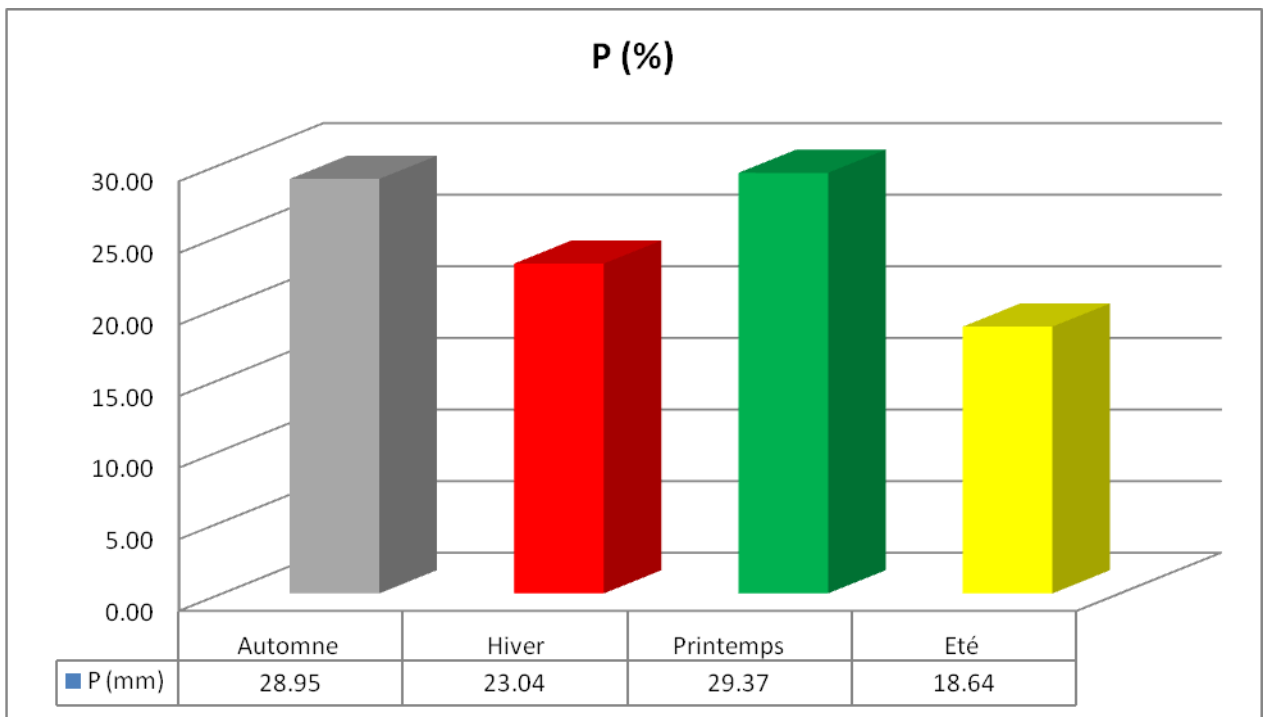


Fig.60.c: Répartition saisonnière des précipitations pour la station de Foussana pour La période (1980-1981 à 2015 -2016) (mm)

2.2 L'humidité

L'humidité représente la quantité d'eau retenue dans l'air, en considérant que les conditions climatiques sont semblables entre la région de Tébessa El-Hammamet, Ain kissa et Foussana.

Il a été pris en considération une série de 35 ans (1980/1981 à 2015/2016).

D'après cette série, le mois de juillet étant le mois le plus sec le mois le plus humide c'est le mois de janvier.

2.3 Le vent

Les vents sont caractérisés par leur vitesse et leur intensité. Les vents prédominant sont de direction Sud Est – Nord Ouest et jouent un rôle important dans les précipitations en Hiver. Les vents du Nord Ouest sont souvent secs et froids. En été les vents du Sud sont fréquents (le sirocco) qui peuvent être chaud et sec d'où l'augmentation de l'évaporation, et une sécheresse qui diminue l'humidité et augmente le déficit d'écoulement.

2.4 La neige

Les montagnes de bordure et en particulier djebel Doukane, Mestiri, Tazbent , Dyr, Bouromane et la region de foussana leurs altitude reçoivent en hiver des précipitations neigeuses qui peuvent être importantes.

Les premières neiges font leur apparition à partir du mois de janvier et les dernières à la fin du mois de mars.

D'après Seltzer la région se situe dans la zone d'enneigement moyen au sol de 5 à 10 jours par an.

Ce phénomène a un rôle important si l'on considère la superficie des montagnes. Les précipitations neigeuses suivies par une lente fonte favorisant au maximum l'infiltration.

2.5 La température

La température est un facteur influant sur la végétation, vu qu'il rend compte de son apport d'énergie à la végétation, de son pouvoir évaporateur qu'il exerce sur les surfaces mouillées, et le bilan hydrique du fait qu'il conditionne l'évapotranspiration. Les moyennes calculées sur une période de 25 ans 1980-81 à 2015 -2016 sont résumées dans le tableau (N°7).

Les valeurs des températures sont obtenues à partir de différentes stations de Tébessa, Hammamet, Ain Kissa et Foussana.

2.5.1 Température moyenne mensuelle

La station de Tébessa ; Hammamet et Ain kissa

- Le mois de Janvier est le mois le plus froid avec une valeur de 7.05 °C.
- Le mois de Juillet est le mois le plus chaud avec de 23.72°C.

Tab.07 : Répartition moyenne mensuelle de température à la station de Tébessa (1980-81 à 2015 -2016) (mm)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Juil	Aou
T(°C)	22.3	17.9	11.5	8.3	6.6	7.4	11.3	14.1	19.4	24.2	27.6	27.1

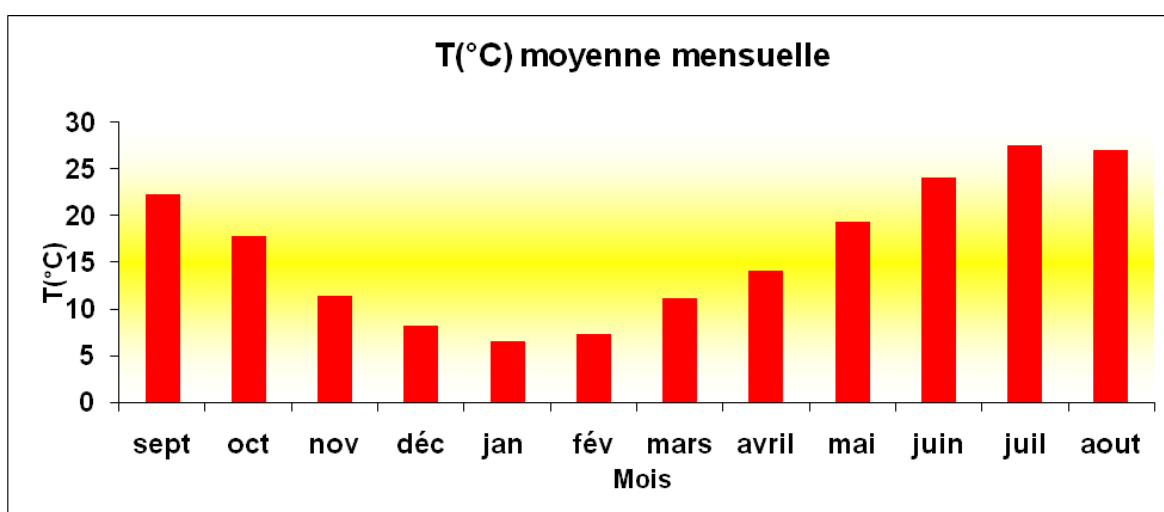


Fig. 61 : Variation des Températures moyennes mensuelles pour la période (1980-81 à 2015 -2016) (mm)

La station de Foussana

- Le mois de Janvier est le mois le plus froid avec une valeur de 7.28 °C.
- Le mois de Juillet est le mois le plus chaud avec de 27.17°C.

Tab08 : Répartition moyenne mensuelle de température à la station de Foussana (1980-81 à 2015 -2016) (mm)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Juil	Aou
T(°C)	22.03	17.82	12.40	8.25	7.28	7.98	11.05	13.86	18.96	23.89	27.17	24.97

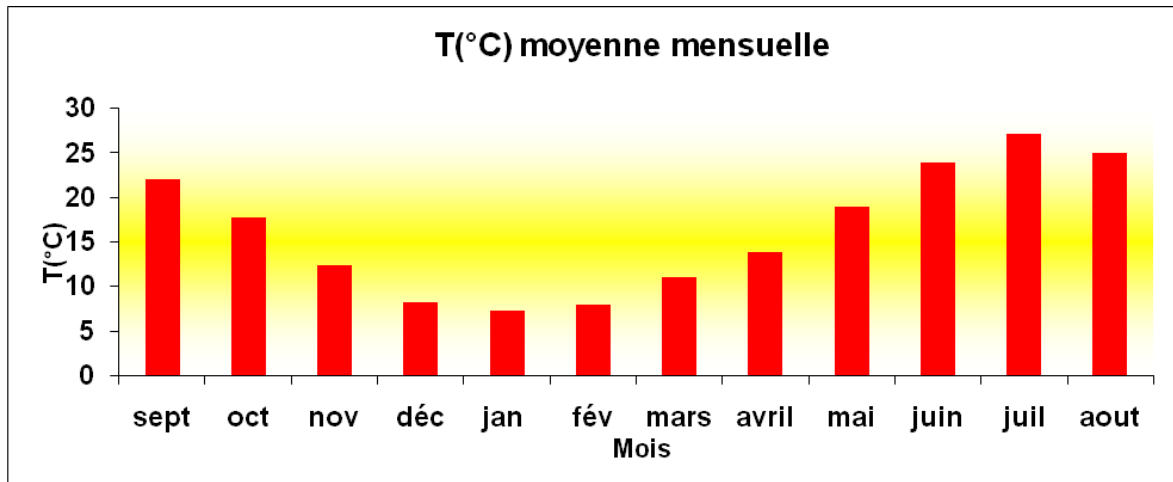


Fig. 62 : Variation des Températures moyennes mensuelles pour la période (1980-81 à 2015 -2016) (mm)

2.5.2 Température moyenne annuelle

Pour la station de Tébessa

- L'année la plus chaude est l'année 2001 avec une valeur maximale de 18.11 °C.
- L'année la plus froide est celle de 2013 avec une valeur minimale de 14.65°C.

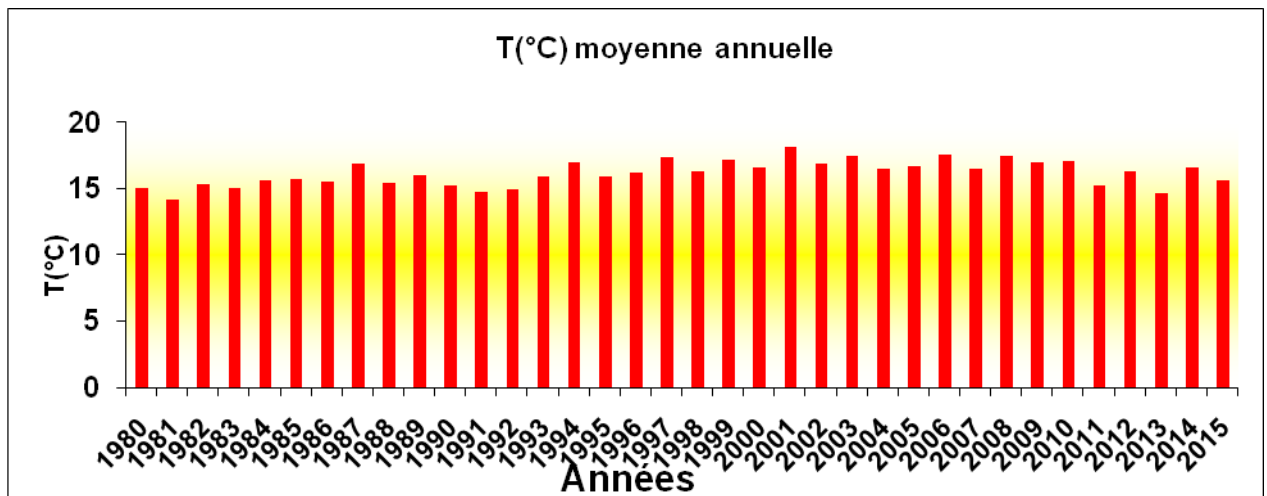


Fig.63: Variation des Températures moyennes annuelles station de Tébessa pour la période (1980 – 2015) (mm)

Pour la station de Foussana

- L'année la plus chaude est l'année 2000 avec une valeur maximale de 17.31 °C.
- L'année la plus froide est celle de 1981 avec une valeur minimale de 14.92°C.

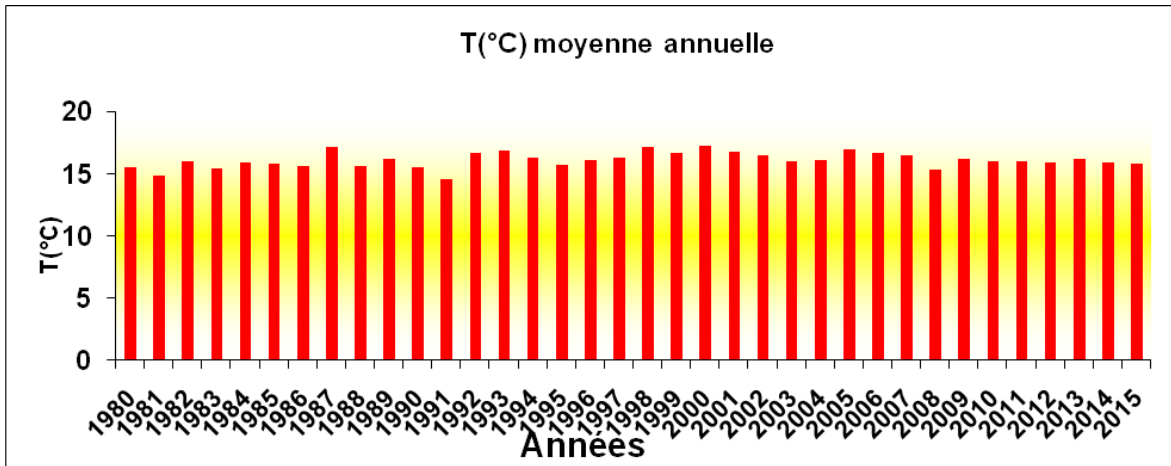


Fig.64: Variation des Températures moyennes annuelles station de Foussana pour la période (1980 – 2015) (mm)

3. Caractérisation du climat

3.1 Diagramme Ombrothermique sur une période de 35 ans (1980 à 2015)

Ce diagramme est le mieux placé pour visualiser les mois humides et les mois secs. Selon (Bagnouls et Gaussen, 1953, 1957) le mois le plus sec est celui où le total moyen des précipitations (moyenne en millimètres) est inférieur ou égal au double de la température moyenne ($P \leq 2T^\circ$).

Ainsi, on constate que la saison sèche est formée par plusieurs mois secs consécutifs. Le diagramme de Gaussen (Fig.65.a.b.c) permet de mettre en évidence une saison humide débutant au mois de Novembre qui se termine au mois d'Avril, et une saison sèche qui s'étale du mois de Mai jusqu'au mois d'Octobre.

Tab.09: Données du diagramme Ombrothermique stations de Tébessa pendant une période de 36 ans (1980 à 2015)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Juil	Aou
P(mm)	41.06	31.46	29.45	29.31	31.23	20.41	31.77	33.72	38.16	27.26	13.26	24.48
T(°C)	22.29	17.93	11.54	8.27	6.60	7.39	11.27	14.14	19.37	24.16	27.58	27.08

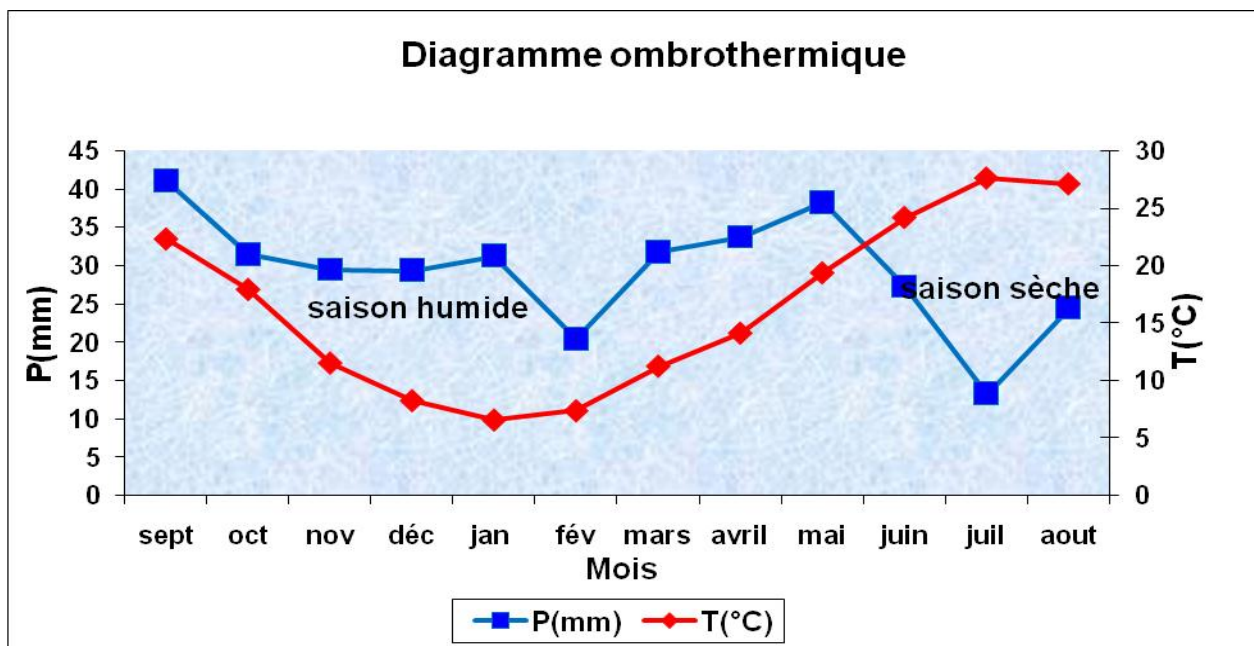


Fig.65 : Diagramme ombrothermique <station de Tébéssa > (1980 à 2015)

Tab.10: Données du diagramme Ombrothermique stations d'El hammamet pendant une période de 36 ans (1980 à 2015)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Juil	Aou
P(mm)	40.01	27.59	25.13	22.12	11.08	22.87	28.95	25.47	37.39	22.67	10.52	16.72
T(°C)	22.29	17.93	11.54	8.27	6.60	7.39	11.27	14.14	19.37	24.16	27.58	27.08

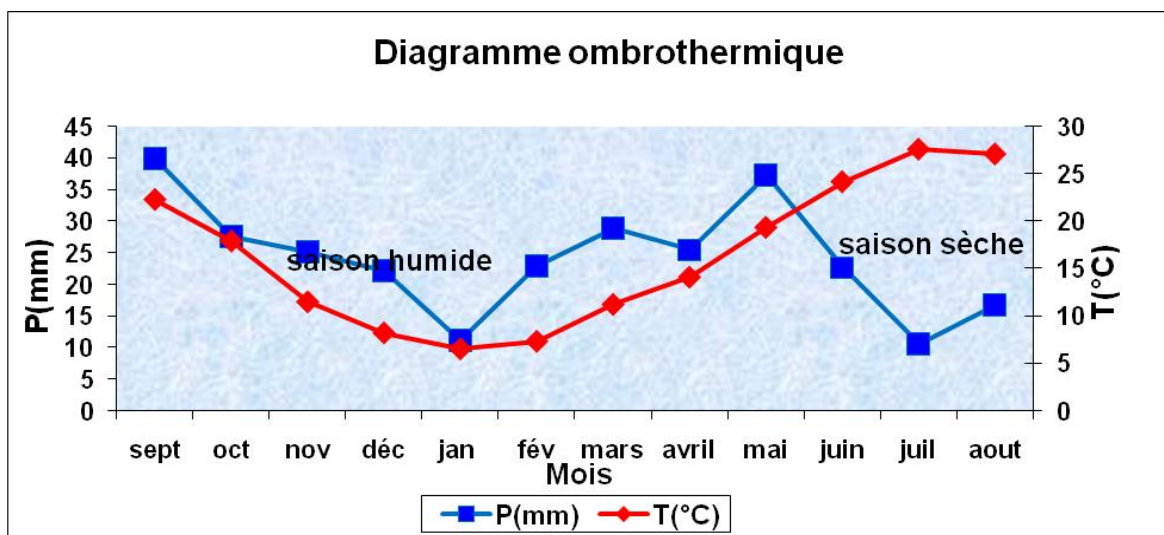


Fig .56.a: Diagramme ombrothermique <station de Hammamet > (1980 à 2015)

Tab.11: Données du diagramme Ombrothermique stations d'Ain Kissa pendant une période de 36 ans (1980 à 2015)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Juil	Aou
P(mm)	29.00	23.10	44.30	44.20	48.90	19.20	38.30	77.30	79.50	28.60	18.30	23.10
T(°C)	22.29	17.93	11.54	8.27	6.60	7.39	11.27	14.14	19.37	24.16	27.58	27.08

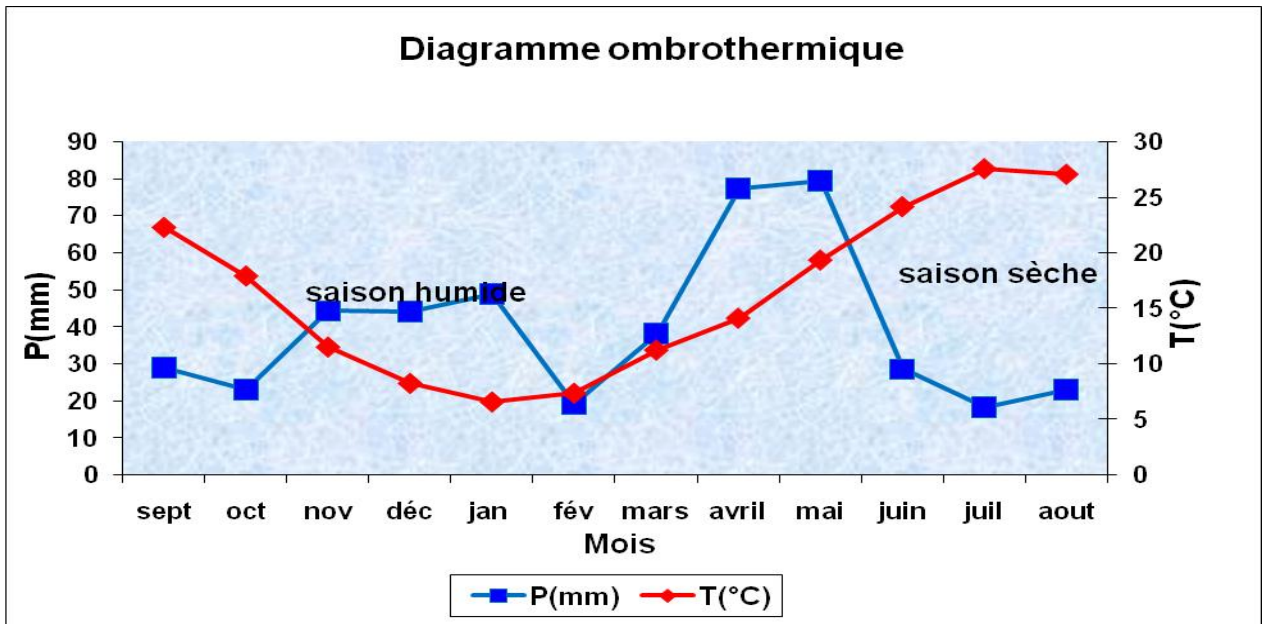


Fig.56.b: Diagramme ombrothermique <station d'Ain Kissa > (1980 à 2015)

Tab.12: Données du diagramme Ombrothermique stations de Foussana pendant une période de 36 ans (1980 à 2015)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Juil	Aou
P(mm)	40.28	30.51	28.37	28.04	30.04	20.82	30.43	33.34	36.83	26.63	13.37	23.83
T(°C)	22.03	17.82	12.40	8.25	7.28	7.98	11.05	13.86	18.96	23.89	27.17	24.97

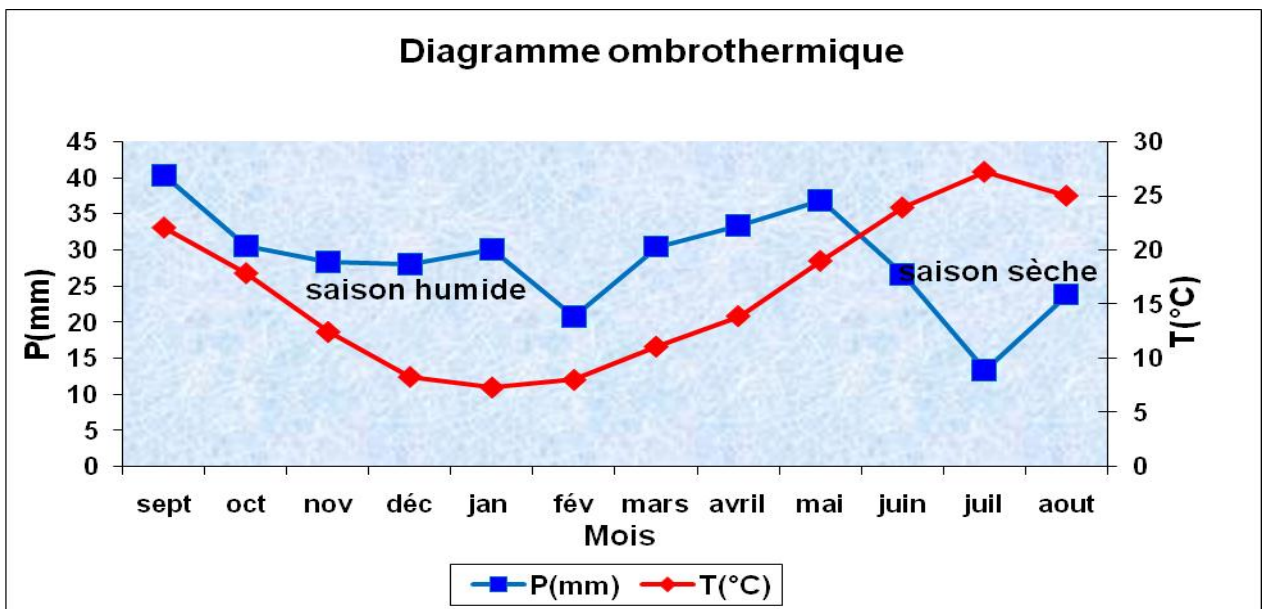


Fig.56.c: Diagramme ombrothermique <station de Foussana > (1980 à 2015)

4. Bilan hydrologique et ses composantes

Le concept de « bilan » permet de tracer un plan logique pour étudier les phénomènes concernant les relations du sol et de l'eau dans le milieu naturel. La notion de « bilan de l'eau » à l'échelle annuelle peut se résumer en confrontation entre les gains et les pertes en tenant compte des réserves du sol.

Nous pouvons le définir aussi comme l'évaluation des ressources en eau superficielles pour la détermination des éléments du bilan hydrologique d'un bassin versant, pluie, températures, évapotranspiration, ruissellement.

Les composantes du bilan hydrologique sont déterminées par différentes méthodes empiriques, dans notre cas nous allons utiliser la méthode de calcul de THORNTHWAITE qui est valable uniquement pour des régions où les températures sont inférieures ou égales à 26 ° C.

Pour le calcul de ce bilan nous utilisons les températures et les précipitations moyennes mensuelles calculées pour la période 1980-1981 à 2015 -2016.

4.1 L'évapotranspiration

Elle est définie comme l'ensemble des phénomènes d'évaporation à partir d'un plan d'eau (processus physique) et de la transpiration des plantes (phénomène biologique)

Nous distinguons deux notions différentes :

- L'évapotranspiration potentielle (**E.T.P**)
- L'évapotranspiration réelle (**E.T.R**)

4.1.1 L'évapotranspiration potentielle (ETP)

Elle est définie comme étant la somme des quantités d'eau pouvant s'évaporer et être transpirée sur une surface donnée et pendant une période bien définie en considérant les apports d'eau suffisants. Elle peut être définie aussi comme étant l'ensemble des pertes par transformation de l'eau en vapeur, autrement dit, c'est la somme de l'évaporation (phénomène physique), et la transpiration de la couverture végétale (phénomène biologique).

Pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle nous avons utilisé la formule de Thornthwaite qui a établi une correction entre la température moyenne mensuelle et l'évapotranspiration mensuelle, cet auteur définit d'abord un indice thermique mensuel (i), où :

$$ETP = 16 (10 T / I) a K$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle en mm.

T : Température moyenne mensuelle en °C

K : Coefficient d'ajustement.

a : Indice lié à la température.

$$a = (1.6/100). I + 0.5$$

I : Indice thermique annuel obtenu à partir de la somme de deux valeurs mensuelles de températures.

$$I = \sum_1^{12} i$$

$$i = (T/5)^{1.514}$$

i: Indice thermique mensuel

4.1.2 L'évapotranspiration réelle (ETR)

Par définition on appelle évapotranspiration réelle la somme des effets d'une évaporation réelle des plantes sur une surface donnée et pour une période définie.

Pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR), nous avons utilisé la méthode de Thornthwaite où on distingue deux cas principaux :

Si : $P - ETP > 0$; c'est - à - dire $P > ETP \Rightarrow ETR = ETP$.

Si : $P - ETP < 0$; c'est - à - dire $P < ETP$; ce cas est subdivisé en deux cas :

- Si : $P + RFU > ETP \Rightarrow ETR = ETP$.
- Si : $P + RFU < ETP \Rightarrow ETR = P + RFU$.

4.2 Estimation des réserves facilement utilisées R.F.U

Elle présente la quantité d'eau emmagasinée dans le sol donnée par la formule de J.Richard 1979.

$$R.F.U = I/3(Da. He. P).$$

D'où

R.F.U : Réserve facilement utilisable.

Da : Densité apparente du sol.

He : L'humidité équivalente du sol (capacité de rétention).

P : Profondeur de la couche de la terre par couriez par les racines en (mm).

Application numérique :

$$Da = 14 \quad He = 0.25 \quad P = 25 \text{ mm.}$$

$$D'où: \quad RFU = I/3 (14. 0.25 .25) = 29.0 \text{ mm}$$

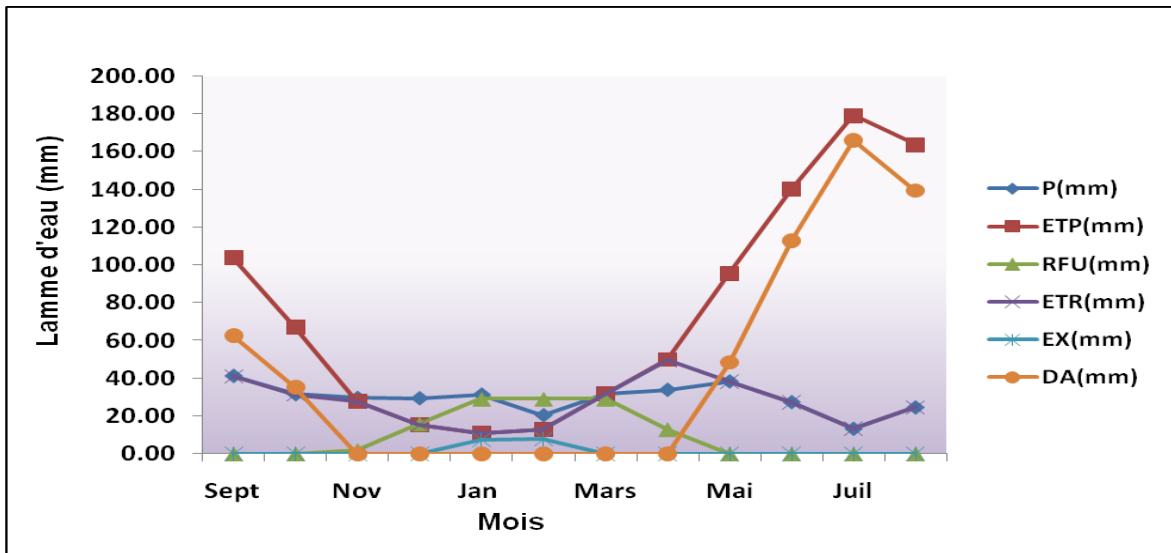


Fig.66: Bilan hydrologique à la station de Tébessa par la méthode de Thornthwaite pour la période (1980-1981 à 2015 -2015)

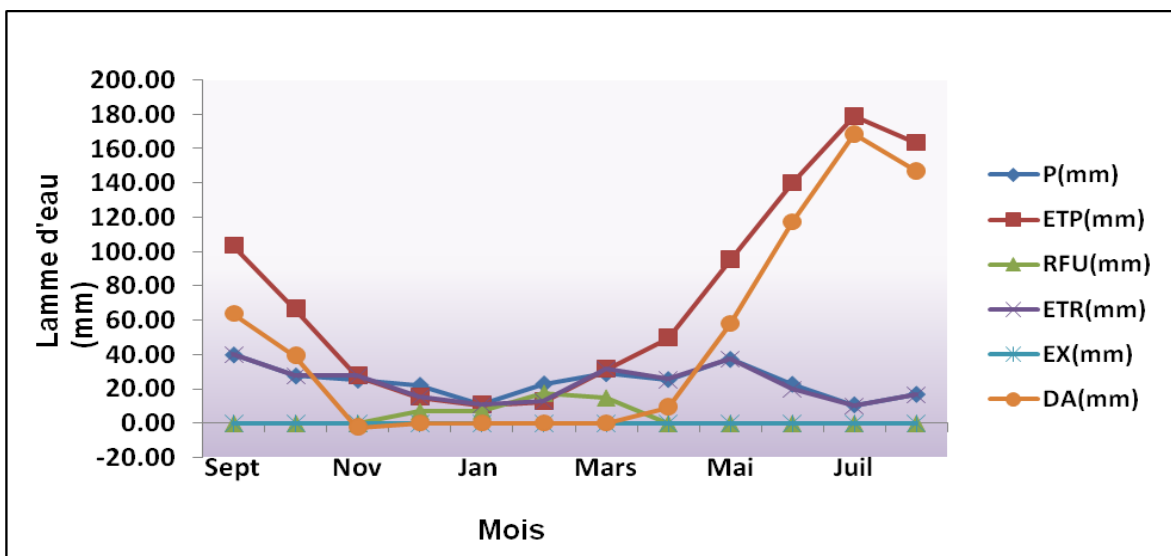


Fig.66.a: Bilan hydrologique à la station d'Hammamet par la méthode de Thornthwaite pour la période (1980-1981 à 2015 -2015)

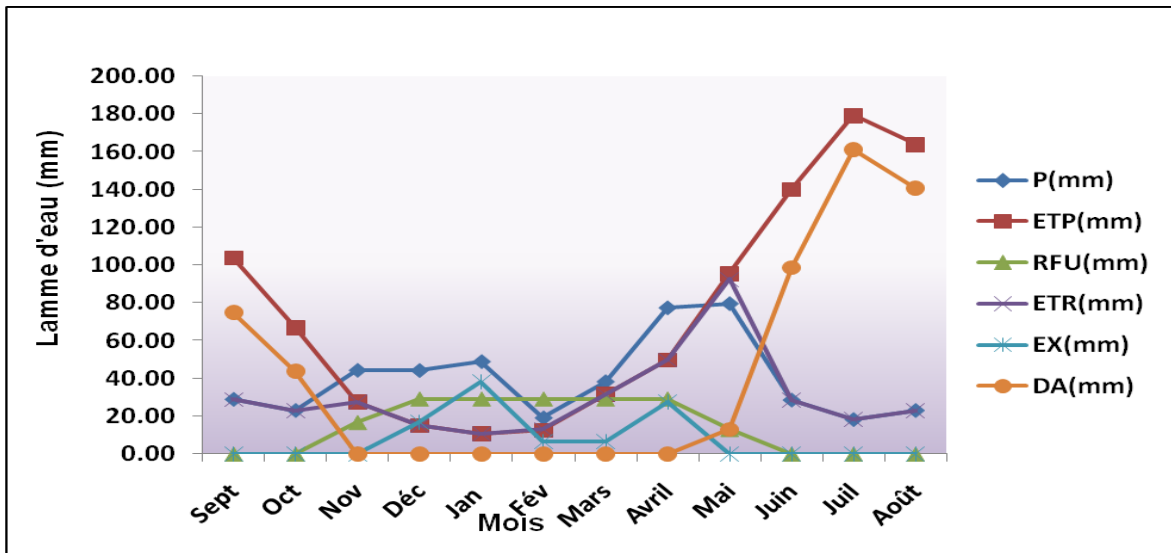


Fig.66.b: Bilan hydrologique à la station d'Ain Kissa par la méthode de Thornthwaite pour la période (1980 - 1981 à 2015 -2015)

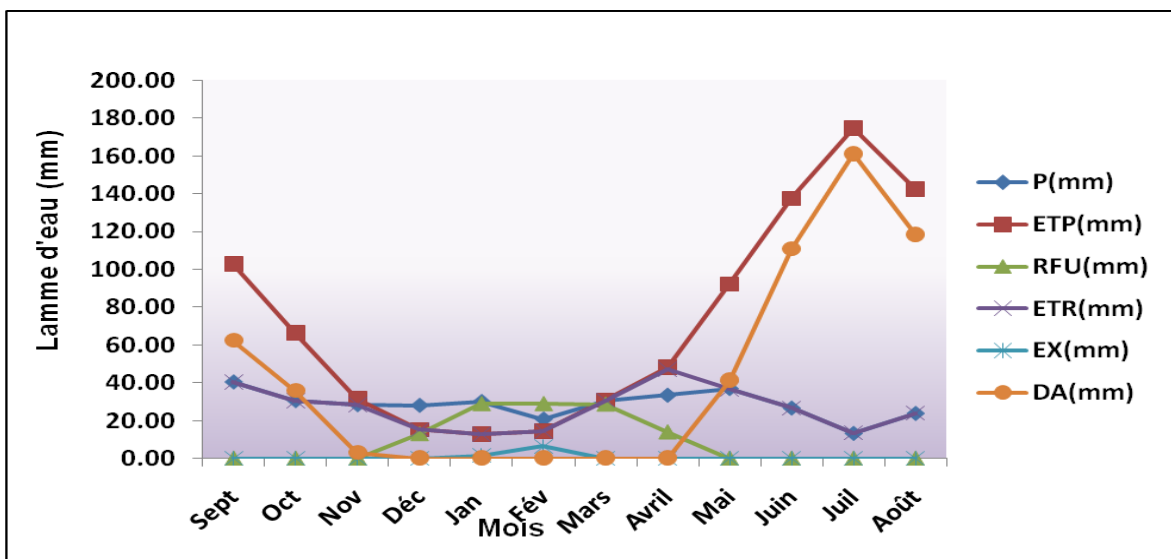


Fig.66.c: Bilan hydrologique à la station de Foussana par la méthode de Thornthwaite pour la période (1980-1981 à 2015 -2015)

Tab.13: Bilan hydrique de la période (1980-1981 à 2014 -2015) d'après la méthode de Thornthwaite, station de Tébessa

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avri	Mai	Jui	Juil	Aout	Totale
i	9.42	6.79	3.51	2.13	1.52	1.80	3.38	4.75	7.62	10.62	12.95	12.60	9.42
I	77.10												
a	1.73												
P (mm)	41.06	31.46	29.45	29.31	31.23	20.41	31.77	33.72	38.16	27.26	13.26	24.48	351.56
T	22.29	17.93	11.54	8.27	6.60	7.39	11.27	14.14	19.37	24.16	27.58	27.08	197.62
K	1.03	0.97	0.86	0.85	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	/
ETP_c	103.85	66.94	27.65	15.34	10.61	12.61	31.75	49.82	95.49	140.18	179.28	163.77	897.28
P-ETP	-62.79	-35.48	1.80	13.97	20.62	7.80	0.02	-16.11	-57.33	-112.92	-166.02	-139.29	/
ETR (mm)	41.06	31.46	27.65	15.34	10.61	12.61	31.75	49.82	38.16	27.26	13.26	24.48	323.44
RFU (29mm)	0.00	0.00	1.80	15.78	29.00	29.00	29.00	12.89	0.00	0.00	0.00	0.00	117.47
EXE	0.00	0.00	0.00	0.00	7.40	7.80	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.22
DA	62.79	35.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	48.44	112.92	166.02	139.29	564.95
R(mm)	2.139	2.317	11.139	35.683	90.189	17.820	10.606	5.147	2.031	0.343	0.024	0.182	177.620

- Estimation de l'infiltration I : Selon la méthode de Thornthwaite

$$EXE=R+I \Rightarrow I=EXE-R$$

$$I= 0$$

Selon la méthode rationnelle :

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

$$I= 351.56- (323.44+177.62)$$

- Estimation du bilan hydrique

La formule de vérification du bilan :

$$\sum P=\sum ETR+\sum EXE \Rightarrow$$

$$\sum ETP=\sum ETR+\sum Da \Rightarrow$$

Nous constatons que les résultats issus du bilan hydrique sont vérifiés.

Tab.14: Bilan hydrique de la période (1980-1981 à 2014 -2015) d'après la méthode de Thornthwaite, station d'Hammamet

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avri	Mai	Jui	Juil	Aout	Totale
i	9.41	6.79	3.51	2.13	1.52	1.80	3.38	4.75	7.62	10.62	12.95	12.60	9.42
I	77.10												
a	1.73												
P (mm)	40.01	27.59	25.13	22.12	11.08	22.87	28.95	25.47	37.39	22.67	10.52	16.72	290.54
T	22.29	17.93	11.54	8.27	6.60	7.39	11.27	14.14	19.37	24.16	27.58	27.08	197.62
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_c	103.85	66.94	27.65	15.16	10.61	12.61	31.75	49.82	95.49	140.18	179.28	163.77	897.10
P-ETP	-63.84	-39.35	-2.52	6.97	0.47	10.26	-2.80	-24.35	-58.09	-117.51	-168.76	-147.05	/
ETR (mm)	0.00	0.00	0.00	6.97	7.44	17.70	14.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	47.01
RFU (29mm)	40.01	27.59	27.65	15.16	10.61	12.61	31.75	25.47	37.39	19.81	10.16	16.72	274.93
EXE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
DA	63.84	39.35	-2.52	0.00	0.00	0.00	0.00	9.45	58.09	117.51	168.76	147.05	601.52
R(mm)	1.98	1.56	6.92	15.71	4.03	25.09	8.02	2.22	1.91	0.20	0.01	0.06	67.71

- Estimation de l'infiltration I : Selon la méthode de Thornthwaite

$$EXE=R+I \Rightarrow I=EXE-R$$

Selon la méthode rationnelle:

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

- Estimation du bilan hydrique

La formule de vérification du bilan :

$$\sum P = \sum ETR + \sum EXE \Rightarrow$$

$$\sum ETP = \sum ETR + \sum Da \Rightarrow$$

Nous constatons que les résultats issus du bilan hydrique sont vérifiés.

Tab.15: Bilan hydrique de la période (1980-1981 à 2014 -2015) d'après la méthode de Thornthwaite, station d'Ain Kissa

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avri	Mai	Jui	Juil	Aout	Totale
i	9.41	6.79	3.51	2.13	1.52	1.80	3.38	4.75	7.62	10.62	12.95	12.60	9.42
I	77.10												
a	1.73												
P (mm)	29.00	23.10	44.30	44.20	48.90	19.20	38.30	77.30	79.50	28.60	18.30	23.10	473.80
T	22.29	17.93	11.54	8.27	6.60	7.39	11.27	14.14	19.37	24.16	27.58	27.08	197.62
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_c	103.85	66.94	27.65	15.16	10.61	12.61	31.75	49.82	95.49	140.18	179.28	163.77	897.10
P-ETP	-74.85	-43.84	16.65	29.04	38.29	6.59	6.55	27.48	-15.99	-111.58	-160.98	-140.67	
ETR (mm)	0.00	0.00	16.65	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	13.01	0.00	0.00	0.00	174.67
RFU (29mm)	29.00	23.10	27.65	15.16	10.68	13.04	31.51	49.82	92.51	28.60	18.30	23.10	362.47
EXE	0.00	0.00	0.00	16.70	38.29	6.59	6.55	27.48	0.00	0.00	0.00	0.00	95.60
DA	74.85	43.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.01	98.56	160.98	140.67	531.91
R (mm)	0.75	0.92	37.92	125.29	346.12	14.84	18.58	62.02	18.37	0.40	0.06	0.15	625.42

- Estimation de l'infiltration I : Selon la méthode de Thornthwaite

$$EXE=R+I \Rightarrow I=EXE-R$$

Selon la méthode rationnelle :

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

- Estimation du bilan hydrique

La formule de vérification du bilan :

$$\sum P = \sum ETR + \sum EXE \Rightarrow$$

$$\sum ETP = \sum ETR + \sum Da \Rightarrow$$

Nous constatons que les résultats issus du bilan hydrique sont vérifiés.

Tab.16: Bilan hydrique de la période (1980-1981 à 2014 -2015) d'après la méthode de Thornthwaite, station d'Ain Kissa

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avri	Mai	Jui	Juil	Aout	Totale
i	9.41	6.79	3.51	2.13	1.52	1.80	3.38	4.75	7.62	10.62	12.95	12.60	9.42
I	77.10												
a	1.73												
P (mm)	40.28	30.51	28.37	28.04	30.04	20.82	30.43	33.34	36.83	26.63	13.37	23.83	342.48
T	22.03	17.82	12.40	8.25	7.28	7.98	11.05	13.86	18.96	23.89	27.17	24.97	195.66
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_c	102.72	66.26	31.30	15.08	12.58	14.40	30.69	48.13	92.08	137.44	174.66	142.27	867.61
P-ETP	-62.43	-35.75	-2.93	12.95	17.46	6.42	-0.27	-14.79	-55.24	-110.81	-161.29	-118.44	
ETR (mm)	0.00	0.00	0.00	12.95	29.00	29.00	28.73	13.95	0.00	0.00	0.00	0.00	113.64
RFU (29mm)	40.28	30.51	28.37	15.08	12.58	14.40	30.69	47.29	36.83	26.63	13.37	23.83	319.86
EXE	0.00	0.00	0.00	0.00	1.41	6.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.83
DA	62.43	35.75	2.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	41.29	110.81	161.29	118.44	532.95
R (mm)	2.065	2.155	7.768	32.291	57.075	14.503	9.967	5.333	1.965	0.333	0.026	0.223	133.704

- Estimation de l'infiltration I : Selon la méthode de Thornthwaite

$$EXE=R+I \Rightarrow I=EXE-R$$

Selon la méthode rationnelle :

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

- Estimation du bilan hydrique

La formule de vérification du bilan :

$$\sum P = \sum ETR + \sum EXE \Rightarrow$$

$$\sum ETP = \sum ETR + \sum Da \Rightarrow$$

Nous constatons que les résultats issus du bilan hydrique sont vérifiés.

5. Les principaux facteurs de l'évapotranspiration

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

5.1 Les facteurs physiques

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

5.2 Les facteurs géographiques

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

5.3 Les facteurs biologiques :

- Les espèces végétales
- La profondeur des racines.

6. Interprétation du Bilan hydrique

L'établissement du bilan hydrique tableau N° (13.14.15.16) a pour but, de connaître des différents paramètres (ETP, ETR, RFU, Da, Ex) figure (N°00), qui nous aide à comprendre le fonctionnement des aquifère (débit entrant - sortant).

On remarque que :

Les réserves facilement utilisables se constituent à partir du mois de Décembre et s'étalent jusqu' au mois d'Avril.

- La saturation de ces dernières est atteinte durant les mois de Janvier et Février.
- L'excédent est enregistré au mois de Décembre et Janvier.
- Le déficit agricole est enregistré durant les mois de Septembre, Octobre et Novembre ; et à partir du mois de Mai jusqu' au mois d'Aout.

7. Conclusion

Dans ce chapitre il a été déterminé le climat de la zone d'étude qui est un climat semi aride de type semi continentale caractérisé par des précipitations irrégulières à l'échelle annuelle et mensuelle et un faible nombre de jours de pluie.

La répartition des précipitations mensuelles montre deux grandes saisons distinctes. Une saison sèche et chaude et une saison humide et froide. La première s'étale entre le mois de Juin et Septembre ; c'est la période de déficit pluviométrique. Des orages de fin d'été sont fréquents et sont rapidement soumis à l'évaporation et l'infiltration.

En examinant les données relatives aux répartitions saisonnières, sur une période de 35 ans. Nous avons pu constater, que le printemps c'est la saison la plus pluvieuse. Alors que la plus sèche c'est la saison estivale.

Climatologie et Contribution de l'approche gravimétrique

La neige et la durée du manteau neigeux par année excédentaire, sont d'intérêt certain en hydrogéologie. Elle constitue un stock important, sous forme solide avec libération continue de l'eau sous forme de lames de fusion quotidiennes et régulières influe sur les réserves d'eau souterraine. Celles-ci sont étalées de Janvier à Février, alors que les épisodes de chutes réelles sont réduits.

Pour le calcul du Bilan, la valeur de la RFU a été choisie en fonction de la nature du terrain (RFU = 29mm).

Le bilan hydrologique est une façon de compter tous les éléments d'apport et de sortie d'eau au dessus d'une surface donnée.

- L'ETP annuelle calculée, selon la méthode de Thornthwaite.

A partir du mois de Décembre, l'apport considérable de la pluie, la chute de température et la diminution de l'évapotranspiration permettent la recharge du sol mais un déficit agricole est enregistré à partir du moi de mai jusqu'au mois de Novembre c'est la période des basses eaux.

- Les excédents ou précipitations efficaces déduites moyen pour les quatre stations (35 ans) sont de 364.59 mm.
- Le déficit agricole moyen pour les quatre stations (35 ans) estimé a une valeur de 557.83 mm.

CHAPITRE V

Contribution de l'approche gravimétrique

1- INTRODUCTION

La gravimétrie est une méthode non destructive de prospection géophysique qui permet d'évaluer les variations spatio-temporelles du champ de pesanteur terrestre et de ses anomalies. Cette méthode offre des informations sur l'organisation des structures et leurs agencements et elle apporte l'identification des structures géologiques cachées de sub-surface (Blakely et Simpson, 1986 ; Blakely, 1996 ; Cordell et Grauch, 1982 et 1985).

Nous décrirons dans ce chapitre les principes théoriques de l'approche gravimétrique. Puis, on présentera les données gravimétriques utilisées, leurs analyses, et les résultats d'interprétation des aquifères carbonatés fracturés et les phénomènes tecto-sédimentaires et leurs contributions à la structuration des édifices géologiques des confins algéro-tunisiens de Tébessa-Kasserine.

Dans cette étude nous avons utilisé le logiciel « Geosoft OasisMontaj » pour les traitements gravimétriques par l'application des techniques de filtrages (le prolongement vers le haut, la magnitude de gradient horizontal (MGH), la dérivée horizontale et verticale et la déconvolution d'Eulérienne) qui ont permis de cartographier un grand nombre de linéaments et de discontinuités.

Enfin, une description des structures géologiques par la l'approche gravimétrique, est apparue comme une solution primordiale appropriée pour affiner la géométrie et la visualisation 2D et 3D en sub-surface des structures géologiques dans le secteur d'étude Tébessa-Kasserine.

2- DÉFINITIONS ET PRINCIPES

La méthode gravimétrique consiste à mesurer la composante verticale du champ gravitationnel de la terre. L'unité de mesure de la force du champ gravitationnel ou de l'accélération due à la gravité est le «gal» défini comme étant 1 cm/s^2 .

Généralement, les valeurs des anomalies de type gravitationnelle sont minimales en comparaison de l'amplitude totale du champ gravitationnel terrestre et on utilise plutôt le «milligal ou mGal»; soit 1 millième de gal et le $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$. Afin d'obtenir les variations du champ gravitationnel due à des causes géologiques, il est nécessaire de corriger

nos lectures de toutes les autres causes extérieures pouvant les influencer (dérive de l'appareil, marée, ellipticité de la Terre, ...).

- **Définition**

La gravimétrie est une méthode non destructive de prospection géophysique qui permet d'évaluer les variations spatio-temporelles du champ de pesanteur terrestre et de ses anomalies. Une anomalie dite positive indique la présence d'une structure de densité plus grande que celle des roches encaissantes et une anomalie négative indique la présence d'une structure de densité plus faible que celle des roches encaissantes. La gravimétrie offre des informations sur l'organisation des structures et leur agencement et elle apporte l'identification des structures géologiques cachées de sub-surface.

- **Principe**

La première loi de Newton

La prospection gravimétrique est basée sur la loi de Newton. Deux particules de masses M et m (kg) séparées par une distance r (m) sont attirées l'une par l'autre par une force F telle que :

$$F = G \frac{Mm}{r^2}$$

Où G est la constante universelle de gravitation égale à $6.67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$.

Deuxième loi de Newton

Une force F est appliquée à une masse m pour lui subir une accélération a , ceci se traduit par la relation :

$$F = mg$$

L'accélération d'une masse m à la surface du sol s'exprime par :

$$G = \frac{GM_t}{R^2}$$

Où M_t est la masse de la terre ($5,977 \cdot 10^{24}$ kg), R le rayon moyen de la terre (6370 km) et g l'accélération de la gravité ($9,81 \text{ m/s}^2$).

Dans le système international d'unité, la pesanteur s'exprime en (m/s^2). En pratique, on utilise des unités plus fines telles que le Gal et le mGal tels que $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$.

- **Mise en oeuvre**

La prospection gravimétrique se fait selon une maille de mesure déterminée par l'ensemble de deux pas de mesure (Fig.67). Un pas de mesure qui est déterminé suivant des stations de mesure alignées et réparties le long de profils et un autre pas de mesure qui est

définit selon des profils également distants entre eux suivant ce pas de mesure. Généralement, le pas de mesure dépend de la profondeur de l'objectif qui va déterminer la longueur d'un profil ou l'extension d'une carte.

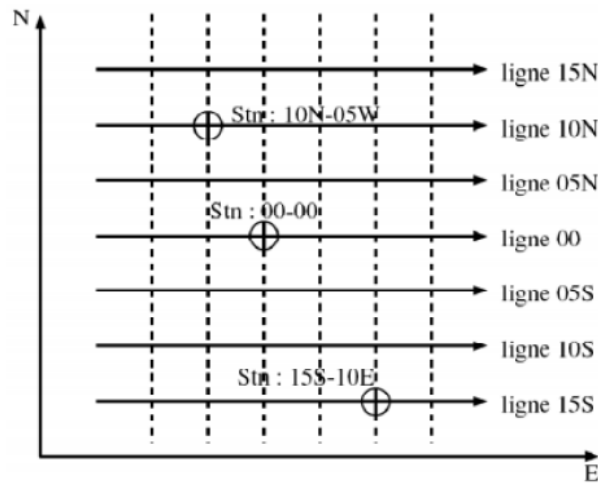


Fig.67: Mesures gravimétriques suivant des profils (Giroux et Chouteau, 2008).
(Stn : station de mesure et ligne 10N : profil de mesure)

- **Instrumentation**

Les instruments de mesure utilisés en prospection sont des gravimètres relatifs qui mesurent la différence de pesanteur entre deux stations successives. Ils sont constitués d'une masse m supportée par un ressort de constante de raideur k . Le gravimètre est placé horizontalement en un point donné dont le ressort subit un allongement vers le bas suivant la direction du champ de gravité local. Cet allongement est plus grand que la gravité locale est importante (Fig.68).

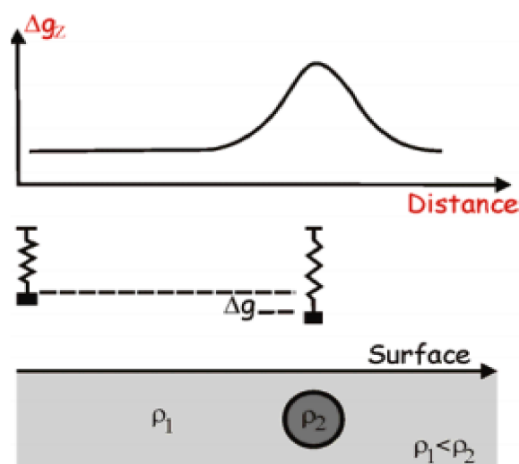


Fig.68: Les hétérogénéités dans le sous-sol sont sources de variations de la pesanteur (Dubois *et Diament, 2011).

- **Anomalie de Bouguer**

L'anomalie de Bouguer constitue la réponse gravimétrique causée par les hétérogénéités de densité du sous-sol. L'interprétation se fait donc à partir de la formule suivante:

$$\Delta g_B = G_{\text{observée}} \pm \text{les 5 corrections}$$

Où les corrections sont :

1. Correction de dérive de l'appareil et des marées ;
2. Correction de latitude $\Delta_L = 8.1669 \times 10^{-4} \sin 2\phi$ mGal ;
3. Correction d'altitude $\Delta_h = 0.3086 h$ mGal;
4. Correction de plateau $\Delta_B = -0.04191 \rho_B h$ mGal;
5. Correction de terrain Δ_T .

Et où **h** est en mètres et positive si la station est au-dessus du référentiel et négative si la station est au-dessous du référentiel.

$$\Delta G_{\text{observée}} = G_{\text{obs}} - g_{\text{ref.}}$$

3- TRAITEMENTS DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES

A- Techniques d'interprétation qualitative des données gravimétriques

1- Séparation des anomalies

Interpréter une anomalie, c'est expliquer la source de cette anomalie. Expliquer à quoi est due cette anomalie. Il faut rappeler d'abord que les anomalies obtenues à la surface du globe sont le reflet de toutes les hétérogénéités de densités en profondeur. Avant d'interpréter les anomalies, il faut séparer les petites longueurs d'ondes qui correspondent aux sources superficielles et les grandes longueurs d'ondes qui correspondent aux sources profondes (Kearey et al., 2002).

Les corps profonds génèrent des anomalies de grande longueur d'onde et de faible amplitude - dites « anomalies régionales » - tandis que les corps peu profonds (à l'exception de corps tabulaires) causent généralement des anomalies de courte longueur d'onde (Telford et al., 1990). Cette propriété est en fait utilisée pour séparer partiellement les effets de corps anomaliés localisés à des profondeurs différentes (Telford et al., 1990). Une fois le champ régional soustrait du champ total, l'anomalie est dite « résiduelle ».

Afin d'éliminer l'effet régional (anomalies régionales (**R**)) des cartes de l'anomalie de Bouguer et ne garder que les anomalies locales (anomalies résiduelles (**r**)), nous avons procédé cette technique de la séparation des anomalies gravimétriques par la méthode polynomiale à divers ordres(Fig.69).

$$\mathbf{AB} \text{ (Anomalie de Bouguer)} = \mathbf{Anomalies\ régionales\ (R)} + \mathbf{anomalies\ résiduelles\ (r)}$$

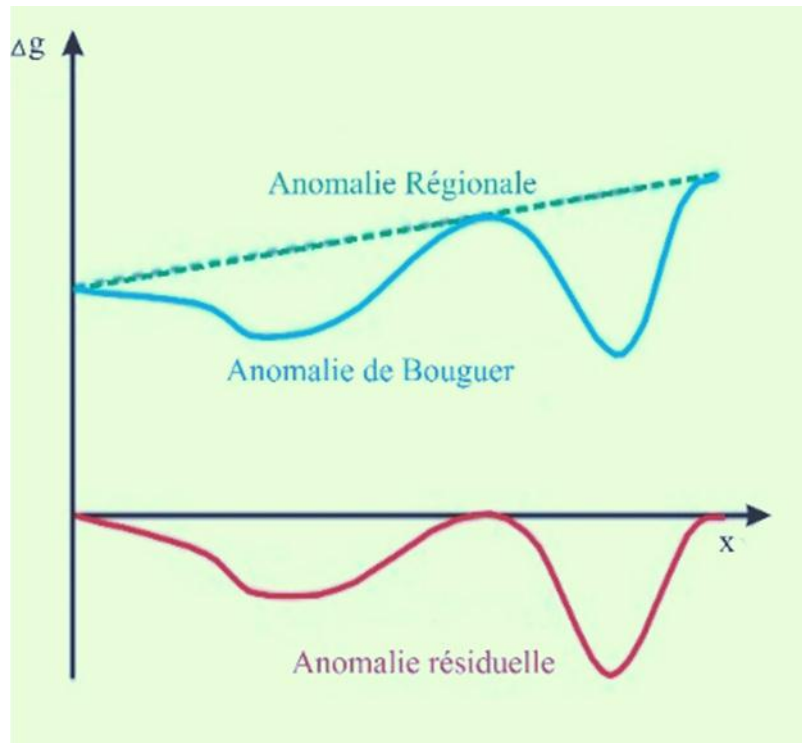


Fig.69:Représentation d'une courbe de séparation de l'anomalie régionale et résiduelle (Kearey et al., 2002).

2- Prolongement

Prolonger une anomalie observée sur une surface donnée consiste à calculer la forme et l'amplitude de cette anomalie sur une surface située à une altitude différente.

a- Prolongement vers le haut (filtre passe haut)

Cette technique a été proposée par Jacobsen en 1987, elle consiste à calculer la forme et l'amplitude d'une anomalie sur une surface située à une altitude plus élevée que la surface d'observation. Donc, le prolongement vers le haut a pour effet de réduire considérablement les amplitudes du champ à courtes longueurs d'ondes. Le prolongement vers le haut est équivalent à un filtrage permettant de garder uniquement les grandes longueurs d'ondes (filtre passe-bas).

b- Prolongement vers le bas

Ce type de prolongement est équivalent à un filtrage qui consiste de garder uniquement les petites longueurs d'ondes. Il permet de calculer la forme et l'amplitude d'une anomalie sur une surface située à une altitude moins élevée que la surface d'observation (Jacobsen, 1987 ; Everaert et Mansy, 2001).

3- Dérivées

a- Dérivées horizontales

Les dérivées horizontales permettent de mieux localiser les sources (Fig.70). En effet, les maxima du gradient horizontal vont être situés à l'aplomb de contacts ou de failles séparant deux compartiments de densités différentes (Dubois et Diamend, 2011). Le maximum d'amplitude est représenté en coupe par un pic qui correspond au point d'inflexion de la variation du champ potentiel. Ce pic est dénommé «Pinnacle». On aura toujours recours à ces techniques afin de localiser les gradients gravimétriques (GG).

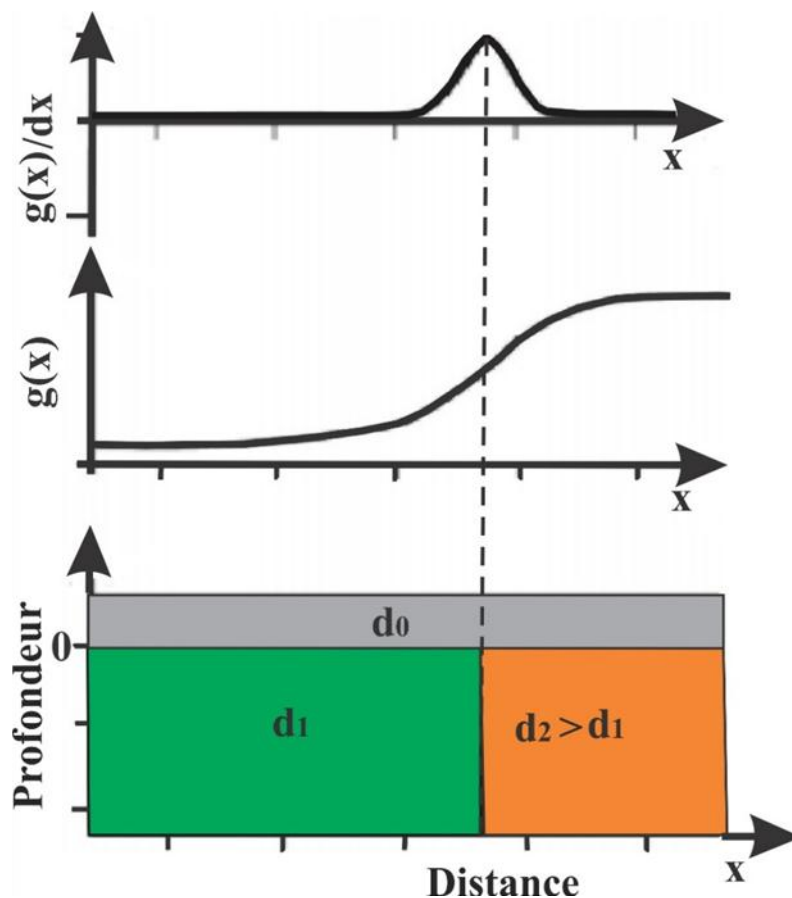


Fig.70:Signature géologique possible du gradient gravimétrique et du signal analytique correspondant de deux blocs de densité différente (Dubois et Diamend, 2011).

b- Dérivée verticale

La dérivée verticale appliquée à des données de champ potentiel est une méthode utile pour distinguer les effets reliés à la présence de masses locales incluses dans une banque de données régionales (Blakely, 1996; Jorgensen, 2004; Aydemir et Ates, 2008). Notez qu'en gravimétrie, l'effet de petites masses ponctuelles est souvent masqué par la réponse de larges masses régionales. La dérivée première permet de cerner la présence d'anomalies régionales le plus souvent profondes tandis que la dérivée seconde permet généralement de localiser et d'accentuer la présence des anomalies reliées à des sources peu profondes (Robinson et Silvia, 1981).

La dérivée verticale ou le gradient vertical d'une anomalie gravimétrique permet d'amplifier et de mettre en valeur les anomalies de hautes fréquences (petites longueurs d'ondes). En d'autres termes, le gradient vertical permet d'accentuer les effets des sources superficielles par rapport aux sources profondes, et d'éviter le phénomène de coalescence des anomalies. La dérivée verticale est calculée par la formule suivante :

$$\mathbf{VDR} = -\frac{\partial A}{\partial z}$$

4- Magnitude du Gradient Horizontal (MGH)

La magnitude du gradient horizontal est une technique qui tient compte du gradient horizontal de direction E-W et celui de direction N-S. La Magnitude du Gradient Horizontal est calculée par la formule suivante :

$$\mathbf{HDR} = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2}$$

Les «maxima» du (MGH) indiquent l'emplacement des contrastes de densité, en d'autres termes, les maxima représenteraient les limites des sources (Archibald et Bochetti, 1999).

5- Traçage des maxima

Cette méthode est proposée par Blakely et Simpson en 1986; cette technique permet de localiser les maxima du gradient horizontal (GH). L'emplacement des points d'inflexion est déterminé par la localisation du point culminant de l'amplitude du gradient horizontal. Les maxima du gradient horizontal sont disponibles sous forme d'une grille régulière. Chaque point dans la grille est comparé aux huit points avoisinants suivant quatre directions (la

verticale, l'horizontale et les deux diagonales). Le point doit avoir une valeur supérieure à celle des 8 points qui l'entourent est considéré comme maximum.

Après le calcul des maxima, on utilise l'indice N pour les qualifier. Cet indice correspond aux nombres des inégalités vérifiées à l'intérieur d'une fenêtre 3x3 et il donne une indication sur la linéarité des maxima (Fig.71). En effet, si N=1, l'anomalie est linéaire et si N=4 le maximum correspond à un sommet bien localisé. Selon [Blakely et Simpson \(1986\)](#) les indices 2 et 3 permettent généralement d'aboutir à des cartes très significatives.

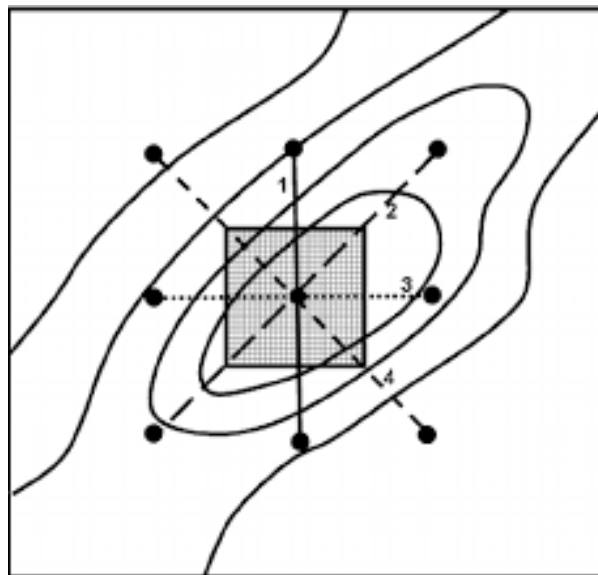


Fig.71: Localisation des maxima à partir des points d'intersection d'une grille 3*3 ([Blakely et Simpson, 1986](#)).

6- **Traçage des MGH couplé au prolongement vers le haut**

Selon [Archibald et Bochetti \(1999\)](#), l'application de la méthode du gradient horizontal couplé au prolongement vers le haut permet la localisation des failles et la détermination de leurs pendages. En effet, l'anomalie gravimétrique au-dessus d'un contact vertical (Fig.72.a) est matérialisée par une courbe ayant un minimum du côté des roches de faible densité et un maximum du côté des roches de densité élevée. Le point d'inflexion de la courbe se trouve à l'aplomb de ce contact matérialisant ainsi le maximum du gradient horizontal. Si le contact a un pendage non vertical (Fig. 72.b), les maxima du gradient horizontal se déplacent dans le sens du pendage, mais, ceux-ci resteront près de ce contact pour des valeurs de pendage élevées ([Vanié et al., 2005](#)).

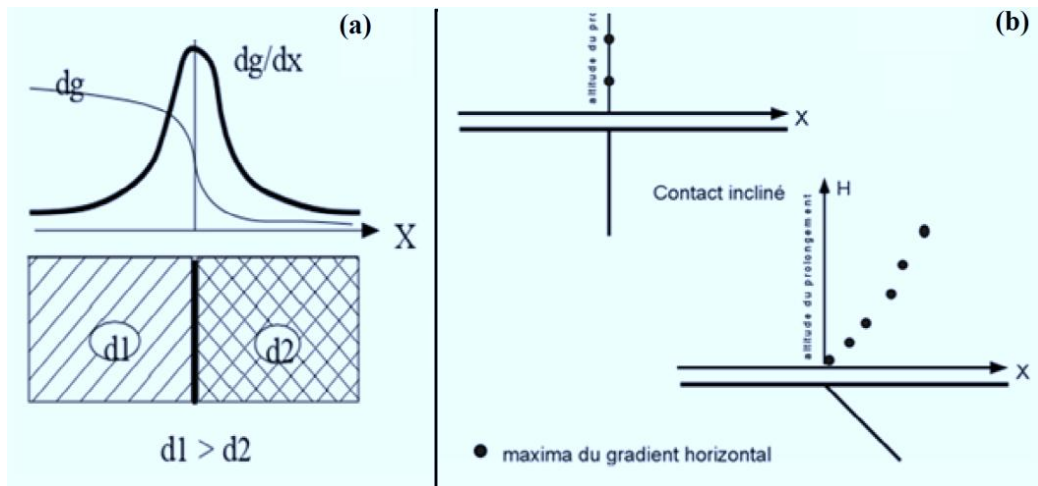


Fig.72: (a) Méthode du gradient horizontal; (b) analyse des pentages (Vanié et al., 2005).

B- Technique d'interprétation quantitative des données gravimétriques

1- Déconvolution d'Euler

La déconvolution d'Euler est une méthode d'analyse des données des champs potentiels ; elle a été développée par Thompson (1982). Cette technique permet de localiser les sources des anomalies sur le plan horizontal ainsi que l'estimation de leurs profondeurs. Thompson (1982) puis Reid et al. (1990) signalent que le choix de l'indice structural semble très important; ils ont établi un Indice structural N pour un certain nombre de structures. Il s'avère que l'indice structural N peut prendre des valeurs qui varient entre 0 et 3 et correspondent à des nombres entiers pour certaines structures simples. Ainsi, ils estiment qu'un indice N=1 est le mieux adapté pour les filons minces, les dykes et les failles à faible rejet vertical et un Indice N=0 pour les failles à grand rejet et un indice de N=0.5 pour les cas intermédiaires.

L'équation d'homogénéité d'Euler selon Thompson (1982) peut s'écrire :

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T)$$

Avec :

X, Y et Z: coordonnées du point d'observation;

X₀, Y₀, et Z₀: coordonnées de la source d'anomalie;

T: Champ total aux points P(x, y, z);

B: Valeur régionale du champ total;

N: Indice structural appelé aussi «degré d'homogénéité», cet indice caractérise la forme et le type de source en fonction de la distance à partir de la mesure du taux de variation du champ.

L'objectif du processus de déconvolution 3D Euler est de produire une carte indiquant les emplacements et les estimations de profondeur correspondant de sources géologiques d'anomalies magnétiques ou gravimétriques dans une grille bidimensionnelle (Reid et al., 1990, 2014). Selon Asfirane et al. (2000), l'application de la méthode de la déconvolution d'Euler sur des modèles synthétiques a montré qu'elle est sensible au choix des paramètres qui interviennent dans la détermination des solutions : l'indice structural, de la taille de la fenêtre de déconvolution et le pas de la grille.

2- Le signal analytique :

Le signal analytique (SA) est basé sur l'utilisation du MGH du champ gravimétrique ; cette technique a été développée afin de déterminer avec précision la localisation des limites de sources d'anomalies peu profondes (Nabighian, 1972 ; Roest et al., 1992). Le concept du SA a été développé pour réduire l'effet de l'interférence entre les anomalies étroitement espacées. Son amplitude est donnée par Roest et al. (1992) est défini par la formule ci-après :

$$SA = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial z}\right)^2}$$

Où g est l'anomalie du champ potentiel considérée ; ∂x , ∂y , ∂z sont respectivement les dérivées horizontales et verticale. Le signal analytique de haute résolution (d'ordre 1) est basé sur les dérivées verticales, cependant ceci le rend plus susceptible au bruit. Son amplitude est donnée par :

$$SA1 = \sqrt{\left(\frac{\partial g_z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g_z}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial g_z}{\partial z}\right)^2}$$

La localisation des maxima du SA nous amène à mieux détecter les corps géologiques causatifs des différentes anomalies et par conséquent de faciliter l'interprétation quantitative des anomalies des champs potentiels.

4- ANALYSE DES ET INTERPRÉTATION DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES

1- Données gravimétriques du secteur d'étude

Les données utilisées dans le cadre de cette thèse ont été acquises au cours de campagnes gravimétriques réalisées par l'Office National des Mines sous forme de quatre cartes en

Tunisie (Bou Chebka, J. Berino, J. Semmama et Kasserine) d'anomalie de Bouguer complète au 1/50000 calculée avec une densité de réduction égale à $2,34 \text{ g/cm}^3$. Ces mesures des campagnes gravimétriques ont été effectuées en 2007, 2008 et 2009 avec un pas d'échantillonnage d'un Km^2 . Aussi bien, les données gravimétriques dans le territoire algérien ont été acquises sous forme de 1 ou 4 cartes (Youkous les bains, Meskiana, Morsott et Tébessa) (Fig.73).

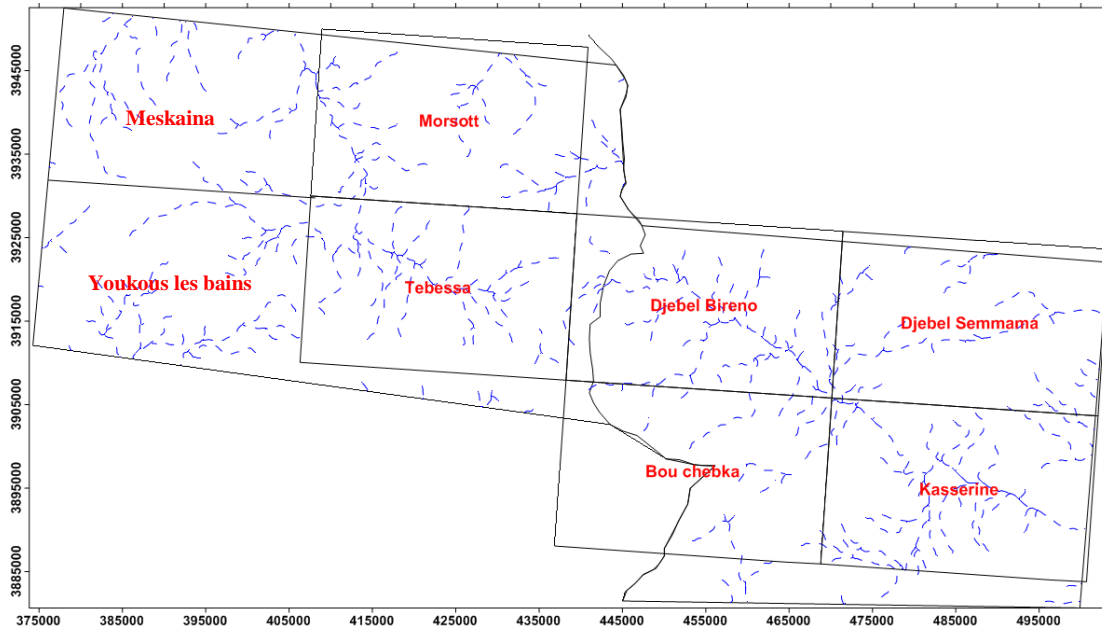


Fig.73: Répartition de cartes gravimétriques de la zone d'étude.

2- La carte des anomalies de Bouguer complète

L'analyse cartographique a été menée à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG) permettant d'afficher simultanément les contours géologiques et les cartes géophysiques établies par le «Geosoft Oasis montaj» pour l'étude de la carte de l'anomalie de Bouguer complète du secteur d'étude, et les contours géologiques sont cartographiés par le logiciel ArcGis10.1.

La carte de l'anomalie de Bouguer complète de la zone d'étude a été produite par krigeage à toutes les valeurs d'isogals. Cette carte reflète les variations latérales de la densité dans le sous sol qui se traduisent par l'existence de plusieurs anomalies de formes et de signes différentes. Avec un intervalle de contour de $0,2 \text{ mGal}$, cette carte montre une variation de $44,81 \text{ mGal}$ (entre $-67,82$ et $-16,95 \text{ mGal}$) avec une tendance régionale croissante vers le Nord et le NW (Figs. 74 et 75).

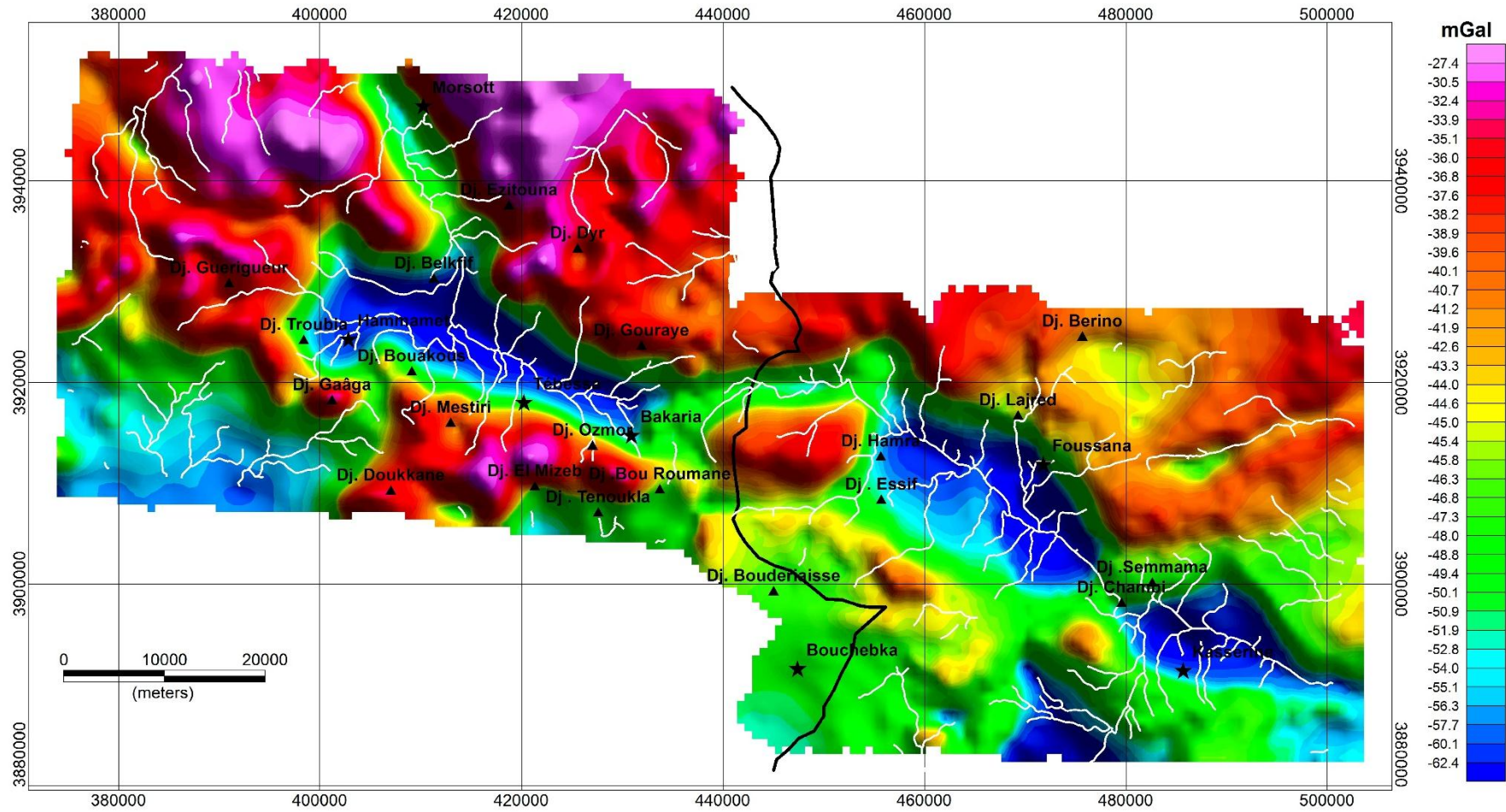


Fig.74: Carte des anomalies de Bouguer complète de la région d'étude avec la répartition des **villes** (★) et des **monts** (▲).

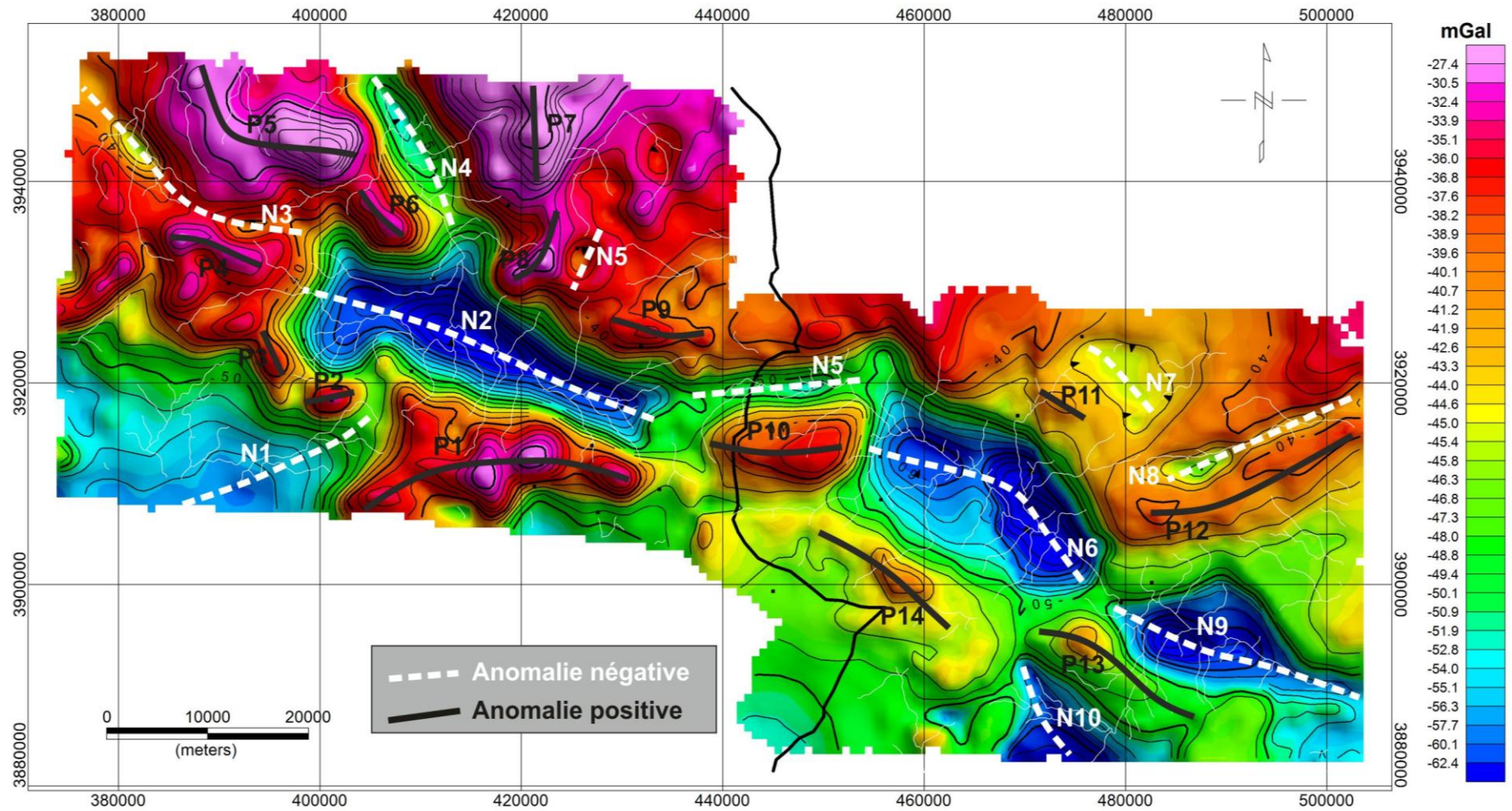


Fig.75: Carte des anomalies de Bouguer complète de la région d'étude avec les axes des anomalies positifs et négatifs.

Les données de potentiel gravimétrique montrent de très hautes valeurs dans la partie nord-ouest de la zone d'étude. Cette signature reflète nécessairement la présence des unités géologiques plus denses dans ce secteur. À l'opposé, les valeurs de potentiel gravimétrique sont très faibles dans la partie sud-est de la carte. Ceci suggère la présence des formations géologiques moins denses d'âge Mio-Pliocène.

La carte d'anomalie de Bouguer montre au moins 24 anomalies (14 positives et 10 négatives), de dimensions et d'amplitudes variables indiquant l'hétérogénéité du sous sol (Tab.17). Cette carte d'anomalie de Bouguer complète montre des anomalies gravimétriques négatifs au centre, passant par les grandes villes (Kasserine, Foussana, Tébessa, Hammamet et Morsott) du Sud-Est au Nord-Ouest ce qui indique un déficit de masse associé à des affaissements (Fig.76). Les anomalies positives se présentent au Nord et au Nord-Ouest indiquent un excès de masse.

Le bloc diagramme d'anomalie de Bouguer 3D représente la raiponce de ces anomalies gravimétriques en relation avec l'orientation des structures géologiques majeures (diapirs, monoclinaux, anticlinaux et synclinaux). Sur la figure suivante, les axes gravimétriques positifs et négatifs de la zone d'étude sont aussi représentés (Fig. 76). Les maximums et les minimums de gravités sont marqués par leurs amplitudes, dont les anomalies négatives sont marquées par des fortes amplitudes, leurs longueurs et largeurs. La différence des longueurs d'ondes des anomalies est causée par l'enracinement de chacune d'entre elles.

Tab.17 : Localisation et direction des anomalies gravimétriques au niveau de la zone de Tébessa- Kasserine.

Anomalies positives		Direction	Anomalies negatives		Direction
P1	Dj. Bou Roumane - Dj. El Mizeb - Dj. Doukkane	E-W à NE-SW	N1	Chéria	NE-SW
P2	Dj. Gaâga	E-W	N2	Bakaria, Tébessa, Hammamet	NW-SE
P3	Sud Est de Dj. Troubia	NW-SE	N3	Meskiana - Dj. Gourcine	NNW-SSE
P4	Dj. Guerigueur	WNW-ESW	N4	Oued Chabro	NW-SE
P5	Dj. Motloug	E-W à SE-NW	N5	Dj. Dyr - Ain Sliman	NNE-SSW
P6	Dj. Belkfif - Dj. Motloug	NW-SE	N6	Dj. Chambi - Foussana - Dj. Hamra - Dj. Kecherid	NW-SE
P7	Dj. Ezitouna	N-S	N7	Draa Bourzam- Draa el Madjene	NW- SE
P8	Ain Gattmayia-Ain Zouigha	NE-SW	N8	Dj. Douleb	NE-SW
P9	Dj. Gouraye	NW-SE	N9	Ville de Kasserine - Harich et Teurfa- Bled Kralia	NW-SE
P10	Dj. Bireno	E-W	N10	Blede Dogra	NW-SE
P11	Dj. Lajred - Fousana	NW-SE			
P12	Dj. Semmama	NE-SW			
P13	Dj. El Zerdar	NW-SE			
P14	Dj. Cherket Adjel - Dj. Nogueza	NW-SE			

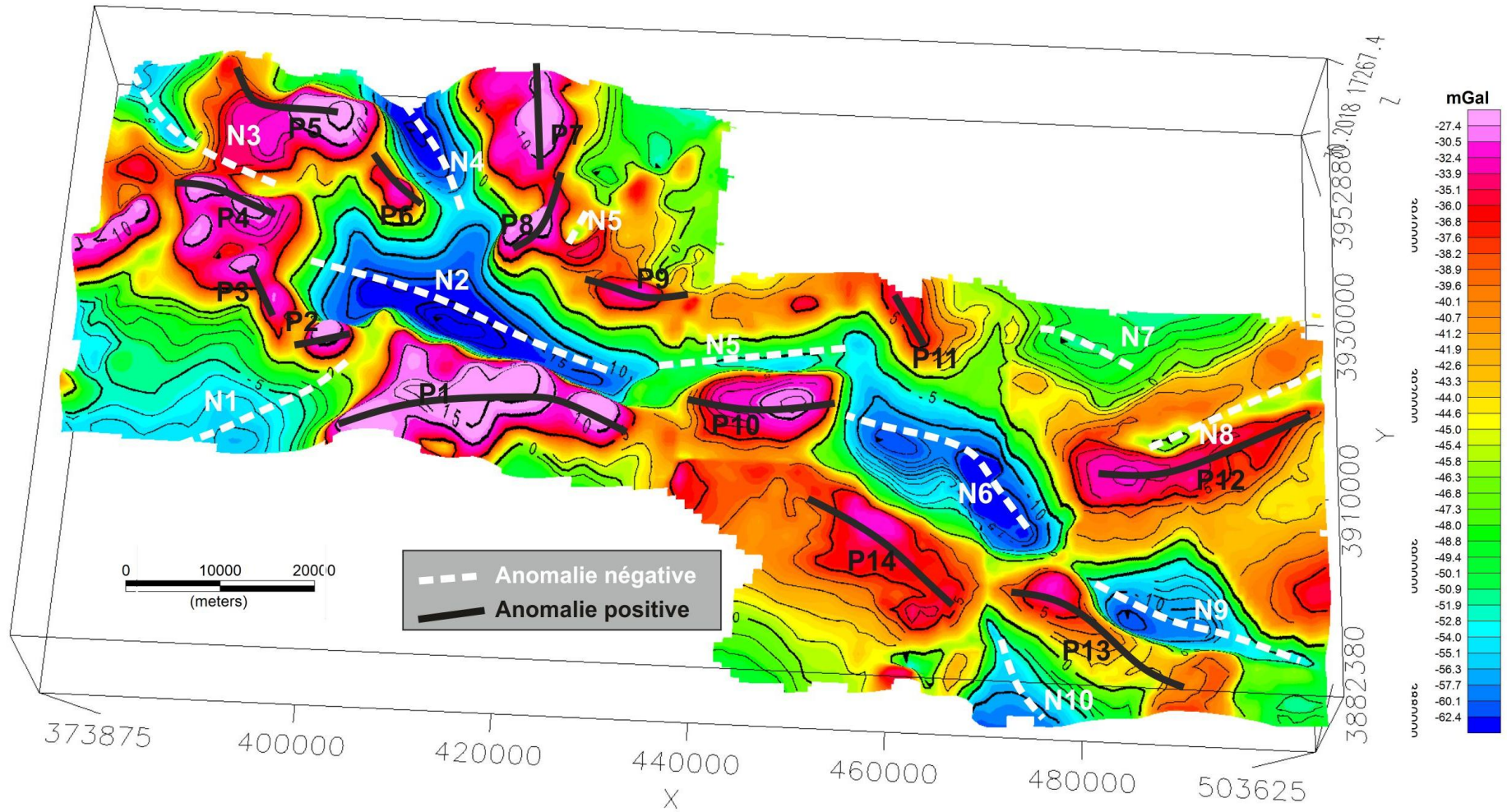


Fig.76:Modèle 3D des anomalies de Bouguer complète de la région d'étude.

3- Les cartes des polynômes

La méthode des surfaces de tendance de polynôme et la suite ascendante peuvent accomplir la séparation des anomalies régionales et résiduelles. Ainsi, pour évaluer le champ de gravité régional, des surfaces de tendance de polynôme de premier ordre, de deuxième et de troisième ordre ont été calculés.

La carte de l'anomalie régionale de polynôme de degré 1 révèle un gradient gravimétrique positif vers le NNE, avec une variation de -31,88 à -43,2 mGal et un gradient négatif se situe au SSW avec une variation de -43,2 à -55,36 mGal (Fig.77).

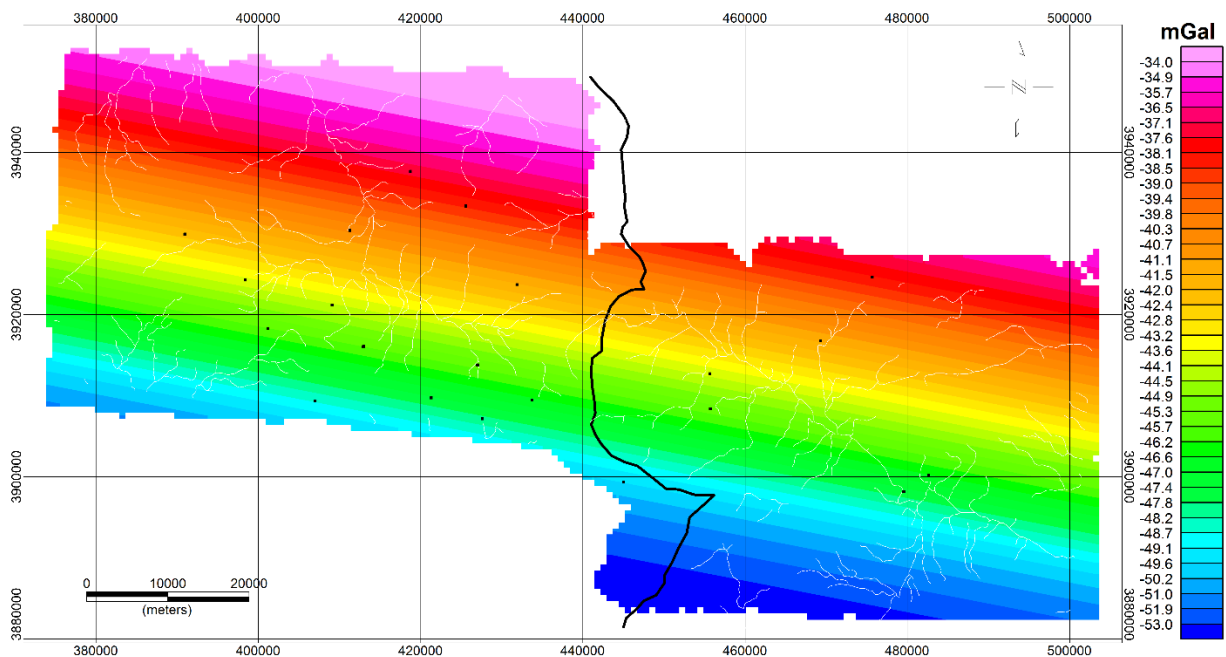


Fig.77: Carte de l'anomalie régionale de la région d'étude (polynomiale d'ordre 1).

De plus, la carte d'anomalie régionale de polynôme de degré 2, présente un gradient positif vers le NNE avec une variation de -26,62 à -46,2 mGal et un gradient négatif se situe au SSW avec une variation de -46,2 à -51,21 mGal (Fig.78).

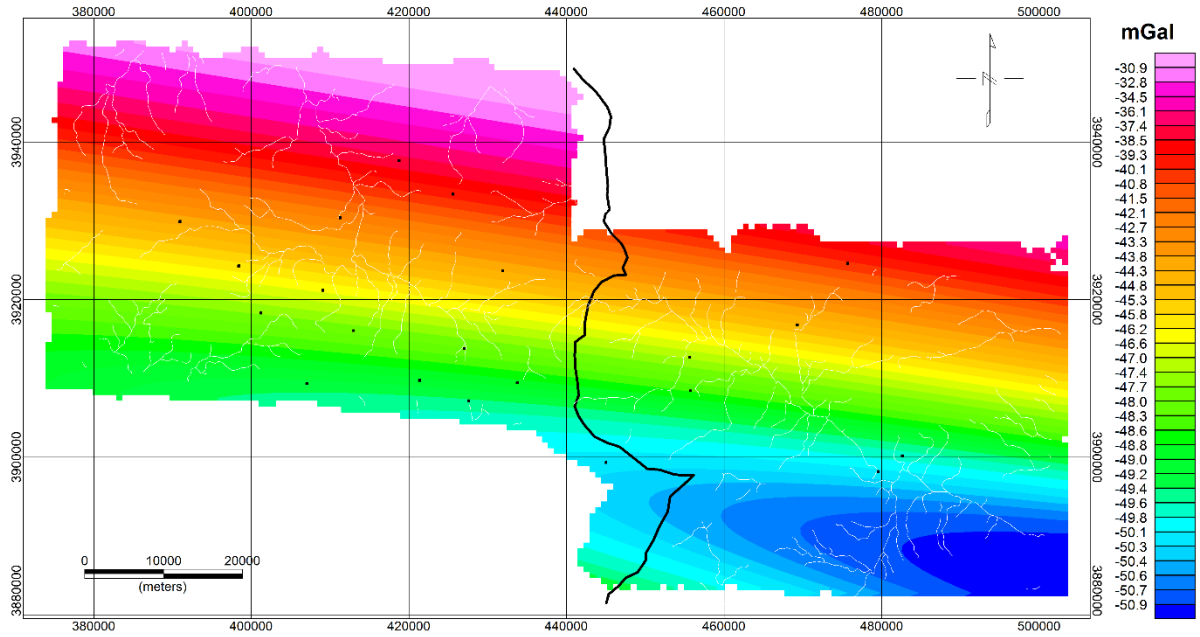


Fig.78: Carte de l'anomalie régionale de la zone d'étude (polynomiale d'ordre 2).

Ainsi, la carte d'anomalie régionale de polynôme de degré 3 révèle un gradient gravimétrique positif au Nord avec une variation d'amplitude de -26,10 à -46,2 mGal. Aussi elle montre un gradient gravimétrique négatif au Sud avec des amplitudes qui varient de -46,2 à -56,73mGal(Fig.79).

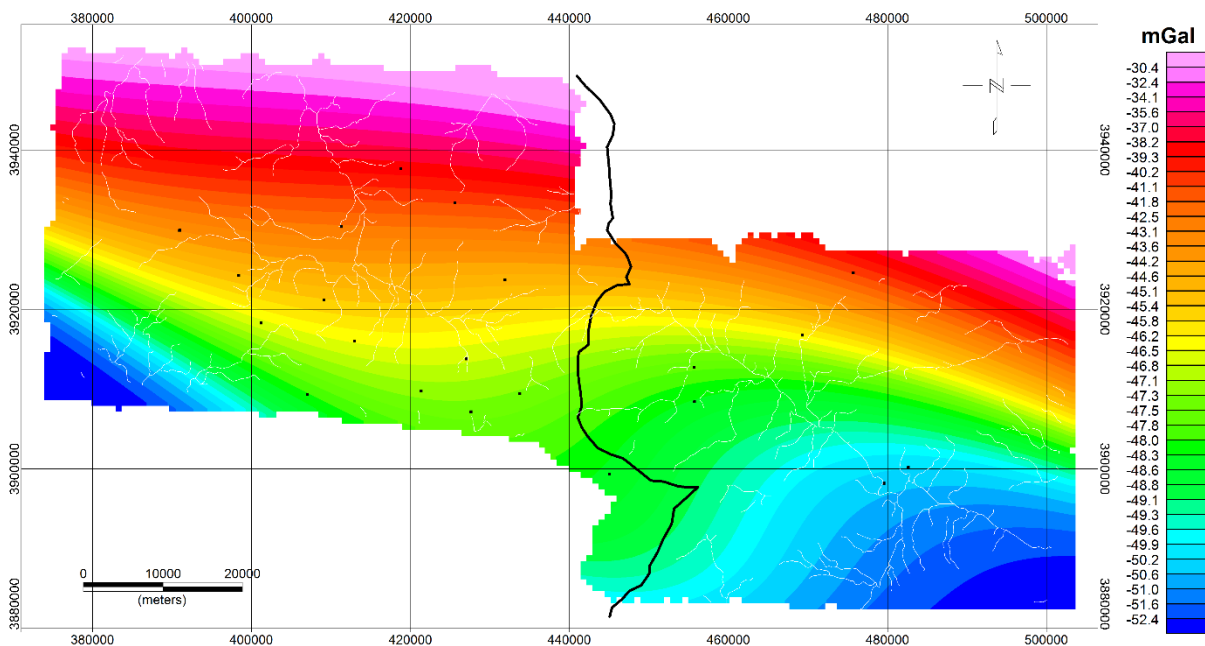


Fig.79: Carte de l'anomalie régionale de la zone d'étude (polynomiale d'ordre3).

4- Carte d'anomalie régionale

La carte des anomalies de Bouguer complète représente la somme de deux anomalies, une anomalie régionale caractérisée par des grandes longueurs d'ondes qui correspondent aux sources profondes et une anomalie résiduelle caractérisée par des petites longueurs d'ondes qui correspondent aux sources superficielles.

La régionale est obtenue en appliquant un filtre aux anomalies pour supprimer les faibles fréquences. La carte d'anomalie régionale d'ordre 1 (polynomiale d'ordre 1) est représentée sur la figure 80. Cette carte montre que les anomalies ainsi observées sont + ou - similaires aux anomalies de la carte régionale d'ordre 2 et 3 (polynomiale d'ordre 2 et 3) avec des anomalies comprises entre -55,36 et -31,88 mGal (Figs. 81 et 82). En déduit donc que l'augmentation du degré du polynôme n'influe pas beaucoup sur la forme des anomalies.

La carte d'anomalie régionale reflète l'effet des structures profondes. Cette carte comprend deux anomalies de direction presque N105, une anomalie négative au Sud de la région d'étude est de -19,58 mGal, dont les valeurs varient de -26,62 à -46,2 mGal et une anomalie positive au Nord est de -5,01 mGal, dont les valeurs varient de -46,2 à -51,21 mGal (Fig. 81).

5- Relation des anomalies résiduelles - géologie

La superposition de la carte des anomalies résiduelles avec les structures géologiques du secteur d'étude permet de déduire que celles-ci sont essentiellement liées aux variations des séries géologiques d'âge Mézo-Cénozoïque. En effet, cette superposition permet déduire que les structures observables sur la carte d'anomalies résiduelles sont bien corrélées avec les principales structures géologiques du secteur d'étude. On peut déduire les résultats suivants :

- les anomalies négatives, coïncide avec les fossés d'effondrement de Tébessa, Foussana, Kasserine et les plaines de direction général NW-SE (N3, N4, N2, N5, N6 et N9) formés par dépôts du Moi-Plio-Quaternaire et les synclinaux d'âge Eocène (Dj. Dyr - Ain Sliman, Ouled Akbes).
- les anomalies positives, coïncide avec des anticlinaux (Dj. Bireno, Dj. Semamm ; Dj. Douleb, Dj. Lajred, Dj. Gaâga, Dj. Belkfif, Dj. Motloug...) ;

La carte de la résiduelle confirme les observations déjà notées pour la carte de l'anomalie de Bouguer. De plus, lorsqu'elle a superposé les structures géologiques, elle met en évidence que ces anomalies gravimétriques de forme et d'amplitude variables sont bien corrélées avec les grandes structures géologiques de la région d'étude.

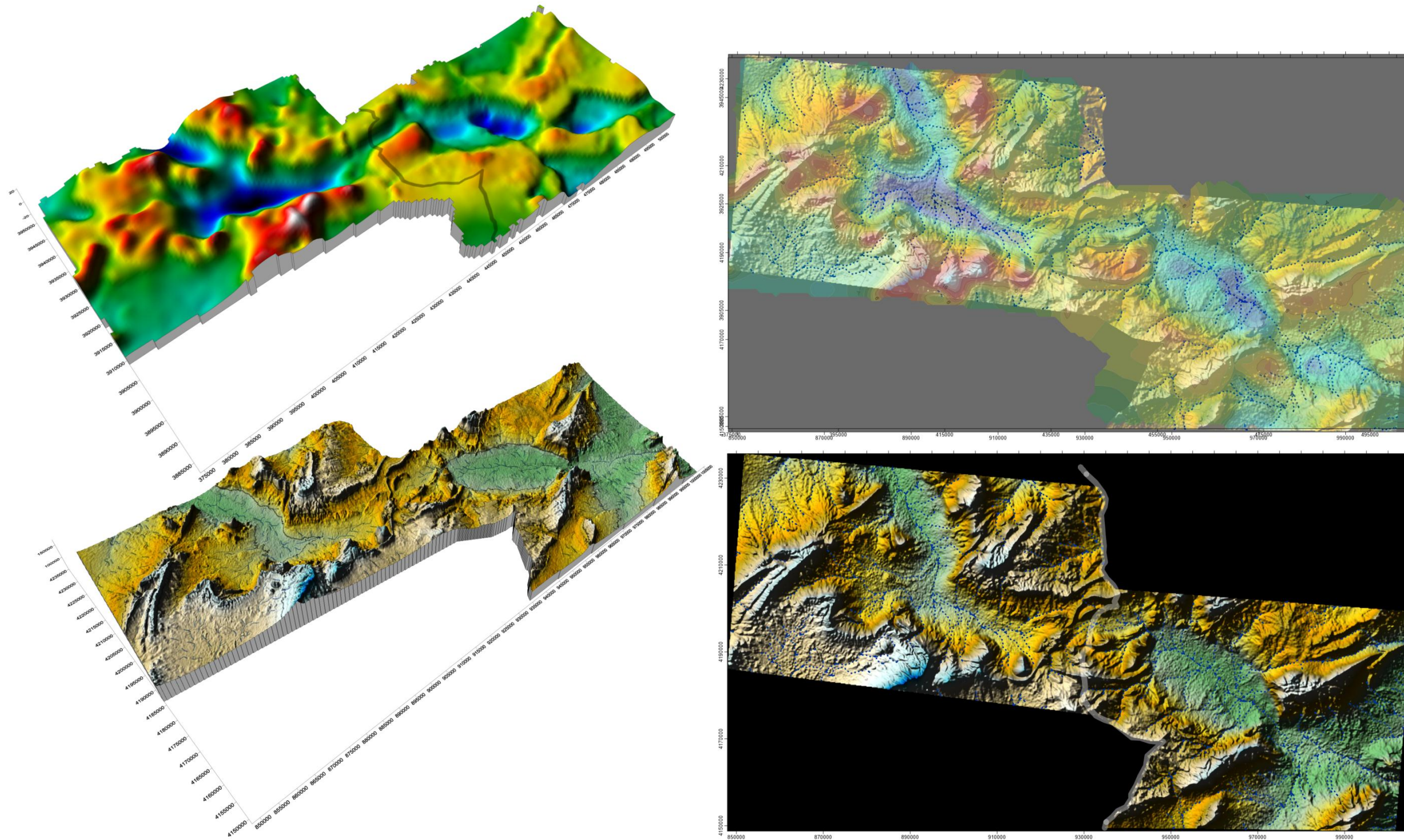


Fig.82: Superposition de la carte des anomalies Bouguer avec les structures géologiques de la zone d'étude.

5- INTERPRÉTATION QUALITATIVE DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES

La dérivée d'inclinaison ou Tilt dérivatif, est une méthode de transformation des données applicable aux données de champ potentiel (Miller et Singh, 1994; Verduzco et al., 2004; Fairhead et al., 2011). Elle permet, entre autres, de mettre en évidence la cartographie des structures géologiques linéaires du socle rocheux relativement peu profondes et aussi certaines cibles d'intérêt pour l'exploration minérale. Cette transformation met en relation le rapport entre la dérivée verticale première (dz) et le total des dérivées horizontales (dx et dy).

Cette valeur représente donc l'angle entre la dérivée totale horizontale (x, y) et la dérivée verticale première (z). Cette transformation permet de réduire les variations d'amplitude entre différentes anomalies tout en éliminant le gradient régional. La dérivée d'inclinaison est définie par la formule suivante :

$$\textit{Tilt derivative} = \tan^{-1} [\textit{VDR/THDR}]$$

Avec : **VDR** est la dérivée verticale (Vertical Dérivée) et **THDR** est la dérivée horizontale totale (Total Horizontal Dérivée).

La carte de Tilt dérivatif suivante montre sensiblement les mêmes éléments que la carte de la dérivée verticale première de l'anomalie résiduelle (Fig.83). L'analyse de cette carte du tilt dérivatif montre que les gradients de G1àG10présentent des amplitudes moins élevées et présentent des formes claires plus allongées qui indiquent l'existence des discontinuités de différentes directions : NW-SE, NE-SW et E-W. Ceci indique bien que la zone d'étude est très très compartimentée par des fossés d'effondrement avec remplissage des dépôts Moi-Plio-Quaternaires et par des synclinaux calcaires d'âge Eocène de faible densité.

La carte Tilt de la zone d'étude montre bien la présence des gradients de forte amplitude de G11 à G27 qui sont associés aux anomalies positives et aux discontinuités gravimétriques traduisent la présence de roches ayant une densité supérieure à celle des zones négatives. Elle indique la présence des gradients positifs au niveau des limites de grabens et essentiellement à l'aplomb des anticlinaux formés par les calcaires du Crétacé supérieur au niveau de Dj. Gaâga, Dj. Ezitouna, Dj. Motloug, Dj. Guerigueur, Dj. Chambi, Dj. Hamra, Dj. Kecherid, Dj. Bireno, Dj. Lajred....

Les zones à forts gradients représentent le passage soit entre matériel triasique et le matériel allant du Crétacé au Quaternaire, soit le passage du matériel d'âge Crétacé au matériel d'âge Oligocène ou Néogène, traduisant une variation brutale de densité. En effet le Trias qui affleure au niveau de Foussana, Bekkaria, Youkous et Boulhaf Dj Dyr remonte et

accentue la subsidence et qui peuvent être à l'origine des jeux de failles de directions NW-SE et NE-SW.

À partir de cette analyse, on peut déduire qu'en plus de la localisation des accidents à des profondeurs variables et leurs sens de pendage, l'intérêt de la nature de la fracturation sur l'amélioration de la qualité pétro-physique des niveaux réservoirs, est fort intéressant dans les processus de la karstification qui sont liés à la solubilité du calcaire fracturés (Fig.83).

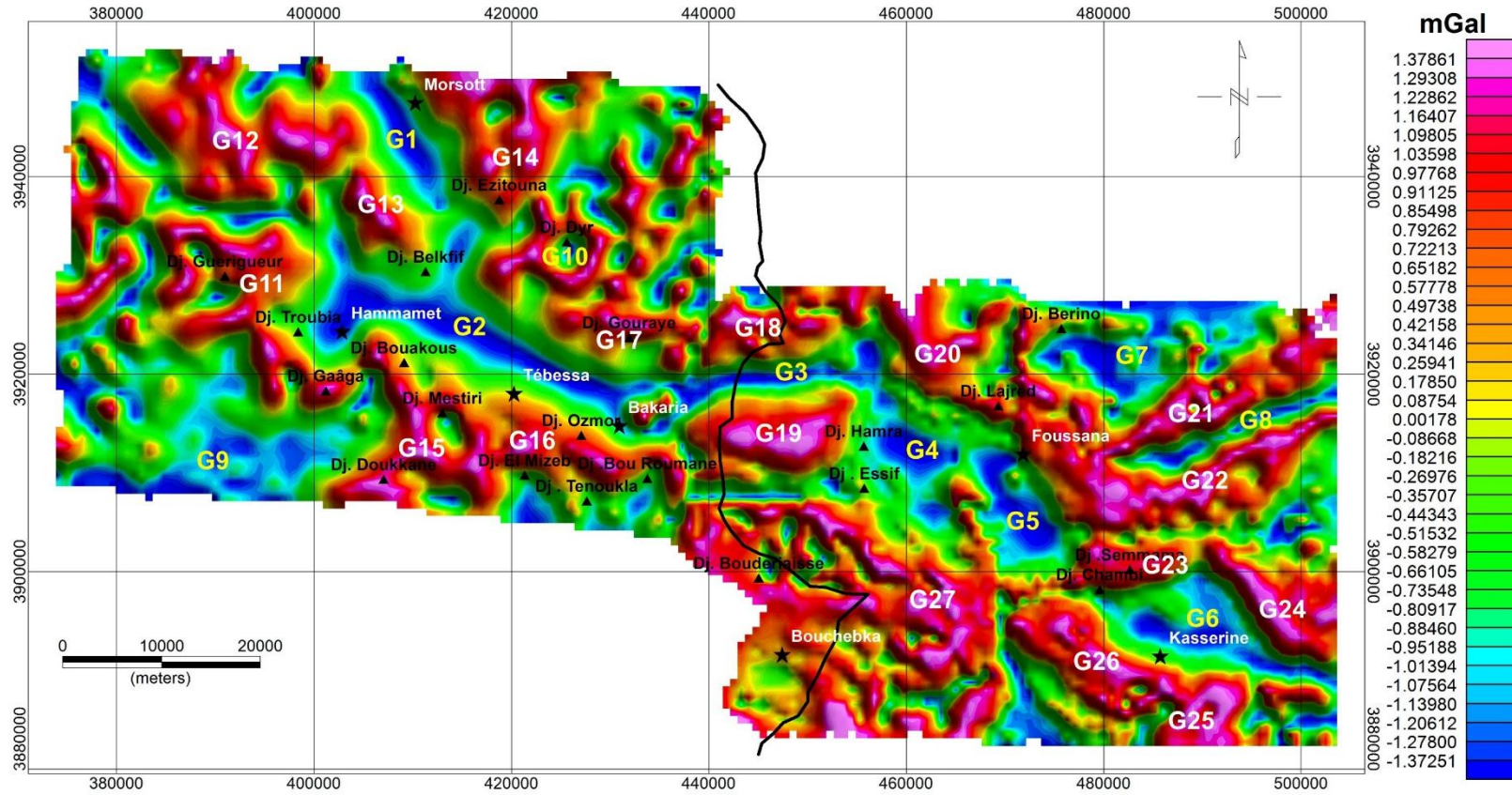


Fig.83: Carte des valeurs du Tilt dérivative calculées à partir de la grille des données de champ gravimétrique de Bouguer.

1- Traçage des maxima de la Magnitude du Gradient Horizontal(MGH)

La réalisation de la dérivée horizontale de la carte d'anomalie de Bouguer permet de mieux identifier les contrastes entre les sources de densités différentes. La carte de la magnitude du gradient horizontal (MGH) permet de localiser les différents contacts dans toutes les directions, entre les milieux de densité différente et surtout les contacts majeurs affectant principalement les fossés d'effondrements et les roches carbonatés fracturés d'âge Méso-Cénozoïque(Fig.84).

Les maxima de des MGH de la carte d'anomalie de résiduelle, se situent à l'aplomb des contacts et des failles majeures. Ces maxima permet de localiser les limites des sources des anomalies, la directions et le sens de pendage des linéaments gravimétriques (Archibald et Bochetti, 1999 ; Jallouli et al., 2002, Khattach et al., 2004 ; Vanié et al., 2005 et 2006, Redhaounia et al., 2016).

- **Le gradient G1:** il est localisé au nord de Dj. Guerigueur, de direction N-W et NE-SW et d'amplitude 0,00224mGal/m. Il correspond aux affleurements des calcaires de Crétacé supérieur ;
- **Le gradient G2:** il est situé entre Dj. Troubia et Dj. Gaâga et d'amplitude 0,00516 mGal/m. Il correspond aux affleurements des calcaires de Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur de direction NW-SE ;
- **Le gradient G3:** il est localisé au niveau Dj. Boulhaf et Dj Dyr et Dj. Belkif. Ce gradient est de direction NW-SE et d'amplitude comprise entre 0,00277 et 0,00583 mGal/m. Il représente la réponse des calcaires de Crétacé supérieur au NW et du matériel salifère triasique au SE ;
- **Le gradient G4:** il est situé au niveau de Dj. Motloug, de direction NW-SE et d'amplitude 0,00583 mGal/m. Il représente la réponse des formations géologiques du Crétacé inférieur et supérieur ;
- **Le gradient G5:** il est situé au niveau de Dj. Morsott et Dj. Ezitouna de direction NW-SE et d'amplitude 0,00467mGal/m. Il correspond à la présence des calcaires de Campanien - Maastrichtien ;
- **Le gradient G6:**il se trouve à l'Ouest Dj Dyr est de direction NNW-SSW et d'amplitude 0,00516 mGal/m. Il correspond aux calcaires de Crétacé inférieur ;
- **Le gradient G7:** il est situé au sud de Dj. Gouraye, de direction WNW-ESW et d'amplitude 0,00467 mGal/m. Il correspond aux calcaires de Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur ;

- **Le gradient G8:** il est localisé au niveau de Hammamet, Dj. Youkous, Tébessa et Dj. Ozmar, de direction NW-SE et d'amplitude 0,00583mGal/m. Il représente la réponse du matériel salifère de Dj. Youkous et les formations carbonatés Crétacé supérieur ;
- **Le gradient G9:** il est situé à l'Est de l'anticlinal de Dj. El Mizab, de direction NE-SW et d'amplitudes 0,00447mGal/m. Il correspond à la réponse des calcaires fracturés de Campanien - Maastrichtien ;
- **Les gradients G10, G11 et G12:** ils sont localisés au niveau de Dj. Es Sif et Dj. El Hamra au Sud et Ain Sliman au Nord et qui sont de direction E-W avec une amplitude 0,00239mGal/m. Ils correspondent à la réponse des calcaires fracturés de Campanien - Maastrichtien ;
- **Le gradient G13, G14:**ils sont de direction NW-SE avec une amplitude 0,00427 mGal/m. Ils correspondent à la réponse du fossé d'effondrement de Foussana ;
- **Le gradient G15:**il est localisé au niveau de Dj. Semmama de direction NE-SW avec une amplitude 0,00196 mGal/m. Il correspond aux calcaires fracturés karstiques de la formation Abiod (Campanien - Maastrichtien) ;
- **Le gradient G16 et G17:**ils sont de direction NW-SE avec une amplitude 0,00516 mGal/m. Il correspond à la réponse du fossé d'effondrement de Kasserine ;

La répartition des linéaments déduits des maxima de la MGH de la région d'étude, montre la répartition d'un des réseaux de failles qui sont organisés en 3 grandes familles de directions : E-O, NE-SO et NO-SE, avec une dominance de la dernière direction. Ces accidents affectent les réservoirs fracturés de Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur et même les dépôts d'âge Miocène. En plus des grands accidents tectoniques connus aux limites des fossés d'effondrements ont un grand intérêt dans le processus de recharge et décharges des aquifères carbonatés karstiques et silicoclastiques de Mio-Pliocène (Fig.84).

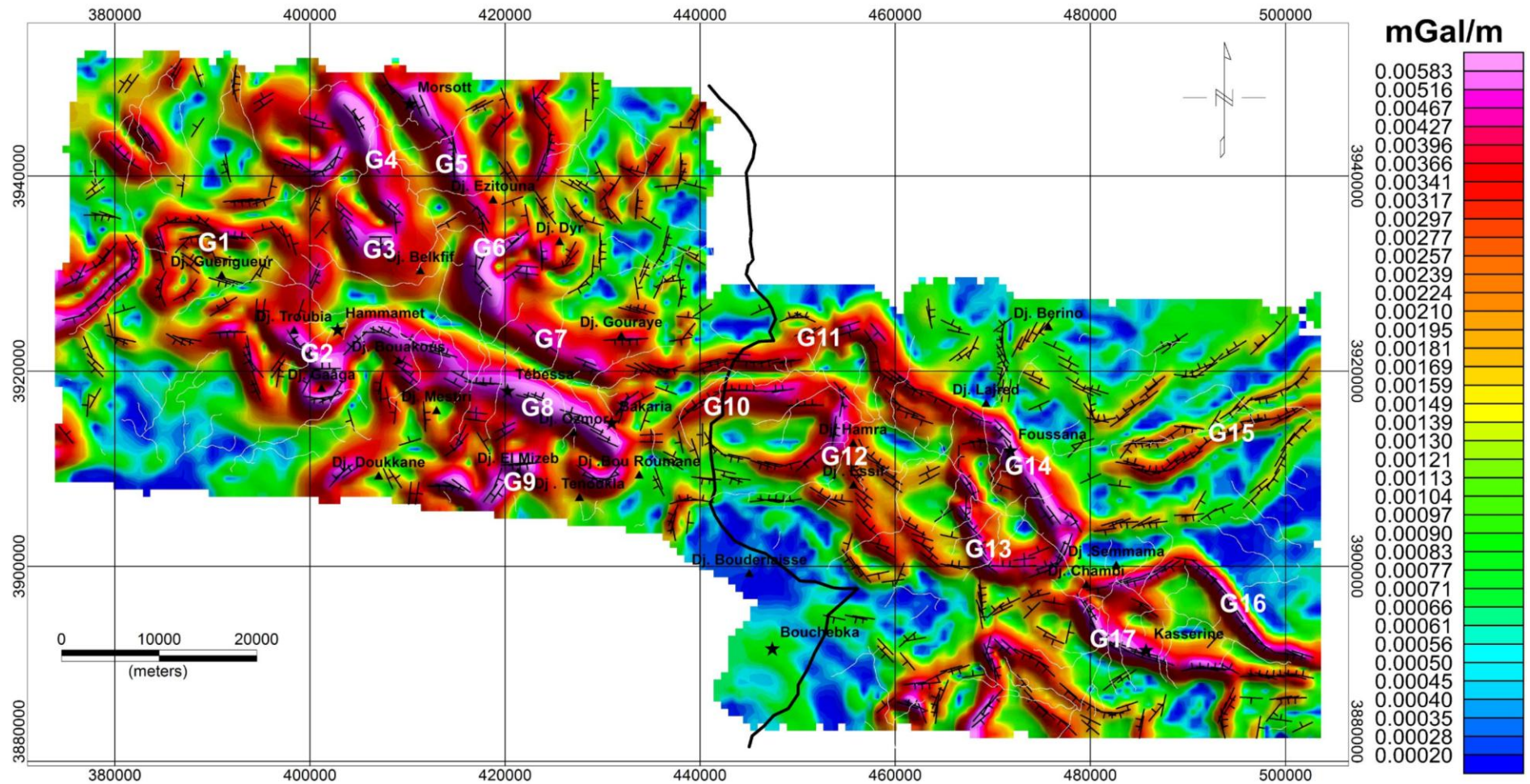


Fig.84:Traçage des maxima locaux avec leurs sens de pendage déduit de la carte de la MGH du secteur d'étude.

6- INTERPRÉTATION QUANTITATIVE DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES

1- Déconvolution d'Euler

Ce traitement est très utile pour la localisation des contacts géologiques, du fait que la limite entre deux blocs de densités différentes correspond au maxima de ce gradient. Les maximas locaux du gradient horizontal ont ensuite été localisés pour chaque niveau. Chaque accident montre son jeu à partir de son évolution en fonction de la profondeur.

La déconvolution d'Euler permet d'estimer la profondeur des différentes failles et de leur localisation horizontale. Ainsi l'indice structural choisie est égal à 0 pour indiquer les failles et avec une fenêtre de 10*10, on obtient suffisamment de points pour résoudre la forme de l'anomalie. Les couleurs portées sur la carte donnent une idée sur la profondeur estimée pour chaque solution. Ces failles atteignent des profondeurs importantes allant jusqu'à 2832 m et affectant toutes les séries géologiques et notamment les formations carbonatées des Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur qui sont en affleurements (Figs.85 et 86).

La carte de la déconvolution eulérienne déduite de la carte d'anomalie régionale d'ordre 2 met en évidence l'existence de plusieurs accidents dont la profondeur qui dépassent 2500m de profondeur et la plupart de ces accidents ont des profondeurs comprises entre 0 et 1500m affectant les réservoirs carbonatés et les fossés d'effondrements de Tébessa et de Foussana(Aouissi 2008).Il est à remarquer que la majorité des accidents sont de direction NW-SE, surtout aux limites des structures effondrées (grabens) de Hammamet, Tébessa, Bakaria, Foussana, Kasserine. Ces accidents subverticaux ayant des profondeurs qui peuvent atteindre 2832m. Les plus grandes valeurs enregistrées entre 1500m et 2500 se localisent au niveau de la région de Bouchebka, Dj. Doukkane, Dj. Mestiri et Dj. Douleb, Dj Semmama, Dj. Hamra, Dj. Assilats, Dj. Bou Djellal...

Les accidents de direction NW-SE sont de plus en plus profonds dans limites des fossés d'effondrement où les failles sont subverticales et qui sont associés avec les affleurements triasiques de Foussana, Bekkaria, Youkous et Boulhaf Dj Dyr.

D'autres accidents moins profonds ont une répartition assez homogène sur l'ensemble du secteur, ils sont de direction NE-SW et N-S où la profondeur atteinte est inférieure à 1500m. Ces résultats confirment les résultats des maximas du gradient horizontal.

Enfin, l'existence des failles superficielles et profondes amène l'approfondissement des sources, d'où le passage de Trias au niveau des systèmes aquifères déformés de Cétacé supérieur et de l'Eocène inférieur.

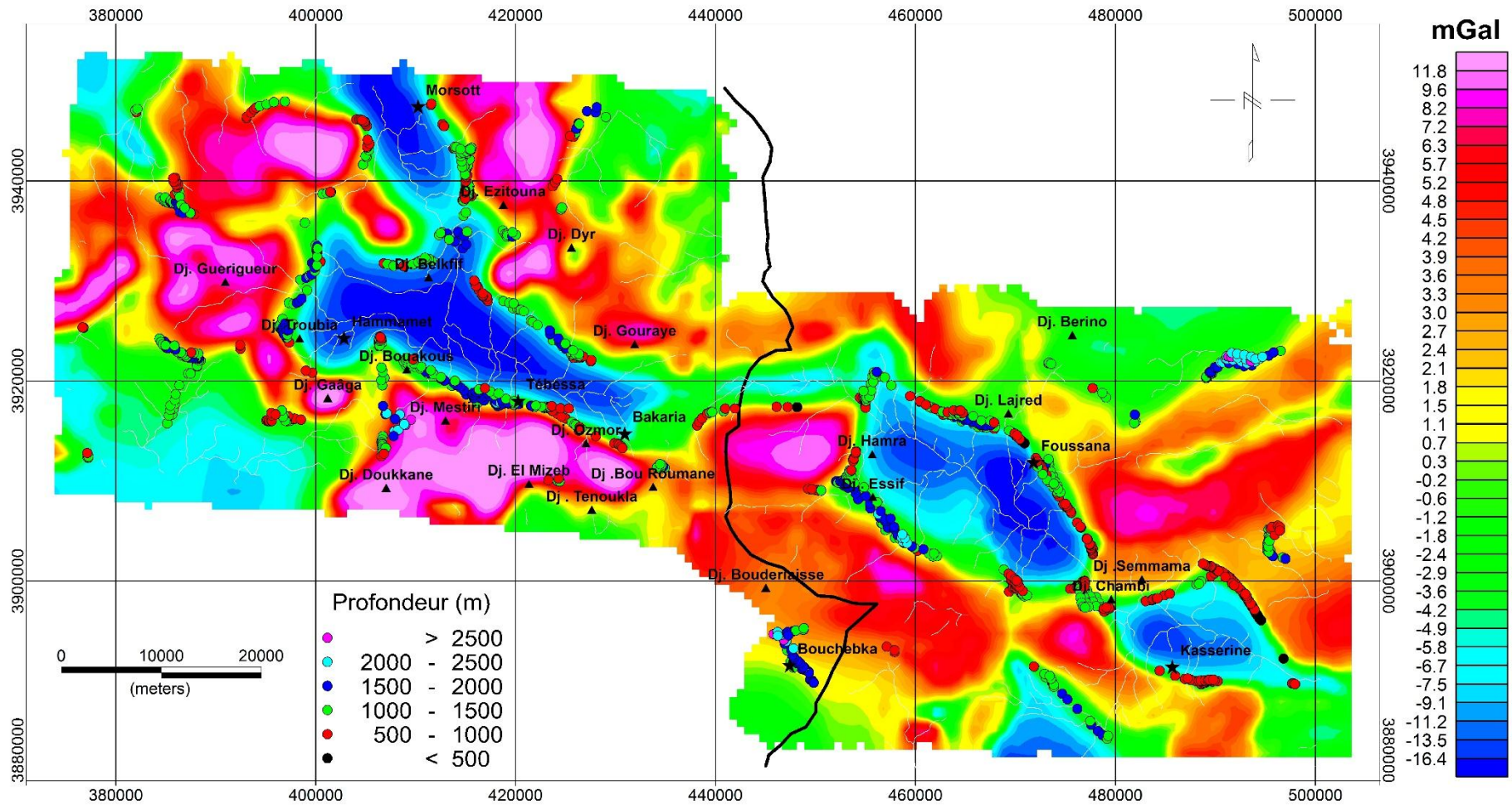


Fig.85: Carte des solutions d'Euler superposée sur les contours d'iso-Gal de la carte des anomalies résiduelles avec un IS=0.

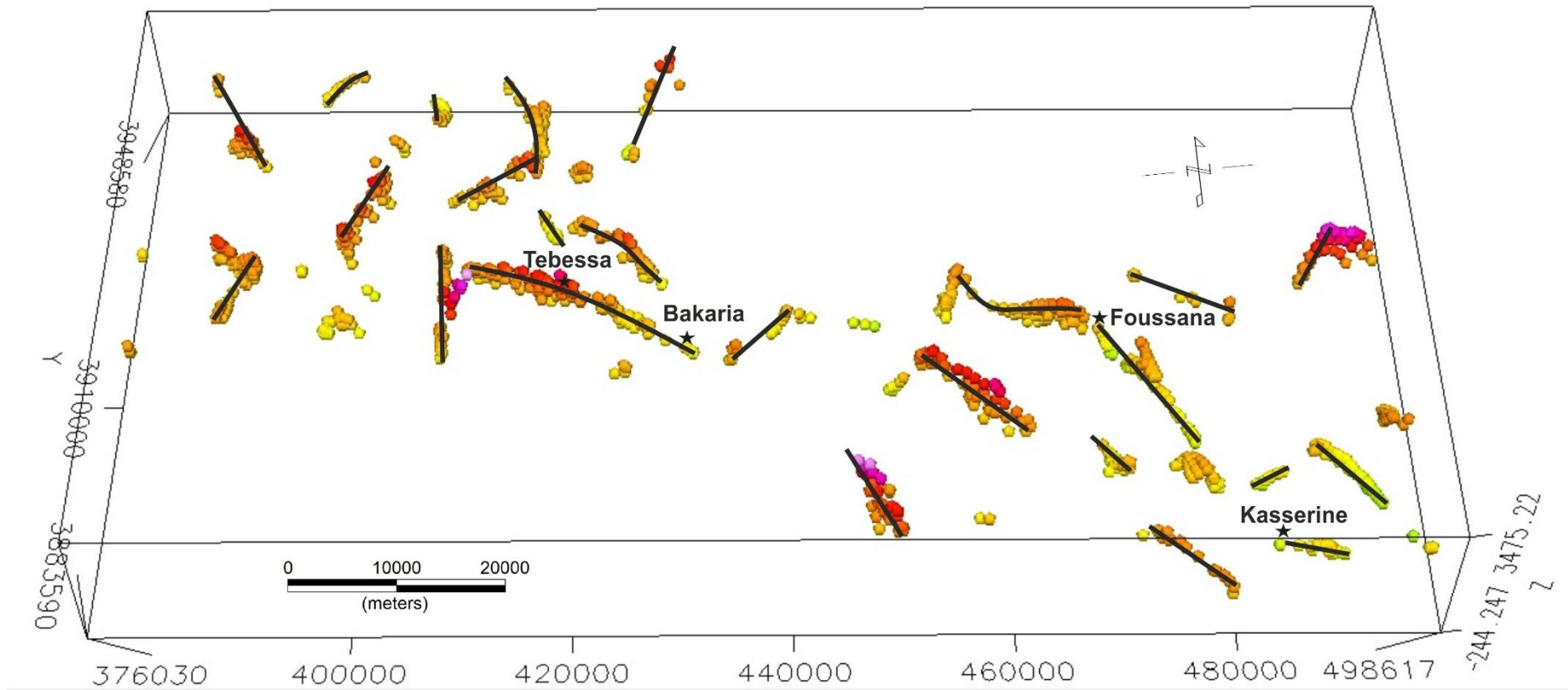


Fig.86: Carte des solutions d'Euler en 3D.

2- Analyse et interprétation des lineaments

L'application de cette méthode permet la localisation des différentes failles qui contribuent à la structuration de la zone d'étude. Ainsi les linéaments des maxima soulignent les différents accidents présents dans la zone d'étude, les contacts linéaires correspondent à des failles de direction NE-SW, NW-SE et E-W.

Les directions NW-SE et NE-SW ont une répartition assez homogène sur l'ensemble du secteur et s'observent à différentes échelles. Les failles qui subsistent correspondent aux failles les plus profondes.

La carte suivante indique la présence d'une faille brutale au niveau bordière des grabens et des multitudes de failles au niveau des grabens de Tébessa, Foussana et Kasserine de Zaghouan dont elles sont scellées par les dépôts du Quaternaire. Ainsi elle présente un axe de direction NW-SE au sein même de graben de bassin Foussana (Fig.87).

La comparaison de cette carte avec les différentes cartes structurales préexistantes dans la zone d'étude nous permet de :

- Confirmer l'existence de failles cartographiées en géologie, on cite par exemple les failles bordières des grabens de Tébessa, Foussana et de Kasserine ;
- Mettre en évidence de nouveaux accidents profonds qui affectent les calcaires de créta supérieur au niveau de Dj. Semmama, Dj. Chambi et Dj. Douleb..., ainsi l'existence des failles de direction NW-SE au sein du graben de Foussana.

En effet, l'identification de ces accidents indique que la zone d'étude est très tectonisée par des accidents enracinés en profondeur de direction général NW-SE et qui sont associés aux structures effondrées.

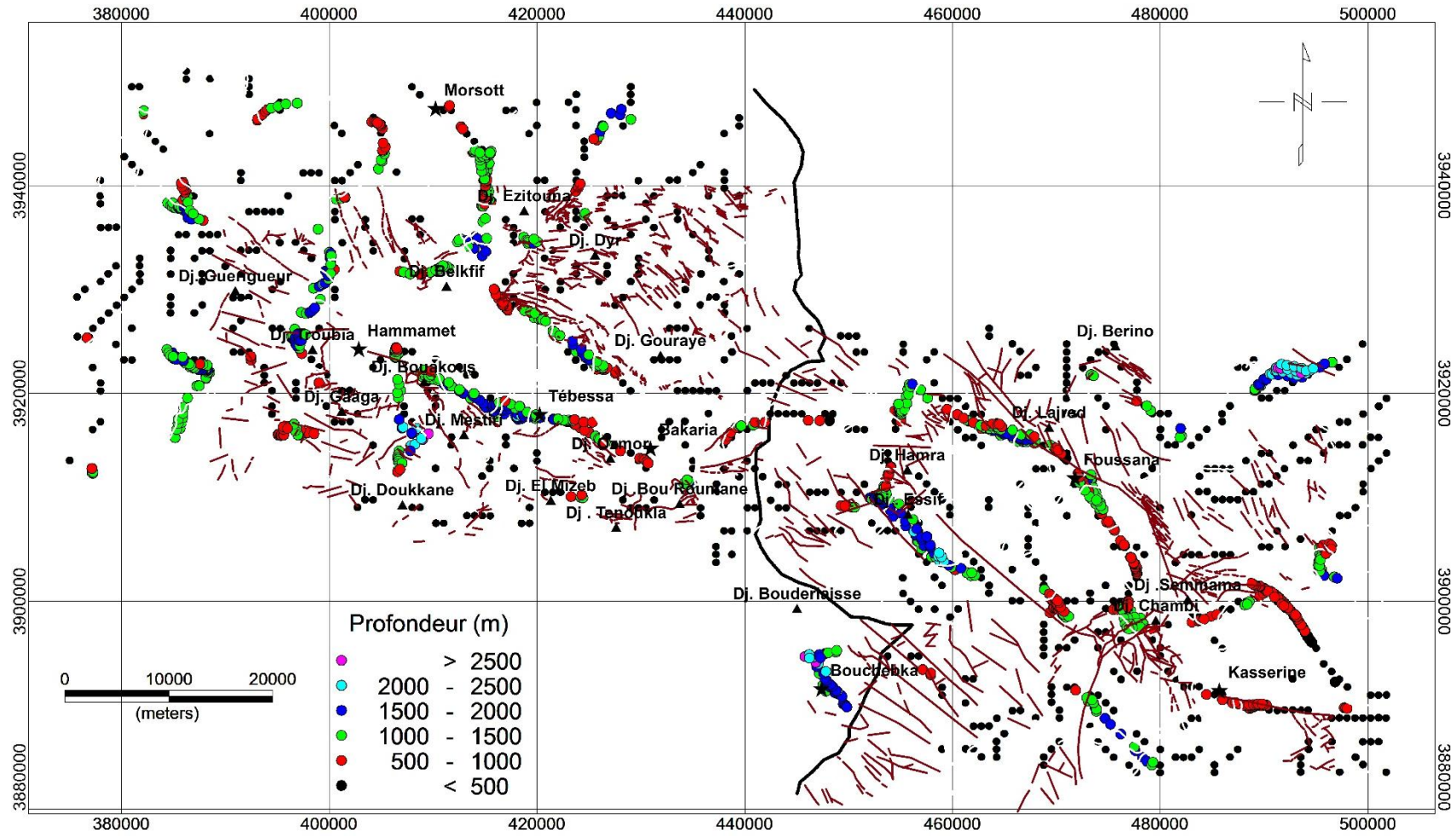


Fig.87: Carte de synthèse déduite des linéaments géologiques, des maxima locaux et des solutions eulérienne de la zone de Tébessa-Kasserine.

Climatologie et Contribution de l'approche gravimétrique

L'étude de la fracturation de système aquifère dans la région d'étude qui a été traitée à partir des données gravimétriques (maxima de la MGH, Euler), montre :

- Les linéaments gravimétriques coïncident généralement avec les failles cartographiées en géologie ;
- Certains accidents affectant les calcaires fracturés de Crétacé supérieur et de Eocène d'a des profondeurs et qui dépassent les 1500m de profondeur au niveau des Dj. Doukkane, Dj. Mestiri et Dj. Douleb, Dj Semmama, Dj. Hamra, Dj. Assilats, Dj. Bou Djellal... ;
- Les accidents majeurs observés sur la carte des solutions eulérienne sont reconnus à l'affleurement et qui sont enracinés et dépassent les 2500 m de profondeur (Failles bordières des fossés de Tébessa, Foussana et Kasserine) ;

Les principaux accidents mis en évidence par la gravimétrie et qui ne sont pas géologiquement cartographiés sont :

- Les accidents de direction NE-SW, affectant les séries d'âges Campanien-Maastrichtien le long du flanc SE de l'anticlinal de Dj. Douleb ;
- L'accident majeur de direction NO-SE à NNW-SSE entre Morsott et Dj. Ezitouna ;
- L'accident de direction N-S et E-W dans la plaine de Foussana ;

La superposition des cartes des linéaments gravimétriques issues de l'analyse de la carte gravimétrique par les méthodes du gradient horizontal et de la déconvolution d'Euler, montre une grande complémentarité pour l'interprétation des failles déduites ; ainsi, trois grandes familles de failles (E-W, NE-SW et NW-SE), avec une dominance de la dernière direction (Fig.88).

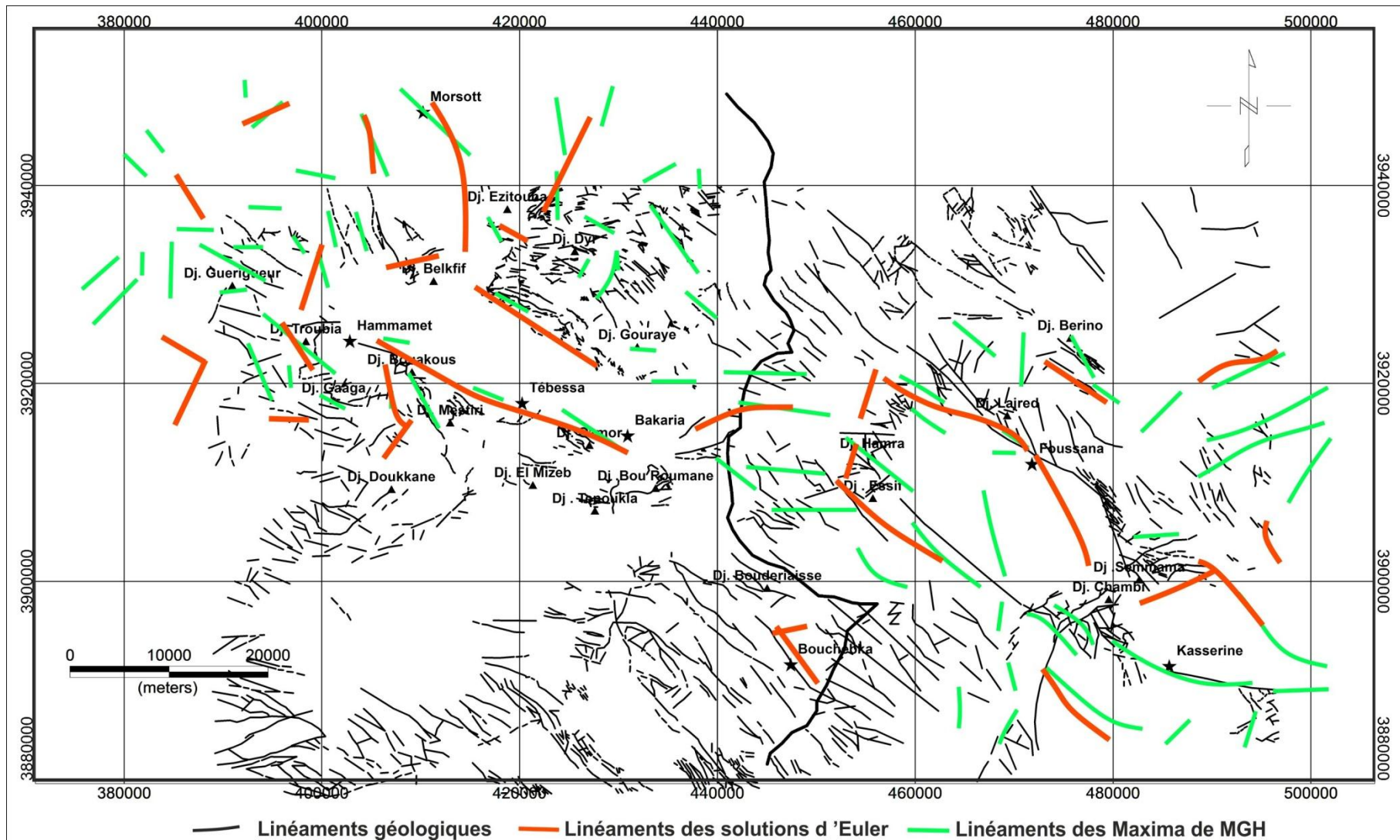


Fig.88: Carte des linéaments de la zone d'étude obtenue par superposition des différentes cartes déduites des filtrages gravimétriques.

7- CONCLUSIONS

La méthode gravimétrique a facilité d'atteindre l'objectif de reconnaissance des structures profondes dans la zone d'étude dont les roches carbonatées fracturées sont des bons réservoirs hydriques pour les grandes villes de Tébessa - Foussana - Kasserine.

L'analyse qualitative et quantitative des données gravimétriques a permis de mettre en évidence l'architecture structurale en sub-surface des structures géologiques à différentes profondeurs dont les principaux résultats sont :

- La carte d'anomalie régionale reflète l'effet des structures profondes. Elle comprend deux anomalies de direction presque N105, une anomalie négative au Sud de la région d'étude est de -19,58 mGal, dont les valeurs varient de -26,62 à -46,2 mGal et une anomalie positive au Nord est de -5,01 mGal, dont les valeurs varient de -46,2 à -51,21 mGal.
- La carte MGH et celle des maxima locaux du gradient horizontal calculés à différentes altitudes du prolongement vers le haut nous ont permis de définir les contacts majeurs affectant principalement les aquifères calcaires de Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur et les dépôts Moi-Plio-quaternaires ;
- La carte de déconvolution eulérienne représente les résultats de la répartition des accidents en fonction de la profondeur, ces accidents dépassent les 2500 m de profondeur et qui affectent les réservoirs carbonatés du Crétacé supérieur aux flancs des anticlinaux (Dj. Douleb, Dj Semmama, Dj. Hamra, Dj. Assilats, Dj. Bou Djellal, Dj. Doukkane, Dj. Toubia...) et les synclinaux (Dj Dyr, Dj. Gouraye, ...). Ces accidents de direction NW-SE sont de plus en plus profonds dans limites des fossés d'effondrement où les failles sont subverticales et qui sont associés avec les affleurements triasiques de Foussana, Bekkaria, Youkous et Boulhaf Dj. Ezitouna

On conclure que toutes futurs travaux d'exploitation des ressources en eau souterraine doivent être effectués à proximité des flancs de ces anticlinaux et aux cœurs des synclinaux et surtout à proximité des émergences d'eau à forte débit (Ain Elkrama, Ain Lajred 1,2, Ain Kabira, Ain Trab 1-3 et Ain Ksar Tebinet...). Cette synthèse intéresse notamment le fonctionnement hydraulique de système réservoir et les ressources hydriques exploitables dans la région de Tébessa-Kasserine.

PARTIE IV



Hydrogéologie et géométrie de la nappe fissurée

CHAPITRE VI

Hydrogéologie et géométrie de la nappe fissurée

1- Introduction

Après s'être intéressé à l'aquifère en tant qu'objet statique à travers ses propriétés géologiques, il est nécessaire de considérer les informations apportées par sa composante dynamique ; c'est-à-dire l'eau. En hydrogéologie, l'eau peut être assimilée à un vecteur de transmission d'information ([Mangin, 1975](#)), un signal. Le but de cette partie est donc d'extraire du média « eau », via différentes méthodes, les informations qu'il porte sur le fonctionnement de l'hydrosystème ([Fig.89](#)). Ce fonctionnement comprend de nombreuses composantes :

- la nature de la recharge, en termes de quantité, fréquence ou fonctionnement,
- le trajet emprunté par l'eau entre les lieux de recharge et les sources,
- le fonctionnement intrinsèque de l'aquifère, en termes d'écoulements et stockage.

Les difficultés de ce type d'approche sont que l'objet d'étude, le signal, est une composition de l'ensemble de ces paramètres. Il s'agit alors d'utiliser un panel de méthodes qui vont permettre de filtrer ce signal. Chaque méthode agit comme un filtre et l'intégration de plusieurs d'entre elle permet de déconvoluer le signal pour en extraire les paramètres de l'hydrosystème. Cependant, la quantité de paramètres et leurs interdépendances rendent cette déconvolution complexe. Ce type de problème est typiquement illustré par les difficultés de paramétrisation en modélisation inverse ([Marsily, 1999](#)).

Cette approche n'a jamais été entièrement appliquée à les régions transfrontalier comme Tébessa-Kasserine (Algérie-Tunisie), De nombreuses parties de l'Unité ont été investiguées ([Zouaghi et al., 2005](#) ; [Guefaifia et al., 2007](#) ; [Seghir, 2008](#) ; [Ghrieb, 2011](#) ; [Zerrouki, 2013](#) ; [Abdennasser et al., 2013](#) ; [Khemiri, 2014](#)). Mais ces études ne se basaient que sur une partie des méthodes, et aucune n'a été faite sur l'intégralité de l'unité. Les méthodes choisies doivent permettre l'intégration des informations apportées par le média « eau » pour mieux caractériser sa recharge, son trajet, son stockage et son mode d'écoulement dans l'Unité. Les chapitre reflètent ce choix et abordent respectivement, et dans l'ordre : l'acquisition des nouvelles données hydrogéologiques, l'analyse d'hydrogrammes de sources, la relation hydrogéologie et l'analyse chimie (conductivité et température) des eaux et une estimation des bilans hydriques.

Les limites hydrogéologiques de l'Unité de Tébessa-Kasserine, illustrées jusqu'ici dans ce travail, sont des limites structurales, topographiques et hydrogéologiques. Elles sont donc de

plusieurs natures et illustrent par conséquent les relations complexes qui lient cette unité aux autres unités hydrogéologiques. En termes d'écoulement, les forages ont montré que la zone non saturée pouvait être très importante par endroit. Les zones de décharges sont concentrées en bordure de l'unité au niveau de base. Jusqu'à présent la zone saturée n'a pu être atteinte par l'homme à partir des zones de recharge (Courbon, 1975 ; Monteau & Courbon, 1983 ; Blanc, 2001).

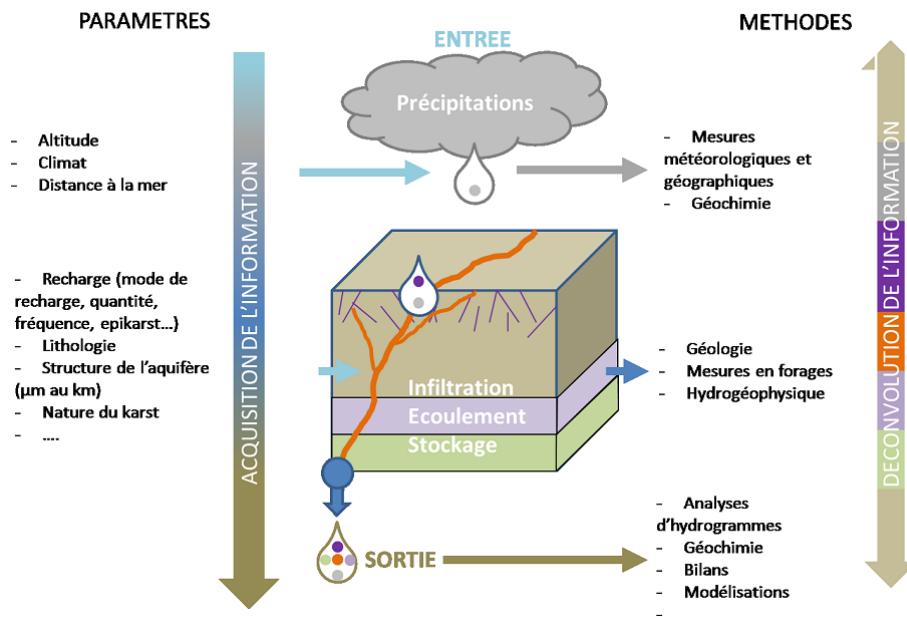


Fig. 89: Schéma conceptuel montrant l'acquisition par le média « eau » de l'information sur les paramètres de fonctionnement de l'aquifère et montrant également les méthodes permettant de retrouver ces facteurs à partir de l'analyse de l'eau à différents moments de son transit. (Fournier et al. 2011)

2- Identification hydrogéologique des sources étudiées

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 peut déterminer cinq aquifère fissurer sous la base de leur comportement et l'âge géologique.

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

On général le calcaire dans notre région situé dans les bordures de grands bassin Tébessa-Kasserine qui alimente directement la plaine alluvionnaire de la région d'étude (Fig.90).

2-1. Identification hydrogéologique des sources des calcaires éocène et Maastrichtien du complexe Dj Dyr.

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

a- Les formations perméables :

- Les calcaires maastrichtiens fissurés avec des Incérâmes ;
- Les calcaires éocènes fissures qui constituent le cœur de la synclinale perche Du Djebel-Dyr (Fig.90)

b- Les formations imperméables :

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

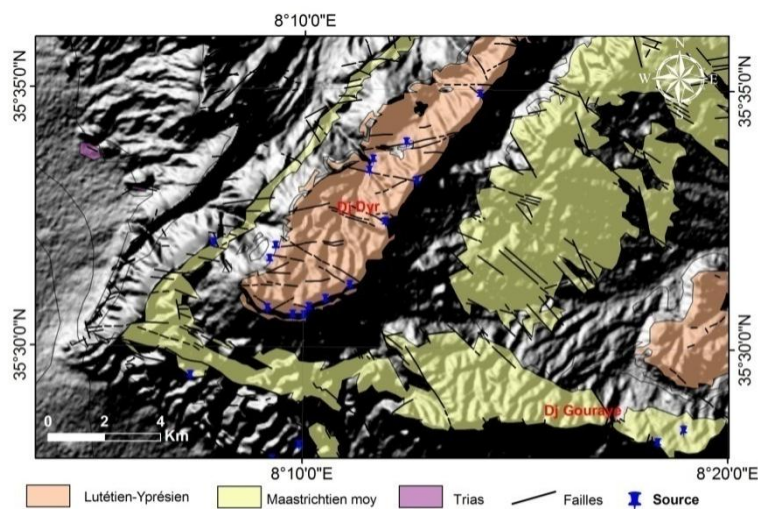


Fig. 90: carte de localisation des calcaire Maastrichtien et éocène dans la région Nord de zone d'étude (Dj Dyr) (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Les études géophysiques effectuées sur la région Nord de la zone d'étude, montrent que les calcaires Maastrichtiens sont favorables à la présence d'un réservoir aquifère fissure grâce à :

- La mise en place d'une structure en cuvette et synclinale
- Un nombre important de faille affectant la zone d'étude (Fig.91)

- Une épaisseur importante des formations calcaires (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

- Aquifère des calcaires fissures Eocène : à partir des conditions d'émergence des sources et la morphologie de l'extension de la formation des calcaires éocènes, la nappe des calcaires éocènes eut être considérée comme un réservoir karstique de type épikarst.
- Aquifère des calcaires fissures Maestrichtien : la formation carbonate maestrichtienne est généralement composée par des calcaires dures et très fissures, elle constitue les grands massifs montagneux de la région de Bourbia Les forages de grandes profondeurs réalisées (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.
- Aquifère de calcaire fissures Turonien (on n'a pas détecté des sources dans ce calcaire) : a partir des fiches techniques des forages implantés dans la région (SR2, OB1, AH1, AM1), nous considérons que les calcaires ligériens sont aussi aquifères mais à partir des données hydrodynamiques leurs potentialités sont de moindre importance dans le secteur d'implantation des sondages

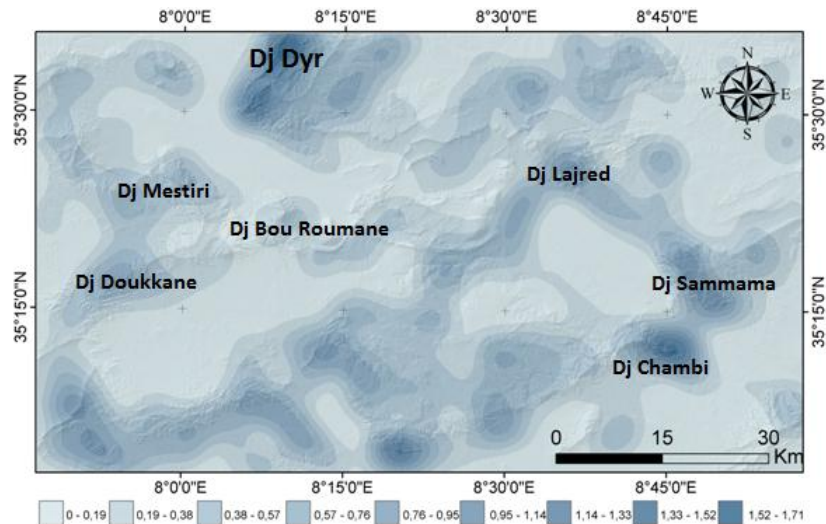


Fig. 91: carte de densité - fracturation de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

2-1-1. L'aquifère des calcaires éocènes fissures

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.

A cet effet, durant une période d'une semaine, du 22 au 29 Avril 2016, on a réalisé un inventaire complet de toutes les sources dont le recensement a donné l'émergence des sources qui se répartissent suivant le contour du synclinal de Dyr, comme le montre la figure n° 03 et le tableau récapitulatif n°18.

Tous ces points d'eaux (Fig.92) sont utilisés par la population rurale pour répondre à leurs besoins d'alimentation en eau potable et l'irrigation des petites parcelles maraîchères et fruitières.

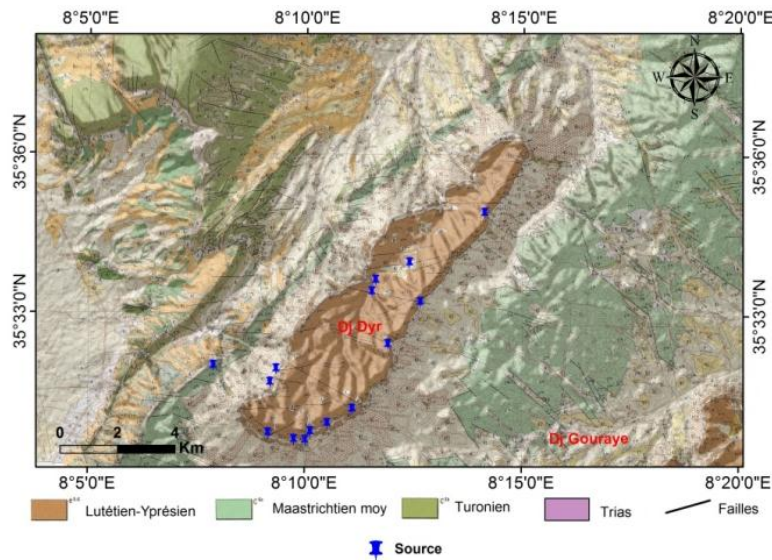


Fig. 92: les sources de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie)

Tab18 : Inventaire des sources de l'aquifère karstique Eocène 2016 de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie)

Carte n°	Sigle de Source	Nom des Sources	Les coordonnées des positons			Nom des Oueds de Drainage des sources
			X (km)	Y (km)	Z(m)	
Carte topographique Morso	S01	GASTEL-AMANT	999.400	267.150	1130	O. GASTEL
	S02	GASTEL-AVAL	999.700	268.200	1070	
	S03	AIN-BEIDA(1)	1000.000	268.650	1090	
	S04	AIN-ERKEL	997.600	265.400	1130	O. ERKEL
	S05	AIN-HADJ	997.150	265.600	1110	
	S06	AIN-ARFA	997.050	266.550	1130	
	S07	AIN-GRID	996.500	265.450	1100	
	S08	AIN-MAROUCHE	996.505	265.050	1200	
	S09	AIN-ZRIBA	1002.400	271.050	1160	
	S10	A-BOUSSAMENE	1101.550	269.250	1140	O. BOUSAMENE
	S11	AIN-SAID	1101.500	268.200	1210	

S12	AIN-SLIMANE	998.600	263.100	1250
S13	AIN-BEIDA(2)	999.300	264.450	1080
S14	AIN-TRAB(1)	997.650	261.105	1280
S15	AIN-TRAB(2)	997.350	260.700	1270
S16	AIN-TRAB(3)	996.950	260.400	1270
S17	AIN-KHEBACHA	996.050	260.000	1400
S18	AIN-KBIRA	994.600	259.400	1300
S19	AIN-ZOUIGHA	993.600	261.400	1250
S20	AIN- Samaia	294.150	261.150	1340

a- Condition hydrogéologique d'émergence des sources :

La campagne d'exploration et d'observation in-situ de chaque source et l'identification des conditions géologiques et hydrogéologiques, ont permis d'individualiser, trois types de conditions d'émergence de ces vingt sources à savoir :

- **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 exurgences. Ce phénomène a été constaté au niveau des sources Gastel Amont et Ain Boussemane.

A ces deux endroits, il a été observé à la sortie un développement de la fracturation affleurant en surface avec des ouvertures verticales atteignant 0,30 m d'épaisseur, leur fonçage latéral 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 donné 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 signalé ainsi qu'à la proximité de ces sources des petites dépressions circulaires "dolines" (Fig.04) 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.93).

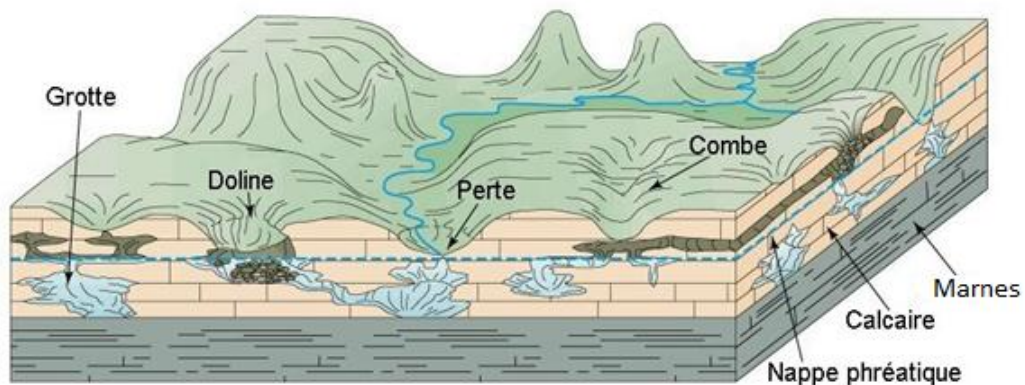


Fig. 93: Modelé 3D Karstique des calcaires éocène Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

- **Deuxième Famille :**

Elle concerne les sources de débordement (trop plein) 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 évidemment 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 contact des calcaires Eocènes et les marnes paléocènes.

Par ailleurs, ces sources du Sud peuvent être ainsi considérées comme des sources de débordements (trop plein).

b- 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 on a réalisé ainsi une campagne de mesure et de jaugeage du débit d'écoulement. Le 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.

Nous signalons que les jaugeages ont été faits suivant l'importance de l'écoulement, par trois (3) techniques :

- Méthode de jaugeage au moulinet par une seule intégration ;
- Méthode de jaugeage par flotteur.
- Méthode de jaugeage par déversoir.

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 effectué 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 calcul 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 mesuré se base sur la simple technique de chronométrage du remplissage d'un déversoir utilise de volume d'eau bien défini

La campagne de jaugeage a donné par l'application de ces différentes méthodes de jaugeage, les résultats de débits d'écoulement des sources du tableau n°19

c- Variabilité spatiale

A partir de ces résultats de jaugeage (Tabl.n° 19 et leur report sur une carte (Fig.94) ; 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 cœur du synclinale ou 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 à travers les sources de débordement (trop plein) devient plus faible et le débit ne dépasse pas les 0.5 l/s ; à 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 situé à les grabain éocènes vers le Sud(bat) aussi comme AIN DIBBA ,AIN ELGALATTA (Fig.94) .

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.

a- 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 (Tableau n°20) ont permis de constater que l’écoulement des sources est généralement soutenu par les précipitations, avec un effet de vidange moins retardé (Fig.95) ; autrement dit, l’influence des précipitations est rapide sur l’allure hydrométrique

Fig. 94: 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.)



Tab.19: Les résultats de jaugeage de débit d'écoulement des sources 2016 de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Sigle de source	Date de jaugeage	Q(l/s)	Méthode de jaugeage
GASTEL-AMANT	24/04/2016	3.2 l/S	Moulinet
GASTEL-AVAL	24/04/2016	0.3 l/S	Flotteur
AIN-BEIDA(1)	24/04/2016	0.2 l/S	Flotteur
AIN-ERKEL	25/04/2016	1.30 l/S	Moulinet
AIN-HADJ	25/04/2016	0.15 l/S	Flotteur
AIN-ARFA	25/04/2016	0.1 l/S	Flotteur
AIN-GRID	26/04/2016	0.05 l/S	Flotteur
AIN-MAROUCHE	26/04/2016	0.05 l/S	Flotteur
AIN-ZERIBA	28/04/2016	1.0 l/S	Déversoir
AIN-BOUSSAMENE	28/04/2016	1.1 l/S	Flotteur
AIN-SAID	28/04/2016	0.5 l/S	Flotteur
AIN-SLIMANE	29/04/2016	0.05 l/S	Flotteur
AIN-BEIDA(2)	29/04/2016	0.1 l/S	Flotteur
AIN-TRAB(1)	29/04/2016	0.05 l/S	Flotteur
AIN-TRAB(2)	29/04/2016	0.05 l/S	Flotteur
AIN-TRAB(3)	29/04/2016	1.2 l/S	Déversoir
AIN-KHEBACHA	29/04/2016	1.0 l/S	Déversoir
AIN-KBIRA	29/04/2016	1.1 l/S	Déversoir
AIN-ZOUIGHA	09/05/2016	1.2 l/S	Déversoir
AIN- SAMAIA	09/05/2016	1.0 l/S	Flotteur

Tab.20: suivie hebdomadaire des débits des sources 2016.de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Source	Date de prélèvement	Q (l/s)	Méthode de jaugeage
GASTEL-AMANT	le 08/05/2016	3.20	Par moulinet
	le 15/05/2016	3.05	Par moulinet
	le 22/05/2016	3.42	Par moulinet
	le 28/05/2016	2.58	Par moulinet
GASTEL-AVAL	le 08/05/2016	0.45	Par flotteur
	le 15/05/2016	0.35	Par flotteur
	le 22/05/2016	0.40	Par flotteur
	le 28/05/2016	0.30	Par flotteur
AIN ERKEL	le 08/05/2016	1.30	Par flotteur
	le 15/05/2016	1.10	Par flotteur
	le 22/05/2016	1.05	Par flotteur
	le 28/05/2016	1.10	Par flotteur
AIN KBIRA	le 08/05/2016	1.10	Par déversoir
	le 15/05/2016	1.05	Par déversoir
	le 22/05/2016	1.00	Par déversoir
	le 28/05/2016	0.80	Par déversoir

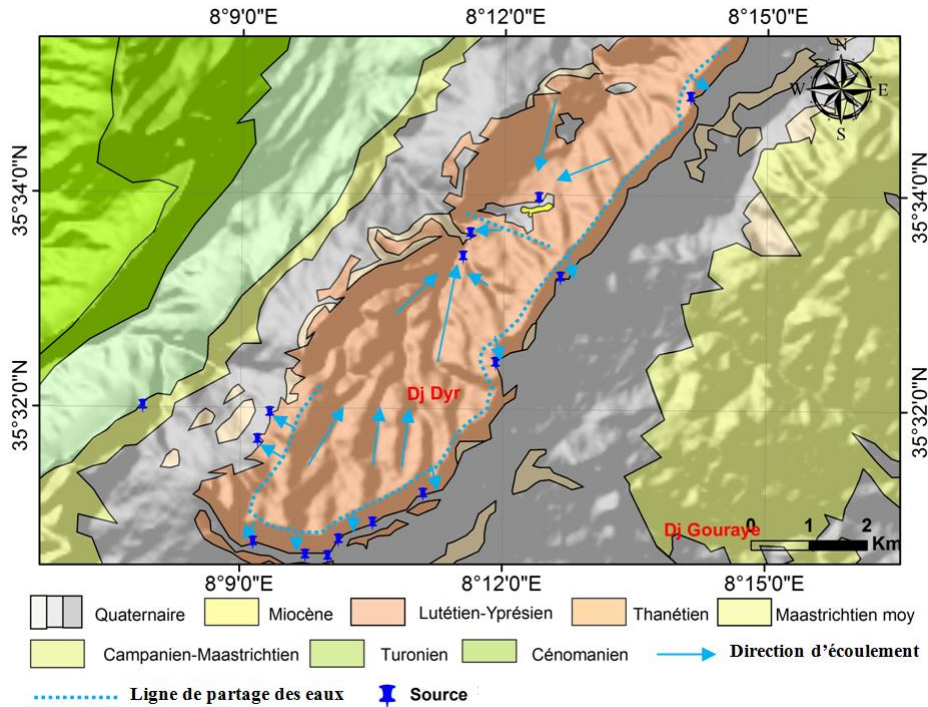


Fig. 95: Principaux secteurs de drainage définis sur la base des travaux sur terrain. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

2-1-2. L'aquifère des calcaires Maastrichtien fissurés

La caractérisation spatiale en fonction des conditions hydro-climatiques, des paramètres physico-chimiques du milieu fissure et karstique du Maastrichtien, nécessite la reconnaissance dans un premier temps, des conditions hydrogéologiques d'émergence de l'ensemble des sources existantes.

Pour cela, durant une période de dix jours, allant du 25 avril au 05 mai 2016, nous avons réalisé un inventaire complet de toutes les sources. Nous avons recensé douze (13) sources qui se répartissent dans deux secteurs distincts :

- Le secteur Nord Est de Dyr avec l'émergence de cinq (05) sources :
 - La source : Ain Zerga ;
 - La source : Ain Bouhadra ;
 - La source : Ain El Mouaziz ;
 - La source : Ain Benrahmoune 1 (aval) ;
 - La source : Ain Benrahmoune 2 (amont) ;
- Le secteur Sud – Ouest avec l'émergence de 08 sources : (Fig.96)
 - La source : Ain Chriet ;
 - La source : Ain Kissa 1(amont) ;
 - La source : Ain Kissa 2(aval) ;

- La source : Ain Tamegdoulth ;
- La source : Ain Zaila ;
- La source : Ain Guettar ;
- La source : Ain Gouraye ;
- La source : Ain Gattmaya ;

Par ailleurs nous signalons que deux forages AZ1, AZ1 Bis et un puits domestique (puits Zeiet) captent ainsi les eaux souterraines de l'aquifère Maastrichtien.

Tous ces points d'eau sont destinés aussi à l'alimentation en eau potable et l'irrigation des petites parcelles maraîchères et fruitières comme la région d'aquifère éocène.

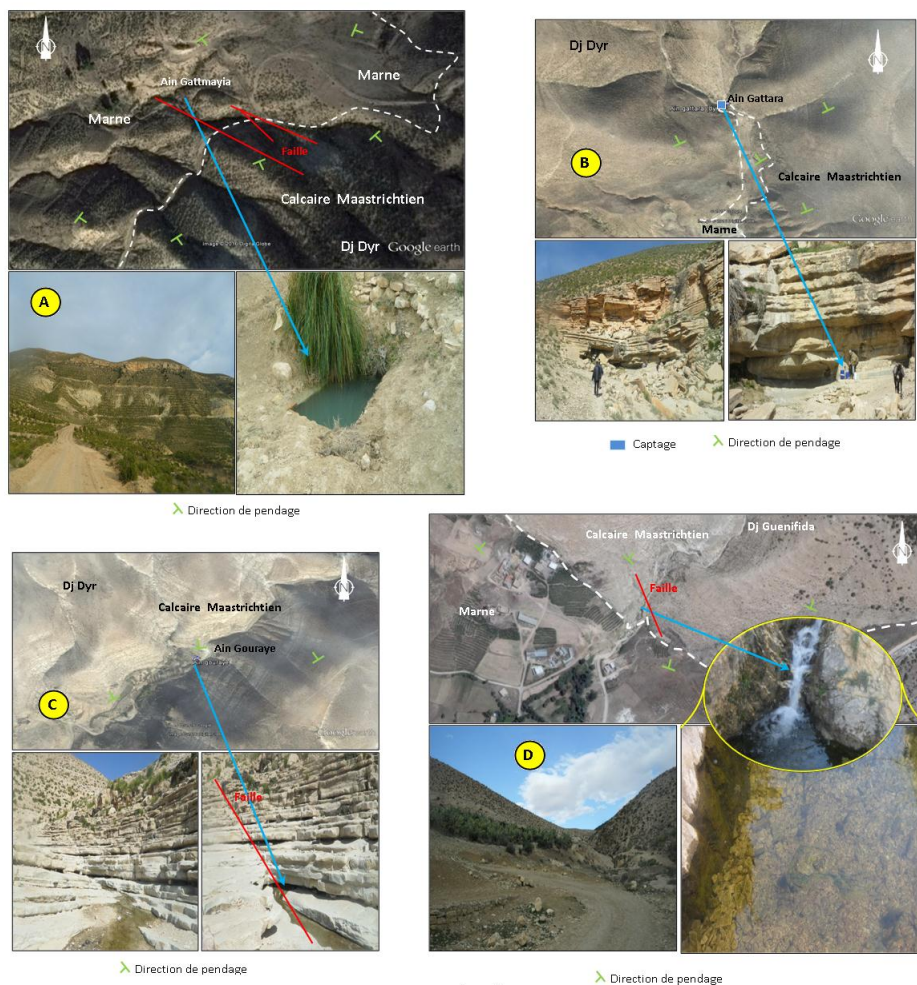


Fig. 96: les principales sources des calcaires Maastrichtien. **A** : Ain Gattmaya **B** : Ain Guettar **C** : Ain Gouraye **D** : Ain Kissa. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

a- Condition hydrogéologique d'émergence des sources :

Le travail d'exploration et d'observation sur terrain que nous avons effectué au niveau de chaque source et l'établissement des coupes hydrogéologiques (Fig. 97). Nous permettons, dans un cadre interprétatif global, de mettre en évidence la forte liaison qui existe entre le réseau de la fracturation et les sources (Fig. 97.a).

Ainsi nous signalons le rôle considérable qu'a pu jouer la géomorphologie globale du bassin dans le développement de cette relation.

La reconstitution et l'interprétation des coupes hydrogéologiques schématiques nous ont permis de dégager trois types de familles de condition d'émergence :

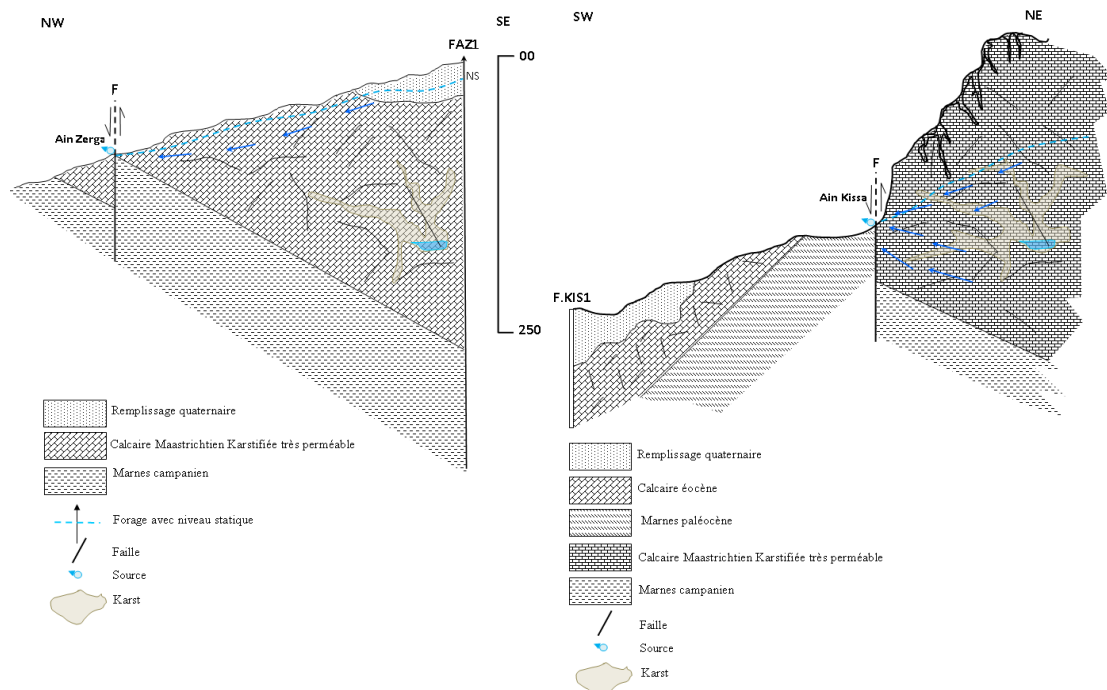


Fig. 97: Coupe hydrogéologie sur les deux sources Ain Zerga et Kissa. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

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 constaté 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.

La réinterprétation des données d'essai de pompage du forage de Ain Zerga (AZ1, AZ1 bis) par la méthode de Carslaw et Jaeger (1979), a confirmé suivant les différents modèles ; la présence d'une fracturation vertical unique dans ce secteur.

TYPE II :

Il concerne l'émergence de la source de Ain Bouhadra, où ses conditions sont dues à la mise en place d'un contact anormal de formation calcareuse aquifère Maastrichtien avec les marnes campaniennes a travers une faille incline sur une zone de distension d'environ 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 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 contact du calcaire Maastrichtien 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).

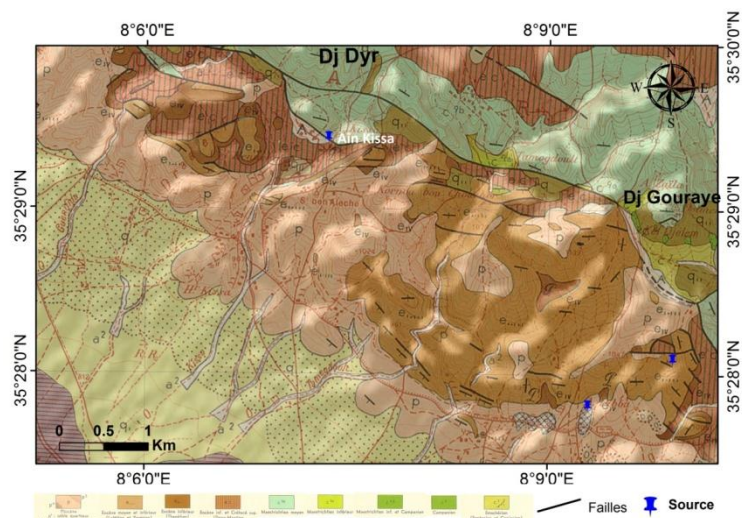


Fig. 97.a: carte de position d'Ain Kissa et le rôle de la fracturation et le contact marneux2016. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

b- Variabilité de l'écoulement des sources :

Afin de définir, dans un ordre spatio-temporel, la variabilité d'écoulement de l'aquifère Maestrichtien à travers l'ensemble des sources, nous avons exécuté un travail de mesure et de jaugeage du débit. Le programme consiste à réaliser :

- Dans un contexte spatial, une campagne de jaugeage de l'ensemble des sources durant la période d'inventaire ;
- Dans un contexte temporel et spatiale : quatre jaugeages hebdomadaires de cinq (05) sources représentatives ;
- Un suivi journalier de la hauteur d'écoulement de la source de Ain Zerga. Le suivi est assuré par l'observateur de la station hydrométrique (A.N.R.H).

c- Variabilité spatiale :

A partir des résultats de jaugeage des débits (Tab.21) et leurs reports 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 élevé à la source de Ain Zergua de 19.21 l/s marquant aussi une potentialité aquifère de 20 l/s au niveau des forages implantés en amont de celle-ci ;
- Au long de la bordure Nord – Ouest, les sources se déversent avec des débits moins importants 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 considéré comme l'axe principal du drainage de l'aquifère karstique.

Tab21: résultats de jaugeage des débits d'écoulement des sources 2016.de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Nom de source	Date	Q (l/s)	Méthode de jaugeage
Ain Zerga	26.04.2016	19.21	Par moulinet
A, Elmouaziz	26.04.2016	0.04	Par flotteur
A,Bouhadra	26.04.2016	0.47	Par flotteur
A,Benrahmoun 1(Aval)	25.04.2016	2.7	Par flotteur
A,Benrahmoun 2 (Amont)	02.05.2016	1.8	Par flotteur
A, Kissa 1(Amont)	28.04.2016	0.5	Par déversoir
A, Kissa 2(Aval)	12.05.2016	0.3	Par déversoir

A, Tamegdoult	28.04.2016	0.19	Par déversoir
A, Zaila	27.04.2016	0.08	Par flotteur
A, Guettar	27.04.2016	0.1	Par déversoir
A, Gouraye	27.04.2016	0.1	Par déversoir
A, Cheriet	28.04.2016	0.25	Par flotteur

d- Variabilité spatio-temporelle des débits instantanés hebdomadaires :

En parallèle des précipitations, les illustrations graphiques de la variabilité hebdomadaire des débits d'écoulement des cinq sources (Tab.22) nous a permis de constater que l'écoulement des sources est généralement soutenu par les précipitations surtout en période de basse température (mois d'Avril) avec un effet de vidange retardé (Fig.97.b). Ceci peut être expliqué par l'influence de l'évaporation conditionnée par la variabilité thermique sur l'écoulement global.

La figure confirme ainsi la déduction de la variabilité spatiale indiquée précédemment où le débit augmente de l'amont vers l'aval.

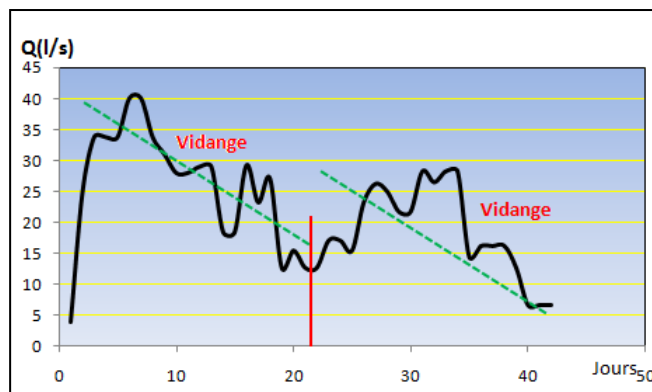


Fig. 97.b: Courbe de variabilité journalière des débits en fonction des précipitations. Ain Zerga. 2016 Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

• 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 Zergua 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.98) nous confirme le soutènement de l'écoulement par les précipitations avec le phénomène de vidange retardé en fonction de l'effet thermique (Fig.98).

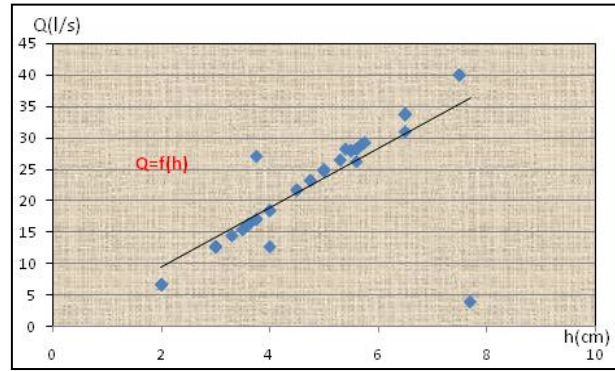


Fig. 98: Courbe de corrélation des débits en fonction des hauteurs. Ain Zerga 2016. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Tab22: suivi hebdomadaire des débits des sources 2016.de Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Ain Zergua

Date de prélèvement	Q (l/s)	Méthode de jaugeage
26.04.2016	19.21	Moulinet
05.05.2016	27.25	Moulinet
12.05.2016	7.75	Moulinet
20.05.2016	3.4	Flotteur
28.05.2016	0.63	Flotteur

A,Bouhadra

Date de prélèvement	Q (l/s)	Méthode de jaugeage
26.04.2016	0.47	Flotteur
05.05.2016	0.34	Flotteur
12.05.2016	0.15	Flotteur
20.05.2016		
26.03.2016		

A,Benrahmoune 2 (Amont)

Date de prélèvement	Q (l/s)	Méthode de jaugeage
05.05.2016	1.8	Flotteur
12.05.2016	1.26	Flotteur
20.05.2016	0.777	Flotteur
28.05.2016	0.45	Flotteur

A, Kissa 1 (Amont)

Date de prélèvement	Q (l/s)	Méthode de jaugeage
26.04.2016	0.5	Déversoir
05.05.2016	0.73	Déversoir
12.05.2016	0.6	Déversoir
20.05.2016	0.19	Déversoir
28.05.2016	0.14	Déversoir

A, Kissa 2 (Aval)

Date de prélèvement	Q (l/s)	Méthode de jaugeage
05.05.2016	0.37	Déversoir
12.05.2016	0.3	Déversoir
20.05.2016	0.13	Déversoir
28.05.2016	0.11	Déversoir

Tab23: les débits instantanés $Q = f(\text{Hauteur})$ station Ain-Zerga 2016.de Dj Dyr Nord de la région d' (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

DATE	H (cm)	Q (l/s)	P (mm)	DATE	H (cm)	Q (l/s)	P (mm)	DATE	H (cm)
01/04/2016	7.70	4.00	3.00	22/04/2016	3.00	12.75	2.60	13/05/2016	2.00
02/04/2016	5.00	24.75		23/04/2016	3.75	17.10		14/05/2016	2.00
03/04/2016	6.50	33.75		24/04/2016	3.75	17.10		15/05/2016	2.00
04/04/2016	6.50	33.75		25/04/2016	3.50	15.50		16/05/2016	2.00
05/04/2016	6.50	33.75		26/04/2016	4.75	23.25		17/05/2016	1.30
06/04/2016	7.50	40.00		27/04/2016	5.60	26.25	13.50	18/05/2016	1.00
07/04/2016	7.50	40.00		28/04/2016	5.00	25.00		19/05/2016	1.60
08/04/2016	6.50	33.75		29/04/2016	4.50	21.75		20/05/2016	1.30
09/04/2016	6.50	31.00		30/04/2016	4.50	21.75		21/05/2016	1.00
10/04/2016	5.50	28.00		01/05/2016	5.60	28.25		22/05/2016	1.00
11/04/2016	5.50	28.00		02/05/2016	5.30	26.50		23/05/2016	1.60
12/04/2016	5.70	29.00		03/05/2016	5.60	28.25		24/05/2016	1.00
13/04/2016	5.70	29.00		04/05/2016	5.40	28.25	8.20	25/05/2016	1.00
14/04/2016	4.00	18.50		05/05/2016	3.30	14.50	0.90	26/05/2016	1.00
15/04/2016	4.00	18.50		06/05/2016	3.60	16.25		27/05/2016	1.00
16/04/2016	5.75	29.25		07/05/2016	3.60	16.25		28/05/2016	1.00
17/04/2016	4.75	23.25		08/05/2016	3.60	16.25		29/05/2016	1.60
18/04/2016	3.75	27.10		09/05/2016	3.00	12.75		30/05/2016	2.60
19/04/2016	3.00	12.75		10/05/2016	2.00	6.75	0.20	31/05/2016	6.75
20/04/2016	3.50	15.50		11/05/2016	2.00	6.75			
21/04/2016	4.00	12.75	4.50	12/05/2016	2.00	6.75			

On remarque l'évolution directe et la relation entre les trois paramètres, précipitation journalier, hauteur d'eau et le débit de la source (Fig.08), a duré de deux mois avec quelque décalage à le fait de l'évapotranspiration au cours de cycle d'eau de la surface jusqu'à le sous-sol.

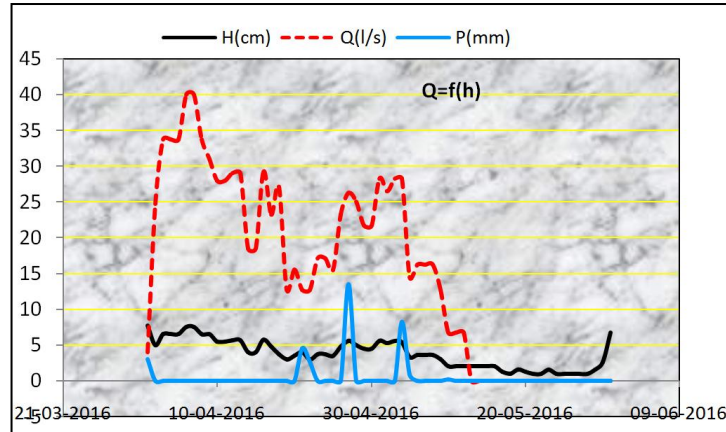


Fig. 98.a: Courbe de la relation entre les trois paramètres **H**, **Q**, **P** en fonction du temps. Ain Zerga.2016. Dj Dyr Nord de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

2-2. Identification hydrogéologique des sources des calcaires Maastrichtien de l'ensemble Dj Bouakkous Dj Troubia, Dj Doukkane, Dj Mestiri.

a- Introduction

Le système aquifère karstique qui caractérise cette région est drainé par un certain nombre de Sources dont les plus importantes sont celles de Youkous (la source du bas de la grotte et la Source des falaises) Afin de comprendre le fonctionnement des dites sources on a procédé par une approche hydrologique basé sur l'étude des débits jaugés sur ces résurgences en J1 et J2(Fig.99).

Mais il y a aussi des autres sources dans le grand comportement de calcaire Maastrichtien de la région West de la zone d'étude comme :

- Les Sources de Dj Troubia, Ain Moustafa, Ain Serdiess et Ain Troubia à une aquifère des calcaires Maastrichtien.
- Source de Dj Gaâga, Ain Gaâga à une aquifère des calcaires Maastrichtien.
- Les Sources de Dj Doukkane, Ain el Annba, Ain Sari, Ain Ksar ebinet, Ain Djedour, Ain Belgaid, Ain Zueguigue, Ain Saboun, à une aquifère des calcaires Maastrichtien (Fig.99.a).

Le réseau souterrain du grand plateau de Doukkane, Tezbent et Troubia 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.

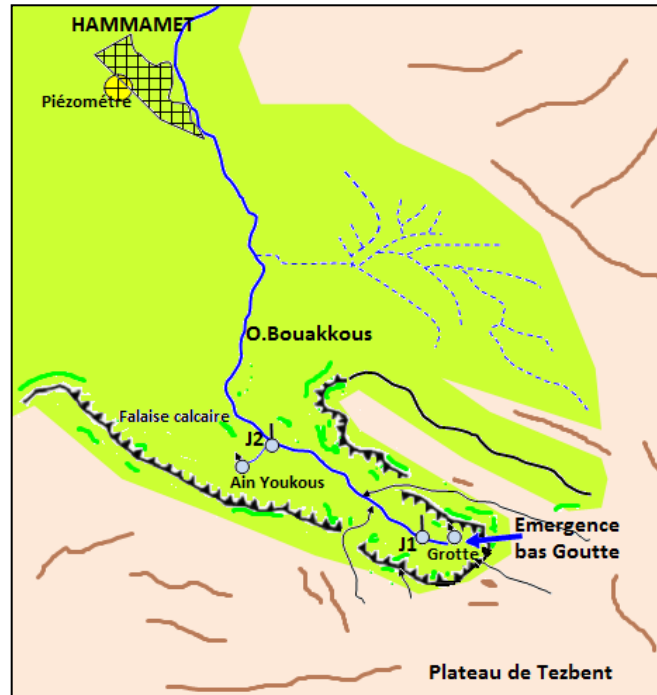


Fig. 99: Emplacements des jaugeages de J1 à J2. Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.). (In Hamad.2018)

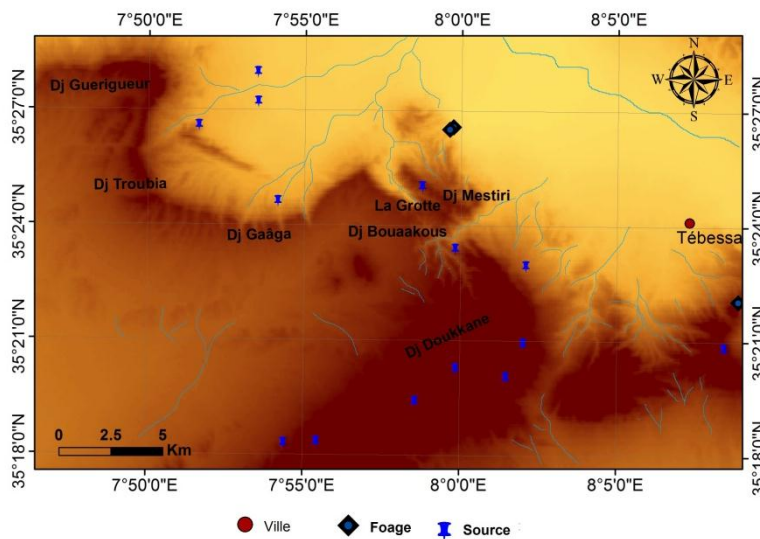


Fig. 99.a: les principales sources dans la région ouest de la zone d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

a-1. Les débits et les campagnes de jaugeage

Le débit exprime le volume de fluide passant à travers une section transversale d'un cours d'eau pendant un certain laps de temps. Le débit est directement lié à la vitesse d'écoulement de l'eau dans le cours d'eau à travers la section transversale. Cette vitesse n'est cependant pas la même en tout point du cours d'eau à cause des forces de frictions (Fig.100). La mesure du

débit est réalisée sur le terrain par trois méthodes : par injection instantanée de sel, au micro-moulinet électromagnétique ou à l'aide d'un déversoir (A.N.R.H). Mai pour les sources on fait le jaugeage à des simples techniques de chronométrage du remplissage d'un déversoir utilise de volume d'eau bien défini.

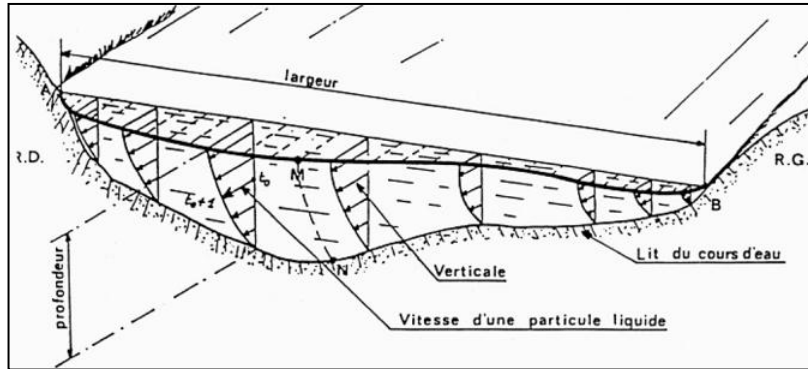


Fig. 100.Représentation du débit dans un cours d'eau (d'après Roche, 1963).

b- Identification hydrogéologique d'oued Bouakkous et la source Youkous

La grotte de Bouakkous est creusée dans les calcaires du sénonien supérieur, elle fait partie de Chaabet Bouakkous (Fig. 101) connue aussi comme « reculée de Youkous ».

Cette reculée s'est développée dans les calcaires du sénonien supérieur suivant une direction NW-SE. La différence d'altitude de la base des calcaires maestrichtien, de part et d'autre des deux flancs de la reculée, indique que celle-ci a exploité une faille de direction N135° E, ayant abaissé le compartiment NE au niveau de Youkkous.

Au fond de la reculée, s'ouvre la grotte et la faille n'a plus de rejet visible. La reculée c'est donc arrêté là où la faille. La source de Bouakkous correspond à la limite, entre les calcaires du sénonien supérieur et les marnes sous-jacentes et c'est à cette limite que jaillissent de nombreuses sources on provenance des falaises calcaires d'âge maestrichtien.

La grotte de Bouakkous(Fig.101.a) présente une importance tant théorique que pratique. Les eaux en Provenance de la grotte drainent un important aquifère karstique complexe, renfermant des réserves énormes.

L'étude préliminaire a permis d'appréhender les principaux faits :

- Existence d'une zone amphibie aux environs intérieurs de la grotte avec une régularisation naturelle de la vidange de la zone noyée.
- Lien étroit de l'évolution particulière de l'ensemble réseau karstique – reculée (Fig.11.a).

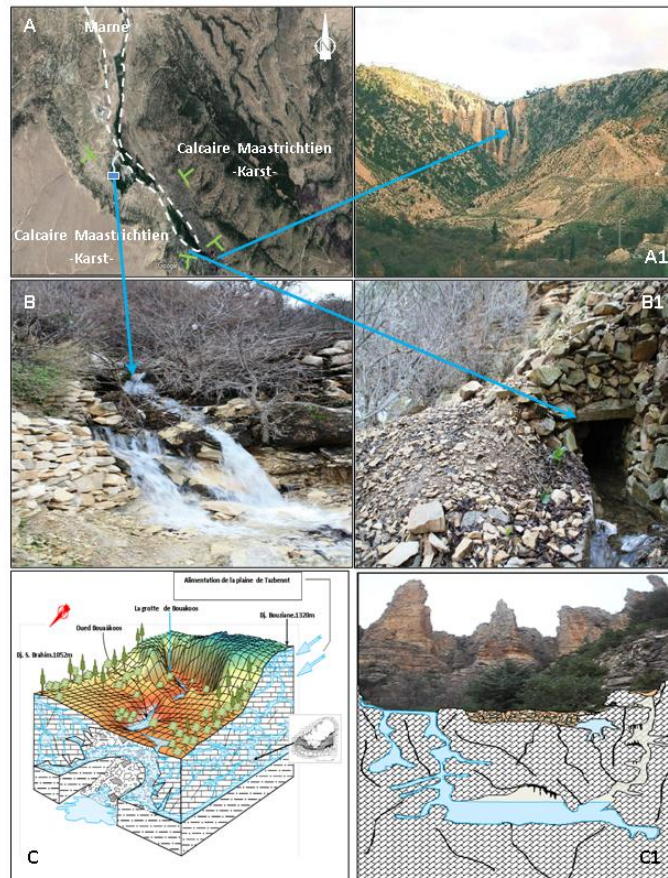


Fig.101 : **A.** Photo satellitaire de source youkous et la grotte de Bouakkous (09/01/2016-18h.03), **A1.** Dj bouakkous, **B.** Source youkous, **B1.** Source de la grotte de Bouakkous, **C.** Bloc hypothétique de milieu karstique de djebel Bouakkous avec représentation des zones d'alimentation à partir de la plaine de Tazbent, **C1.** Coupe hypothétique sur la grotte Bouakkous.

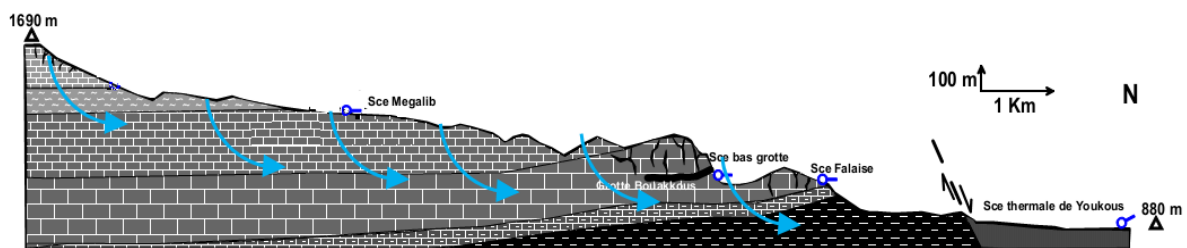


Fig. 101.a. Coupe hydrogéologie des sources Dj Bouakkous(Zerrouki.2013.modifié) ouest de la zone d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

b-1. Les campagnes de jaugeage sur d'oued Bouakkous (grotte)

Trois campagnes de jaugeages ont été réalisées (**J2**) dans le cadre de ce travail. La première a été Effectuée en le mois de décembre 2015. Elle comporte 06 points de mesures qui sont des écoulements de surface. Le débit d'oued Bouakkous (grotte) a également été mesuré durant cette campagne par un moulinet consiste à explorer le champ de vitesse dans la section à travers laquelle on doit mesurer le débit liquide (Roche, 1963). La deuxième campagne a été

effectuée toute l'année 2016 et couvre 29 points de mesure. Ces 29 points ont été choisis, grâce à l'expérience de la première campagne, de manière à être aussi significatifs. la dernière mesure c'est l'année 2017 sauf le mois de décembre. La liste des points de mesure, le mode de mesure et les valeurs trouvées ont été synthétisés sous forme de deux rapports disponibles en annexe (annexe e2).

Les conditions hydrologiques entre les trois campagnes de mesure sont de même façon. Elles se sont déroulées toutes les trois d'été. En 2015-2016-2017, la campagne suivait les premières précipitations de fin d'été ; tandis qu'en 2017, la campagne a été effectuée juste avant ces précipitations.

b-2 courbe débit en fonction du temps

On peut remarquer les évolutions des débits en fonction des jours 2016/2017 (Fig.102) de précipitation pendant deux années 2016/2017, est on peut dire qu'il y a deux phénomènes d'évolution de la courbe $Q=f(t)$:

- le pic des crues sur la base des orages au les fortes précipitations normales.
- les pics des crues sur la base des neiges.

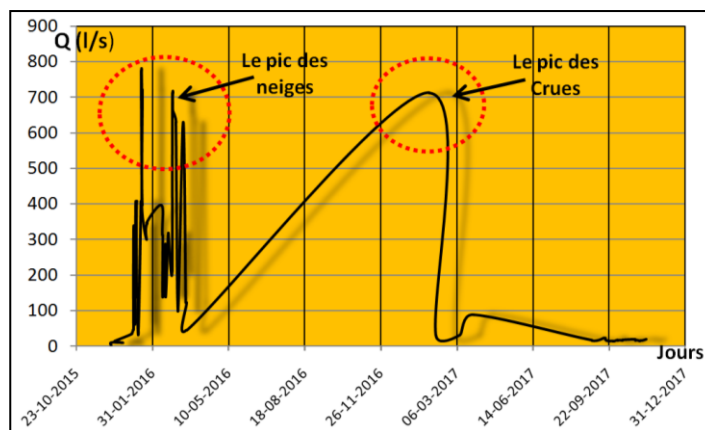


Fig. 102: Courbe de débit en fonction du temps. Oued Bouakkous (grotte).2016/2017. Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

b-3 courbe de tarage

Le passage d'une hauteur d'eau au débit se fait par l'établissement d'une courbe de tarage. Il s'agit d'une fonction mathématique de la forme $Q = f(h)$, où Q est le débit et h la hauteur d'eau. Cette courbe est obtenue par des mesures de débit à des hauteurs d'eau différentes. Dans l'idéal, les débits sont mesurés lorsque la hauteur est maximale et minimale, et sur des valeurs intermédiaires.

Les mesures de débit à Oued Bouakkous (grotte) ont posé de nombreux problèmes. En effet, la méthode de jaugeages le sel a montré une grande variabilité de valeurs de débit pour

des hauteurs proches (Fig.103). Les mesures effectuées au courantmètre n'ont pu apporter de solutions, car la hauteur d'eau dans Oued Bouakkous (grotte) (Fig.103.a) est faible, généralement inférieure à 20 cm dans les cas normal. La courbe de tarage proposée (Fig.13) ne l'est que d'ordre indicatif est malgré ça ont marqué une valeur élève de corrélation $R=0.96$. Le déversoir (béton armé) installés a été mal calibré car 15% des mesures se trouvent hors de cette limite. Les enregistrements ont montré que quelques crues ont permis à l'eau de déborder hors du canal.

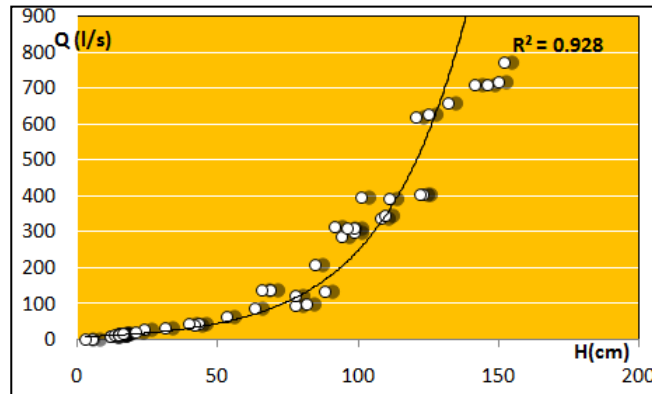


Fig. 103: Courbes de tarage potentielles pour Oued Bouakkous (grotte).2016/2017. Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

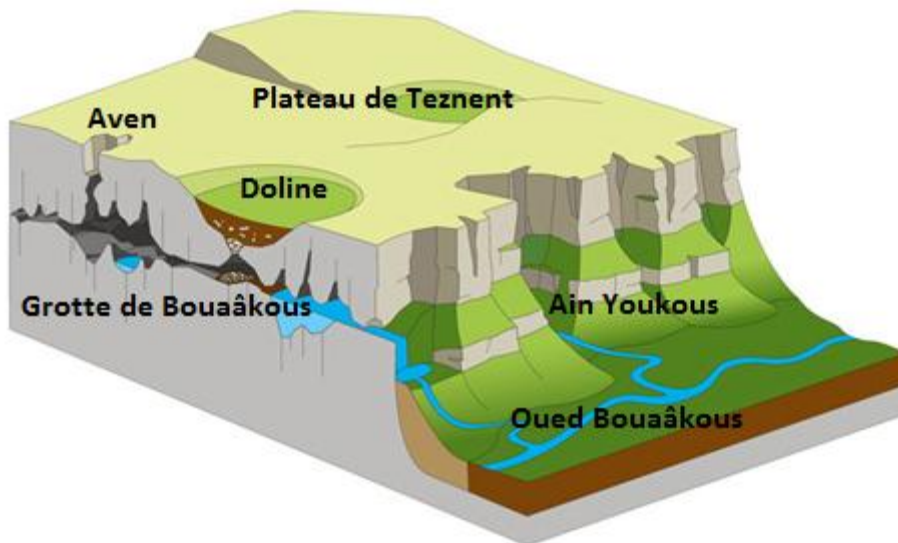


Fig. 103.a: Modèle de la relation entre la grotte de Bouaâkous et Oued Bouaâkous. Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

b-3 Distribution des fréquences de conductivité (Approche d'hydrochimique)

Ce travail réfère aux analyses impliquant des calculs d'occurrences de valeurs dans les séries temporelles. Ces analyses sont différentes des analyses spectrales, qui utilisent aussi la fréquence, car elles restent dans le domaine des unités des séries analysées. C'est-à-dire que la

Fréquence est considérée ici comme une probabilité de distribution et non une grandeur physique.

Bakalowicz (1977) et Bakalowicz & Mangin (1980) proposent, à la suite de Shuster & White (1971) et de Atkinson (1977), d'utiliser des paramètres hydrogéochimiques quantifiés pour Discriminer les modes d'écoulement dans l'aquifère : uniquement poreux, fissuré ou bien karstique. Bakalowicz & Mangin (1980) illustrent le lien entre la forme de la distribution fréquentielle de la conductivité électrique et l'écoulement dans l'aquifère (Fig.104).

- Une distribution uni-modale, c'est-à-dire formant une gaussienne, avec un faible coefficient de variation est typique d'un aquifère qui s'homogénéise. Son écoulement est soit matriciel soit fissuré. Selon Bakalowicz & Mangin (1980), la différence entre ces deux derniers modes d'écoulement peut être effectuée selon la valeur de la conductivité électrique : si celle-ci est haute, l'aquifère est matriciel, et si celle-ci est basse l'aquifère est fissuré. Il faut cependant prendre ces considérations avec précaution ; la lithologie peut grandement influencer la valeur moyenne de la conductivité électrique, comme par exemple la présence d'évaporites.
- Une distribution multimodale, c'est-à-dire composée de la combinaison de plusieurs gaussiennes, avec un coefficient de variation élevé est typique des aquifères hétérogènes. Les écoulements sont alors considérés comme dominés par le karst.

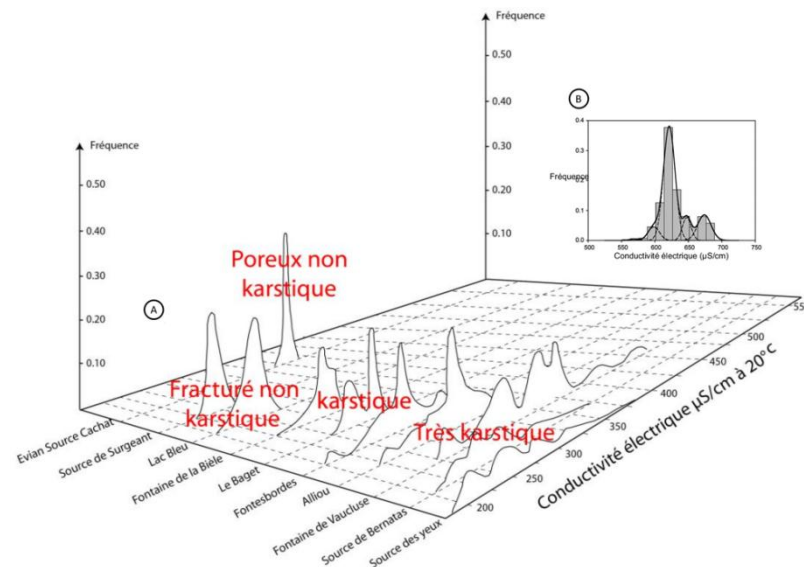


Fig. 104: Distributions fréquentielles de la conductivité électrique pour plusieurs sources issues de la littérature. (A) Différents types de distribution fréquentielles rencontrées dans les aquifères (d'après Bakalowicz & Mangin, 1980). (B) Décomposition en distributions uni-modales d'une distribution fréquentielle multimodale de l'aquifère karstique d'Edwards au Texas (D'après Massei et al., 2007).

Ces auteurs montrent donc, en se basant sur la distribution de la conductivité électrique mesurée durant un cycle hydrologique, que les écoulements homogènes, c'est-à-dire issus d'un aquifère dominé par la matrice, sont distribués selon une loi normale. Cela permet à [Massei et al.\(2007\)](#) de quantifier les différentes masses d'eau homogènes participant à l'écoulement par décomposition des courbes de distribution fréquentielle multimodales de la conductivité électrique en composantes uni-modales (Fig.104.a). Dans cette méthode, l'aire des pics ne représente pas le volume écoulé de chaque masse d'eau, mais une estimation de leur importance respective ([Massei et al., 2007](#)). Le but de ce chapitre est donc de classer les sources équipées en fonction de leur écoulement déduit de l'analyse de leur courbe de distribution fréquentielle. Cette méthode permet de fournir un premier aperçu de l'impact de la karstification sur les écoulements. Dans ce chapitre, trois approches sont présentées : l'étude de la distribution fréquentielle de la conductivité électrique, sa décomposition en unité uni-modale et l'étude de la distribution de la température.

La représentation graphique de distribution des fréquences de conductivité(Fig.104.a.), relative au cycle 2016 présente une courbe multimodale et très étalée avec un mode principal autour de 710 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La forme et l'étalement de la courbe de fréquence lorsqu'on la compare au catalogue de [Bakalowicz \(1979\)](#), (Fig.104.a) Cela traduit un aquifère ayant la capacité d'homogénéiser l'eau, c'est-à-dire où la porosité ou les fissures jouent un rôle suffisamment important. Cependant le coefficient de variation de la conductivité montre l'apport possible d'une eau rapide, donc d'un réseau karstique fonctionnel. Mais également d'un mélange entre des eaux salées (conductivité $> 1000 \mu\text{S}/\text{cm}$) (Fig.104.b) et des eaux plus douces. L'origine de cette salinité sera Discutée ultérieurement dans le chapitre réservé à l'hydrochimie de ce mémoire.



Fig. 104.a: le multi paramètre pour faire les mesures des conductivités Oued Bouakkous (grotte). (Cycle 2016). Dj Bouakkous ouest de la région d'étude

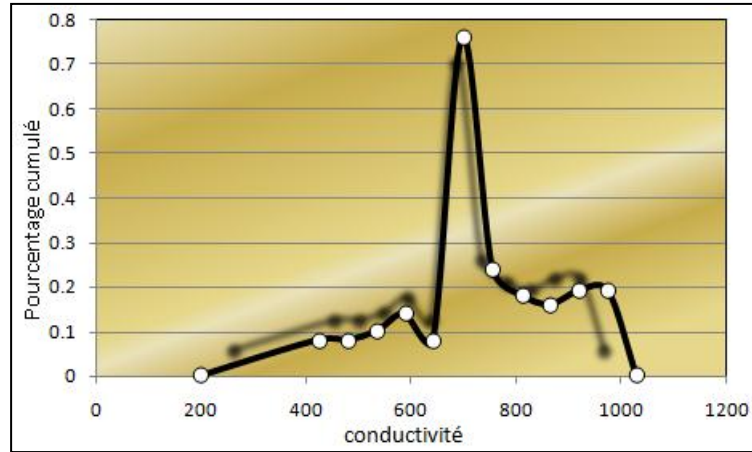


Fig. 104.b: Distribution des fréquences de la conductivité ($\mu\text{s/cm}$) des eaux en provenance Oued Bouakkous (grotte). (Cycle 2016). Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie)

b-4 Distribution fréquentielle de la température

Les courbes de distribution fréquentielle de la température apportent des informations complémentaires par rapport à celles de conductivité électrique. En effet, alors que la conductivité est le reflet des différentes masses d'eau en fonction de leur minéralisation, la Température signe la relation entre l'influence des températures de l'atmosphère et des précipitations, et l'influence d'eaux profondes hydrothermales.

A l'opposé, oued(grotte) Bouakkous, l'ouïfère est très homogène du point de vue des masses d'eau, a une température montrant une forte saisonnalité. Cela montre que la profondeur de l'aquifère doit jouer un rôle important dans la régulation thermique : plus ce dernier est profond plus la température de l'eau à l'exutoire est constante, et ce, indépendamment du mode d'écoulement Cette forme de pic (Fig.105) pourrait être due à la présence d'une forte saisonnalité dans la température.

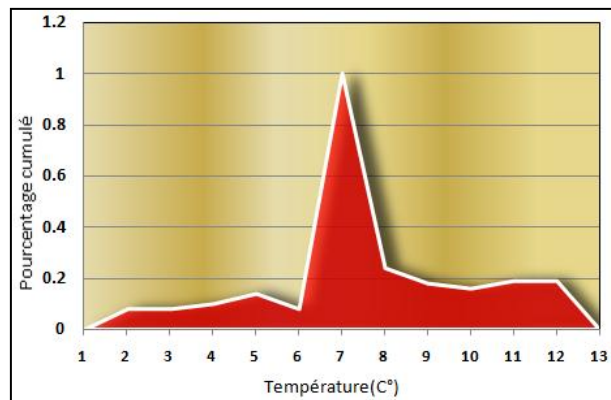


Fig. 105: Distribution fréquentielle de la température Oued Bouakkous (grotte) 0.1°C. (Cycle 2016). Dj Bouakkous ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

c- Identification hydrogéologique des sources Dj Gaâga et Dj Troubia

On peut dire que le model de fonctionnement des sources Dj Gaâga et Dj Troubia il est la même soit en Dj Bouaakous ou Dj Doukkane presque c'est le même Seri de synclinal des calcaires Maastrichtiens (Fig.106).

Dans notre unité il ya quatre sources (Fig.106.a).

- Source Gaâga. $Q=0.38l/s.06/01/2016$ (calcaire Maastrichtien).
- Source Troubia $Q=0.25l/s 07/01/2016$ (calcaire Maastrichtien).
- Source Moustafa $Q=0.17l/s 07/01/2016$ (calcaire Maastrichtien).
- Source Serdiess $Q=0.2l/s 07/01/2016$ (calcaire Maastrichtien).

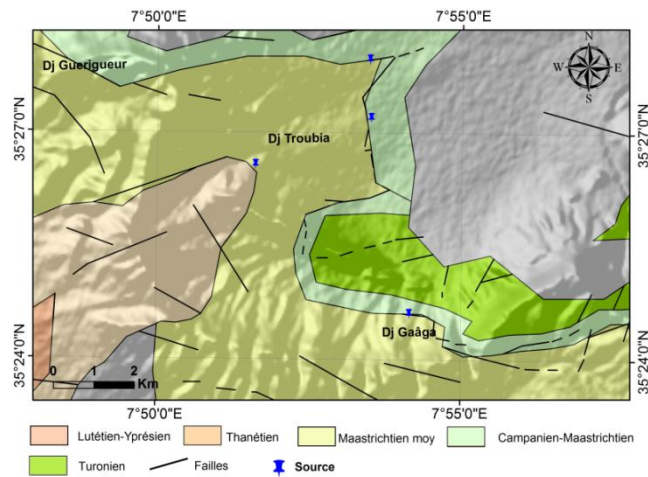


Fig. 106: localisation des sources dans les calcaires Maastrichtien Dj Gaâga, Dj Troubia ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Fig. 106.a: les principales sources des calcaires Maastrichtien. **A** : Ain Gaâga **B** : Ain Troubia. **C** : Ain Moustafa **D** : Ain Serdiess. Dj Gaâga, Dj Troubia ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)



On peut déterminer le fonctionnement du système karstique dans la zone de Dj Gaâga et Dj Troubia comme un système de débordement ou trop-plein reliée avec le comportement de Bouaakous, c'est un modèle de drainage de toute la série de Doukkane, Tezbent et Troubia. Est pour bien résoudre en grande partie du problème de l'identification des systèmes karstiques. Par la recherche de l'unité du système et la description de l'hydrogramme unitaire, On peut distinguer des phénomènes d'infiltration pour bien contre la manière d'alimentation et le vidange dans les calcaires Maastrichtien de la région :

- Une infiltration différée par un stockage à proximité de la surface dans l'épikarst, où l'eau est soumise aux processus biogéochimiques liés à l'évapotranspiration ; cette infiltration s'oppose à l'infiltration directe, non soumise à ces processus ;
- Une infiltration lente, de type diphasique, dans les fines fissures et la porosité de la roche, à l'origine de la dissolution de la roche carbonatée près de la surface ;
- Une infiltration rapide, ruissellement souterrain dans les fractures les plus élargies par dissolution, responsable de la dissolution en profondeur ;
- Une infiltration concentrée et rapide, alimentée par des pertes de rivières et par l'eau des dépressions fermées connectées à des conduits, absorbant le « débordement » de l'épikarst (Fig.107).

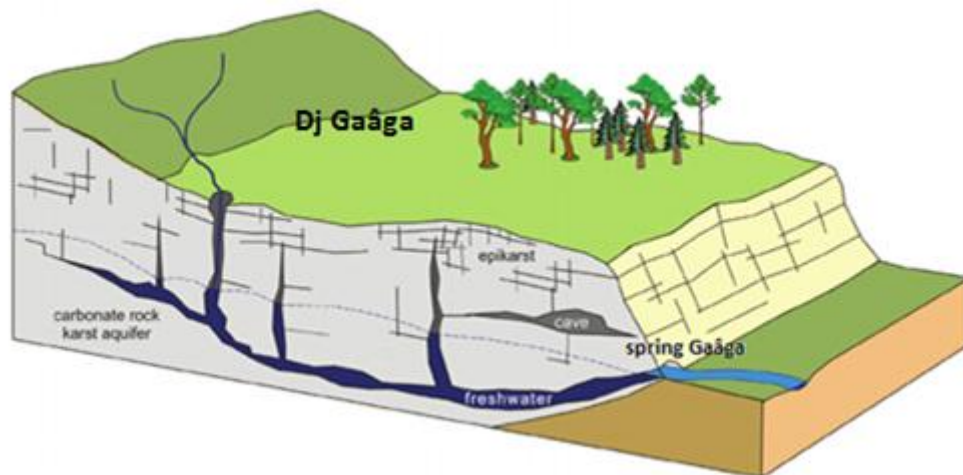


Fig. 107: Système de fonctionnement dans les calcaires Maastrichtien Dj Gaâga, Ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Dans la zone de Dj Gaâga et Dj Troubia on peut remarquer que la zone noyée :

- Une fonction de drainage, assurée par un réseau de conduits hiérarchisé, écoulant très rapidement vers la source les eaux de la zone noyée et les eaux reçues directement de la surface

- Une fonction de stockage, assurée par des vides karstiques, les systèmes annexes au drainage, et par des zones fissurées, alimentant les conduits et alimentées par les eaux d'infiltration et par le drainage, en fonction des relations de charge hydraulique.

Chacune de ces fonctions de notre cas est associée à un élément de la structure karstique. Certains de ces éléments appartiennent aux caractéristiques originelles de la roche-réservoir (porosité, microfissures). D'autres résultent de processus d'altération de surface (épi-karst) et

De la karstification (organisation du drainage et du stockage dans la zone noyée, cheminement de l'infiltration rapide). L'originalité de l'aquifère karstique réside dans :

- L'existence de conditions de recharge variées au travers d'une zone d'infiltration ;
- La séparation du stockage et du drainage de la zone noyée ;
- La hiérarchisation de cette séparation, structurant les écoulements depuis la surface jusqu'à la source, et donc comparable à celle des bassins-versants superficiels ;
- La transformation rapide à l'échelle géologique des caractéristiques hydrauliques de l'aquifère.

c-1. Courbe des débits en fonction des précipitations.

Le rôle des pluies c'est un rôle essentielle dans les aquifères fissuré, l'évolution sont presque directe entre les précipitations journalière et les débits des sources dans la zone de Dj Gaâga et Dj Troubia, dans le cadre général on peut observer directement que la nappe fissuré karstique de Ain Gaâga les autres sources de Dj Troubia (Ain Troubia, Ain Moustafa et Ain Serdiess) répons directement avec les précipitations journalières ça dépend du temps de séjour des Calcaires Maastrichtien de la région (Fig.108).

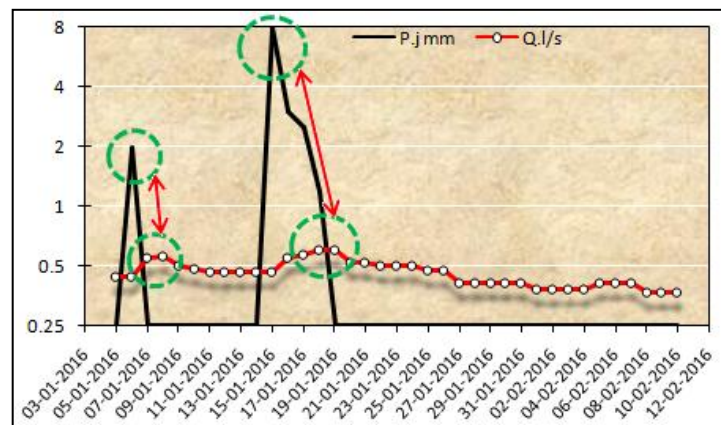


Fig. 108: Courbes des temps en fonction des débits et la précipitation journalière.2016.Ain Gaâga Dj Gaâga, ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

d- Identification hydrogéologique des sources Dj Mestiri et Dj Doukkane

Les karsts dans Dj Mestiri et Doukkane est un système hydrologique aquifère, et Modelé de fonction des écoulements souterrains, avec des dépressions et des gouffres, Dans notre terrain il y a beaucoup des sources mai on a sélectionné quelques sources (huit sources) ça dépend à leur position (Fig.109).

- Ain el Annba, Q=0.16 l/s 09/01/2016 Dj Mestiri (calcaire Maastrichtien)
- Ain Sari, Q=0.19 l/s 09/01/2016 Dj Doukkane (calcaire Maastrichtien)
- Ain Ksar ebinet, Q=0.48 l/s.09/01/2016 Dj Doukkane (calcaire Maastrichtien)
- Ain Djedour, Q=2.43 l/s.09/01/2016 Dj Doukkane (calcaire Maastrichtien)
- Ain Megalib, Q=0.18 l/s.03/01/2016 Dj Doukkane (calcaire Maastrichtien)
- Ain Belgaid, Q=0.15 l/s.10/01/2016 Dj Doukkane (calcaire Maastrichtien)
- Ain Zueguigue, Q=0.36 l/s.09/01/2016 Dj Doukkane (calcaire Maastrichtien)
- Ain Saboun, Q=0.33 l/s.09/01/2016 Dj Doukkane (calcaire Maastrichtien)

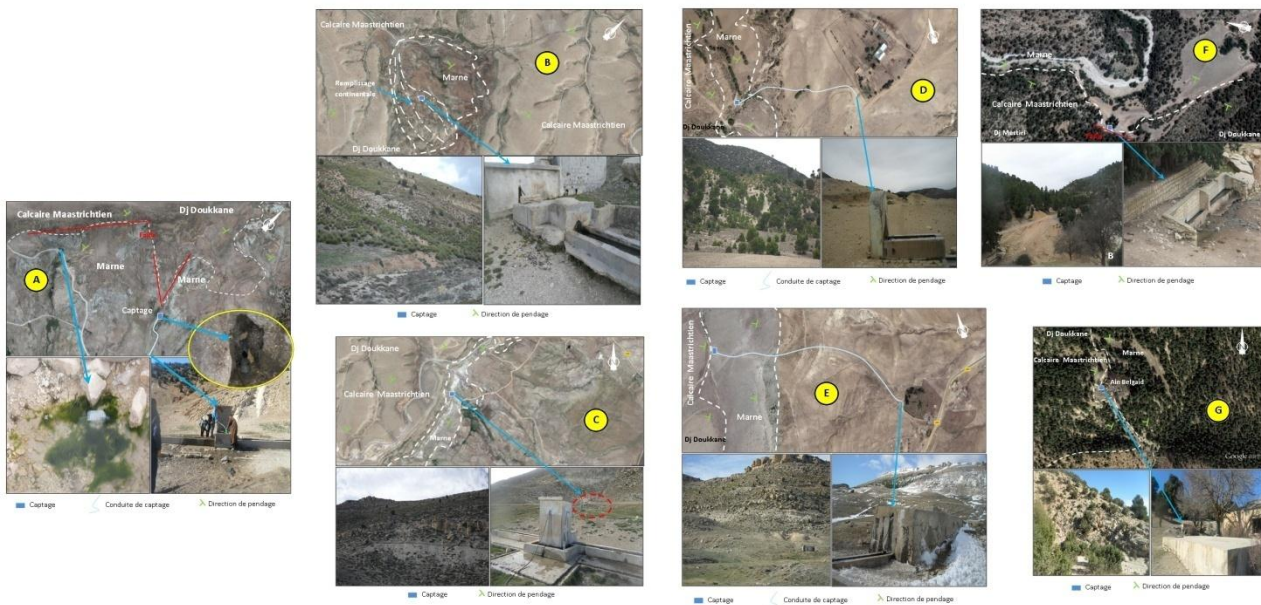


Fig. 109: les principales sources des calcaires Maastrichtien. **A** : Ain Zueguigue et Ain Saboun. **B** : Ain Megalib. **C** : Ain Djedour .**D** : Ain Sari. **E** : Ain Ksar ebinet. **F** : Ain el Annba. **G** : Ain Belgaid. Dj Mestiri et Doukkane ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

L'alimentation du bloc karstifié de Dj Doukkane et Dj Mestiri est assuré par l'arrivé des oueds en contact avec les calcaire et aussi la précipitation directe, par les travaux sur terrain (les stations des rosaces des failles et fracturations)et le diagnostic (la relation entre les faille et le direction d'écoulement) on peut tracer les zones qui alimente les sources et les zones très karstifié (zone **A**) (Fig.110), comme Kef Rebiga qui alimente de quelle que sorte Ain Ksar ebinet, Ain Djedour (Fig.110.a) et Draa el Korratz ,Fedj el Guelta qui alimente Ain el Annba, Ain Sari et Fedj Krime et Ain Zueguigue, Ain Saboun qui draine Fedj Krime.

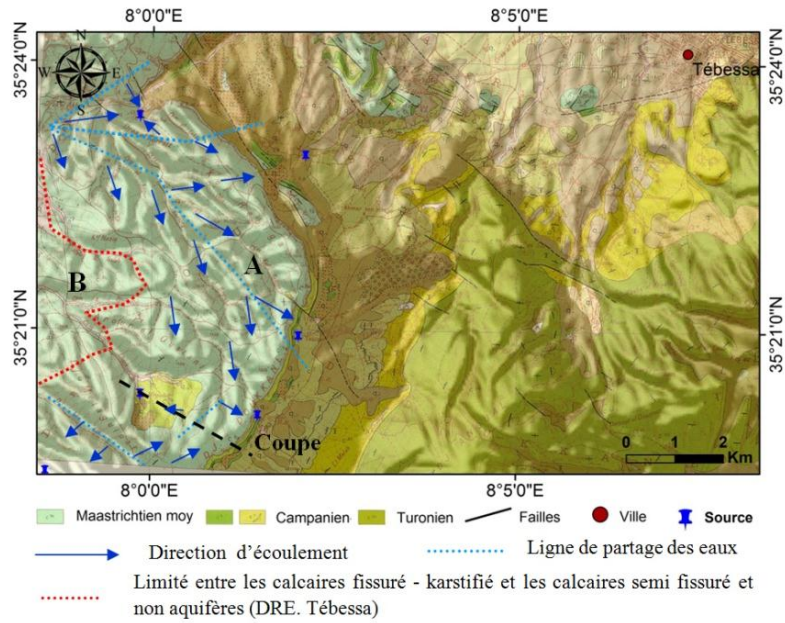


Fig. 110: carte des positions des sources. Dj Mestiri et Doukkane ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

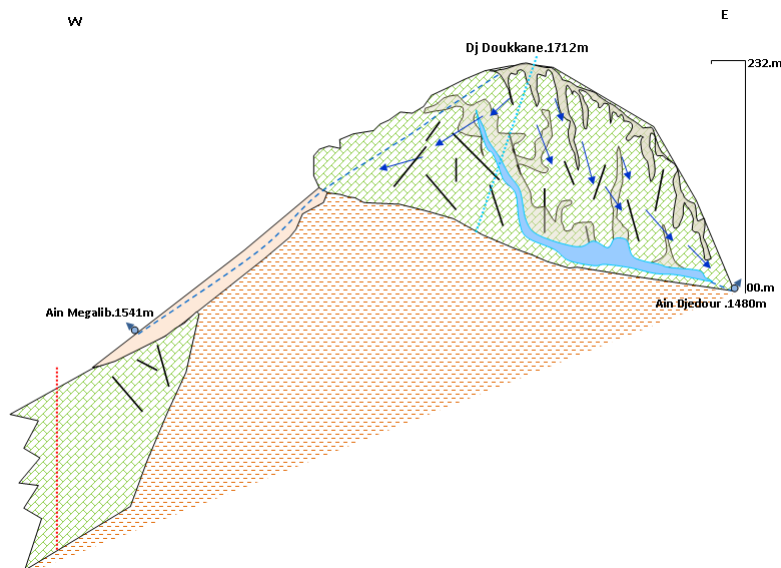


Fig. 110.a: coupe hydrogéologie sur les positions de deux sources Ain Djedour, Ain Megalib. Dj Mestiri et Doukkane ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Cette organisation est progressivement démantelée au profit d'une circulation souterraine dans des fractures et des conduits de tailles variables. Comparé aux autres aquifères, c'est le même mai avec quelle que changement :

- Un réseau de conduits qui aboutit à des sources. Les circulations d'eau créent et modifient les vides en permanence, ce qui a pour conséquence de les organiser en réseau de drainage, alimentant des sources souvent spectaculaires (Ain Djedour , Ain Belgaid, Ain Zueguigue, Ain Saboun, etc.).

- Des sources à débit très variable). Selon la saison, le débit naturel d'oued Bouakkous, par exemple, varie de quelques centaines de litres par seconde en étiage à 700 m³/s en période de crue.
- Des galeries dénoyées accessibles à l'homme (Kef Pebiga, Doukkane). Les dimensions et la forme de ces vides évoluent avec le temps, au point qu'ils sont en partie pénétrables. Les grottes (par exemple Kef Pebiga, le gouffre de labba, les petites grottes de chabet labba, Dj Doukkane) sont d'anciens réseaux abandonnés, au moins en partie, par les écoulements souterrains.
- Des circulations souterraines complexes. L'aquifère karstique est caractérisé par une hétérogénéité considérable, tant pour la dimension de ses vides (de quelques micromètres à plusieurs kilomètres en longueur) que pour les vitesses d'écoulement de l'eau (de quelques dizaines de m par an à quelques km par heure).

L'aquifère karstique est donc autrement plus complexe que les aquifères poreux ou fracturés, aussi bien dans la zone d'infiltration que dans la zone noyée.

À partir des dolines se développent des conduits verticaux, plus ou moins larges, comme les gouffres et les avens, traversant la zone d'infiltration en formant un dispositif « doline – puits ». Entre ces axes drainant l'eau directement et rapidement dans la zone noyée, les fissures de la roche sont plus ou moins élargies par un simple effet mécanique de détente, surtout sur les versants des vallées, puis par l'action des racines des arbres (Fig.111), renforcée par la dissolution. C'est le domaine des lapiazés (el ennba. Dj Mestiri. Ain Belgaid Dj Doukkane).



Fig. 111: Lapiaz à le fait des racines des arbres Dj Doukkane ouest de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

La perméabilité de cette zone proche de la surface est alors accrue par rapport à celle de la roche plus en profondeur. De ce fait, l'eau d'infiltration est localement retenue et constitue une zone saturée à faible profondeur, c'est-à-dire une zone où tous les vides sont remplis et parcourus exclusivement par de l'eau, alors qu'au-dessus un mélange d'air et d'eau circule. Cette zone est discontinue, car elle est drainée latéralement par le dispositif doline – puits (chapitre Karst). Elle est également soutirée par infiltration lente dans les fissures de la roche,

Alimentant les concrétions souterraines, dont celles des grottes.

La zone d'infiltration du karst est donc soumise à plusieurs modalités d'écoulement :

- Une infiltration différée par un stockage à proximité de la surface dans l'épikarst, où l'eau est soumise aux processus biogéochimiques intervenant dans les sols (concentration par évapotranspiration des sels dissous apportés par les précipitations, échanges d'éléments dissous avec le complexe argilo-humique, production de CO₂) ;
- Une infiltration directe, rapide, par le dispositif doline – puits et les fractures les plus largement ouvertes, véritable ruissellement souterrain, responsable de la dissolution de la roche en profondeur ;
- Une infiltration lente, diphasique, c'est-à-dire constituée d'un mélange d'air et d'eau qui parcourt les fines fissures et la porosité de la roche. Elle est à l'origine de la dissolution de la roche carbonatée près de la surface et est responsable du transport du CO₂ dissous et gazeux dans l'ensemble de la zone d'infiltration ;
- Une infiltration concentrée et rapide, alimentée par des rivières s'écoulant sur des terrains non karstiques, se perdant au contact des calcaires (figure 2).

Ces différentes modalités d'infiltration contribuent à la recharge de la zone saturée, ou karst noyé, en proportions variables dans l'espace et dans le temps.

Le karst noyé de Doukkane et Mestiri possède une très forte hétérogénéité de perméabilité, Cette hétérogénéité n'est pas distribuée au hasard. Elle est organisée autour de conduits, des axes à très forte perméabilité, en réseau hiérarchisé, à la manière des réseaux de rivières. Des circulations d'eau s'établissent entre ces drains et leur environnement où l'eau circule moins vite et se stocke. Ce sont des zones à plus faible perméabilité, constituées par les pores et les fissures de la roche, dans ce qui est dénommé « matrice » ou « blocs matriciels » (Bakalowicz.2017). Ce sont également des vides karstiques de grandes dimensions, constituant des réservoirs élémentaires, indépendants les uns des autres. A. Mangin a dénommé ces réservoirs des Systèmes annexes au drainage (SAD).

d-1. Le mécanisme de drainage et du stockage de Dj Doukkane et Dj Mestiri

La structure et le fonctionnement de la zone noyée des karsts de la région, sont des cavités créées dans la zone noyée à la base des axes d'infiltration rapide. Ils sont connectés aux conduits par des zones drainantes à fortes pertes de charge dues soit à la complexité des conduits, soit au fait que seule la fissuration originelle assure la continuité hydraulique (Ain el ennba. Ain Belgaid). Cette situation favorise des variations piézométriques de grande amplitude dans les SAD (Systèmes annexes au drainage) et les blocs matriciels, de plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres entre le niveau de crue et celui d'étiage comme Ain

Djedour, alors qu'elles sont bien plus faibles dans les conduits. Les écoulements se produisent selon les relations de charge respectives tantôt des conduits vers les SAD (Systèmes annexes au drainage) ou les blocs matriciels, tantôt en sens inverse (Bakalowicz.2017). Ainsi, le milieu karstique possède deux types de vides remplissant des fonctions hydrodynamiques différentes, (Fig.112).

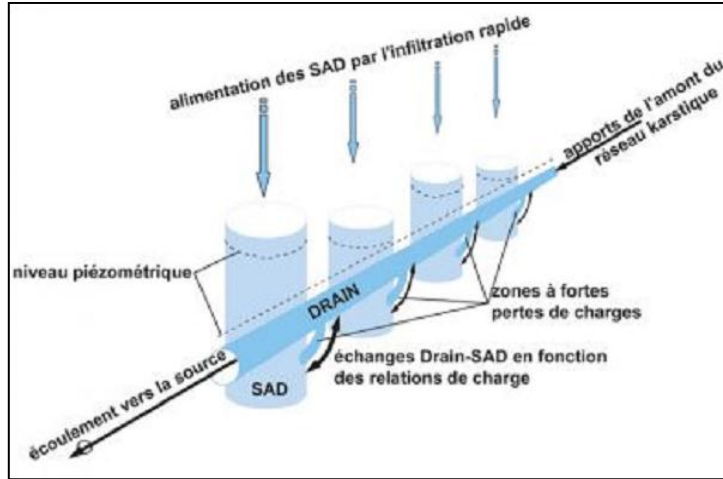


Fig. 112: Représentation schématique des Systèmes annexes au drainage (SAD) et de leurs relations hydrauliques avec un conduit (drain) (Marsaud, 1997)

d-2.courbe des débits en fonction des précipitations.

On a choisi la source Djedour avec un débit très important par port aux autres sources, pour faire le jaugeage. la relation entre le débit et la précipitation journalière est proportionnelle dans toutes les sources de la zone Doukkane et Mestiri (Fig.113). Nous venons de voir que l'analyse de la courbe donne une bonne estimation de L'importance des réserves et les évolutions des stockages et aussi pour les drainages.

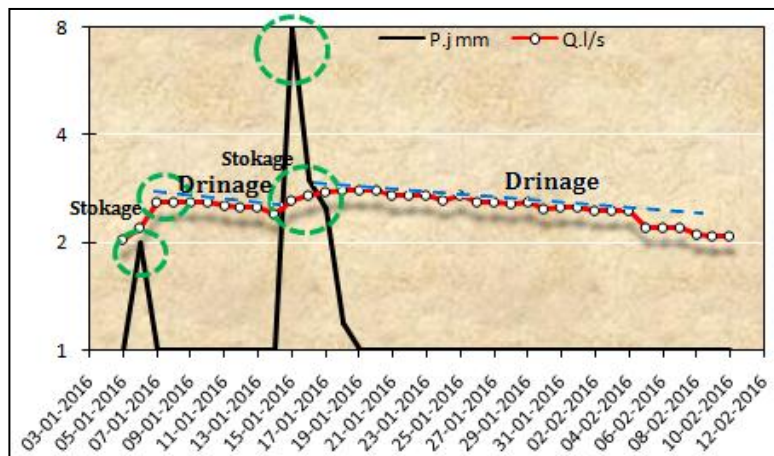


Fig. 113: Courbes des temps en fonction des débits et la précipitation journalière.2016. Djedour Dj Doukkane, West de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

2-3. Identification hydrogéologique des sources du complexe Dj el Mizeb Dj Tenoukla, Dj Bou Roumane, Dj Boudriaes.

Dans ces complexes qui situés au sud de la région d'étude il y a beaucoup des phénomènes hydrogéologiques compliqués et plusieurs des aquifères différents (Fig.114) :

- Aquifères des calcaires Turonien (Ain el Mizeb $Q=1.01$ l/s, les Forages T5, T8, T9).Dj el Mizeb
- Aquifères des calcaires cénomanien. Dj Tenoukla (Ain Elkrma $Q=0.71$ l/s). Dj Bou Roumane(Ain Kamouge $Q=0.1$ l/s)
- Aquifères des calcaires vraco-Albien. Dj Bou Roumane (Ain Salhi $Q=0.2$ l/s, Ain Kourbil $Q=0.05$ l/s)
- Aquifères des calcaires Maastrichtien. Dj Boudriaes(frontière Algéro-tunisienne) (Ain Manssoura $Q=0.25$ l/s).

a- Identification hydrogéologique des sources du complexe. (Fig.114.a)

Dans la zone du complexe on peut distinguer, selon leur origine, quatre types de sources : déversement Dj el Mizeb, Dj Bou Roumane (Ain Kourbil) (Fig.26.b), débordement à le fait d'une faille (Dj Tenoukla, Ain Elkrma et Ain Kamouge. Dj Bou Roumane) (Fig.114.b), artésienne comme la source d'Ain Salhi (Dj Bou Roumane) ou voisinage d'un forage pétrolier et phénomène de vidange entre deux côtes l'exemple d'Ain Manssoura (Dj Boudriaes) (Fig.114.b).

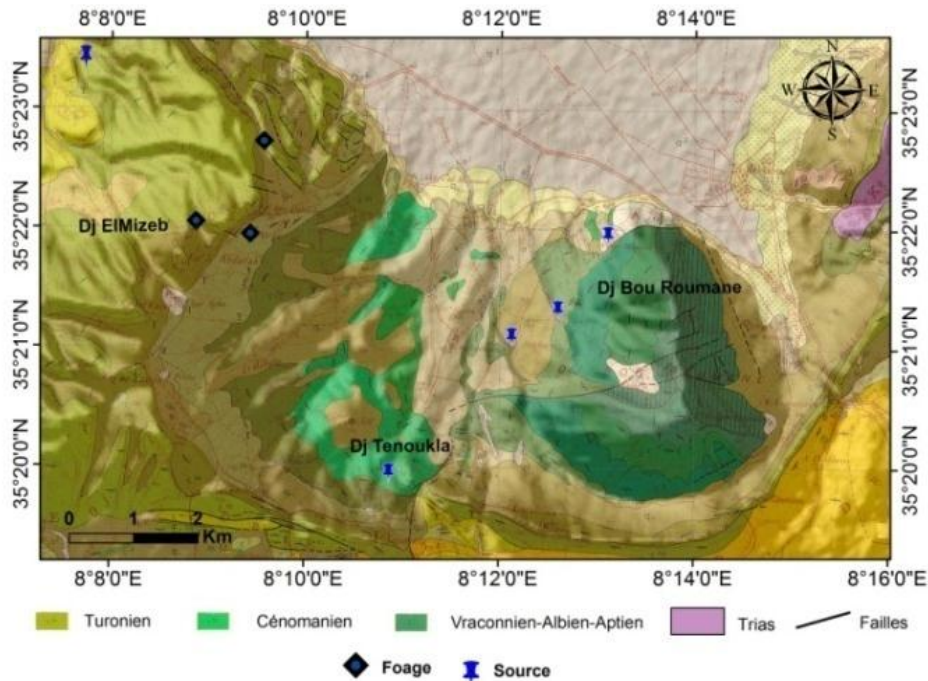


Fig. 114: carte des positions des sources. Dj Mizeb, Dj Tenoukla, Dj Bou Roumane et Dj Boudriaes Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

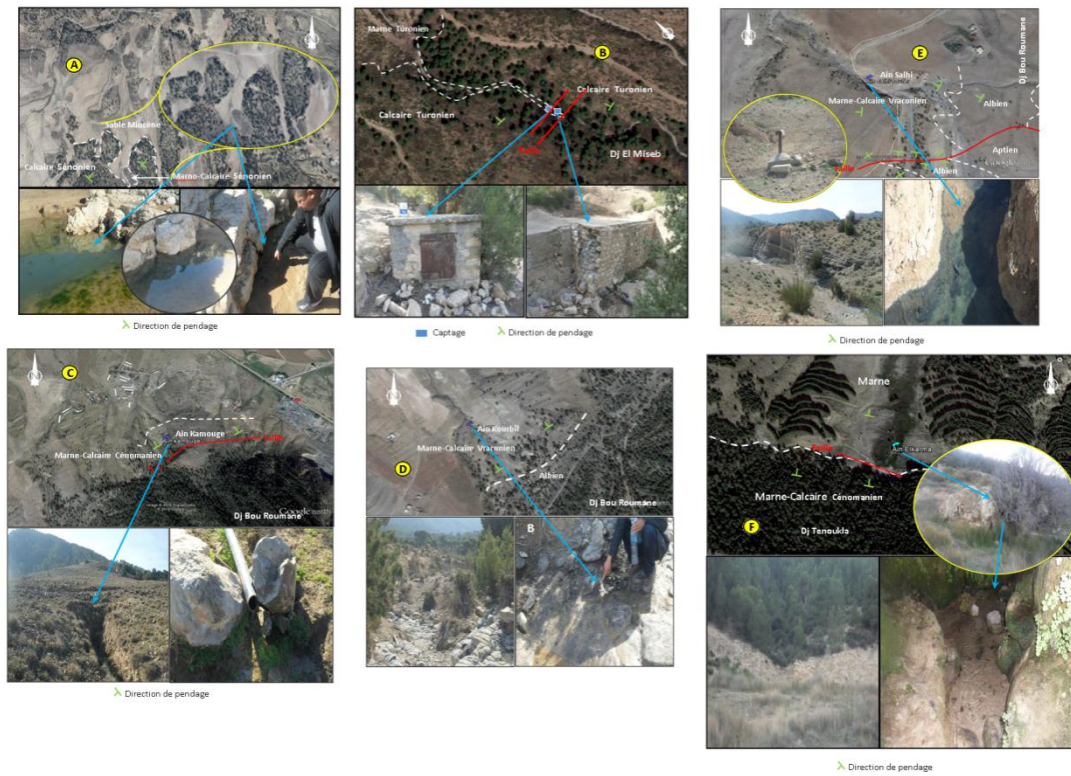


Fig. 114.a les principales sources du complexe Dj Mizeb Dj Tenoukla, Dj Bou Roumane, Dj Boudriaes. **A** : Ain Manssoura(frontière Algéro-tunisienne). **B** : Ain el Mizeb. **C** : Ain Kamouge **D** : Ain Kourbil. **E** : Ain Salhi. **F** : Ain Elkrama. Dj el Mizeb, Dj Tenoukla, Dj Bou Roumane et Dj Boudriaes Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

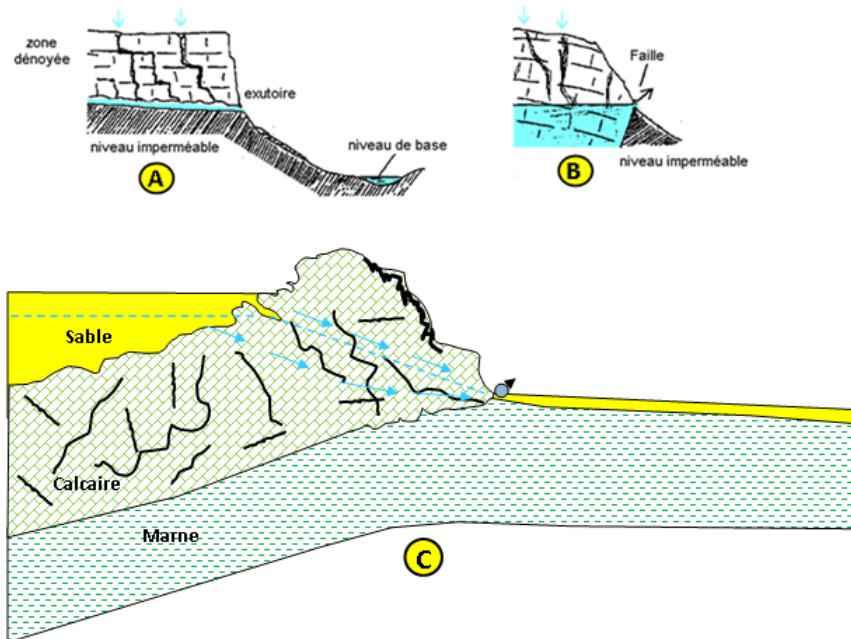


Fig. 114.b: les trois types de sources **A** : Dj Mizeb, Dj Bou Roumane. **B** : Dj Tenoukla, Dj Bou Roumane, **C** : Dj Boudriaes. Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Le suivi des débits des exutoires du complexe el Mizeb – Tenoukla- Dj Bou Roumane et Dj Boudraies depuis 2016 et l'étude de leurs Conditions d'émergence. Toutes les sources ont été affectées par la sécheresse. Les résultats obtenus par les différentes méthodes du traitement sont cohérents entre eux et permettent une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique. Les courbes des débits en fonction de précipitation des principales sources ont montré une évolution des débits aux émergences suivant trois à quatre lois d'écoulement distinctes. Durant la décrue, la source Elkrma (grotte) (Fig.115) (débit moyen 2016/2017 = 0.71 l/s) semble se comporter d'une manière inverse de celle des sources el Mizeb (débit moyen 2016/2017= 1.01l/s), en raison probablement de sa position privilégiée et de l'importance de son réservoir. La sécheresse a eu pour conséquence une baisse des apports aux sources et une réduction de l'aire d'alimentation. L'analyse des courbes ($Q=F(P)$) a permis de mieux comprendre le mode de fonctionnement des principales sources est le système de vidange lente des réserves et par conséquent, la tendance au stockage. La source de Elkrma offre un système hydrogéologique étendu et complexe a un débit varie entre 0.58 et 0.71 l/s et des contacts entre les calcaire cénomanien et Turonien a causé la faille et la pente très élevé des couches. Ceci implique un immense réservoir et place cet aquifère parmi les domaines peu karstifié (la grotte de Dj Tenoukla) (Fig.115).

La différence de comportement du système entre une période à pluviométrie normale et une Période de sécheresse, a permis de souligner l'hétérogénéité verticale des systèmes karstiques, Et de montrer l'influence significative de leur état de saturation sur les relations entrées-sorties. L'analyse croisée pluie-débit a confirmé : l'important pouvoir régulateur du système, l'alimentation par infiltration retardée (Ain Salhi, Ain Kourbil. Dj Bou Roumane), le grand retard de réponse à la pluie et le faible développement de la karstification c'est à l'origine de la nature des calcaires vraco-Albien.

Les différentes méthodes hydrodynamiques utilisées montrent que le système hydrogéologique étudié est très capacitif : stockage important, débit régulé et soutenu durant toute l'année, écoulement relativement lent à cause de la présence à la base d'une assise de contacte sable-calcaire de la source Manssoura (Fig.115.a) Dj Boudraies et karstification peu développée et aussi qui alimente le parti tunisien. Cependant malgré la grande capacité de réserve de cet aquifère karstique, le débit à l'exutoire marque une tendance régulière et significative à la baisse due à une perturbation de précipitation qui réduit considérablement l'alimentation de l'aquifère.

L'analyse corrélatoire et spectrale a été appliqué aux données de la turbidité suivie depuis décembre 1995. Les résultats ont montré que l'apparition de la turbidité à l'exutoire n'est pas

Corrélée avec le débit. Une relation causale entre la pluie et l'apparition de la turbidité sous forme de vagues a été mise en évidence, on en déduit que la turbidité est liée aux conditions hydrodynamiques dans le karst. Les écoulements rapides turbulents ayant lieu dans les conduits karstiques transmissifs à la suite de fortes averses causeraient la mise en suspension des particules déposées dans les conduits et leur transport vers les exutoires. Une origine externe a aussi été envisagée, par l'infiltration d'eaux chargées en matières en suspension lessivées à la surface des bassins.

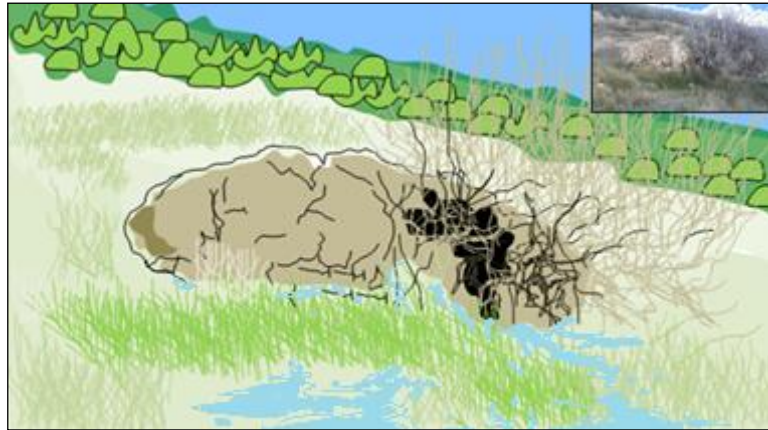


Fig. 115: la source et la grotte Elkrma Dj Tenoukla. Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)



Fig. 115.a: le phénomène de vidange d'exutoire de la source Manssoura Dj Boudraies. (Frontière Algéro-tunisienne) Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

2-3. Identification hydrogéologique des sources du complexe Dj Chambi Dj Sammama, Dj Lajred.

Pour la région Est de la zone d'étude on prend comme exemple deux formations aquifères différents, les calcaires Turonien et Albo-Aptien.

- Source thermal Boulaâba $Q=50$ l/s (calcaire Aptien), Dj Chambi Dj Sammama.
- Ain Khamouda $Q=1.35$ l/s, Ain Trabe $Q=0.15$ l/s (calcaire Turonien), Dj Sammama.

- Les deux, Ain Lajred N°01 et 02, $Q_{01}=0.15$ l/s. $Q_{02}=0.11$ l/s (calcaire Turonien), Dj Lajred (Fig.116).

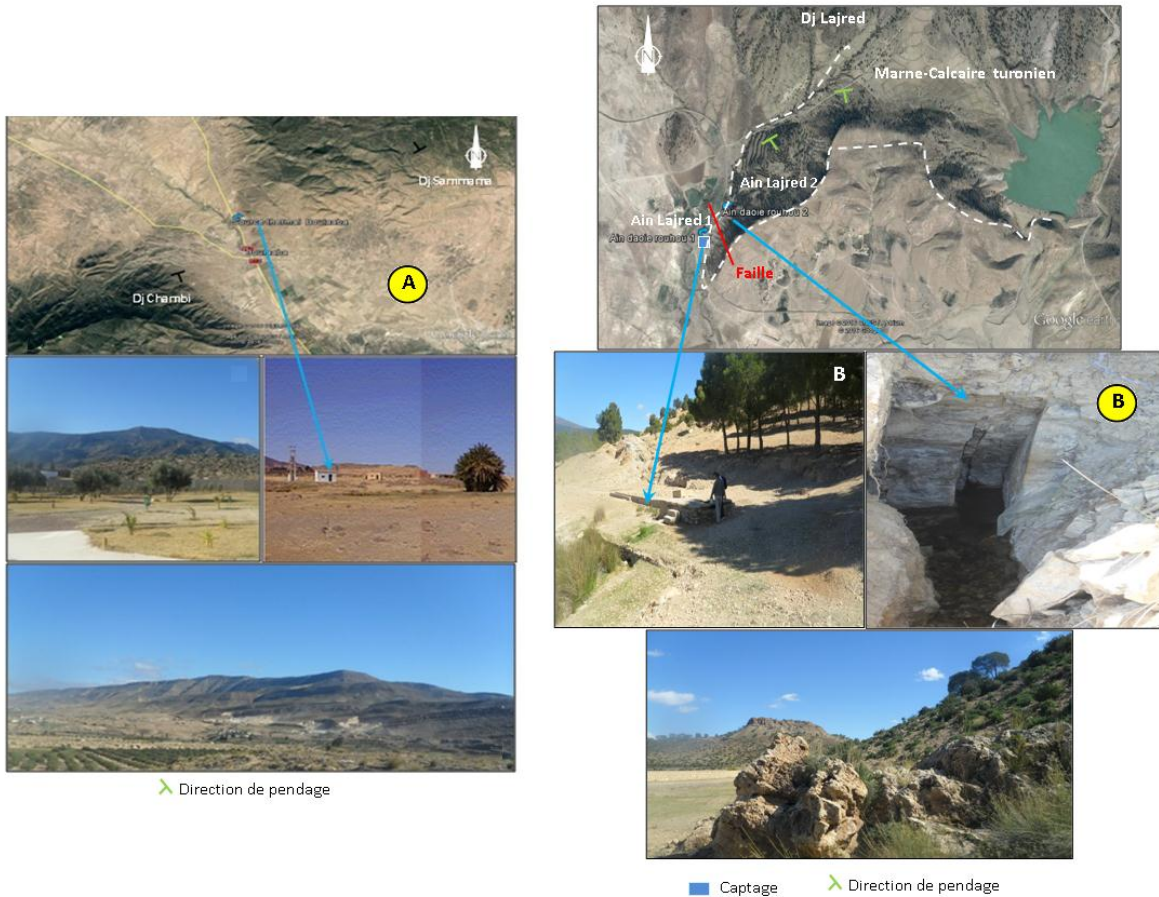


Fig. 116. Les principales sources du complexe Dj Sammama Dj Chambi, Dj Lajred. **A** : Source thermal Boulaâba **B** : Ain Lajred N°01 et N°02. Sud et Est de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie)

a- Identification hydrogéologique de la source thermique Boulaâba (Dj Chambi.Dj Sammama).

Pour toute utilisation hydrogéothermique éventuelle, l'eau demeure le seul véhicule thermique économiquement rentable. Les ressources hydrothermales vont donc dépendre de la présence d'eaux thermales et des réservoirs qui les renferment. L'étude des réservoirs profonds constitue donc la base de toute politique d'exploitation viable.

- **Cadre hydrogéothermique de la région de sidi Boulaâba**

Un premier regard sur l'information de subsurface révèle l'existence de nombreuses études géophysiques menées dans la région de Sidi Boulaâba, de même que quelques sondages profonds pétroliers. Tout ceci a servi comme données de base pour notre approche synthétique.

Les nombreuses études géologiques à vocations multiples et variées, entreprises en Tunisie centrale, sont déterminantes pour définir le contexte géologique local, les réservoirs potentiels, leur géométrie et leurs limites. Les études géologiques, effectuées essentiellement

à des fins de prospection pétrolière et minière, sont capitales pour la délimitation du bassin, la corrélation inter-couches et la connaissance des structures enfouies dans la région de Sidi

Boulaâba, la complexité géologique, tant pour la lithologie que pour la tectonique, a engendré des aquifères à géométrie et propriétés difficiles à cerner par les méthodes classiques.

Issus de la prospection pétrolière, les profils sismiques réinterprétés ont beaucoup aidé à l'établissement des coupes géologiques synthétiques régionales servant à distinguer les différents réservoirs hydrogéothermiques.

Avec ses phases successives, le jeu tectonique subi par la région, a engendré une configuration spécifique au bassin hydrogéothermique de Sidi Boulaâba. Cependant, et vu son contexte géologique régional, (les sources de Ain Trab, Ain Defla, Ain Nakhla et Ain Ras el Kef et les sources de Sidi Boulaâba émergent sur les des deux accidents majeurs orientés NW-SE), la zone de décharge correspond aux lieux de résurgence des sources thermales et la zone de recharge correspond à des niveaux poreux localisés vers l'E et vers le NW, respectivement au Dj Mrhila et au Dj Biréno. Cependant, une drainance verticale entre les aquifères crétacés et ceux sus-jacents a été mentionnée par plusieurs auteurs. En fait, le système hydrogéothermique de secteur d'étude pourrait être caractérisé par des sous-systèmes en relais.

En outre, des études hydrogéologiques, menées dans la région, ont révélé que les nappes du Crétacé inférieur, constituées de grès et de dolomies avec des intercalations marneuses, ne sont connues qu'en affleurement et les forages captant cet aquifère sont rares.

- **Caractérisation hydrogéothermique :**

L'étude géologique menée dans la région de Sidi Boulaâba révèle l'existence d'au moins quatre niveaux aquifères potentiels : les grès et calcaires du Crétacé inférieur, les calcaire et dolomie du Cénomano-Turonien basal, les conglomérats et le remplissage du Tertiaire et Quaternaire. L'approche hydrochimique de la zone de Sidi Boulaâba exclut l'existence de liens géométriques des niveaux mio-plio-quaternaires avec la source thermale. Ceci est marqué par la différence des caractéristiques physico-chimiques des eaux thermales du Hammam et celles des eaux captées par les forages d'eau dans la plaine de Foussana.

En effet, la géologie de surface et la géophysique permettent d'identifier les limites physiques du bassin qui correspondent généralement aux zones topographiquement hautes avec des couches réservoirs affleurantes et surtout du Crétacé inférieur carbonaté et gréseux (au niveau du flanc SE de la mégastructure synclinale représenté par Dj Mrhila) qui pourrait constituer une nappe captive au centre du bassin et en particulier sous la plaine d'Ouled

Semmama. Les affleurements du Crétacé inférieur, à cet endroit, constituent une zone d'alimentation où certaines sources froides prennent naissance, dans la partie SE du secteur d'étude, à la faveur d'un réseau de fracturation très développé dans les horizons carbonatés compétents. Ainsi, on peut supposer que l'écoulement se fait en général de l'E vers l'W. A signaler que les affleurements du Crétacé inférieur au niveau du Dj Biréno pourraient constituer aussi une aire de recharge de l'aquifère aptien et assure une alimentation de la nappe de Sidi Boulaâba. Les deux écoulements convergent au niveau du seuil de Sidi Boulaâba pour se manifester sous forme de sources thermales qui émergent à la faveur d'un réseau de fracturations très développé. Les eaux, provenant essentiellement du Dj Mrhila, plongent profondément, se réchauffent et résurgent, au niveau du seuil de Sidi Boulaâba sous forme de sources thermales constituant ainsi un exutoire naturel de cette nappe. En outre, l'alignement de plusieurs sources thermales suivant les failles N140 à N160 n'est qu'un indice thermal témoignant d'une eau très chaude à cet endroit qui constitue ainsi la zone de décharge de l'aquifère crétacé inférieur. Pourtant, on peut supposer l'existence d'une relation hydrodynamique entre les terrains carbonatés et gréseux du Crétacé inférieur et les aquifères qui les surmontent.

Les résultats géologiques combinés avec ceux de la géochimie et la géothermométrie rattachent la source de Sidi Boulaâba au grand réservoir hydrogéothermique formé par les grès et calcaires du Crétacé inférieur. Ce dernier a été rencontré à une profondeur plus de 1 500 m au forage SEM-1 et à environ 1000 m de profondeur à TAM-1. Le bassin de Sidi Boulaâba, entrecoupé par des failles d'effondrement orientées globalement NW-SE, est actuellement comblé par les dépôts du Mio-Plio-Quaternaire.

Formée principalement des calcaires récifaux, la formation Serdj (Albo-Aptien) est l'un des objectifs les plus attractives en Tunisie centre-nord. Quelques champs limités tels que le champ de Douleb, Semmama et Tamesmida, dans la partie centre-ouest, étaient découverts dès 1964. Le champ de Douleb a été programmé pour être épuisé vers 1975, mais jusqu'à nos jours ce champ produit de l'huile avec de l'eau à 2 g/l de salinité, 72 °C de température et à une profondeur de 1200m (Ben Dhia et al., 1992 et Bouri, 1994).

Malgré l'imprécision au niveau de l'estimation de la pression de l'aquifère aptien (formation Serdj) et le nombre réduit de points de contrôle, une carte piézométrique a été esquissée dont le but de concevoir un modèle du fonctionnement hydrodynamique de cet aquifère et de mettre en relief le rôle joué par la dysharmonie tectonique affectant la région de Sidi Boulaâba (Fig.117).

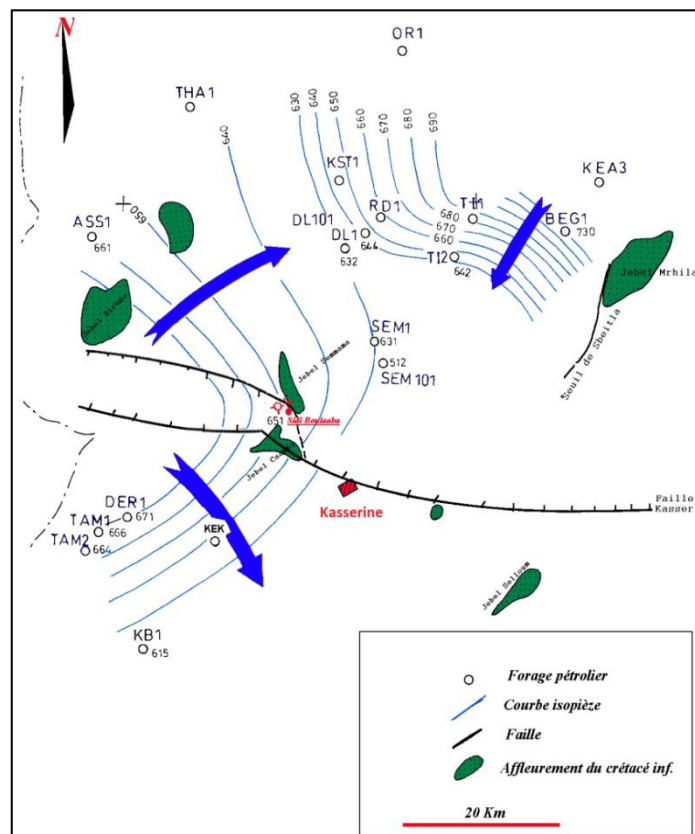
En outre, les tests de formation effectués pour tous les réservoirs potentiels dans les forages pétroliers ont permis d'affirmer que l'origine des pressions enregistrées dans les formations Serj, Sidi Aich et Mrhila, serait la même. Il en découle que les trois formations citées constituent un ensemble aquifère unique (in [Yangui, 1989](#)).

L'écoulement de la nappe aptienne est essentiellement du type gravitaire. On a pu déceler, à l'échelle de notre étude des zones de recharges, aussi bien, à l'Est (Dj Mrhila) qu'à l'Ouest (les Djebels situés dans le territoire algérien). Les autres affleurements du Crétacé inférieur sont considérés comme des zones de recharge potentielle (Massifs du Chaambi, Selloum et Semmama). Une zone de convergence hydrodynamique se localise dans les champs Semmama-Douleb, en cours de production, où l'écoulement est probablement renforcé par l'effet de pompage à cet endroit.

La zone de Sidi Boulaâba n'est qu'une "fenêtre" faisant affleurer la nappe du Crétacé inférieur. Cet affleurement est le résultat d'un polyphasage tectonique, qui fait "soulever" la formation aquifère du Serdj, et d'une géomorphologie en "cluse" qui dégage la couverture sédimentaire du Crétacé moyen à supérieur.

A signaler aussi que la faille de Kasserine joue un rôle hydrodynamique important; Cette faille partage l'aquifère en deux entités hydrogéologiques qui se diffèrent tant par le sens de l'écoulement que par le gradient hydraulique (variant entre $3 \cdot 10^{-2}$ et $5 \cdot 10^{-3}$).

Fig. 117. Esquisse de la carte piézométrique de la nappe aptienne ([Yangui, 1989](#)) Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)



- **Les conceptions hydrogéologiques**

Outre les sources thermales dans la région, la nappe de Sidi Boulaâba est captée par le seul forage d'eau de Boulaâba N° 18743/4, où l'eau se stabilise à 8 m de profondeur affichant une piézométrie d'environ 652 m.

Afin de tester les capacités réelles de la nappe, un essai de débit a été effectué par la DRE de Kasserine, en réalisant trois paliers à courtes durées au niveau du forage Boulaâba(Fig.118).

En effet la représentation sur un diagramme semi-logarithmique des rabattements spécifiques (Δ/Q en fonction du temps cumulé de pompage) (Fig.119), montre que le rabattement spécifique augmente proportionnellement avec le temps jusqu'à une stabilisation de Δ/Q à 238 m/m³/s après 20 heures de pompage. Cette stabilisation est un indice d'une nappe prometteuse bien alimentée. La transmissivité (T) du niveau aquifère carbonaté est estimée à 4,77 10⁻³ m²/s. Les résultats obtenus ont révélé que la nappe présente d'excellentes caractéristiques hydrodynamiques. Ainsi, le forage pourrait être exploité même avec un débit allant jusqu'à 50 l/s. Ce débit de pompage (4320 m³/jour) est jugé suffisant pour satisfaire les besoins de plus d'une station thermale d'autant plus qu'avec ce débit de pompage, le rabattement est relativement faible (11,9 m) témoignant d'une forte alimentation et une stabilité de la nappe.



Fig. 118. Complexe thermale Sidi Boulaâba Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie)

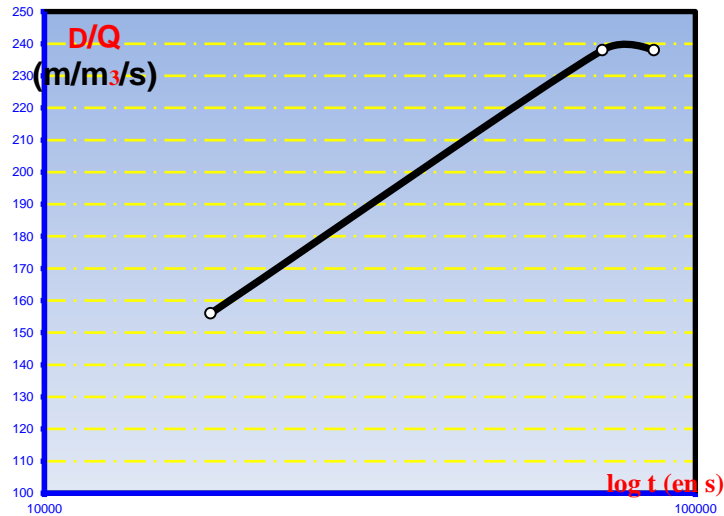


Fig. 119. Résultats de l'essai de pompage au niveau du forage Boulaâba Sud de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

b- Identification hydrogéologique des sources Ain Khamouda, Ain Trabe, Ain Lajred N°01, Lajred N°01, Ain Settara et Ain Dechra (Dj Sammam, Dj Lajred, Dj Bireno).

L'approche fonctionnelle de l'aquifère de cette zone part du principe que la structure de l'aquifère de calcaire Turonien ne peut être connue a priori. Elle propose une conception de l'aquifère karstique particulière : le système karstique qui est entièrement défini à partir de son fonctionnement. Ce n'est que dans une phase ultérieure que le fonctionnement est interprété en termes de structure, conduisant à une classification particulière des systèmes karstiques. Cette approche est utilisée, tant au niveau des concepts que des méthodologies, principalement en France et surtout dans le cadre d'études fondamentales (Mangin, 1975, 1981a et b, 1984b ; Molinari, 1976; Bakalowicz, 1979, 1980, 1986a et b; Fabre, 1983; Margrita & al, 1983; Botton, 1984; Muet, 1985; Bouchaala, 1991; Marchet, 1991; Martin, 1991) et par quelques auteurs étrangers (Atkinson, 1977a et b, Atkinson & Smart, 1979; Pulido-Bosch & Padilla-Benitez, 1988a et b ; Mangin & Pulido-Bosch, 1983). on fait sa par se que le modèle de fonctionnement des calcaire Turonien de la région extrême Est ,est né pas connu .

Bien que la distinction entre approches fonctionnelle et structurelle reste forte en raison de leurs différences conceptuelles, il faut citer deux tentatives de conciliation :

- Le schéma proposé par Drogue en 1980 (in [Bakalowicz, 1986a](#)) qui intègre la notion de hiérarchisation des écoulements au modèle structurel (Fig.120) ;
- Les travaux de [Pulido-Bosch & Mangin, \(1983\)](#) et de [Pulido-Bosch & Padilla-Benitez \(1988a et b\)](#) qui proposent d'utiliser l'approche structurelle sur certains types de karst identifiés à partir de l'approche fonctionnelle.

D'après les études géologiques de terrain et les coupes électriques effectués nous avons remarqué que seul le niveau supérieur du turonien (calcaire Bireno) est susceptible de constituer une nappe. En effet aux Dj. Bou Ghanem el Guedim et Bireno, ces calcaires sont relativement diffusés ce qui a donné naissance respectivement aux sources d'Aïn Settara et Ain Dechra. Le débit maximum (période de crue) de ces sources ne dépasse guère les 10 l/s et Ain Khamouda $Q=1.35$ l/s, Ain Trabe $Q=0.15$ l/s (période de crue $Q_K=3.77$ l/s. $Q=2.43$.Dj Sammama) et Les deux, Ain LajredN°01 et 02, $Q_{01}=0.15$ l/s. $Q_{02}=0.11$ l/s (période de crue $Q_{01}=2.44$ l/s. $Q_{02}=0.28$ l/s. Dj Lajred) ce qui traduit non seulement une faible extension du réservoir mais aussi une karstification réduite, avec également une épaisseur de ce niveau peu importante (de 30 à 50m).

Pour l'affleurement de calcaires Maastrichtien L'étude stratigraphique a montré que le zone de Foussana ne présente que quelques affleurements de ces calcaires. Nous les trouvons sur tout dans le synclinal de Sidi Merzoug Sbiba, aux pieds du Djebel Bireno, du Djebel Douleb et dans les steppes des "Fraichiches" et "Madjers". A l'Ouest de la cuvette de Foussana et au Sud d'Ain Boudraiss (frontière Algéro-tunisienne) se trouve également un lambeau de ces calcaires.

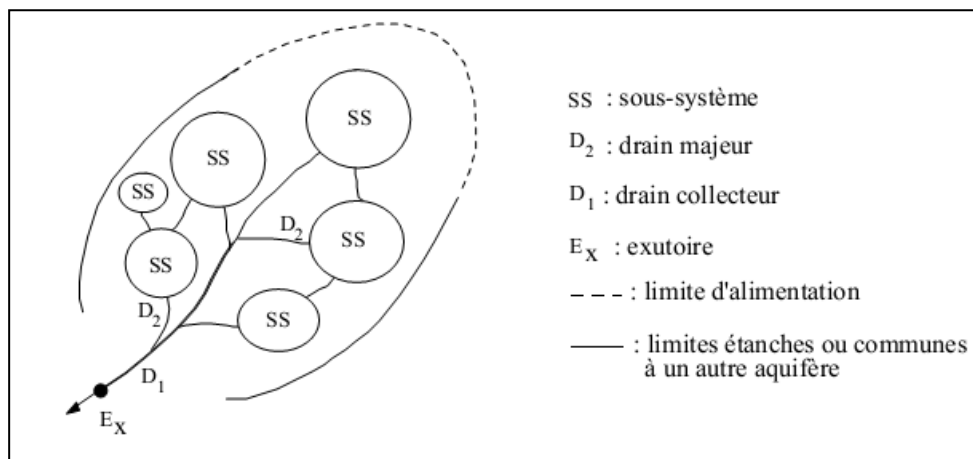


Fig. 120. Organisation spatiale d'un aquifère karstique
([Drogue 1980, in Bakalowicz, 1986a](#))

b-1 Courbe des débits en période de crue en fonction du temps.

On a choisi comme exemple la source lajred N°01 pour bien représenté le fonctionnement de système fissuré et karstique de Dj lajred et Dj birerno dans les périodes des crus, et pour faire la synthèse sur le comportement des calcaires et aussi le temps des réponses dans l'exutoire soit dans Dj lajred ou les autres montagnes dès la région.

La représentation graphique de débit d'Ain lajred N°01 en période de cru, donné nous el pic des débits et comment réagie le bloc turonien de la zone avec des fortes précipitations et les pluies torrentielle (Fig.121).

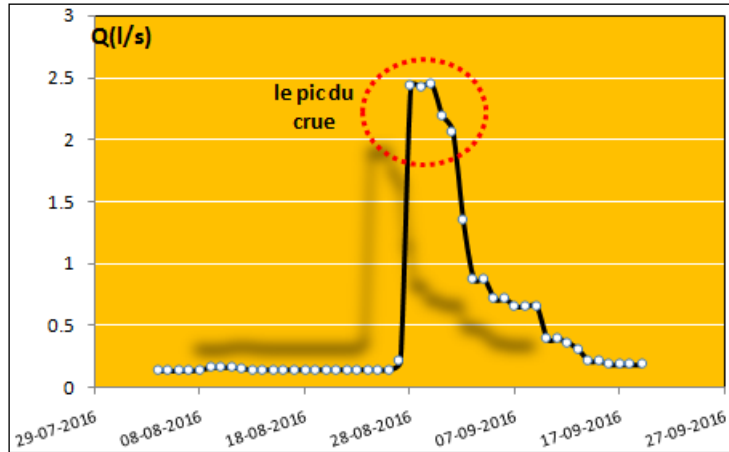


Fig. 121: Courbes des débits en fonction des temps.2016. Dj lajred, Est de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie)

3- Variations en fonction du débit des sources.

Les variations du niveau piézométrique dans les calcaires fissuré et karstique de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie) dépendent aussi, pour une part, des modalités de vidange de l'aquifère par les sources. Les études de terrain permettent d'établir un parallèle entre un aquifère occupé par une nappe et un réservoir qui serait alimenté par les précipitations et fuirait par le fond : plus précisément, entre le niveau des fuites du réservoir et l'altitude des sources à la base de la nappe, et entre la taille du trou du réservoir et la perméabilité de l'aquifère qui détermine le débit des sources. Le niveau d'eau dans le réservoir percé baisse rapidement au début puis de plus en plus lentement au fur et à mesure que la hauteur d'eau diminue. Autrement dit, le débit de fuite est proportionnel à la pression de l'eau sur le trou, ou la vitesse de baisse du niveau piézométrique est proportionnelle à la hauteur d'eau au-dessus du niveau du trou. Pour comparer la courbe de variation du niveau piézométrique (Fig.122) enregistré à la baisse du niveau d'eau dans un réservoir percé en train de se vider, les mesures des jaugeages sur terrain permet de contrôler la courbe de vidange théorique du réservoir suivant l'axe des temps. Les coïncidences correspondent essentiellement aux périodes chaudes pendant lesquelles, les précipitations n'atteignant pas la

nappe, l'aquifère, soumis au seul effet des sources, se comporte comme un réservoir percé. Toute les résultats est basé sur la nature de la zone d'infiltration et leur épissure au-dessus de niveau piézométrique qui alimente le système fissuré et karstique pour tous les points d'eau de la région (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie).

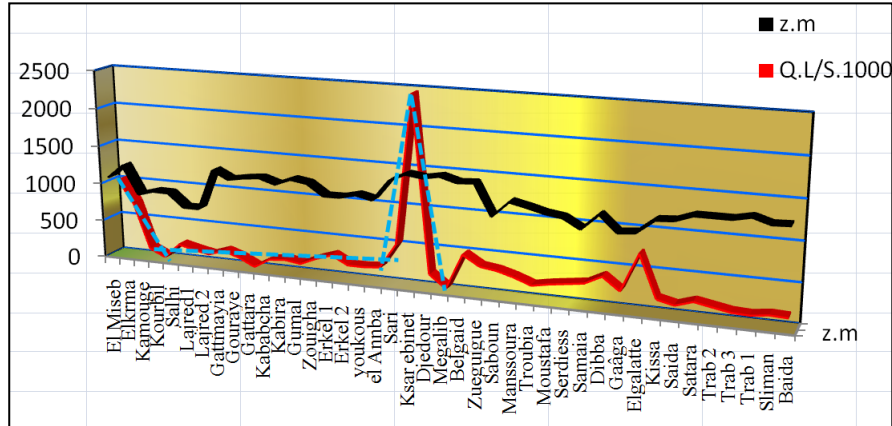


Fig. 122: Courbes des variations de débit fonction des altitudes 2016. De la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

4- Approche de la géométrie du bassin à partir des données des forages.

4-1.les forages d'eau :

Une base de données comprenant environ 120 forages d'eau intéressant l'ensemble du secteur d'étude a été constituée au cours de ce travail de recherche et à l'aide d'un logiciel de corrélation entre forage « RockWorks 15 ». Certains de ces forages ont permis de dresser des coupes lithologiques qui donnent une idée assez précise sur la géométrie de la région de Tébessa-Kasserine (Algérie-Tunisie). Ces coupes sont complémentaires de celles obtenues au niveau de la synthèse des reconnaissances géophysiques.

Sur la base de ces forages on peut tracer de quelle sorte la forme lithologique des formations carbonaté souterrain avec la localisation des forages d'eau(Fig.123), pour détermine la forme et l'extension des formations carbonatés d'une façon général (Fig.123.a).

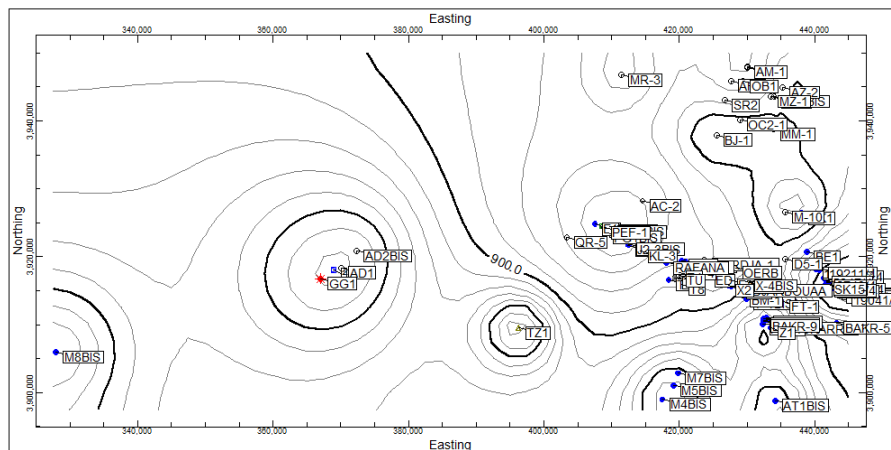


Fig. 123: Carte de localisation des forages en fonction de leur altitude de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

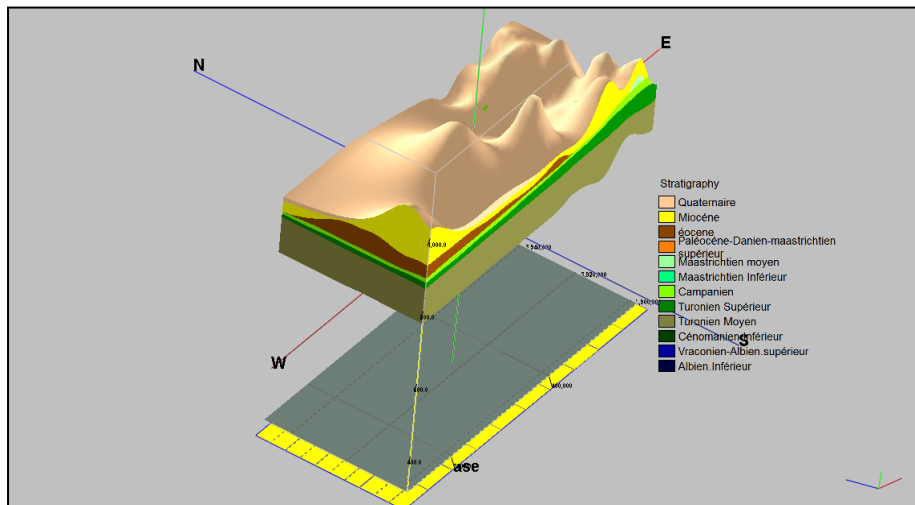


Fig. 123.a: Carte lithologique sur la base des données des forages de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Toutes les coupes sur les corrélations inter-forages montrent la géométrie des calcaires et aussi la continuité sous terrain des karsts, ce qui est bien représenté. On a fait plusieurs coupes sur la carte de localisations des forages d'eaux.

4-1-1. Le système aquifère de la zone de Tébessa sous la corrélation des coupes des forages.

Montre clairement les faits d'effondrement technique et la localisation des poches karstiques dans les bordures de bassin, et la limite entre le bassin de Tébessa et le bassin de Kasserine. Avec la localisation des karsts dans les calcaires Maastrichtien (dépassé 60%),

- Coupe .AA' Sud.West-Nord.Est, la zone de Tezbent (Tébessa-Algérie). Montre la forme de calcaire éocène du parti haut de bassin de Tébessa (Fig.124).
- Coupe .BB' Nord.West-Sud.Est, la zone Ain Zarouk vers Bir Salem (Tébessa-Algérie). Montre la forme des grabens Maastrichtien du parti bas de bassin de Tébessa (Fig.125).
- Coupe .CC' Sud.West-Nord.Est, la zone Dj Mizeb vers le plain (Tébessa-Algérie). montre la forme des grabens Turonien et Maastrichtien du parti haut vers le bas et les failles majeures de bassin de Tébessa(Fig.126).
- Coupe .DD' Sud.West-Nord.Est, la zone de doux de Dj Tenoukla (Tébessa-Algérie). Montre la forme de remplissage sableuse et au-dessous le calcaire Maastrichtien dans la zone des bordures de la région de l'Ma labiode(Fig.127).

- Coupe .EE' Sud.West-Nord.Est, la zone Nord et Sud du plain (Tébessa-Algérie).
Montre la forme des grabens dans le calcaire Maastrichtien et le Turonien et les failles major (Fig.128).

Fig. 124: Coupe A.A' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)

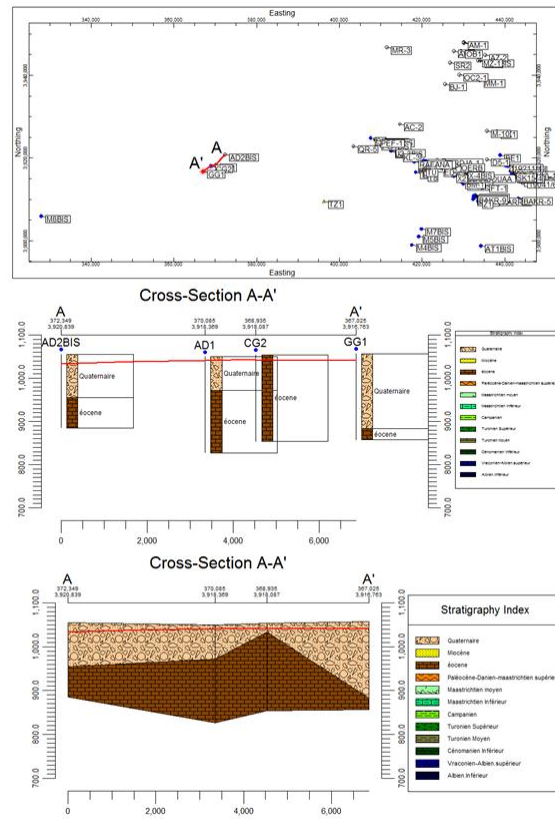


Fig. 125: Coupe B.B' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)

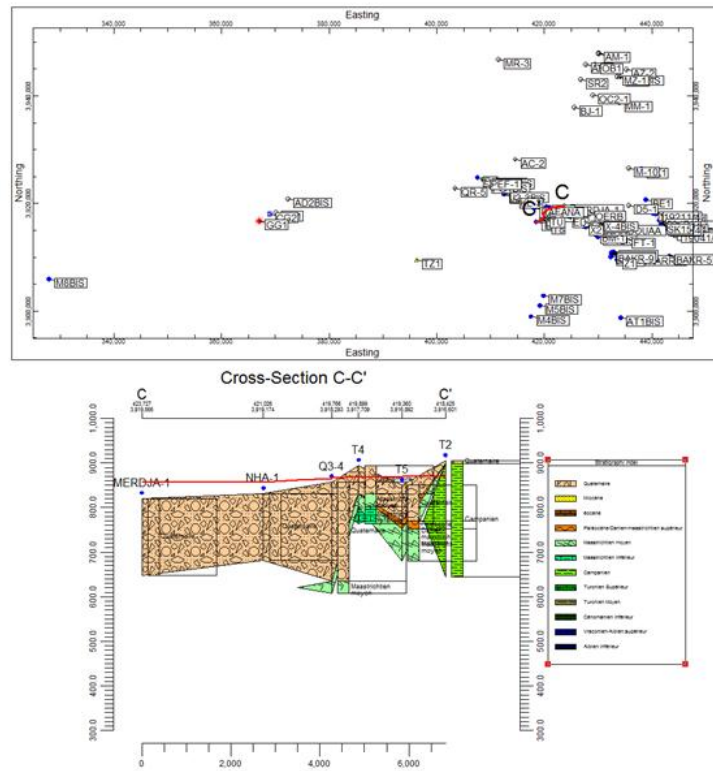


Fig. 126: Coupe C.C' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)

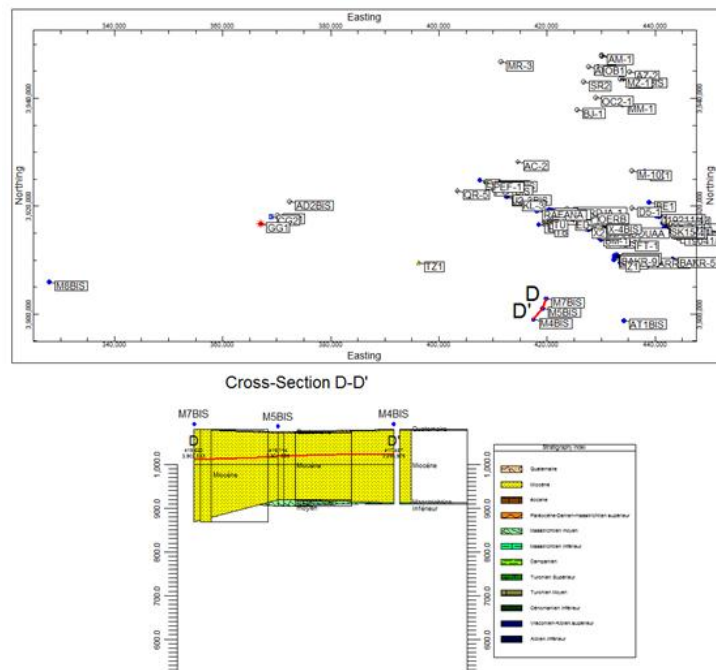


Fig. 127: Coupe D.D' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)

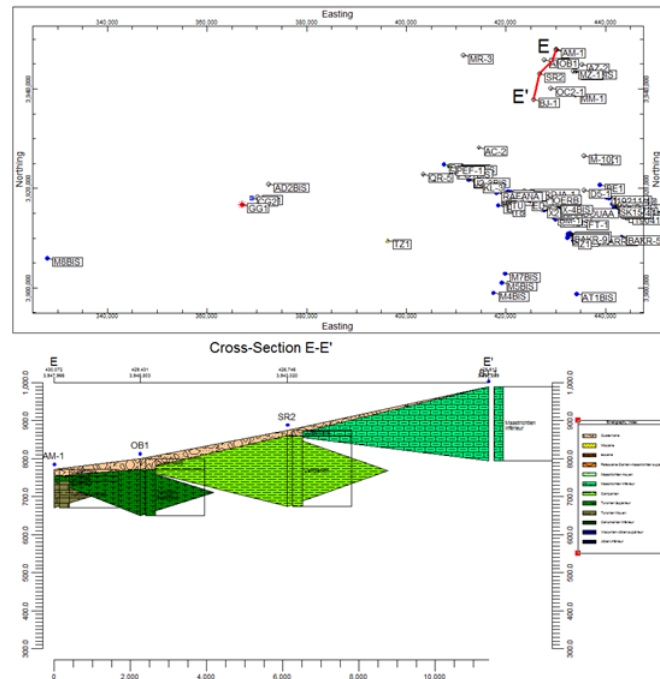
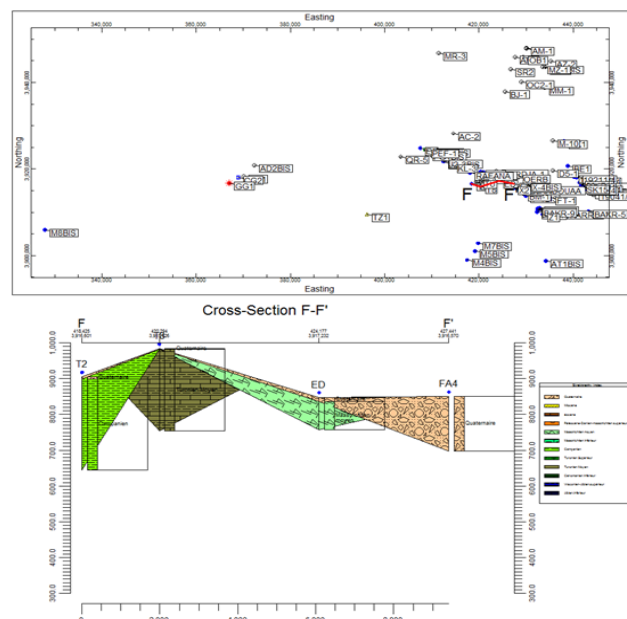


Fig. 128: Coupe E.E' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)

- Coupe. FF' West- Est, la zone Dj Mizeb vers Hammamet (Tébessa-Algérie). Montre la forme de calcaire Turonien et le plongement des couches marneux vers la plaine de Tébessa (Fig.129).
- Coupe. HH' Nord.West-Sud.Est, la zone transfrontalière (Tébessa-Algérie).qui représente la limite entre les deux bassins(Fig.130).
- Coupe lithologique. AA' sur le parti d'Ain chabro –Ain Zarouk et Bir Salem, pour bien éclairé l'image sur la forme karstique de la région d'étude (Fig.131).

Fig. 129: Coupe F.F' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)



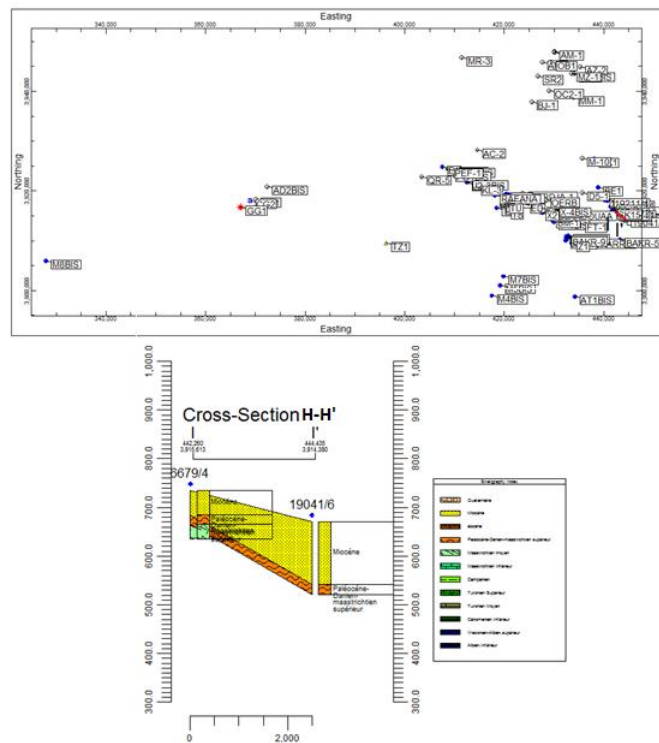


Fig. 130: Coupe F.F' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)

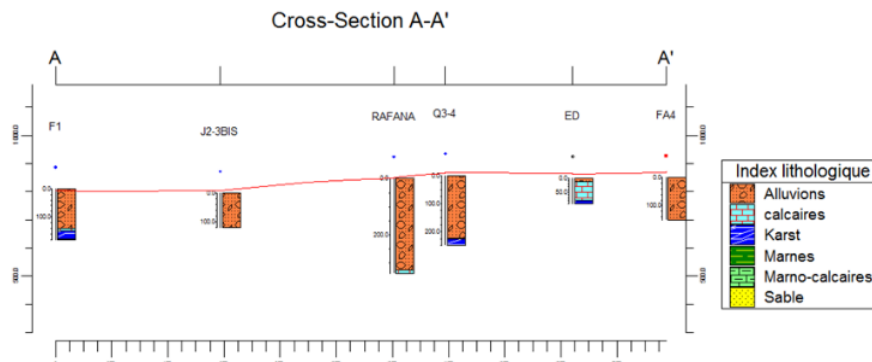


Fig. 131: Coupe lithologique F.F' de corrélation des données des forages de la région de Tébessa (Algérie.)

4-1-2. Le système aquifère de la zone de Foussana (Kasserine) sous la corrélation des coupes des forages.

- Système aquifère de sidi Marzoug -Sbiba- l'Oued el Hatob (M-M'. Sud.West-Nord.Est) (Fig.132) :

Le synclinal de Sidi Merzoug- Sbiba est limité au Sud par l'anticlinal Tiouicha- Douleb qui se joint au sud- ouest à la terminaison du djebel Semama, au Nord par l'anticlinal du Djebel Biréno dont la terminaison se poursuit jusque dans la région de Jédélienne.

La structure est affectée sur ses extrémités par une série de failles en escaliers donnant (Zébedi, 1968) lieu à des affaissements aboutissant à l'effondrement de plaine bordière : la plaine de Rohia- Sbiba au Nord- Est et la plaine de la Foussana au Sud- Est. La corrélation M-M' de direction SW- NE effectuée par Gasmi, 2006, Elle recoupe les forages : (Zehéne, Bnana2, Hir Bguar ,Tiouch, Laayoum, Breck ,BBreck ,Bou Araar,Sbiba2,Sbiba4,Sbiba12,Sbiba16,Sbiba18)

La coupe hydrogéologique montre trois niveaux aquifères principaux, de bas en haut : les Calcaires campaniens et éocènes, les grès de Miocène et les alluvions, éboulis, sables et limons du plio- quaternaire.

Le calcaire de la formation Abiod affèrent à l'amont de la plaine de Sbiba et d'épaisseur De100m a 200 m au niveau de la structure de Sidi merzoug l'épaisseur des couches calcaires de passe 300 m au cœur de structure au- dessous cette aquifère en trouve des marnes et marno-calcaires de Santonien captée par les forages Zehéne et Bnana2.

L'Eocène apparaisse aussi au niveau de forage Bou Araar d'épaisseur 100 m et au niveau de (Sbiba 4, Sbiba 12) d'épaisseur assez importante (Gasmi, 2006).

L'épaisseur de Grès de Miocène variable de 20 m à 100 m le long de structure de Sidi Merzoug- Sbiba et dépasse 300m au niveau de la plaine de Sbiba des remplissages d'Age plio- quaternaire constitués essentiellement d'argiles et de sables argileux puissants de 500 m environ apparaisse au cœur de la plaine de Sbiba, ce système aquifère draine essentiellement par Oued Hatob (Boukhachem, 2015).

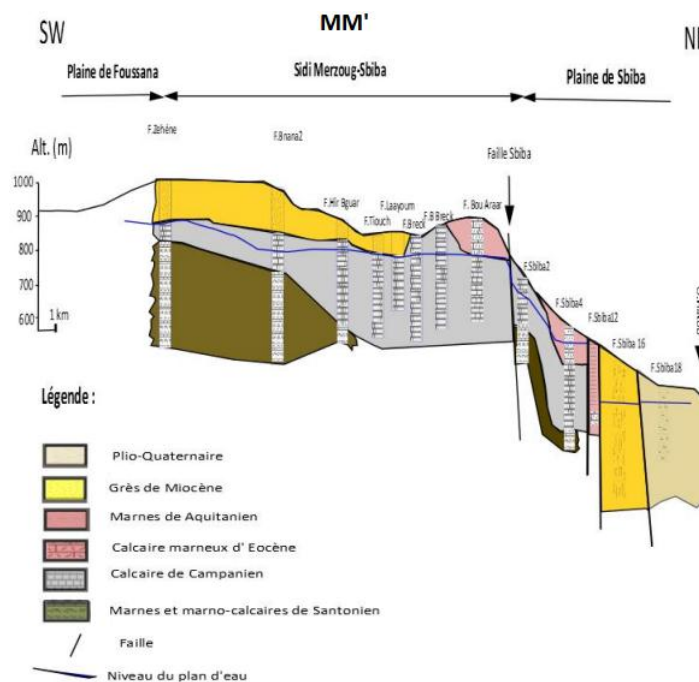


Fig. 132: Coupe M.M' de corrélation des données des forages de la région de Kasserine (Tunisie)

- Système aquifère de Foussana (N-N°01-02. Sud.West-Nord.Est) (Fig.133) :

Le fossé de Foussana se trouve au SW du graben de Rouhia. Limitée latéralement par des Effondrements ou les accidents majeurs ont une orientation NW- SE, la plaine elle- même est Comprise entre deux failles normales F1et F2 qui peuvent jouer aussi bien un rôle de drain que celui d'écran entre les différents niveaux aquifère (M'rabet, 1981). Les extrémités NW et SE de la cuvette sont marquées par deux ensellements topographiques appelés respectivement Khanguet Slougui et étranglement de Boulaaba .la plaine de Foussana est traversée sur toute Sa longueur par Oued Hatob(Boukhachem.2015).

La cuvette de Foussana est faite d'un soubassement marno- calcaires du Crétacé supérieur, Sur lequel vient reposer une importance série miocène formée de grès plus ou moins consolidés alternant avec de nombreuses lentilles marno- argileuses surmontant le Miocène, Vient un remplissage Plio- Quaternaire, très épais et des natures variées, fait d'une alternance Argilo- gréseuse essentiellement. L'ensemble Mio - Plio- Quaternaire atteint des centaines de Mètres d'épaisseur avec de nombreux changement latéral de faciès (M'rabet, 1981).

- Forages de la rive gauche à la partie Nord de la cuvette.

Corrélation des données de forages : La comparaison de la coupe du SF3 15215/4 à celle des Forages 5426/4 et 11554/4 nous autorise à conclure que la ressemblance est plus claire entre le SF3 et le SF2 qu'entre le SF3 et le SF1 (Khemiri, 2014).

La nature grossière des terrains traversés par les 2 premiers forages indique la présence de Dépôts de bordure, contrairement à ceux traversés par le 5426/4 (SF1) où les argiles et les Marnes ont dominantes.

Pour conclure ce paragraphe, nous citons la conclusion de Mr. M. ANRIEU dans son rapport Cité ci-dessus : « on notera l'amenuisement progressif vers le Sud - Est du marqueur conducteur (argiles et marnes) situé ou toit des grès miocènes. Dans cette région le Mio -Plio- Quaternaire sableux semble s'amorce à partir du flanc Nord - Est de la fosse.

- Forages de la rive droite ou partie sud de la cuvette.

Corrélation entre les trois forages : Il se dégage de l'interprétation des coupes des trois Forages que le Plio-Quaternaire est plus épais et de constitution plus fine au forage SF6 qu'au SF4 et SF5. Ces variations d'épaisseur et de faciès sont liées aux conditions de sédimentation, Qui dépendent du plissement du substratum profond (Khemiri, 2014). En effet, nous avons vu

que ces grès Miocènes, mis en charge dans la partie effondrée, sont bombée au niveau du SF4 et du SF5 Alors qu'ils présentent un « creux » au niveau du SF6.

On retrouve sur la plupart des forages de la région de Foussana les terrains suivants :

- une couverture Plio-Quaternaire de résistivité comprise entre 20 et 100 ohms – m
- un niveau imperméable argilo - marneux renfermant parfois du gypse et une mince Pellicule de lignites 5426/4. Sa résistivité varie entre 8 et 120 ohms – m.
- la série des grès miocènes et du calcaire crétacé ou substratum résistant de résistivité proche de 20 ohms –m.

Nous avons vu que ces horizons se trouvent dans la région centrale où il est certain que les Différents niveaux se soient déposés avec leur maximum de puissance et soient les plus Individualisés. (Forage SF1 (5426/4). SF2 (11554/4) SF6 (15343/4).

Dans les régions de bordure, les dépôts Plio-Quaternaires très grossiers et de résistivité Variant entre 30 à 40 ohms – m, sont directement superposés aux grès miocènes.

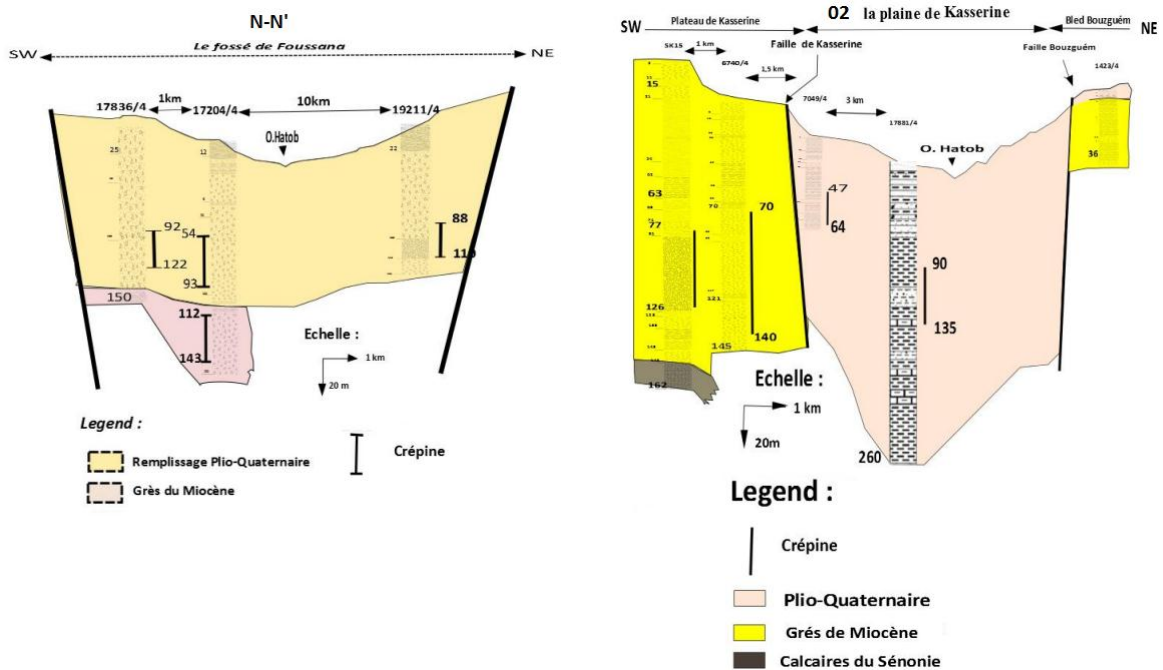


Fig. 133: Coupe N.N' et O2 de corrélation des données des forages de la région de Kasserine (Tunisie)

5- Conclusion

Le milieu karstique s'impose comme particulier par rapport aux milieux poreux et fissurés. Cette particularité est liée au fait que les vides n'ont pas une origine uniquement génétique et tectonique. Ils résultent de l'élargissement des vides originels par un processus d'érosion physico-chimique complexe : la karstification.

La vision hydrogéologique est dépendante des travaux écologiques plus tardivement, est apparu le schéma fonctionnel de [Mangin \(1975\)](#).

Bien qu'il soit difficile d'évaluer la contribution de chaque pays à l'étude du milieu karstique, il faut reconnaître une certaine homogénéité culturelle des travaux. La vision hydrogéologique du karst est très développée dans des pays comme la France, la Suisse et plus récemment l'Espagne. La vision du karst des auteurs anglo-saxons demeure très géomorphologique et spéléologique tout en essayant d'intégrer des éléments hydrogéologiques, ce qui aboutit à la distinction des karsts de type diffuse flow et conduit flow ([Atkinson, 1977a](#) ; [Dreiss, 1989a et b](#)). Dans cette approche, le karst est étudié de manière globale, et l'on cherche à distinguer sur l'hydrogramme la contribution relative des composants de l'aquifère, le type diffuse correspondant à une dominante des écoulements issus du milieu fissuré, le type conduit correspondant à une dominante des écoulements dans les vides spéléologiques.

Les limites hydrogéologiques de la zone d'étude, illustrées jusqu'ici dans ce travail, sont des limites structurales, topographiques et hydrogéologiques. Elles sont donc de plusieurs natures et illustrent par conséquent les relations complexes qui lient cette unité aux autres unités hydrogéologiques. En termes d'écoulement, les forages ont montré que la zone non saturée pouvait être très importante par endroit. Les zones de décharges sont concentrées en bordure de l'unité au niveau de base. Jusqu'à présent la zone saturée n'a pu être atteinte par l'homme à partir des zones de recharge ([Courbon, 1975](#) ; [Monteau & Courbon, 1983](#) ; [Blanc, 2001](#)).

Notre zone d'étude étant présentée par des fossés d'effondrement ; la recharge des aquifères fissurés ce fait des quatre cotées vers la plaine alluviale, alimentant les sources sur toute sa bordure. Elle constitue également une potentialité d'alimentation en eaux.

L'application l'approche fonctionnelle des formations carbonatées karstiques sur notre cas d'étude est présentée par :

- Approche hydrologique (jaugeage) : analyse des courbes de débits en fonction du temps.
- Approche hydrochimique : distribution des fréquences de conductivité.

Les sites concernés par l'étude sont :

- les Grottes : écoulements en provenance des grottes.
- Les falaises : écoulements en provenance des falaises calcaires.

Les deux types sont situés dans les calcaires d'âge Eocène, Maastrichtien, Turonien, Cénomaniens et albiens connus par leur degré de fissuration très développé.

Les résultats obtenus par application des méthodes de l'approche fonctionnelle se présentent

La classification du site étudié, d'après les paramètres déterminés à partir de l'analyse de la courbe de récession et de l'approche hydrochimique, montre que le système karstique étudié se classe dans les systèmes complexes, avec de grandes tailles et de nombreux sous-systèmes.

Dans le déferant âge de calcaire de la région d'étude les jaugeages différentiels effectués durant les cycles d'observation, ont permis d'enregistrer des débits reliés avec la précipitation directe et les contacts entre les aquifères suivant à leur comportement et le périmètre d'alimentation .

PARTIE V



Géochimie-isotopique des aquifères Karstiques

CHAPITRE VII

Géochimie-isotopique des aquifères Karstiques

1- Aperçu sur les concepts de base et sur la représentation de l'aquifère carbonaté (fissuré) karstique

Les roches carbonatées représentent environ 15% des affleurements mondiaux (Williams et Yin, 2010). Elles renferment environ 60% des réserves mondiales de pétrole et 40% des réserves mondiales de gaz (Schlumberger, 2012). Les réservoirs exclusivement karstiques ne représentent qu'une petite portion des réservoirs carbonatés d'hydrocarbures, mais la présence de karst a été relevée dans de nombreux champs (Loucks, 1999). Par ailleurs, à l'échelle globale, 20% de la population mondiale dépend des aquifères karstiques pour son alimentation en eau potable (Ford & Williams, 2007).

Autour de la Méditerranée, les enjeux liés à l'eau revêtent une importance croissante du fait de la pression démographique (Margat, 2004). La plupart des aquifères sont surexploités et de nombreux problèmes de ressources apparaissent (BGR/UNESCO, 2008). La Figure 134 illustre l'importance occupée par les carbonates autour de la Méditerranée. La plupart d'entre eux étant karstifiés (Lewin & Woodward, 2009), les aquifères carbonatés karstiques sont donc un enjeu majeur pour les ressources en eau du bassin méditerranéen.

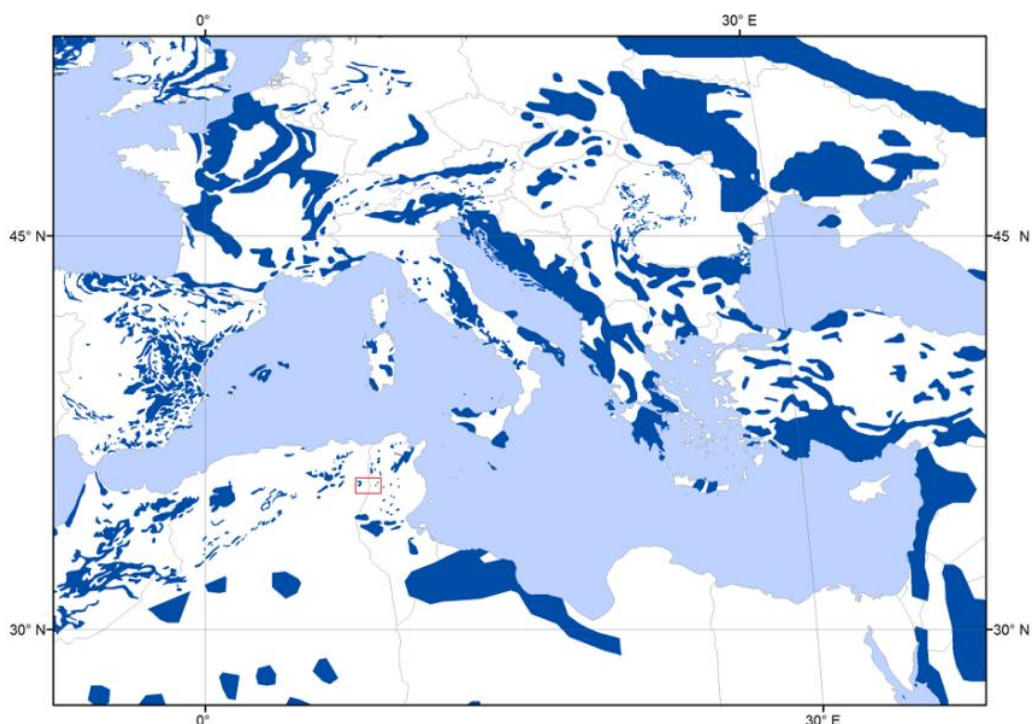


Fig. 134: Situation de la région de Tébessa - Kasserine (Foussana) (cadre rouge) dans les affleurements (en bleu foncé) de carbonates circumméditerranéens (Modifié d'après Williams et Yin, 2010).

1-1 Caractéristiques des aquifères carbonatés karstiques

1.1.1 Les aquifères carbonatés

Les carbonates comprennent les calcaires, généralement composés de calcite, et les dolomies, comprenant au moins 50% de dolomite. Il s'agit de roches sédimentaires essentiellement sous-aquatiques (marines ou lacustres) qui ont la particularité d'être formées à partir de processus biologiques, ou physico-chimiques (James, 1979). Ces roches sont donc issues de l'interaction entre de très nombreux paramètres qui vont des paramètres physico-chimiques de l'environnement au moment du dépôt au type de faunes présentes à ce moment (Bathurst, 1975). Au moment du dépôt, les faciès sédimentaires sont donc très variables ainsi que leurs propriétés pétrophysiques.

La composition chimique de ces carbonates, CaCO_3 et $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$, les rendent particulièrement sensibles à des modifications chimiques au cours de la diagenèse. Cette dernière peut provoquer des variations de porosité et de perméabilité de plusieurs ordres de magnitude (Smith et al. 1976). Ainsi des roches ayant le même faciès mais une histoire diagénétique différente peuvent avoir des propriétés pétrophysiques complètement différentes et vice versa. Par exemple, les calcaires à faciès urgonien de Provence ont des porosités variant entre 0% et 24% à faciès identique (Fournier et al. 2011). Les roches carbonatées sont par conséquent des réservoirs très hétérogènes. Les aquifères carbonatés reflétant cette hétérogénéité, les outils d'étude doivent être adaptés à ces objets (Borgomano et al., 2008).

A l'état de roche, les carbonates peuvent également être sujets à la fracturation. Cette dernière modifie alors la relation entre l'aquifère et la circulation des fluides (Berkowitz, 2002). Une dissolution de la roche, contrôlée par de nombreux facteurs, peut se surimposer à cette fracturation. Cette dissolution peut intervenir depuis l'éogénèse jusqu'à la télogénèse et créer ainsi des systèmes de vides organisés modifiant là encore les propriétés aquifères (Vacher & Mylroie, 2002). Cette dissolution constitue le karst. Ces deux processus, fracturation et karstification, s'ajoutent à l'hétérogénéité « naturelle » des carbonates et sont de ce fait fondamentaux pour la compréhension des écoulements (Edwards et al. 1992).

1.1.2 Définition et particularités des aquifères karstiques

Le concept de karst est fondé par les travaux anciens des auteurs tels Cvijic (1893 et 1918) et Martel (1921). Les systèmes karstiques sont tout d'abord décrits comme des paysages dominés par des formes de dissolution des roches (Cvijic, 1893). A ces paysages sont associés des aquifères particuliers qui sont caractérisés par des systèmes intégrés de transfert de masse dans des roches solubles dont la perméabilité est dominée par des conduits dissous organisés pour faciliter la circulation des fluides (Ford & Williams, 2007).

Ces caractéristiques induisent de nombreuses spécificités aux aquifères karstiques (e.g. [Bakalowicz, 2005](#)) :

Evolution : l'eau circulant dans les grands vides fait évoluer son propre système de drainage. Les hydrosystèmes tendent, à l'échelle géologique, vers la maturité, ce qui correspond à un équilibre avec le niveau de base local ([Fournillon 2012](#)).

Hétérogénéité : les grands vides sont responsables d'une très grande hétérogénéité : il n'existe pas de plus petit volume représentatif de ces aquifères. Au contraire, il

Peut exister des volumes représentatifs à l'échelle de bassins ([Scanlon et al., 2003](#)).

Anisotropie : du fait de la distribution des conduits, les écoulements suivent des directions difficilement prédictibles sans leur cartographie (Fig.135). Les écoulements ont donc de nombreuses directions préférentielles. La concentration des écoulements au sein de ces conduits amène une grande variabilité spatio-temporelle de la piézométrie.

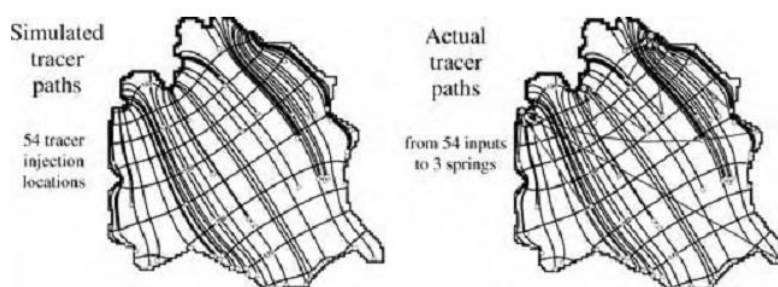


Fig. 135: Simulation des directions d'écoulements du bassin hydrogéologique de Mammoth Cave, utilisant un milieu poreux équivalent, versus les directions d'écoulements réelles (d'après [Worthington, 2004](#)).

1.1.3 Fonctionnement des aquifères carbonatés karstiques

Les aquifères carbonatés karstiques réunissent les propriétés liées à ces deux particularités : les carbonates et le karst. Les paramètres contrôlant la formation des carbonates (e.g. [Flügel, 2004](#)) et celles imposant le développement de karst ([Klimchouk et al., 2000](#)) sont extrêmement nombreux et interdépendants. Il en résulte que les aquifères carbonatés karstiques sont définis par leur unicité. Il existe tout de même des caractéristiques communes qui sont liées : d'une part à leur formation et d'autre part à leur fonctionnement.

- **Recharge**

Les aquifères carbonatés karstiques se différencient des autres aquifères par leur recharge. En effet, en plus d'une éventuelle recharge souterraine liée à une limite à flux imposé d'un autre aquifère, il existe plusieurs modalités de recharge par les précipitations (Fig.136). Elle

peut être soit autochtone soit allochtone (Dörfliger *et al.*, 2009). Dans le premier cas, le karst est dit unaire et la recharge s'effectue sur toute la surface de l'aquifère. Cela implique que cette surface soit composée uniquement de roches perméables et que le ruissellement soit négligeable pour la recharge. La recharge allochtone correspond à un apport d'eau de surface à la nappe via une perte. Il s'agit généralement de l'apport d'eau de ruissellement venue d'une zone de roches imperméables et s'infiltrant ensuite dans le karst (Fournillon 2012).

Les modalités de recharge des karsts unaires ont trait à la structure même de la zone non-saturée de l'aquifère (Gunn, 1985). Celle-ci se divise en deux à trois parties (Fig.3a et b) : le sol, l'épikarst et la zone de transfert. Il est courant dans les milieux karstiques que le sol soit inexistant, l'épikarst est alors directement affleurant (Li *et al.*, 2011). Ce dernier correspond à la zone superficielle de l'aquifère où la roche a subi une intense fracturation liée à sa décompaction. La roche ainsi fracturée est cariée par la dissolution ; des argiles de décalcification et du sol s'injectent en profondeur dans ces structures (Bakalowicz, 2012). L'épikarst a un rôle primordial dans le fonctionnement des aquifères karstiques. D'une part, il crée un effet tampon en retenant l'eau dans ce qui peut former des nappes épikarstiques perchées (Mangin, 1975). D'autre part, la présence de matière organique influençant la chimie de l'eau et lui permettant d'acquérir son acidité responsable de la karstification (Emblanch *et al.*, 2003). La partie inférieure de la zone non-saturée est occupée par la zone de transfert.

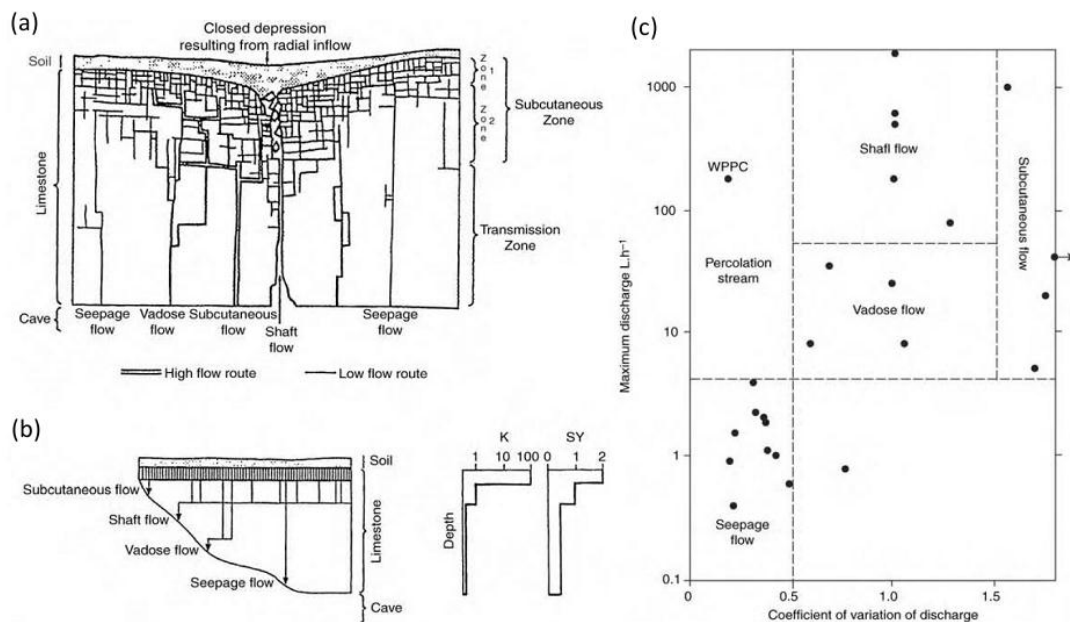


Fig. 136: Représentations des modalités de recharge dans un aquifère carbonaté karstique (d'après Smart & Friedrich, 1987). (a) Schéma de la zone non-saturée du karst de Mendip Hills en Angleterre, (b) Modèle de la même zone non-saturée basé sur l'intensité de la fracturation, K est un index perméabilité et SY un index du coefficient d'emmagasinement, (c) variabilité des débits d'écoulement dans cette zone non-saturée.

Les écoulements dans la zone non-saturée sont complexes et influencent les écoulements dans la zone saturée. Ils atteignent plusieurs ordres de magnitude différents en fonction que leur support soit des fissures, des fractures ou des karsts (Fig.3c). Lorsque ces écoulements passent par des pertes ou des structures karstiques verticales bien développées, ils atteignent de forts débits et favorisent l'arrivée d'eaux d'infiltration rapides. Les eaux empruntant ces structures sont peu influencées par l'épikarst ou le sol (Fournillon 2012). Les écoulements peuvent également prendre des structures relativement drainantes, mais qui récupèrent l'eau du sol ou de l'épikarst. Ces flux sont généralement tamponnés par les rétentions en surface et correspondent à une infiltration lente. Enfin, l'eau peut également emprunter les espaces intergranulaires, ou matriciels, de la roche. Ce mode d'infiltration peut être qualifié de diffus.

Ces modalités de recharge montrent qu'un événement pluvieux peut provoquer différentes Arrivées d'eau dans la zone noyée. De plus, selon le mode d'infiltration au sein de la zone non-saturée les propriétés physico-chimiques de l'eau diffèrent (Fournillon 2012).

- **Écoulement et stockage**

Comme cela a été présenté pour la zone non-saturée, les écoulements peuvent suivre plusieurs vecteurs : conduits karstiques, fractures et matrice. Au sein de la zone saturée la problématique est similaire : le milieu karstique est assimilé à un milieu à double voire triple porosité (Hobbs & Smart, 1986). Ainsi les écoulements, mais aussi le stockage, sont répartis entre deux à trois composantes, selon leurs rapports d'échelle. Un aquifère carbonaté karstique est donc dominé par un de ces trois vecteurs, mais intègre partiellement aussi les propriétés des deux autres vecteurs (Fig. 137).

La prédominance d'un vecteur ou d'un autre a un impact très important sur la nature même De l'écoulement. En effet, les conduits karstiques permettent de déplacer de grands volumes de fluides à grande vitesse. Dès les diamètres de conduits inframétriques, les écoulements peuvent devenir turbulents (Smith & Atkinson, 1976). Selon l'importance des conduits karstiques dans l'aquifère et le gradient hydraulique, les écoulements pourront s'échelonner entre des écoulements laminaires et très turbulents (Fig.4B).

L'interaction entre les composantes de l'écoulement et leurs régimes rend les écoulements Non-linéaires (Fig.4.C). Ils sont caractérisés par un fonctionnement par effets de seuils. Ce point implique qu'ils sont difficiles à prévoir (Kong A Siou et al., 2007) et qu'ils peuvent connaître des augmentations de charge subites et très importantes (Jourde et al., 2007).

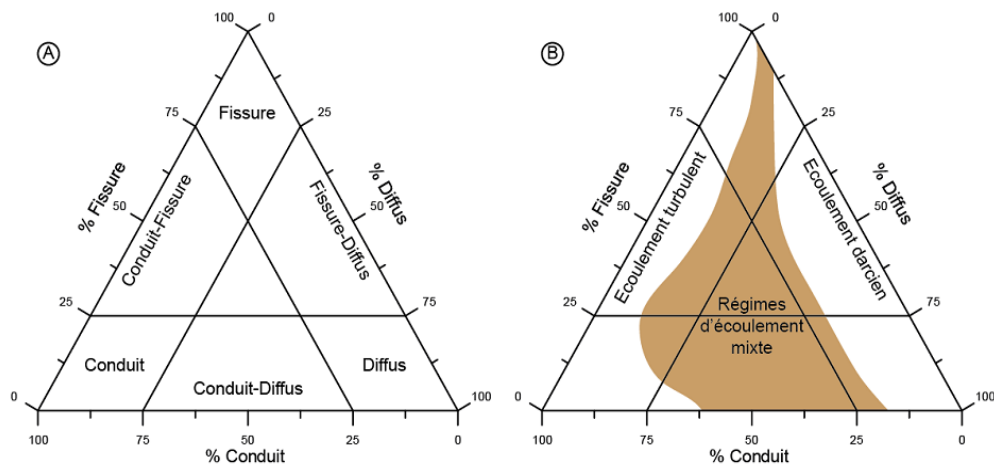


Fig. 137: Classification conceptuelle des aquifères karstiques (d'après Atkinson, 1985) selon (A) les vecteurs de l'écoulement et (B) leur régime d'écoulement dominant présumé.

L'existence d'une double ou triple porosité au sein des aquifères carbonatés karstiques peut être responsable d'une dichotomie entre les supports de l'écoulement et ceux du stockage. Comme cela a été établi pour les réservoirs fracturés (Fig.5), la proportion de stockage et d'écoulement entre le karst, les fractures et la matrice peut varier d'un aquifère à l'autre (Hobbs & Smart, 1986). Pour les réservoirs fracturés, les écoulements peuvent passer majoritairement par les fractures tandis que l'eau est stockée soit dans la matrice, soit dans les fractures soit dans les deux (Fig.138). Quatre types de réservoirs fracturés (Fig.5) ont ainsi été définis par Nelson (2001) : **(I)** un réservoir uniquement matriciel ; **(II)** un réservoir où le stockage est uniquement dans la matrice et l'écoulement entre la matrice et les fractures ; **(III)** le stockage se situe dans la matrice et les fractures, tandis que l'écoulement a lieu uniquement dans les fractures ; **(IV)** le stockage et l'écoulement ont lieu uniquement dans les fractures (Fournillon 2012). Cette partition est valable pour les aquifères karstiques, bien que les rapports entre vecteurs de stockage et d'écoulement y sont plus tranchés. Les chiffres présentés dans la table 1 sont à prendre avec précaution car établis à partir de formules empiriques appliquées à des données dynamiques sur des puits et des sources, mais ils illustrent néanmoins une clef du fonctionnement des aquifères karstiques, et cela pour différentes formations et contextes Karstiques. Cette clef est la nécessité des échanges entre la matrice et les conduits. Cela implique l'existence de différentes échelles d'écoulements pour permettre à l'eau de percoler à travers la matrice jusqu'aux conduits de grande dimensions (Cornaton & Perrochet, 2002). L'aquifère karstique doit alors être considéré comme un tout pour pouvoir caractériser son fonctionnement (Teutsch & Sauter, 1991).

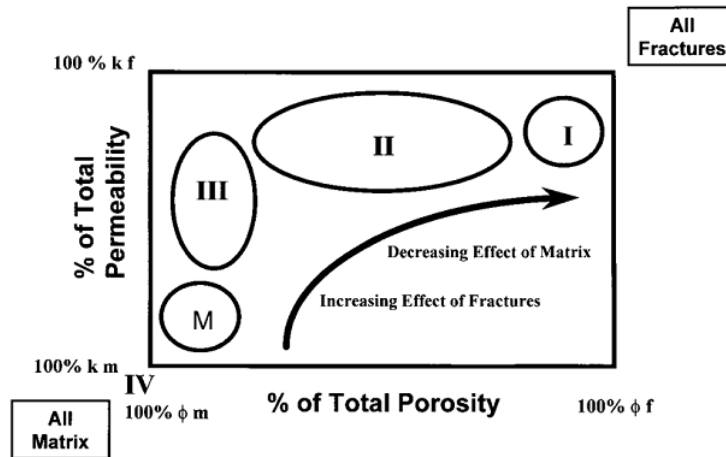


Fig. 138: Classification des réservoirs fracturés selon leur proportion de perméabilité dans la matrice et les fractures, en fonction de la proportion de porosité dans la matrice et les fractures (D'après Nelson, 2001).

- **Synthèse du fonctionnement et ressources**

Le fonctionnement d'un aquifère carbonaté karstique est synthétisé par la Figure 6. Les aquifères karstiques s'organisent autour de drains principaux. Ces drains sont organisés en réseaux plus ou moins complexes. Ces réseaux sont l'héritage de l'interaction de l'ensemble des facteurs spéléogénétiques (le lecteur peut se reporter à l'ouvrage édité par Klimchouk *et al.* –2000– pour avoir plus de détails concernant ces facteurs). Le réseau principal se développe au niveau d'un horizon de karstification plus favorable, appelé horizon de spéléoinception (Lowe, 2000 ; Filipponi *et al.*, 2009). Dans le cadre des aquifères karstiques arrivés à maturité, ce réseau principal est à l'équilibre avec le niveau de base local (Butscher & Huggenberger, 2008). Les réseaux non équilibrés sont généralement considérés comme perchés ; ils peuvent être actifs de manière temporaire ou alimentés par des nappes elles aussi perchées.

Le réseau principal est alimenté soit de manière allochtone, soit de manière autochtone à travers la zone non-saturée (Fournillon 2012). La recharge peut alors être concentrée et rapide à travers des drains verticaux, lente à travers les fractures, ou diffuse à travers la matrice. Les recharges rapides et lentes alimentent majoritairement le drain principal, tandis que la réserve de la zone noyée est plutôt alimentée par la recharge diffuse, mais des échanges peuvent intervenir entre toutes ces structures (Ford & Williams, 2007). Autour du drain principal, d'autres réseaux karstiques fonctionnant de manière équivalente peuvent participer à son alimentation. Ces réseaux secondaires constituent des systèmes annexes au drainage (Marsaud, 1997).

Les décharges des aquifères karstiques se font généralement sous forme de sources (Kresic & Stevanovic, 2010). La source principale jaillit au niveau de base. En période de hautes eaux, des sources secondaires, temporaires, peuvent apparaître au-dessus du niveau de base (Fig.139).

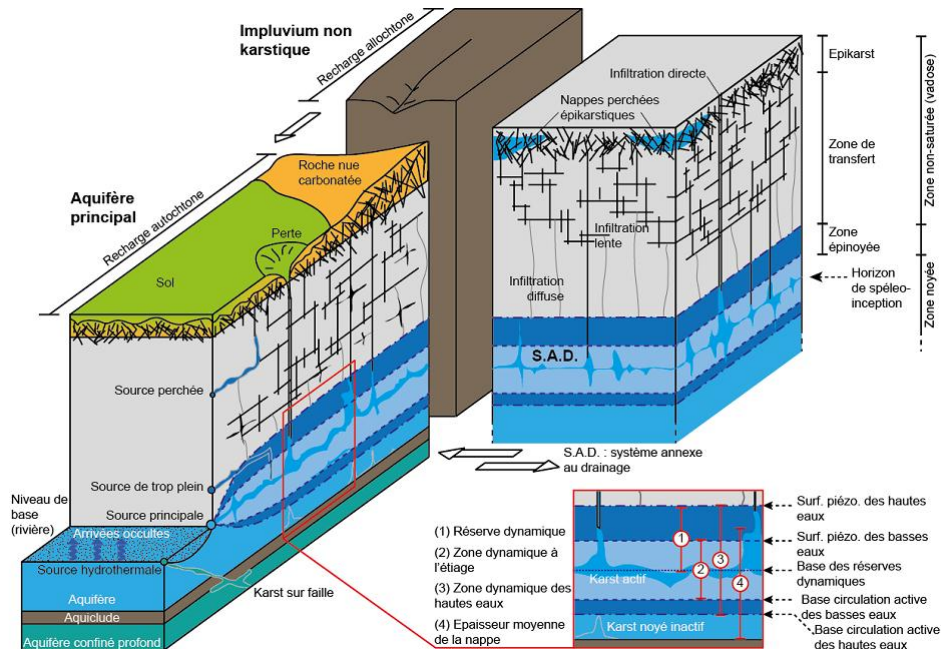


Fig.139: Schéma conceptuel du fonctionnement d'un aquifère karstique(Fournillon.2012).

Dans le cas d'une nappe libre, la partie noyée de l'aquifère peut être divisée en plusieurs domaines selon le contexte hydrique. La base du drain principal constitue la base des réserves dynamiques ; c'est-à-dire qu'une chute du niveau de la nappe sous cet horizon provoque l'arrêt des circulations dans la zone noyée mobilisable par gravité. L'épaisseur de nappe au-dessus de cet horizon est donc la réserve dynamique (ou réserve mobilisable par gravité). En termes de ressources, cette tranche d'eau correspond à l'eau récupérable naturellement par captage de la source. En fonction de l'étiage ou des hautes eaux, cette épaisseur peut varier. La zone dynamique, qui correspond à la zone de circulation active au-dessus et au-dessous du drain principal, change donc d'épaisseur au cours du temps. Sous la base de circulation active des hautes eaux, il peut exister une zone noyée inactive avec des conduits karstiques. Cette zone s'étend jusqu'à la limite de karstification, liée aux anciens niveaux de base ou constituée par un horizon imperméable. La tranche d'eau entre la surface piézométrique moyenne et la base de la zone noyée correspond à l'épaisseur moyenne de la nappe. Cette épaisseur constitue la tranche d'eau maximale théoriquement exploitable par forage (Fournillon 2012).

Sous le niveau de base de la karstification, il peut exister une nappe captive dans le cas d'aquifères superposés. Cette nappe captive peut alimenter l'aquifère supérieur ou ressortir à la surface sous forme d'une source. Selon la profondeur de cet aquifère confiné et les vitesses de remontée, cette eau peut alors être hydrothermale. La venue de tels fluides se fait généralement le long de grandes failles qui peuvent être également karstifiées (Fournillon 2012).

- **La double perméabilité**

Qu'en est-il du comportement hydraulique d'un groupe de fractures ? La perméabilité d'un aquifère ne dépend pas seulement de la perméabilité de l'ensemble des fractures prises individuellement. Un autre paramètre important dans l'hydraulique d'aquifère fissuré est la connectivité des fractures (Berkowitz, 2002). Une famille de fractures d'une perméabilité donnée ne jouera aucun rôle hydraulique sans la présence de connections entre les différentes Discontinuités. La perméabilité globale d'un aquifère fissuré est donc dépendante du degré de Connections entre les différents réseaux de fracturations (Berkowitz, 2002), de la même manière que l'est une structure poreuse et le degré de connexion entre ses pores. Cependant, l'ouverture hydraulique de chaque famille de discontinuités varie du fait de sa morphologie elle-même héritée de son mode de genèse. Ainsi, les aquifères fissurés peuvent aller d'une relative homogénéité lorsqu'ils sont affectés par des familles de discontinuités à rôle équivalent, jusqu'à une double perméabilité avec des discontinuités peu perméables, connectées par des accidents plus transmissifs. Une hétérogénéité de structure, l'intersection multi-échelle de différents réseaux de fracturation, conduit à une hétérogénéité de comportements hydrauliques. La première manifestation de cette hétérogénéité de structure est un contraste de perméabilité appelé double perméabilité (Guglielmi et Mudry, 2001) (Fig.140).

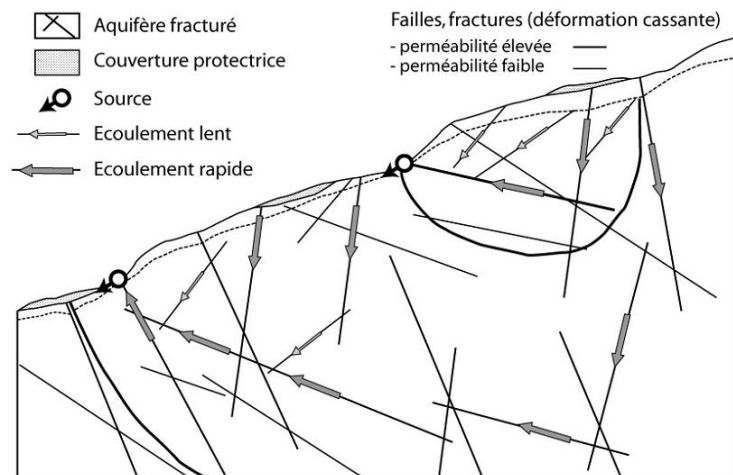


Fig.140: Double perméabilité du milieu fracturé ou fissuré (Gilli et al., 2004).

2- Méthodologie

Comme l'ont signalé de nombreux auteurs (Jeannin, 1996 ; Bakalowicz, 1999), l'étude des aquifères carbonatés karstiques nécessite une approche multi-objet et multi-échelle, à la fois temporelle et spatiale. Ces mêmes auteurs soulignent également l'importance de combiner approche chimiostructurale et fonctionnelle du karst. L'approche chimiostructurale doit intégrer la caractérisation de la matrice en termes de stockage, et des karsts et fractures en termes d'écoulements. Les résultats ainsi obtenus doivent donc être comparés à ceux obtenus par la caractérisation dynamique, fonctionnelle, des objets considérés. Ces approches intégrées ont déjà été appliqués à des aquifères karstifiés et fracturés (e.g. Jourde *et al.*, 2002 ; Jazayeri Noushabadi, 2009). Ces dernières sont également efficaces pour la caractérisation des réservoirs fissurés et karstifiés, en particulier d'hydrocarbures, où elles reposent sur le lien entre données statiques et dynamiques (Dominguez *et al.*, 1992 ; Mazzullo & Chilingarian, 1992).

Notre région est un objet hydrogéologique de taille régionale et possède, outre du karst, une géologie et une structure complexe. A cette échelle, les horizons stratigraphiques et les failles régionales jouent un rôle majeur dans la compartimentation régionale de l'aquifère (Bakalowicz, 2006 ; Butscher & Huggenberger, 2007). Spottke *et al.* (2005) et Turner *et al.* (2007) ont montré que les modèles géologiques et hydrogéologique numériques 2D et 3D sont des outils performants pour intégrer des données hydrogéologiques et géologiques complexes dans un cadre commun pour la compréhension des écoulements à cette échelle. Ces modèles permettent de représenter avec précision les principaux horizons stratigraphiques et faillés à partir de données d'affleurement (Zanchi *et al.*, 2009). L'intégration avec les modèles hydrogéologiques ouvre la possibilité de calculer les profondeurs des horizons cibles en 3D, ainsi que les volumes des différentes unités (Kaufman & Martin, 2009). L'utilisation des modèles numériques géologiques et hydrogéologique 2D et 3D peut donc s'inscrire dans un processus méthodologique pour la caractérisation à l'échelle régionale de réservoirs carbonatés profonds (Borgomano *et al.*, 2008). L'intérêt de ce processus méthodologique est la part importante laissée aux données analogues et a priori, et le lien itératif entre données dynamiques et statiques. Ce dernier point est d'une grande importance car il permet de compenser l'absence de mesure directe sur l'objet karst qui est très difficile à imager en géophysique (Chalikakis *et al.*, 2011).

Pour pouvoir apporter les réponses aux problématiques posées par cette thèse, une méthodologie combinant approche structurelle et fonctionnelle a donc été définie. Cette méthode est par essence multi-objet, basée sur la caractérisation à la fois statique et

dynamique de la réserve et des écoulements, et multi-échelle, considérant les objets depuis la matrice jusqu'au bassin. Etant donné l'échelle de l'étude, le choix a été fait de baser l'approche structurale sur la retranscription des données et des connaissances géologiques sous la forme d'un modèle hydrogéologique numérique 2D/3D. Ce modèle associé aux connaissances karstologiques sert à établir un modèle statique conceptuel. Ce dernier est comparé au modèle dynamique conceptuel établi sur la base des données hydrogéologiques et météorologiques. L'inter-comparaison de ces deux modèles permet de caractériser à l'échelle du bassin son fonctionnement. Cette comparaison souligne la nécessité d'intégrer les connaissances géologiques, karstologiques, hydrogéologiques et hydrochimiques au cours du processus méthodologique que ce soit dans les modèles statiques ou dynamiques.

3- Les différents types de karsts

En fonction de la nature de l'impluvium on distingue deux types de karsts (Fig.141) (Fig.142)

- **Les karsts unaires** : pour lesquels l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstiques. Dans ce cas l'infiltration a lieu partout.
- **Les karsts binaires** : qui possèdent des terrains imperméables et non karstiques dans leurs bassins d'alimentation. Ces milieux sont le siège d'écoulements de surface qui pénètrent dans l'aquifère à travers les pertes situées entre les deux types de formations (Marsaud, 1996). L'impluvium non karstique joue un rôle important dans l'accélération et l'augmentation du développement de la structure de drainage grâce à la concentration de l'énergie disponible en un point.

Selon le processus de genèse (karstogenèse), on peut distinguer différents types de karst (Bakalowicz, 1996 ; Plagnes, 1997) :

- **Les karsts classiques** : qui ont pour origine des écoulements gravitaires et du CO₂ d'origine pédologique.
- **Les karsts profonds ou hydrothermaux** : qui sont d'origine hydrothermale. Les moteurs de la karstification sont le dégagement de CO₂ d'origine profonde et les gradients thermiques élevés.
- **Les karsts sulfuriques** : qui ont pour origine des écoulements gravitaires ou sont liés à des gradients de température, et la présence d'acide sulfurique (H₂S).
- **Les karsts littoraux** : qui sont formés par l'interaction eau douce – eau salée sur la roche carbonatée. Les écoulements sont produits en partie par gradient de densité avec la possibilité de dissoudre grâce au mélange. Ils ne doivent pas être confondus avec les sources karstiques d'eau douce sous-marines.

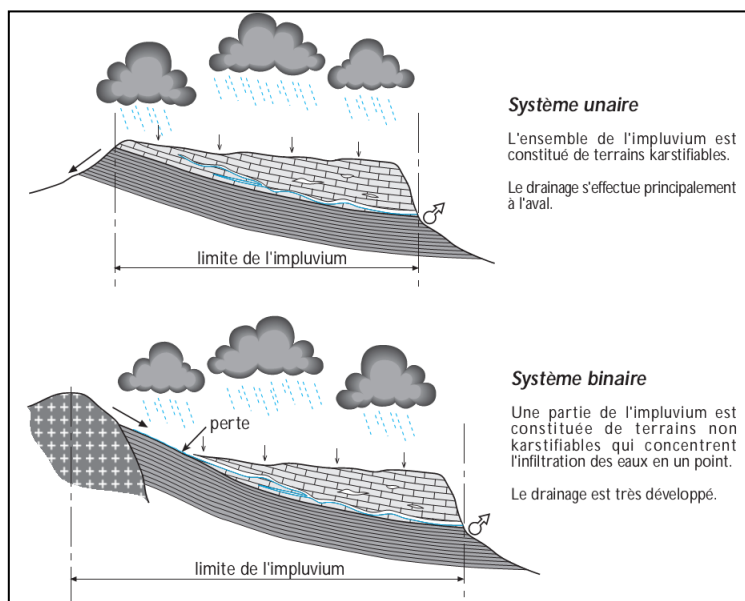


Fig. 141: Représentation schématique des systèmes karstique unaire et binaire (Marsaud, 1996)

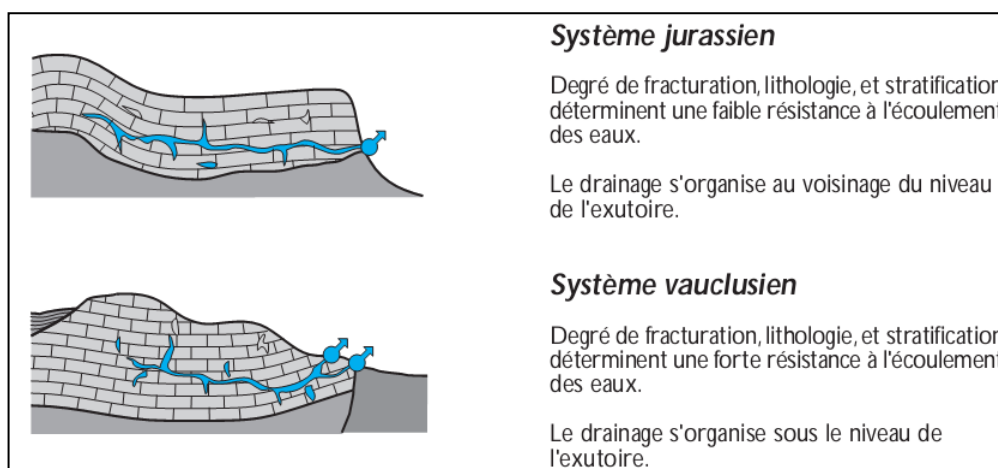


Fig. 142: Organisation du drainage en système vaclusien et jurassien (Marsaud, 1996)

4 -Contexte karstologique de la région d'étude (Tébessa-Foussana)

4-1 Le karst de surface

Un karst est le résultat du travail érosif de l'eau dans un massif carbonaté. La dissolution des carbonates créant des vides, drains et grottes, pouvant être de grande taille, il en résulte un système très hétérogène permettant le stockage et la circulation d'importantes quantités d'eau. Selon D. Ford et P. Williams (2007), un karst est un terrain au paysage et l'hydrologie particuliers qui nécessite à la fois la présence d'une roche très soluble et d'une importante perméabilité secondaire (fractures). Ces deux facteurs permettent d'obtenir une perméabilité tertiaire, formée par l'infiltration de l'eau dans les fractures préexistantes, et qui facilitera à terme la majorité des écoulements. Le processus de karstification, responsable de l'apparition

de cette perméabilité tertiaire, sera explicité au paragraphe suivant. Les vides présents au sein du karst sont de tailles très variables, microscopiques ($<10^{-4}$ m) pour les pores de la roche elle-même (porosité matricielle), et jusqu' aux conduits de grande taille ($>10^2$ m). Cette forte hétérogénéité structurale implique un comportement hydrodynamique complexe.

De nombreuses formes de karst de surface sont présentes dans l'Unité du Tébessa et Foussana. Ces formes sont essentielles pour comprendre d'une part les périodes de karstification et d'autre part les modes de recharges des aquifères. Mis à part le cœur Crétacé supérieur sous influence silicoclastique, les autres formations montrent des paysages holokarstiques dont le plus emblématique est celui de Youkous (Fig.143.A Dj. Bouaakous). Ces formes holokarstiques sont le témoin de la réaction des roches face à la dissolution. Ainsi, les calcaires blanc et brun forment des paysages aux reliefs contrastés, tandis que les dolomies vont donner des paysages plus doux dont les aiguilles dolomitiques (Fig.143. B. Dj Lajred) sont le témoin des contrastes de propriétés de la roche.

Les formes karstiques de surfaces traduisent également les modalités de recharge de l'aquifère. Celle-ci peut avoir lieu directement dans la zone non-saturée à travers la roche grâce à des formes de types lapiez (Fig.143.C. Dj Essen). La recharge peut aussi passer par des dépressions karstiques telles des poljés (Fig.15. D) ou des dolines (Fig.143. E. Dj Mestiri et Doukkane). Ces dernières sont nombreuses dans les massifs de Tébessa et Foussana, comme synclinal perché Dj Dyr (les calcaires éocènes ou Maastrichtien) (Fig.143.F), la recharge peut également se concentrer dans des circulations vadoses rapides à travers des pertes (Fig.143. G.H. Dj et Oued Bouaakous).

Le karst de surface peut également servir de marqueur pour la compréhension des phases de spéléogénèse. La région du Tébessa - Foussana et les unités alentours possèdent de nombreuses surfaces planes qui peuvent être liées au karst. Ces surfaces, sont la trace d'intenses périodes d'érosion. Ces périodes marquent alors des périodes de développement potentiel de karst. Dans cette unité. Celui-ci présente une surface plane avec des altitudes variantes entre 1.712 m et 1.520 m. Outre le fait de recouper différents terrains (Aptien, Albien, Cénomaniens, Turonien, Maastrichtien, Eocène), il est caractérisé par la présence d'avens tronqués et de nombreuses dolines maintenant colmatées (Fig.143. E.F). Son origine est encore débattue, mais ces structures karstiques riches en argile peuvent potentiellement provoquer la rétention en surface des eaux de recharge.

4-2 L'endokarst de la région

Les cavités karstiques sont très marquées dans l'unité de Tébessa que dans l'unité de Foussana, à cause des recharges climatiques et les altitudes des formations et leur nature comme les calcaires éocène qui n'existe pas dans l'unité de Foussana .

L'endokarst de notre zone peut être divisé en cinq types de cavités (Fig.144) (Fournillon *et al.*, 2012). Le premier groupe rassemble les formes karstiques les plus superficielles, tels les avens d'effondrement. Le deuxième groupe correspond aux avens. Ce sont de grands puits vadoses verticaux qui peuvent atteindre plus de 296 m de dénivellation dans le Massif de Bouakkous. Le troisième type regroupe les réseaux étagés. Il s'agit de réseaux plus complexes composés de puits reliant des galeries horizontales. Plusieurs sous-groupes peuvent être définis au sein de celui-ci, selon la nature des galeries (fossiles, comblées, temporairement actives). Les trois premiers groupes se développent essentiellement sur les massifs :

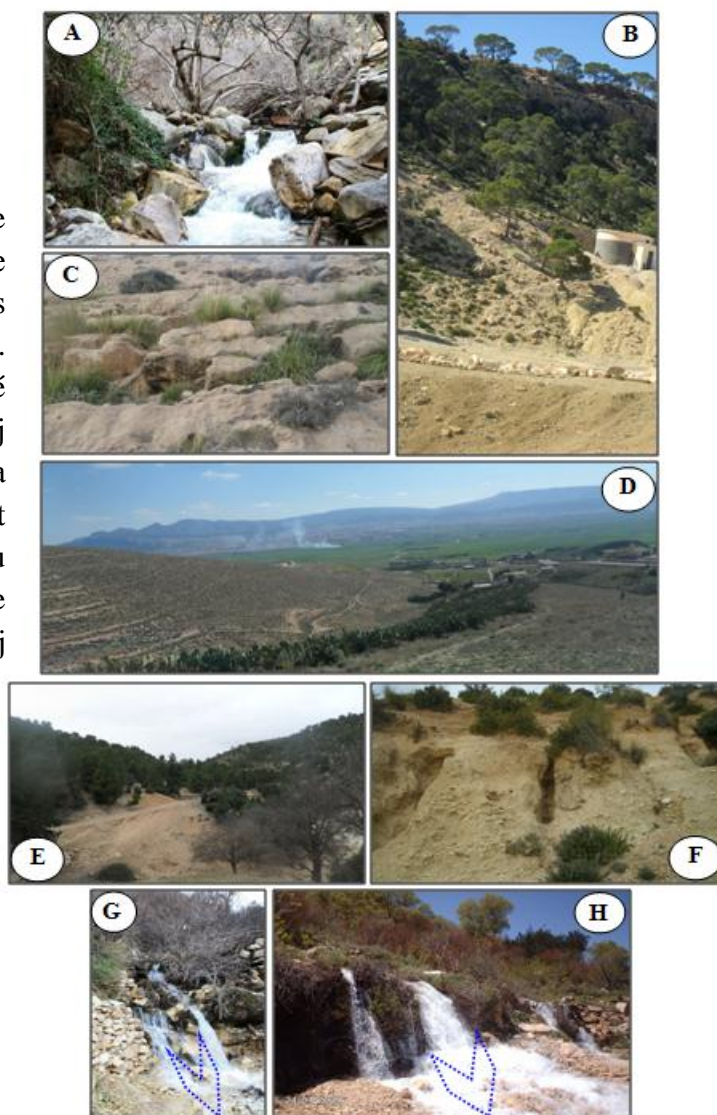


Fig. 143: Formes karstiques de surface de l'Unité du Tébessa et Foussana. (A) Vue de l'Oued Bouaakous. (B) Erosion en aiguilles dans le massif dolomitique du Dj Lajred. (C) Lapiez dans les calcaires du Crétacé inférieur du flanc Ouest DE Tébessa. Dj Essen. (D) la zone d'alimentation de la plain (Tébessa). (E) Doline située à l'Ouest de Tébessa-Dj Ennba. (F) Doline située au Nord de Tébessa-Dj Dyr. (G) la recharge directe des calcaires vers le plain. Dj Bouakkous

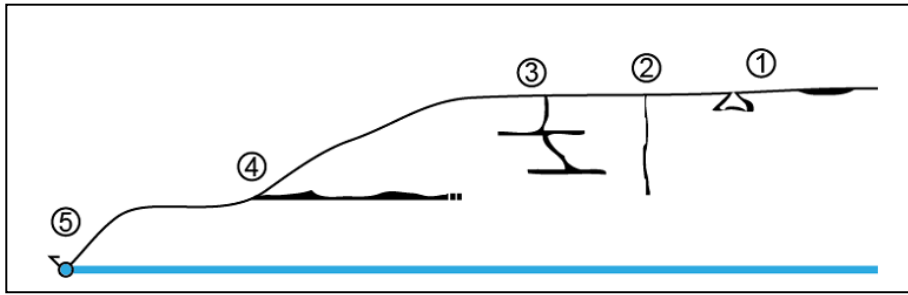


Fig. 144: Typologie des cavités karstiques de l'Unité du Beausset. (1) Formes karstiques perçues, type aven d'effondrement. (2) Avens. (3) Réseaux étagés à dominante horizontale. (4) Réseaux horizontaux. (5) Réseaux actifs. (Bakalowicz, 2006).

Ils sont alors des zones de transfert vadoses ou des réseaux perchés. Le quatrième groupe représente les réseaux horizontaux fossiles. Ce sont des réseaux suspendus au-dessus du niveau de base qui se retrouvent principalement sur les versants. Le dernier groupe correspond aux réseaux actifs (Fournillon *et al.*, 2012).

La nature des cavités de la région d'étude diffère selon les massifs (Fig.145). Tout d'abord, aucun karst explorable n'est présent dans les terrains Turonien, Maastrichtien, Eocène du cœur de l'unité. Quatre zones particulières peuvent être définies selon la nature de leur karst :

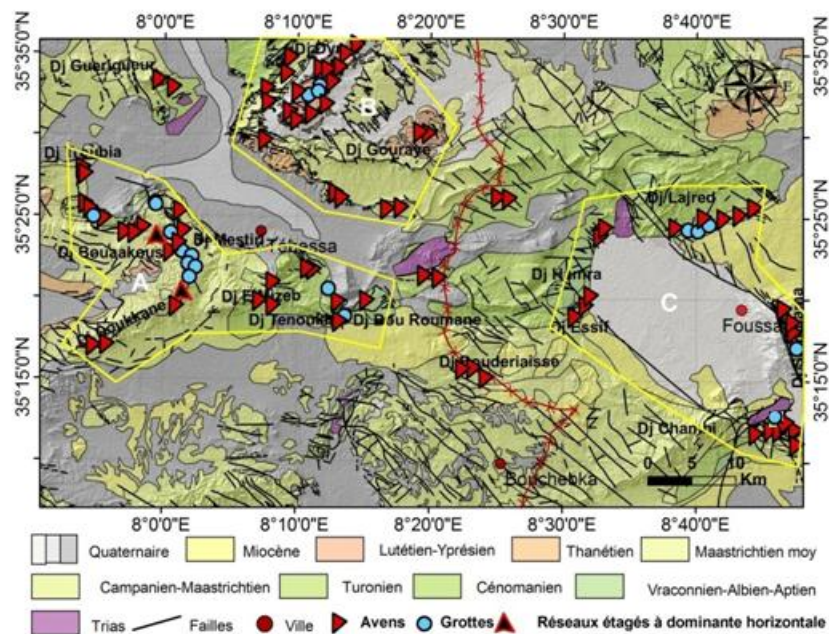
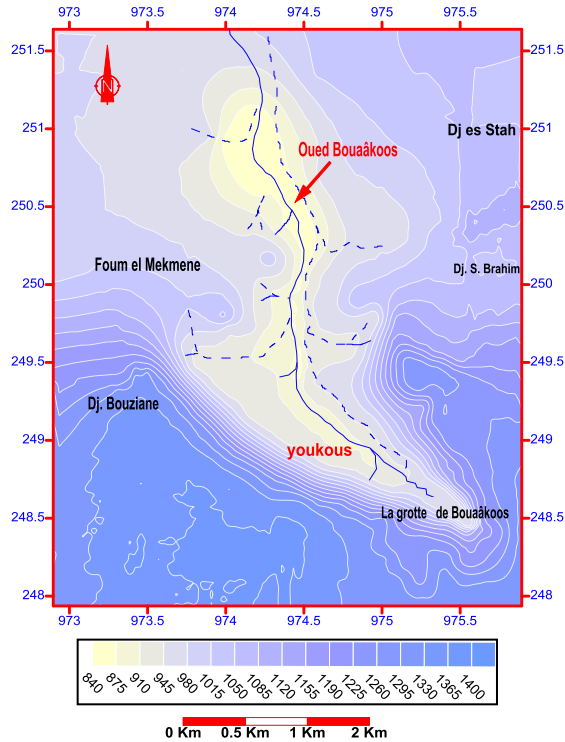


Fig. 145: Les différents zones des karsts dans la région de Tébessa -Foussana

Zone A : la zone Ouest de la région d'étude, représente deux grandes grottes localisées dans les calcaires Maastrichtiens et les calcaires Turoniens des cavités de type 5 ou de type 4 au niveau Dj Bouakkous (Fig.146), Dj Mestiri et Dj Bouziane. Le deuxième type regroupe les réseaux étagés de type 3. Il s'agit de réseaux plus complexes composés de puits reliant des galeries essentiellement sur les massifs : ils sont alors des zones de transfert vadoses ou des réseaux perchés dans la région de Dj Doukkane, Dj Bouakkous et Dj Essen. La zone centrale

Dj El Mizzeb, Dj Ozmor et Dj Tenoukla se caractérisent par de nombreux avens. Ce sont majoritairement de type 2. Mais en générale le phénomène de développement de grotte de Bouakkous reste le plus intéressant dans toute la région parce qu'il présente une grande unité de structure. Néanmoins, 3 parties morphologiquement distinctes se suivent (Fig. 147).

Fig.146: Position de la Grotte de Bouakkous par rapport à la morphologie générale de la région de Bouakkous, Tébessa, Algérie (Zone A)



Faisant suite à l'entrée, plusieurs salles, de quelque 10 m de large et atteignant parfois 15 m de haut, sont encombrées d'éboulis hérissés de plusieurs massifs stalagmitiques. En plus des formes de décollement associées aux éboulements, les voutes montrent de grandes coupoles métriques, asymétriques, indiquant un courant du fond vers l'entrée. Par endroits, des sédiments sableux témoignent par des ripple-marks fraîches du passage annuel de l'eau. Vient ensuite la grande galerie qui constitue l'ossature de la cavité. Large en moyenne de quelques mètres mais haute parfois de plus de 30 m, elle est constamment envahie par une eau quasiment stagnante. Sa profondeur varie de 10 m en aval à 1 m en amont (mesures faites en étiage). Remontée régulière coupée par un seuil de 3m. Enfin, le fond de la cavité est constitué

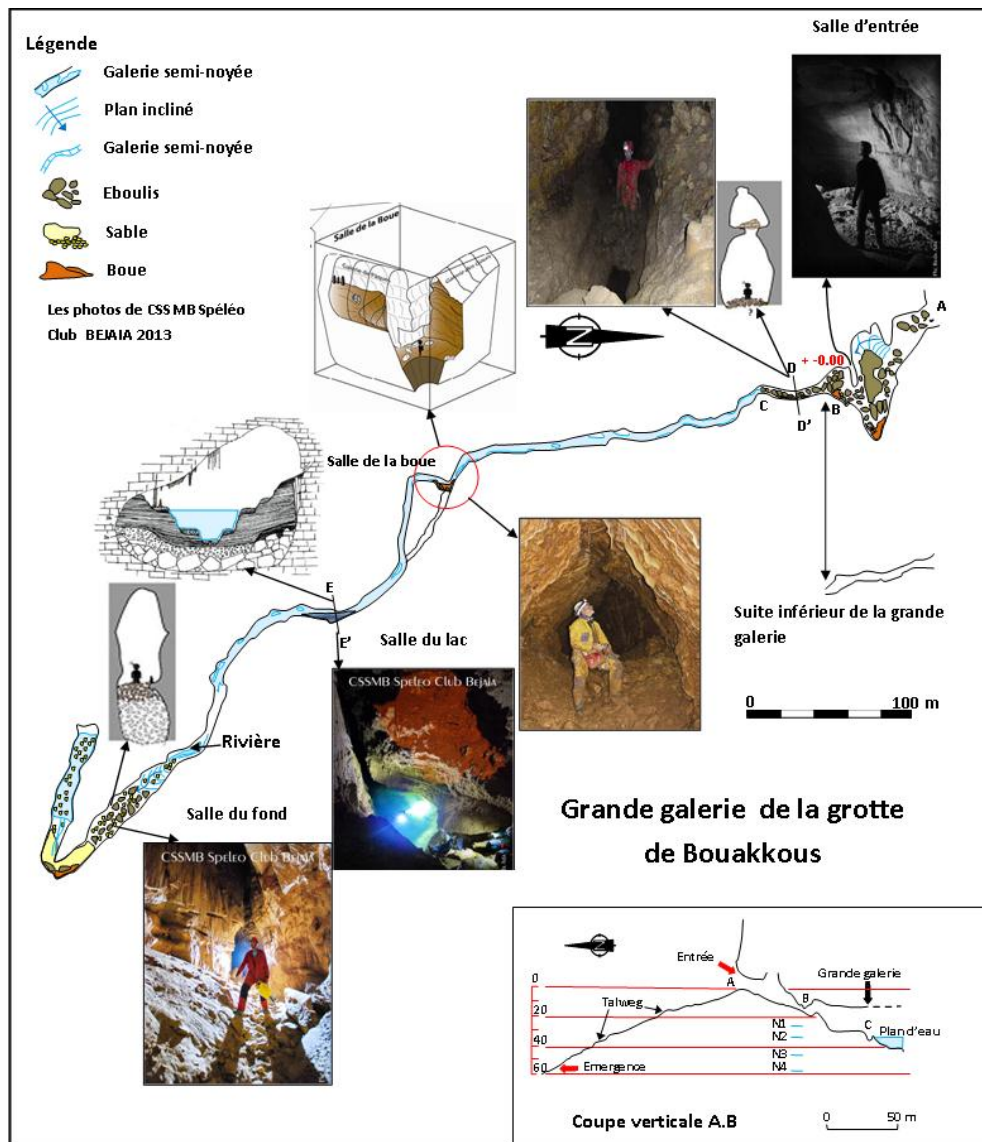


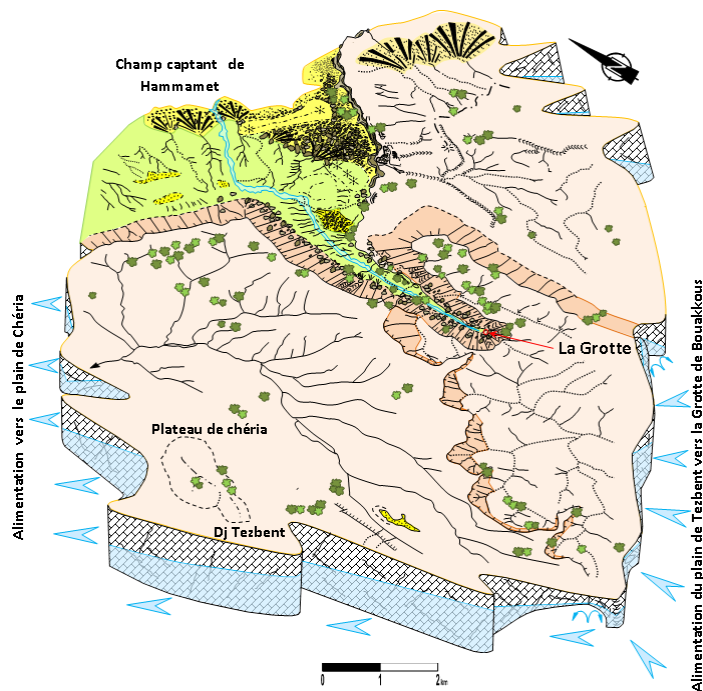
Fig.147: Carte morphologique de l'axe principal de la grotte de Bouakkous, Tébessa, Algérie D'après Quinif, 1975 (in Hamad, 2017) (zone A)

D'un complexe de vides plus importants : la galerie s'élargit pour se transformer en salle allongée contenant éboulis, dépôts fins de crues, gros massifs stalagmitiques. On y trouve un segment de rivière avec eau cascade et un lac qui termine la grotte en amont. La route montre des coupoles allongées sur fractures. L'alimentation du réseau de Bouakkous est constituée par les infiltrations dispersées sur quelque 45 km² (Fig. 148) de plateau (en tenant compte d'un coefficient d'infiltration de 30 % et d'un volume évacué annuellement de 6.10⁶ m³) (Quinif, 1975). Aucune perte d'oued massive ou partielle n'a été décelée par les prospections. Le drainage concentré est dû au faisceau de grandes diaclases verticales de direction N 170° E qui guident en grande partie l'orientation de la grotte, le lieu d'émergence se trouvant à l'intersection de ces diaclases et de la fin de la faille de Youkous au fond de la

reulée. Différents sondages effectués sur le plateau par les services de l'Hydraulique, montrent que la surface piézométrique dans le calcaire Maastrichtien remonte vite en amont de la cavité vers la surface du plateau. Ce calcaire, dans les zones à l'écart du bord du plateau, ne constitue pas la roche magasin. Seule une frange se trouve être karstifiée. La surface de l'eau dans la grande galerie est située en étiage (mesures en juillet et août) à 25 m au-dessus de l'émergence nichée au fond. Lors des crues provoquées par la fonte des neiges à la fin de l'hiver ou par suite d'orages d'été, la cavité se remplit complètement et les eaux sortent alors par l'entrée de la grotte. Ensuite, la galerie se vide lentement par les émergences inférieures, l'apport de la petite rivière en amont ne suffit pas à compenser l'évacuation par l'émergence.

Deux types de concrétionnement se rencontrent dans les grottes de la zone A. Le premier type groupe des stalactites et stalagmites « classiques », présentes partout dans la cavité, y compris sous le niveau d'eau de la grande galerie. Le second type comprend des petits pédoncules de 1 à 10 cm de long pour un diamètre de 1 à 5 cm, recouvrant uniformément les parois de la grande galerie vers l'aval d'une couche épaisse parfois de plus de 10 cm. Ce concrétionnement très fragile, la calcite étant mêlée intimement à du limon de crue, recouvre également les stalagmites des grandes galeries dès la zone A (Fig. 149).

- Grotte Bouakkous du calcaire Maastrichtien
- Grotte de l'Hammamet du calcaire Turonien
- Grotte Dj Tenoukla du calcaire Cénomanién



Légende de l'esquisse géomorphologique

- 1-Versent Régliés
- 2-Versent concave
- 3-Ligne de crête
- 4-Somme se rattachant à une crête
- 5- Versent ruiniforme (à pitons)
- 6-Corniche monoclinale
- 7-Escarpeement tectonique
- 8-Crique avec son talweg exutoire
- 9- Talweg principale et secondari
- 10- Oued des plateaux
- 11- Talwegs à section V
- 12-Petit talwegs torrentiel, à pente très forte
- 13-Emergence Karstique
- 14-Grotte de Bouakkous
- 15-Cône d'éboulis des gravite
- 16-Replat d'origine incertaine
- 17-Glacis d'épandage
- 18- Glacis d'épandage passant au glacis d'ennoyage
- 19- Surface d'acumination (errasse aux abords du Chabet)
- 20-Surface de remplissages continentale (fin)
- 21-Gravier
- 22-Surface principale
- 23-Des éboulis (moyenne)
- 24-Des conglomérats
- 25- Ligne de partages des eaux

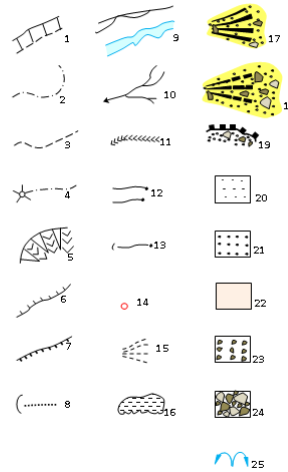
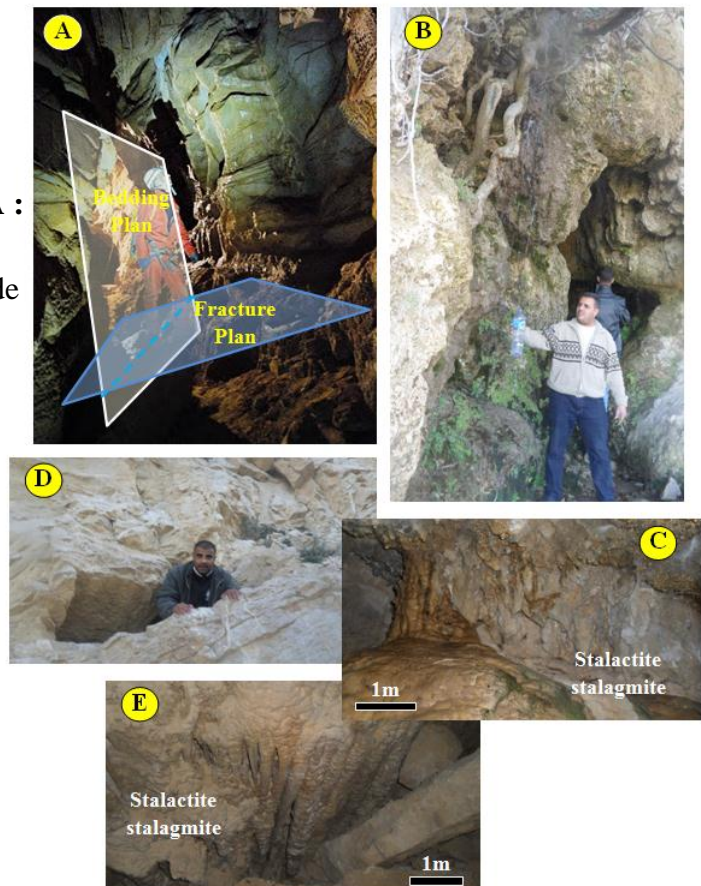


Fig.148: Schéma géomorphologique de la région de Bouakkous Montre les zones d'alimentations de la Grotte de Bouakkous Tébessa, Algérie (zone A) D'après [Quinif, 1975](#). (In [Hamad.2017](#))

Fig.149: Illustration de formes karstiques souterraines de la région de Tébessa (zone A) .**A** : Karstification horizontale selon des plans de stratifications et de fracturations dans la grotte de Bouakkous. **B** : grotte Dj Tenoukla. **C** : les stalactites et stalagmites dans la grotte Dj Tenoukla. **D** : Grotte de l'Hammamet. **D** : les stalactites et stalagmites dans la grotte de l'Hammamet.



Zone B : cette zones située au Nord de la région d'étude est formée généralement par des calcaires éocènes ou premiers ordres et des calcaires Maastrichtiens. Nous présentons ici les résultats de l'étude du comportement hydraulique du système karstique du synclinal perché de Dyr. Le traitement et l'analyse des chroniques hydro-pluviométriques enregistrées pendant deux années (2016 /2017), nous ont permis, dans un premier temps, décrire et comparer les structures des deux séries chronologiques :

La série chronologique des précipitations dans le synclinal de Dyr, considérée comme entrée (la cause) du système karstique,

La série chronologique de débit du ressort Ain Kissa, considéré comme sa sortie (l'effet) (Fig. 150). Sur la base du traitement du signal, la détermination des composantes du signal a permis de démontrer clairement l'effet de la variabilité temporelle de la pluviométrie sur le fonctionnement hydraulique de ce système karstique dans une grande potentialité aquifère. En effet, ce travail d'analyse a révélé que le système karstique est caractérisé par un comportement faiblement inertiel et possède une structure de drainage bien développée qui constitue une karstification fonctionnelle.

Grâce à la typologie établie pour l'endokarst de la région, il apparaît que la spéléogénèse de ces cavités a été variée avec le développement de réseaux horizontaux et verticaux, dont certains sont fossiles. Ces karsts se développent classiquement selon les plans de stratification et les fractures (Fig. 150). Mais le fait, que les différents types soient inféodés à des zones géographiques ou des horizons stratigraphiques précis, indique l'existence de contrôles temporels et spatiaux au sein de l'Unité de Dj Dyr (Fig. 151).

Les karsts actifs sont présents quasiment uniquement au niveau du sommet de Dj Dyr (calcaire éocène), indiquant ainsi la maturité de l'hydrosystème. Les zones de transfert vadoses sont circonscrites aux massifs. Les grands réseaux horizontaux sont en dehors du niveau de base en position perchée. Ils sont majoritairement dans les formations du Crétacé supérieur, les réseaux étagés ne sont présents presque que dans le Crétacé supérieur. Ces réseaux perchés étant à des altitudes variées, ils indiquent la grande variabilité des niveaux de base au cours du temps.

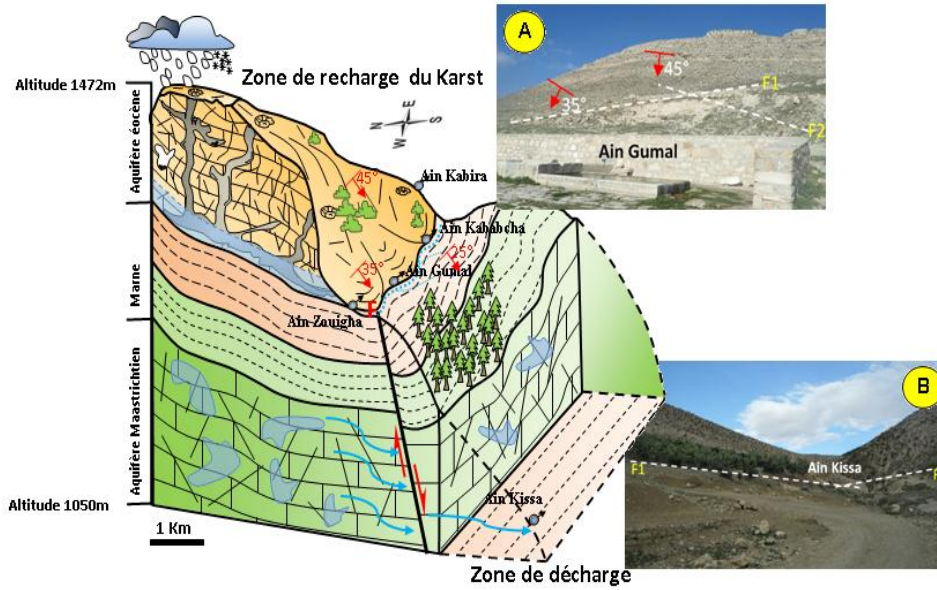


Fig.150: Bloc diagramme d'alimentation de système Karstique de la région de Tébessa .Dj Dyr (zone B)
A : Zone de recharge **B** : Zone de décharge

Zone C : Cette zone est située dans le territoire tunisien et à l'extrême Est de la zone d'étude. Dans l'ensemble, les similitudes existent entre toutes les grottes dans la forme et le développement et cela est observé dans le domaine d'étude. On peut, ainsi, partager cette zone en trois parties, complexe de Dj Semmama, complexe de Dj Chambi et complexe de Dj Berno , Dj Lajred et Dj Hamra.

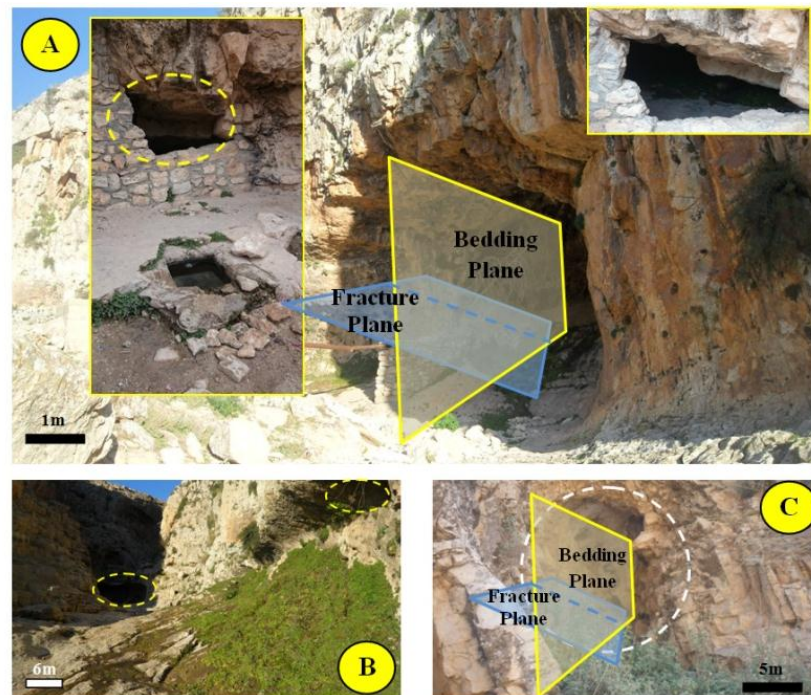


Fig.151: Illustration de formes karstiques souterraines et de surface dans la région de Tébessa .Dj Dyr (zone B) .**A** : Karstification horizontale selon des plans de stratifications et de fracturations dans les calcaire éocène **B** : développement Karstiques dans les calcaire éocène. **C** : développement Karstiques dans les calcaire Maastrichtien région de Kissa Dj Dyr (zone B)

- Complexe de Dj Semmama et Dj Chambi : Les grottes / karsts étudiés sont creusés dans le calcaire Turonien, le long du plan de faille qui marque une limite nette entre Djebel Semmama et Dj Chambi. Le Karstification toujours affecte le même membre inférieur du Turonien, consistant en barre de calcaire épais (plusieurs mètres) plongé au SW, dont les affleurements sont saillants dans le paysage. Le milieu et le haut des membres du Turonien sont marno-carbonés et virtuellement non affectés par la karstification. Les karsts se forment selon deux directions principales :

(1) sous-parallèle à la stratification et

(2) le long des fractures, orthogonale à la stratification.

Les grottes dans cette région affichent un réseau complexe de fosses et galeries, définissant un tableau en 3D à peu près orthogonal de mécontents mines souterraines. Les directions principales dans ce tableau sont NW-SE et NE-SW, c'est-à-dire conforme à la principale toile structurelle régionale. Sur au contraire, la plupart des autres grottes sont des galeries à peu près linéaires, quelques mètres de diamètre (grottes 1-10m, Fig.152). Ces karsts sont toujours remplis de produits néoformés et les sables tortoniens, (Amouri, 1977) (Fig. 152.b). Mais à côté de Dj Chambi, on peut remarquer ça à la surface aussi (Fig. 153).

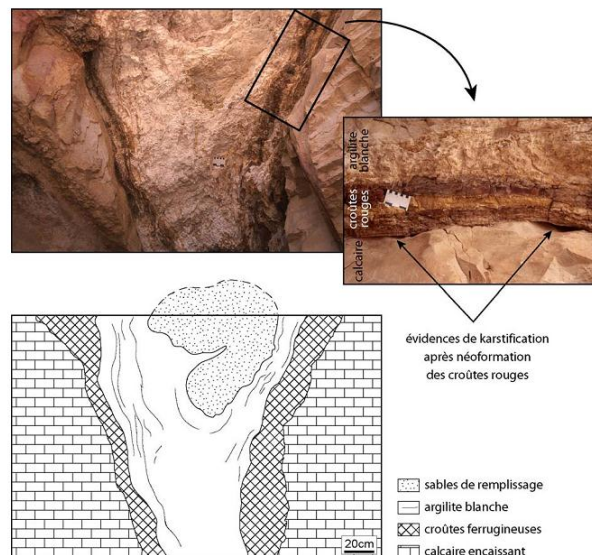


Fig.152: Illustration de formes karstiques souterraines et de surface en contact avec les sable Miocène dans la région Kasserine -Foussana .Dj Semmama (zone c)

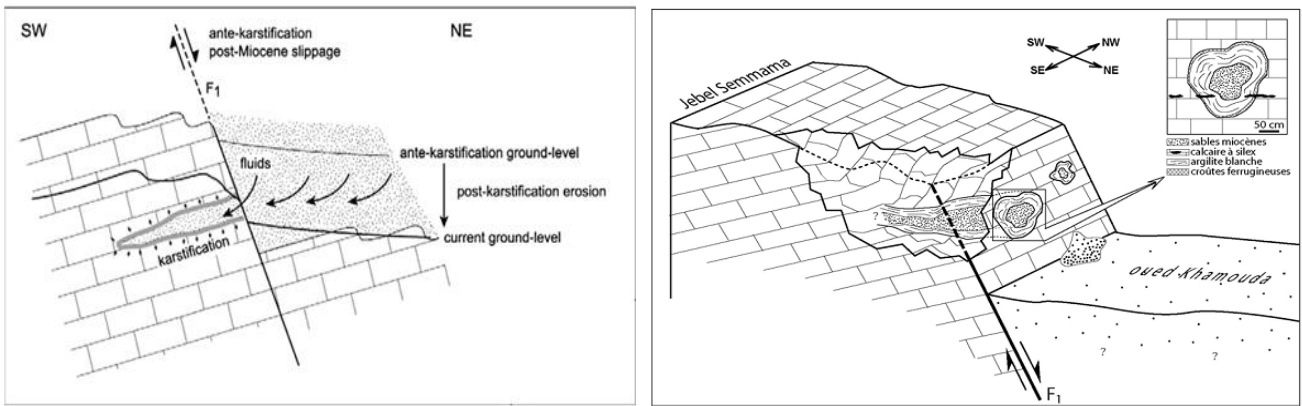


Fig.152.b: Coupe schématique de la formes karstiques souterraines et de surface en contact avec les sable Miocène dans la région Kasserine -Foussana .Dj Semmama (Delphine Bruyère, 2009) (zone c)



Fig.153: Illustration de formes karstiques souterraines et de surface dans la région Kasserine -Foussana. Dj Chambi (zone c)

- Complexe de Dj Lajred, Dj Berno et Dj Hamra : dans la région Nord de notre bassin, il existe plusieurs phénomènes de karstification. Ils sont liés aux systèmes de failles orientées NW - SE et E - W et se présentent sous la forme de veinules, de remplissages de cavités, de disséminations et de remplacements de roches encaissantes. Les altérations hydrothermales correspondent à la dolomitisation et à la silicification du calcaire de l'Aptien supérieur. La géologie de la région est dominée par des calcaires massifs plissés et des dolomies interstratifiés avec des marnes du Crétacé inférieur. Suivant des failles orientées NW - SE, des structures de graben, les principaux affleurements sont les calcaires de l'Aptien supérieur et les dolomies (Dj El Hamra), bordés par les marnes d'Albien. La sédimentation pendant cette période était contrôlée par trois failles normales actives orientées E - W qui divisaient le bassin en quatre blocs. La région de Djebel Hamra a été affectée, de l'Eocène supérieur au Miocène supérieur, par la compression NW - SE liée à l'orogénèse alpine (Ben Ayed, 1986, Chihi, 1995), développée dans les

dolomies de l'âge aptien supérieur, sur les quatre blocs résultant de la déformation fragile de la zone Miocène. Plusieurs morphologies des minéralisations peuvent être distinguées : cavités, joints, brèches, disséminations et remplacements stratosphériques des roches carbonatées (Bejaoui et Bouhlel, 2007, Bouhlel, 1993, Bouhlel *et al.*, 1988 et Routhier, 1980). On peut remarquer le karst dans Dj berno (Fig. 154) et Lajred (Fig. 155) dans les calcaires Turonien et Maastrichtien, d'une épaisseur allant de quelques centimètres à 4 m. Mais en général on peut dire que ce mécanisme induit la mise en place d'amas triasiques, non seulement aux abords de la faille de Kasserine, mais aussi au voisinage de massifs de dolomie aptienne fracturée, basculée (Dj Chambi, Dj l'Ajered), présentant des traces d'érosion et de karstification ou supportant des couches qui ont glissé dans le sens du basculement au moment de leur dépôt (Dj El Hamra).

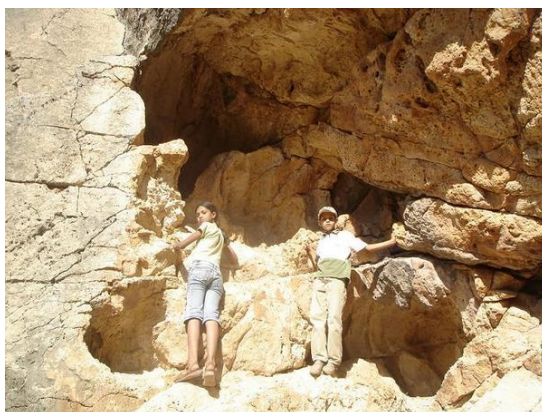


Fig.154: Illustration de formes karstiques souterraines et de surface dans la région Kasserine -Foussana. Dj berno (zone c)

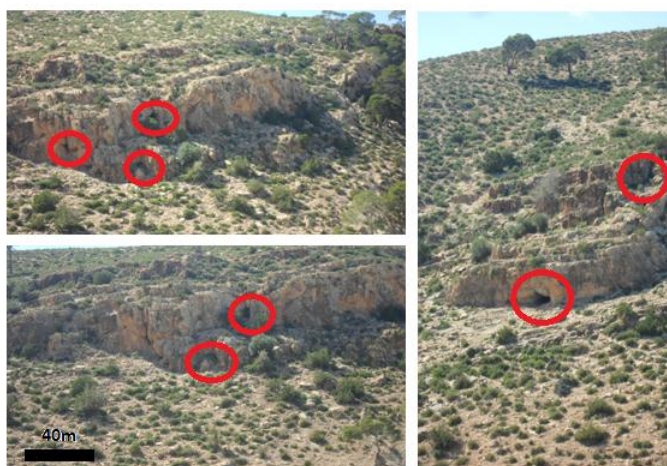


Fig.155: Illustration de formes karstiques souterraines et de surface dans la région Kasserine -Foussana. Dj Lajred (zone c)

5 - Etude géochimique et isotopique de la région d'étude (Tébessa-Foussana)

Les eaux de sources, forages et surface ont été échantillonnées pour des analyses hydrogéochimiques avec une volonté d'exhaustivité. Les prélèvements ont été effectués pour Acquérir :

- (1) les paramètres physico-chimiques classiques, c'est-à-dire la température, le pH et la conductivité électrique.
- (2) la concentration en ions majeurs dissouts.
- (3) la composition isotopique en oxygène 18 et deutérium de l'eau.

Les prélèvements ont pris la forme de six campagnes qui correspondent à 91 analyses retenues. Au total 47 points (Annexe 01) différents ont été prélevés au cours des différentes campagnes (Fig.156).

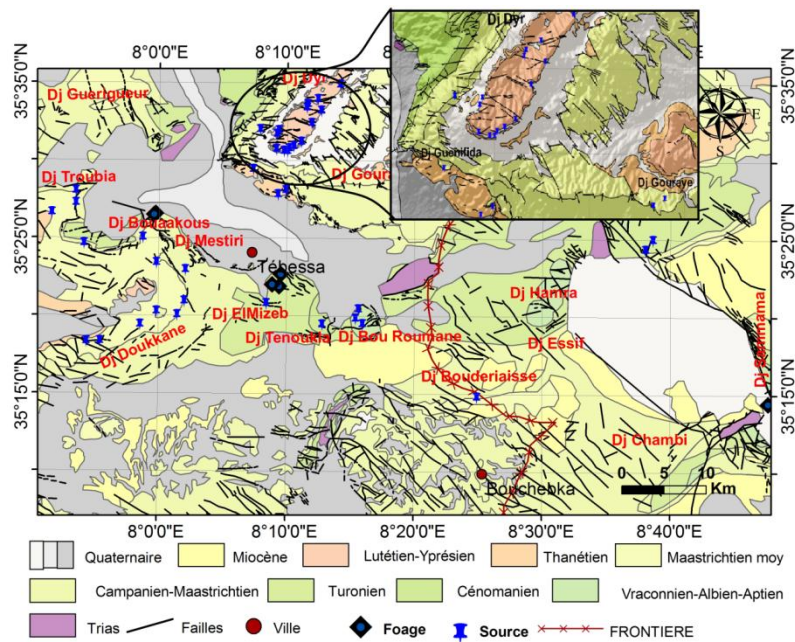


Fig.156 : Carte de localisation des points d'eaux du bassin de Tébessa -Foussana (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

L'approche géochimique adoptée dans cette partie vise essentiellement à définir les caractéristiques physico-chimiques des eaux des aquifères du bassin de Tébessa -Foussana en particulier, le faciès chimique des eaux et de son évolution spatiale ainsi que les processus géochimiques aboutissant à l'acquisition de la minéralisation. Les différentes étapes d'évolution de la minéralisation des eaux souterraines seront discutées selon les différents processus géochimiques à savoir la dissolution de la roche encaissante, la variation des indices de saturation vis-à-vis des phases minérales, le transfert inter-aquifères et les activités

Anthropogéniques. En outre, nous tenterons de vérifier dans ce chapitre les hypothèses émises Dans la partie hydrogéologie concernant l'éventuel mélange des eaux des différents niveaux Aquifères.

5-1 Paramètres physico-chimiques :

Les paramètres physico-chimiques mesurés sur le terrain au cours de cette campagne d'échantillonnage et les cartes des concentrations des éléments chimiques 3D figurent dans l'annexe 1.

5.1.1. La cartographie chimique

Les données de l'hydrochimie sont représentées sur des cartes, les principales cartographiées dans notre étude, sont les éléments majeurs (Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , HCO_3^- , SO_4^- , Cl^-) (voir annexe N° 01). D'une manière générale, la cartographie chimique, pour tous les éléments étudiés, dans ce travail, révèle clairement deux zones distinctes. Une au Nord pour des concentrations moins importantes que dans la seconde zone au Sud, le théâtre des concentrations élevées et dans la majorité des cas au-dessus des seuils de potabilité d'une façon général.

5.1.1.1. Le potentiel d'hydrogène (pH) :

On observe deux parties distinctes, la première située à l'Est représentant un pH basique (>7) au niveau de Dj. Lajred, Sammama, Boulaaba et Chambi cela est en rapport direct avec les eaux thermales, et une deuxième partie à l'Ouest de pH acide (<7) notamment à Dj. Dyr, Tenoukla, Mizeb, Doukkane, Mestiri et à Hammamet ce phénomène est dû à la concentration élevée en CO_2 (Fig. 157) caractérisant les zones de karst fonctionnel (Hamad *et al.* 2017). Pour la même raison les eaux de sources des Dj. Troubia et Gouraye ont également un pH acide. (Coupe NW-SE et SW-NE sur la carte. (Fig. 157.a))

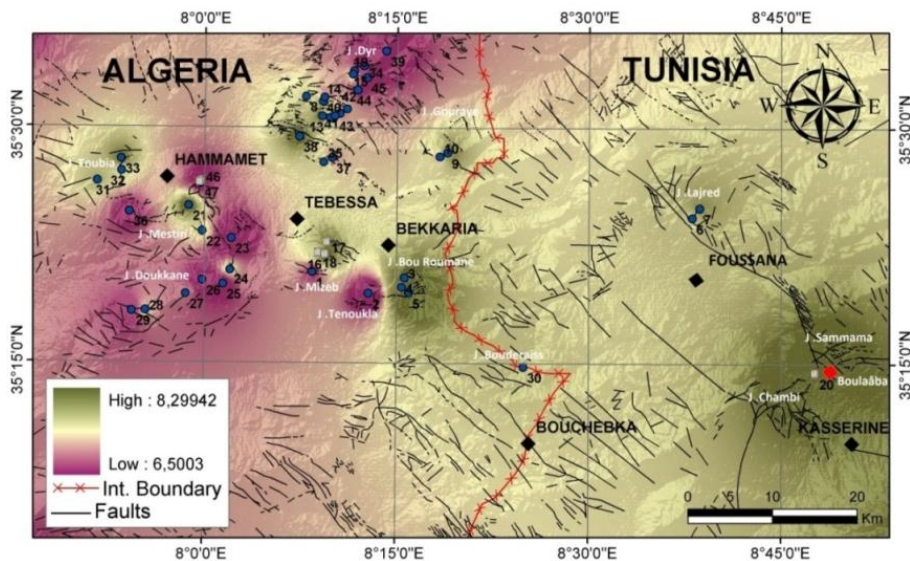


Fig.157: Répartition de la concentration en Ph (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

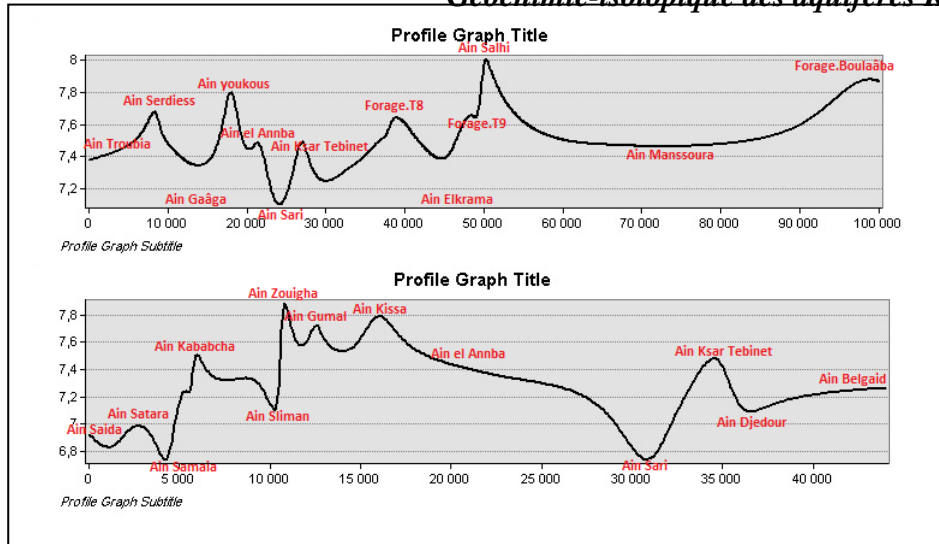


Fig.157.a: coupe sur la carte de concentration en Ph en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5.1.1.2. La pression partielle en dioxyde de carbone (pCO₂):

La PCO₂ (éq.) calculée par le logiciel « diagramme 4.0 » varie entre 5×10^{-4} , 7×10^{-4} , 8×10^{-4} atm (Forage Thermal Hammamet Tébessa, Source de Serdiess par le lessivage des Marne. Tébessa et Forage Thermal Boulaâba. Kasserine) et 4.44×10^{-3} atm (Source Elkrma,calcaire Cénomanién). Les valeurs trouvées sont supérieures à celle de l’atmosphère $10^{-3,5}$ atm (Pression du CO₂ atmosphérique), ce qui suggère que le CO₂ des eaux souterraines provient d’autres origines à savoir la respiration racinaire et l’enrichissement du sol en matière organique (Van der Weijden and Pacheco, 2003 ; Emblanch *et al.*, 2003). Les valeurs élevées de PCO₂ existent (Fig. 158) dans les formations Maastrichtien Djebel Doukkane, Mestiri, Turonien Djebel Mizeb, Cénomanién Jebel Tenoukla et Eocène Djebel Dyr (Tébessa) qui sont très fracturés est avec des altitudes importante (Djebel Doukkane 1.712m, Djebel Mizeb et Tenoukla 1.556, Djebel Dyr1.472m) (Fig. 158). Les faibles valeurs sont observées dans les autres zones à les mêmes formations mais avec des fracturations et des altitudes faibles (Hamad *et al.*, 2017).

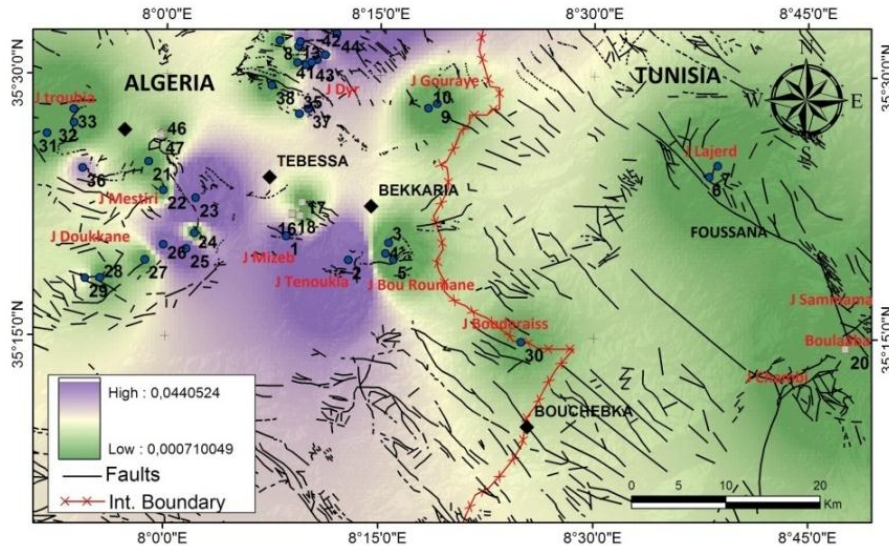


Fig.158: Répartition de la concentration en pCO₂ (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5.1.1.3: La conductivité électrique (CE)

La conductivité électrique traduit les fluctuations globales de la charge saline de l'eau, elle est liée à la concentration des ions dissous et permet une estimation approchée de la minéralisation des eaux. Elle est en étroite liaison avec la nature lithologique de la formation Aquifère, la vitesse, le sens de l'écoulement d'une nappe et le temps de séjour des eaux.

Les fluctuations globales de la charge saline de l'eau peuvent être traduites par la détermination de la conductivité électrique. Au total 94 mesures (Fig. 159) de conductivité ont été faites sur des points d'eau régulièrement répartis sur l'ensemble de notre bassin. La conductivité électrique des eaux souterraines oscille entre 91.8 (µs/cm) à Ain youkous et 1100 (µs/cm) à Ain Zueguieg. (Coupe KK' et K''K''' sur la carte. (Fig. 159.a))

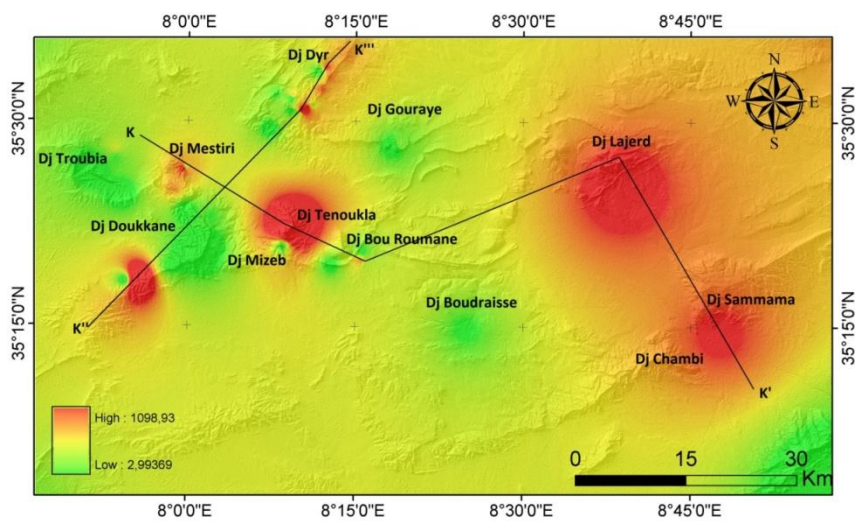


Fig.159: Répartition de la concentration en CE (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

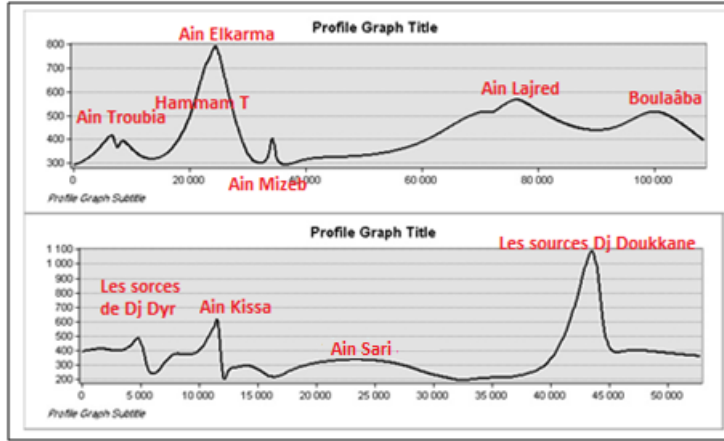


Fig.159.a: coupe KK' et K''K''' sur la carte de concentration en CE (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5.1.1.4: Résidu sec (RS) :

Le résidu sec ou TDS (Total Dissolved Solid) varie entre 10mg/l (Source Gattara, Maastrichtien. Tébessa) et 490.66 (Forage thermal Hammame01, Turonien. Tébessa) pour une valeur moyenne de 130.86 mg/L. La valeur moyenne pour les forages du Turonien (Tébessa) échantillonnés est de 250.53 mg/L. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées au niveau de Djebel Mestiri, Doukkane et Hammamet à l'Ouest (Tébessa) (Fig.160) aussi la zone frontalière Djebel Bouderiesse et c'est pour la raison que ces eaux sont issues de calcaire friable très fissuré avec un temps de séjour élevé et à l'Est Djebel Lajred (contact eau Merne). Mais les valeurs moyennes enregistrées à Djebel Sammama, Boulaaba et Chambi (Kasserine) à cause de la nature thermique de ces eaux. Les faibles teneurs sont observées essentiellement au Nord de la partie centrale de la zone d'étude notamment à Djebel Dyr, Gouraye, est au Sud Djebel Bouroumane, Mizeb et Tenoukla ainsi qu'à l'extrême Ouest au niveau de Djebel Troubia (Hamad *et al.*, 2017). (Coupe NW-SE et SW-NE sur la carte. (Fig.160.a))

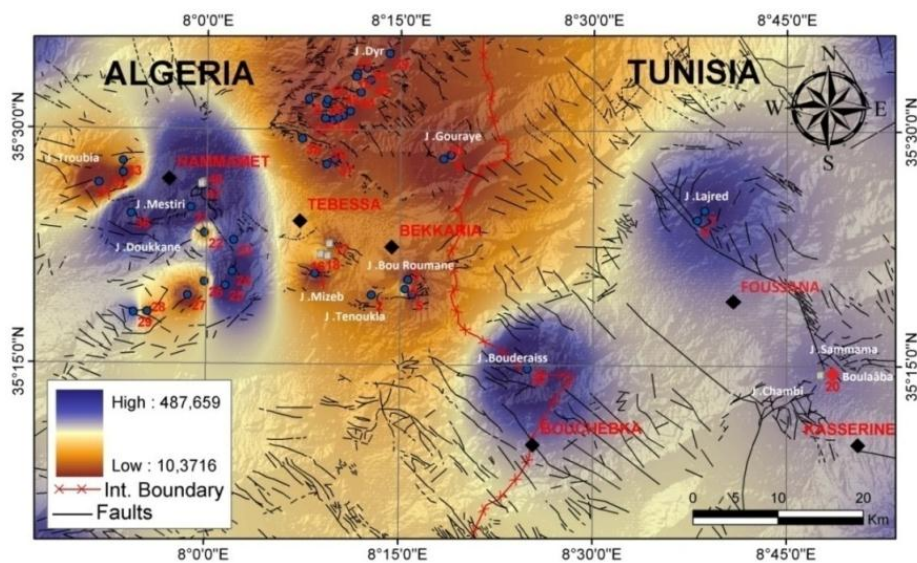


Fig.160: Répartition de la concentration en RS (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

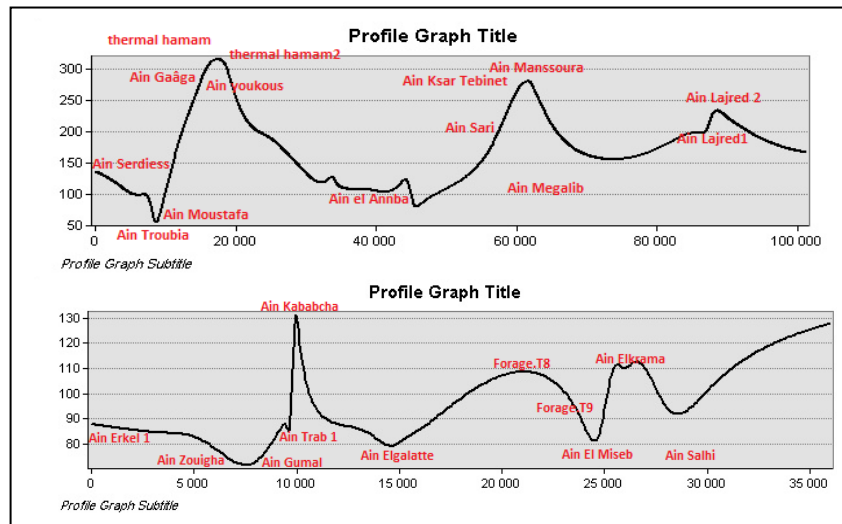


Fig.160.a: coupe sur la carte de concentration en RS en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5.1.1.5: Calcium (Ca^{2+}) :

Le calcium, élément principal de la dureté de l'eau, est un métal alcalino-terreux extrêmement répandu dans la nature et en particulier dans les roches calcaires sous forme de carbonates. Ses sels se rencontrent dans presque toutes les eaux naturelles. Ils s'y dissolvent en majorité lors de l'attaque des roches calcaires par l'anhydride carbonique dissous (CO_2). Il est essentiel pour les plantes et les animaux. La concentration du Ca^{2+} dans toutes les eaux est contrôlée par le système d'équilibre $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{CO}_3\text{-HCO}_3$ (Matthess, 1990).

Le calcium est un élément essentiel des minéraux constituant les roches ignées, spécialement les silicates (pyroxène, amphibole et feldspaths). Dans les roches sédimentaires, il se présente sous forme de carbonates (calcite, dolomite et aragonite), comme il fait partie de quelques minéraux évaporétiques à savoir le gypse et l'anhydrite et aussi dans les minéraux argileux sous forme de Ca-montmorillonite (Hem, 1985).

On remarque sur cette carte, que les valeurs extrêmes de calcium sont enregistrées au niveau de Dj. Chambi (Forage thermal Boulaâba) cette concentration élevée en calcium est dû à la nature des eaux thermales. Au niveau de Dj. Dyr également les concentrations en Ca^{2+} sont importantes ceci est lié la fracturation intense des calcaires Eocène de nature très fissuré, la densité de la fissuration est liée à l'altitude importante (1.472m) ce qui engendre la présence de la neige en saison d'hiver avec un taux de précipitation annuel de 400 mm (Hamad *et al.*, 2017). Les faibles teneurs en calcium sont observées dans Dj. Bouroumane (Fig.161) dans les eaux issues des formations Vrac-Albiennes, et également à côté de Dj. Doukkane, Dj. Troubia et Dj. Mestiri car ces eaux sont à l'origine des formations Maastrichtien. (Coupe NW-SE et SW-NE sur la carte. (Fig.161.a))

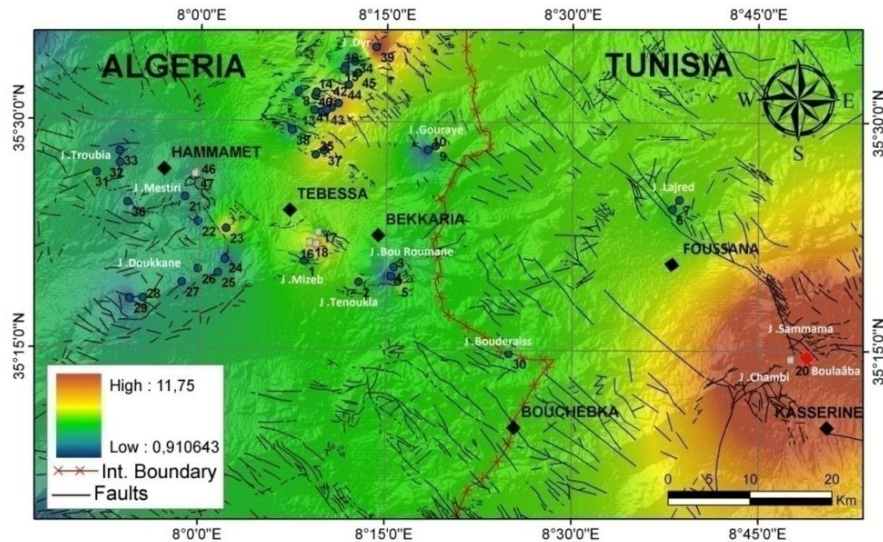


Fig.161: Répartition de la concentration en Ca^{2+} (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

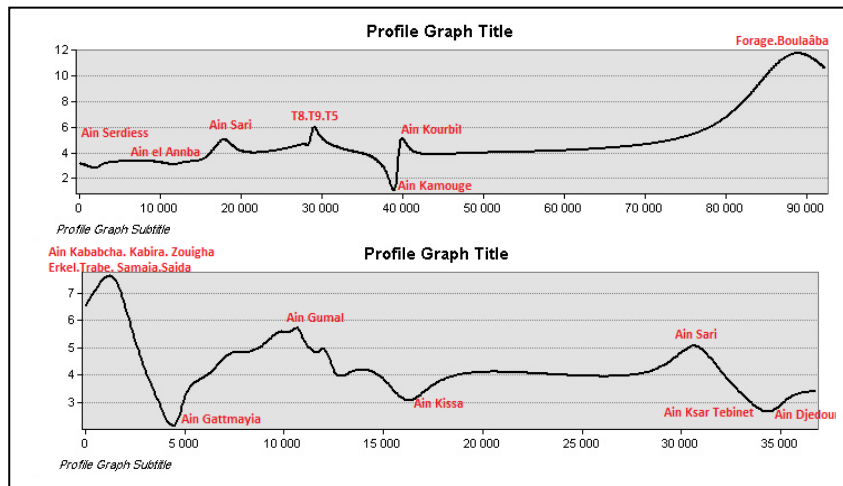


Fig.161.a: coupe sur la carte de concentration en Ca^{2+} en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5.1.1.6: Magnésium (Mg^{2+}) :

Le magnésium est un élément très répandu dans la nature (2.1% de l'écorce terrestre). C'est un constituant essentiel de différentes roches ignées noires ferromagnésiennes. Dans les roches sédimentaires ses origines sont comparables à celle du calcium, car il provient de la dissolution des formations carbonatées à fortes teneurs en magnésium comme la magnésite et la dolomite (Merkel and Sperling, 1996).



Les valeurs élevées en Mg^{2+} dissous dans l'eau se distinguent clairement dans le secteur allant du Sud de Jebel Mizeb (Forage T9,T5,T8 Turonien) passant de la ville de Tébessa et arrivant jusqu'à Djebel Dyr (Source Samaia, Baida, Trab 1, Trab 3 Eocène), on note cette hausse également au niveau de Hammamet et un peu moins à Dj. Bouderiass, cela est probablement

lié à la présence des calcaires Turonien et des calcaires dolomitique d'âge éocène riche en Mg^{2+} . Les faibles teneurs sont enregistrées au niveau des Djebel Troubia et Gouraye, cette baisse est due à la nature des calcaires dans ces régions et qui sont d'âge Maastrichtien et en contact direct avec les marnes (Hamad *et al.*, 2017) ce qui engendre des échanges de bases avec celle-ci (Mg/Ca). Les faibles concentrations observées à Djebel Bouroumane (0.2meq/l) sont liées à la nature des calcaire vraco-albien pauvre en Mg^{2+} et aussi peut être dû à une saturation et/ou sursaturation vis-à-vis de la dolomite au niveau de l'aquifère vraco-albienne (Nader *et al.*, 2003) (Fig.162). Concernant les eaux de sources de Jebel Lajred, Sammama et Boulaâba, les faibles teneurs enregistrés sont due au contact direct des calcaires Turonien avec les marnes et la nature de ces sources hydrothermales (Coupe NW-SE et SW-NE sur la carte. (Fig.162.a)).

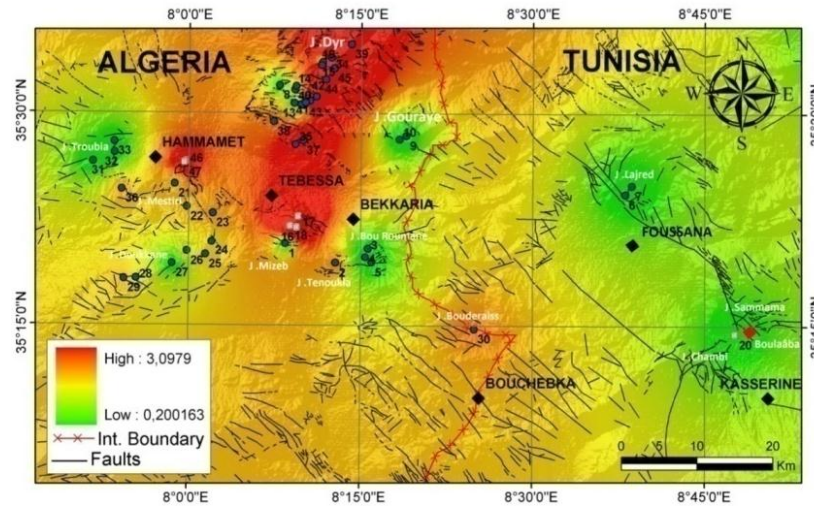


Fig.162: Répartition de la concentration en Mg^{2+} (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

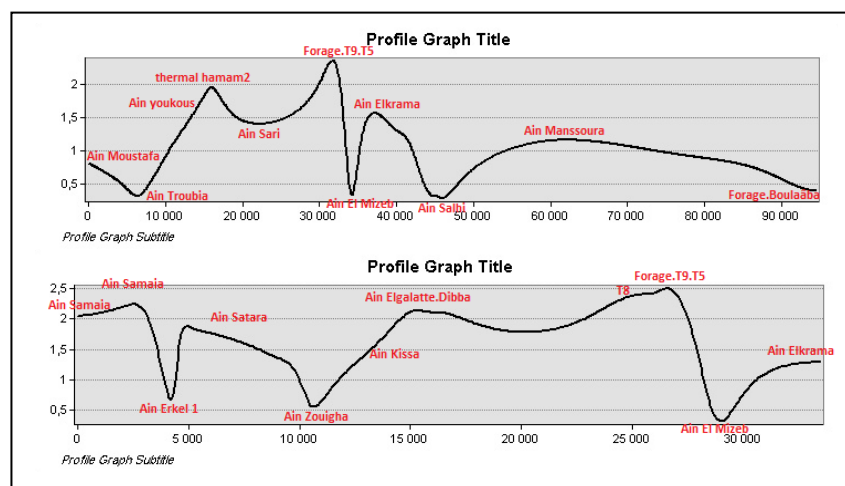


Fig.162.a: coupe sur la carte de concentration en Mg^{2+} en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5.1.1.7: Bicarbonates HCO₃⁻:

Le système Carbonate- CO₂ est une importante réaction qui contrôle l'apparition de différentes espèces carbonatées dans l'eau (Freeze et Cheery, 1979) ;



A l'équilibre calco-carbonique, la teneur en CO₂ libre est appelée « CO₂ équilibrant ». Si la concentration réelle devient supérieure à cette valeur suite au chargement des eaux d'infiltration à travers la zone non saturée, l'excès est appelé « CO₂ agressif » et peu dissoudre les différents minéraux carbonatés (calcite, dolomite...) qui sont en contact avec les eaux de l'aquifère Plio-quaternaire. Si la concentration en CO₂ est inférieure à celle du CO₂ équilibrant, il y'aura précipitations des carbonates (eau incrustante). Ce processus constitue la source principale des bicarbonates dans les eaux souterraines.

Concernant les concentrations en bicarbonates, la carte montre trois grandes parties distinctes : les parties en extrême Est et Ouest caractérisées par des faibles teneurs en HCO₃⁻ notamment dans Djebel Troubia, Mestiri et Doukkane à l'Ouest ceci est en rapport direct avec la nature des eaux karstique sous l'effet de stagnation prolongé et à l'Est à Djebel Sammama, Forage thermal Boulaaba, Jebel Chambi dont la nature des eaux est thermale. Cependant la partie centrale présente des valeurs élevées notamment à Jebel Dyr qui est matérialisée par des calcaires extrêmement fissurés et friable (Eocène) favorisant (A.Hamad et al., 2017) l'enrichissement des eaux en bicarbonates. Pour la même raison on note aussi des teneurs élevées à Djebel Mizeb (Turonien), Tenoukla (Cénomanién) et Hammamet (Turonien), toutefois deux cas particuliers sont distingués dans cette carte à Djebel Gouray et Bouroumane où on note une variation rapide en HCO₃⁻ (Fig.163), ce qui met en évidence des failles provoquant un changement latéral de faciès (Coupe NW-SE et SW-NE sur la carte. (Fig.163.a)).

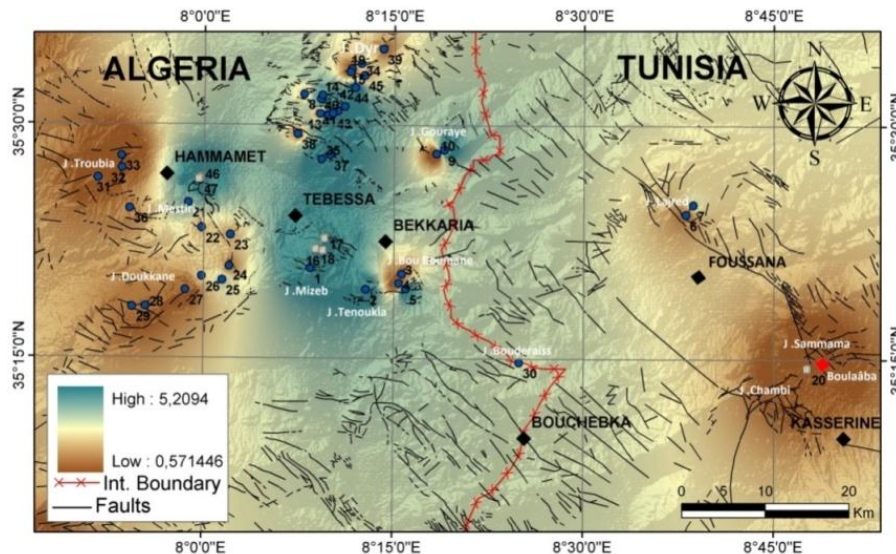


Fig.163: Répartition de la concentration en Hco₃⁻ (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

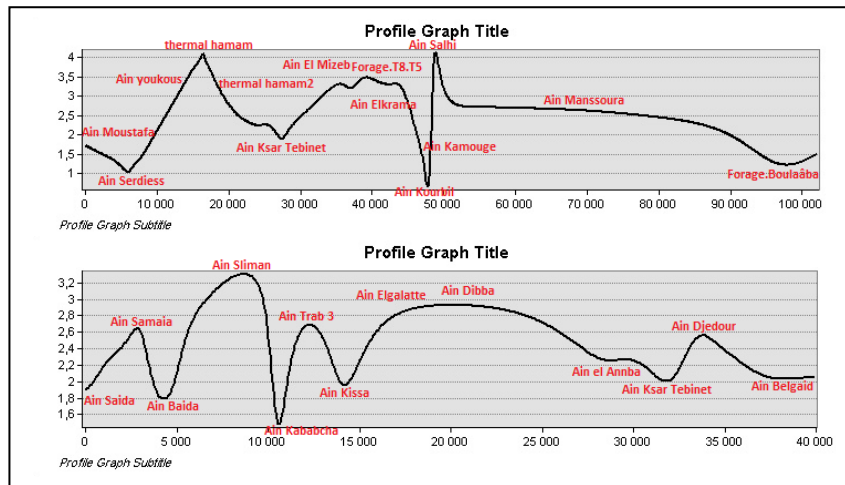


Fig.163.a: coupe sur la carte de concentration en HCO_3^- en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5.1.1.8: Sodium et Le potassium (Na^+ , K) :

Cet élément, très abondant (environ 26g/kg de la croûte terrestre soit environ 2.8%) ne se rencontre pas naturellement à l'état natif mais toujours associé à d'autres éléments chimiques (Chlorures, sulfates...). Le principal minéral contenant le sodium est le sel gemme (chlorures de sodium). L'omniprésence du sodium et la grande solubilité de ses sels expliquent sa présence dans la majorité des eaux naturelles. Des teneurs anormalement élevées peuvent provenir du lessivage ou de la percolation de terrains salés aussi de l'effet de la salinité marine. Le potassium est un élément naturel des eaux où sa concentration, à peu près constants, ne dépasse habituellement pas 10 à 15 mg/l, sauf dans certains contextes géologiques particuliers où elle atteint 20 à 25 mg/l. Le potassium provient de l'altération directe des roches silicatées (feldspaths, orthoclase, microcline et mica) (Hamad *et al.*, 2017). Dans les sédiments, le potassium se trouve essentiellement dans les feldspaths altérés, dans les particules des micas ou dans les minéraux argileux sous forme de cation d'inter couches, comme c'est le cas pour l'illite, la vermiculite, le chlorite, le mica hydraté et la montmorillonite (Fehdi, 2008). On remarque que les concentrations sont importantes comparativement à celles déterminées pour le calcium et le magnésium (Fig.164), sauf le cas de Forage thermal Boulaaba qui est dû au phénomène de thermalisme (Coupe EE' et E''E''' sur la carte. (Fig.164.a))

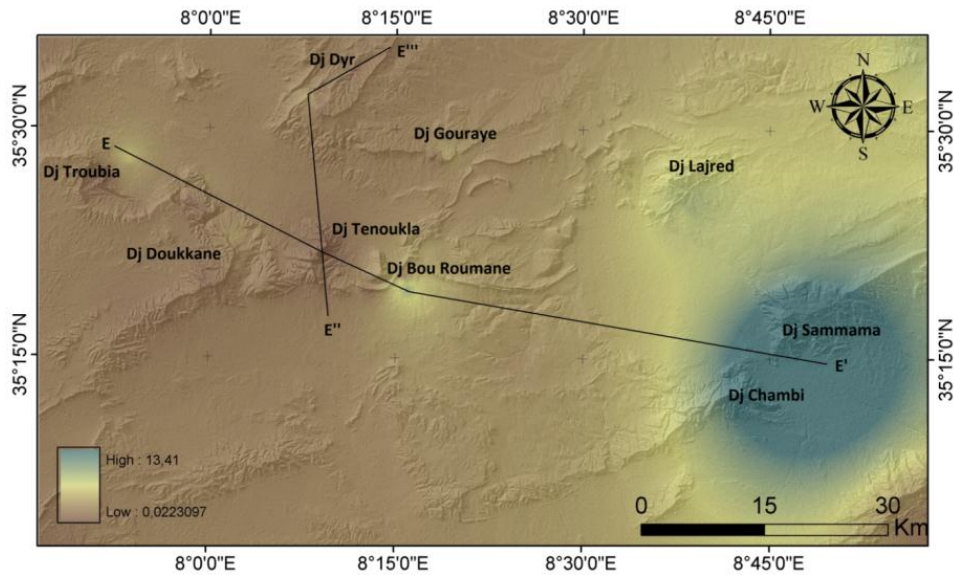


Fig.164: Répartition de la concentration en Na+K (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

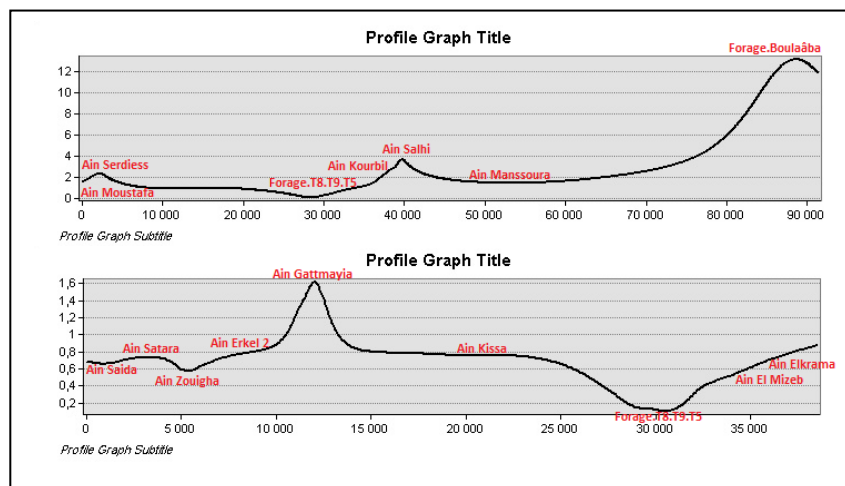


Fig.164.a: coupe sur la carte de concentration en Na+K en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5.1.1.9: Sulfate SO_4^{2-} :

L'origine des sulfates, dans la région d'étude est attribuée au lessivage de gypses ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) et d'anhydrite ($CaSO_4$). Ces deux minéraux se dissolvent très rapidement en Contact avec l'eau, la réaction de dissolution de gypse est représentée par l'équation suivante (Freeze et Cheery, 1979) :



Théoriquement, si le gypse est dissous dans une eau douce, cette eau devient salée avec un TDS d'environ 200-2.500 mg/l et un anion dominant SO_4^{2-} .

De nombreuses sources indiquent une concentration importante en sulfates sous l'effet des contacts entre les eaux et les marnes (Fig.165) et aussi le phonème de thermalisme ou niveau Hammam Boulaâba, (Hamad *et al.*, 2017). Cependant nous remarquons une variation des concentrations d'un point à un autre (Fig. 165.a), ce qui montre l'impact des formations à l'affleurement sur le chimiste des eaux (formations gypseuses). (Coupe CC' et C''C''' sur la carte. (Fig. 165.b))



Fig.165: affleurement des gypses dans les marnes campanien Dj Troubia (Tébessa. Algérie)

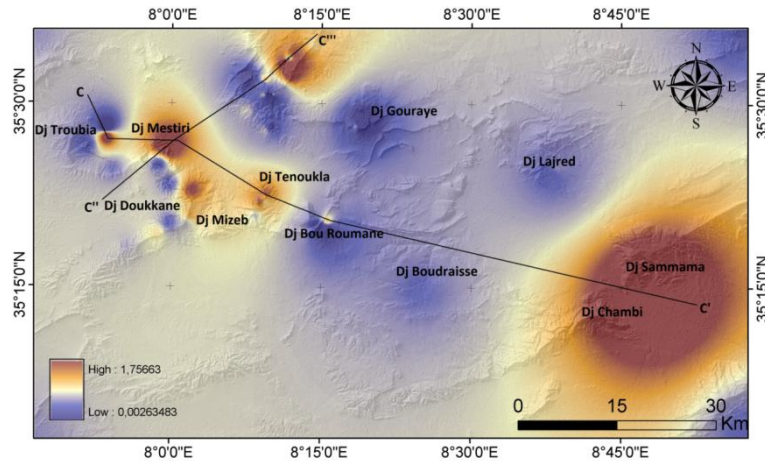


Fig.165.a: Répartition de la concentration en SO_4^{2-} (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

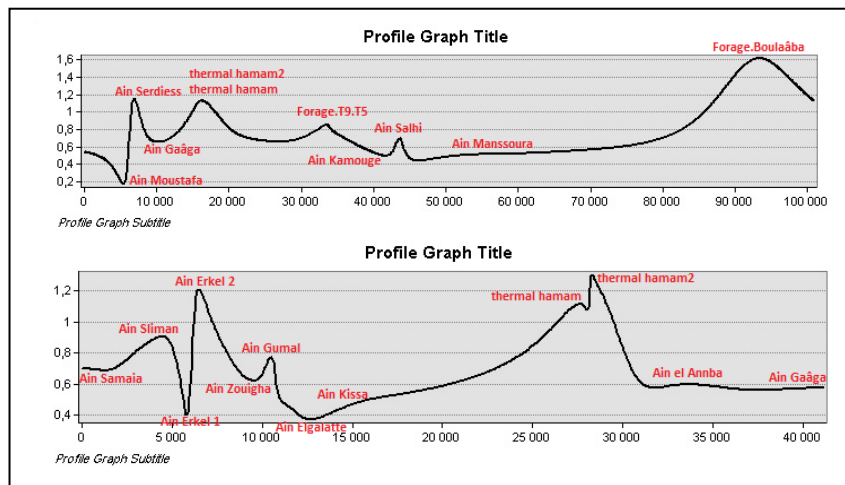


Fig.165.b: coupe sur la carte de concentration en SO_4^{2-} en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5.1.1.10: Les chlorures Cl⁻ :

Très répandus dans la nature, généralement sous forme de sels de sodium (NaCl), de potassium (KCl) et de calcium (CaCl₂), les ions chlorures (Cl⁻) dans la grande partie se trouvent dans les océans, constituent environ 0.05 % de la lithosphère. De façon générale, l'ion chlorure est présent dans toutes les eaux à des concentrations différentes. Dans les eaux souterraines, les teneurs en ions chlorures peuvent atteindre quelques grammes par litre au contact de certaines formations géologiques (A.Hamad *et al.*, 2017).

En général le teneur en Cl⁻ est faible dans la région d'étude sauf les sources de Dj. Bou Roumane qui est dû a la nature des argiles Vraco-Albien et les sources thermales de Boulaâba (Fig. 166). On peut aussi remarquer le même phénomène dans Dj. Lajred à cause du voisinage des formations gypsifère du trias Dj. Hamra et la nature aussi des marnes Turonien dans cette zone. (Coupe BB' et B''B''' sur la carte. (Fig.166.a)).

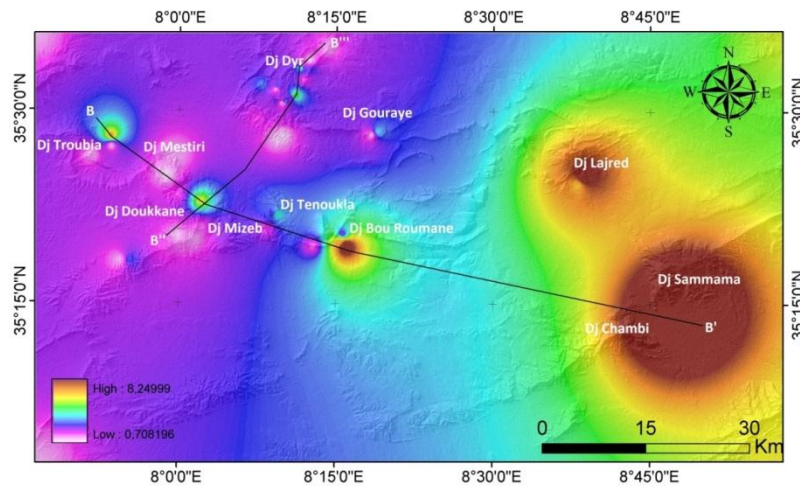


Fig.166: Répartition de la concentration en Cl⁻ (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

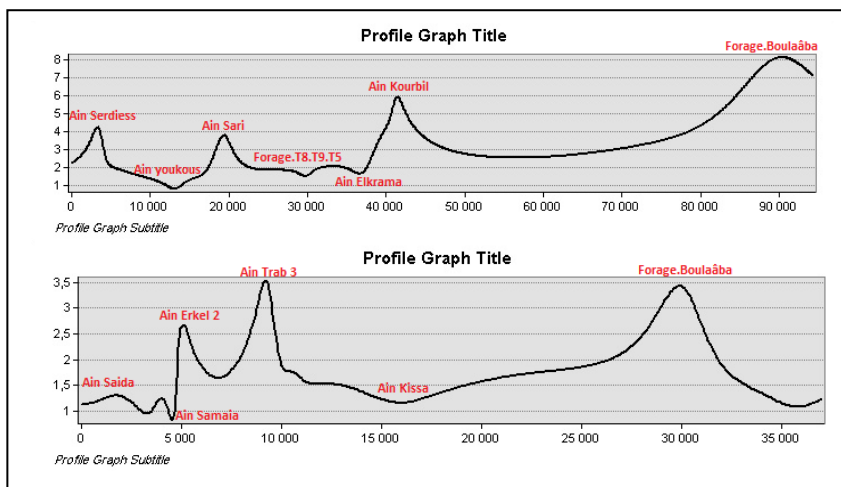


Fig.166.a: coupe sur la carte de concentration en Cl⁻ en fonction des positions des sources (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5.1.2. Les faciès chimiques :

Face à de nombreuses données hydrogéochimiques, il est important de hiérarchiser les informations qu'elles peuvent apporter (Hem, 1986). Une première approche consiste à obtenir une représentation graphique des données. Ces représentations ont pour but de classer les prélèvements selon les grands types d'eau.

- **Interprétation par le diagramme de PIPER.**

Il existe de nombreuses représentations visuelles de ce type de donnée (Zaporozec, 1972). Parmi toutes les méthodes, celle de Piper a été retenue car elle permet un affichage aisé d'un grand nombre de données (Piper, 1944). Il s'agit d'afficher les prélèvements analysés dans deux classifications ternaires, représentant respectivement les cations et les anions, et dans une classification losangique qui fait la synthèse de ces observations. Cette représentation est complémentaire des diagrammes binaires (Hem, 1986). Les diagrammes binaires illustrent la relation qui existe entre deux ions ou groupes d'ions. Ils permettent ainsi de comprendre les réactions chimiques ayant lieu au sein de l'aquifère (e.g. Zhu *et al.*, 2007, Wu *et al.*, 2009 ; Kanduc *et al.*, 2010).

La région d'étude est composée de roches sédimentaires : calcaires, dolomies, évaporites et marnes. Les différentes lithologies réagissent avec l'eau dans les aquifères et des ions spécifiques entrent en solution. Les types d'ions utiles au traçage naturel dépendent donc de la lithologie et des réactions chimiques.

Les marnes de la région d'étude sont composées en majorité d'illite, smectite, montmorillonite, kaolinite et chlorite (Chamley & Masse, 1975 ; Arnaud & Monleau, 1979 ; Redondo, 1986). Les réactions chimiques entre ces minéraux et les eaux de l'aquifère sont complexes car elles dépendent de leurs compositions chimiques et des conditions thermodynamiques des écoulements (Brantley, 2005). Cependant, leurs influences sur le contenu ionique peuvent être appréciées grâce à l'indice d'échange de base, i.e.b. (Schoeller, 1959). Celui-ci repose sur un rapport entre les ions issus des phyllosilicates Cl⁻, Na⁺ et K⁺:

$$i.e.b. = r \frac{Cl - (Na + K)}{Cl} \quad \text{Où } r \text{ est la concentration en meq/L.}$$

Lorsqu'il est positif, cela signifie que peu de Na et K sont relâchés dans l'aquifère par rapport au chlorure, et donc que les argiles n'ont que peu d'influence sur la composition ionique de l'eau.

Pour les 47 échantillons, le diagramme de Piper montre que les prélèvements se répartissent autour de trois pôles (Fig167). Le faciès bicarbonaté calcique des eaux souterraines dans les formations carbonatées Tébessa- Kasserine, qui représente le faciès dominant. Les eaux de

quelques sources et forage thermal de Boulaâba ont une tendance vers un faciès différent localement, chlorurée calcique. Pour les deux sources Serdiess (calcaire Maastrichtien en contact avec les marnes gypses à une grande distance) et Kourbil (calcaire vraco-Albien) on a marqué un faciès chlorurée sodique. Ces pôles représentent respectivement l'eau des aquifères carbonatés karstiques (Fournillon *et al.*, 2012).

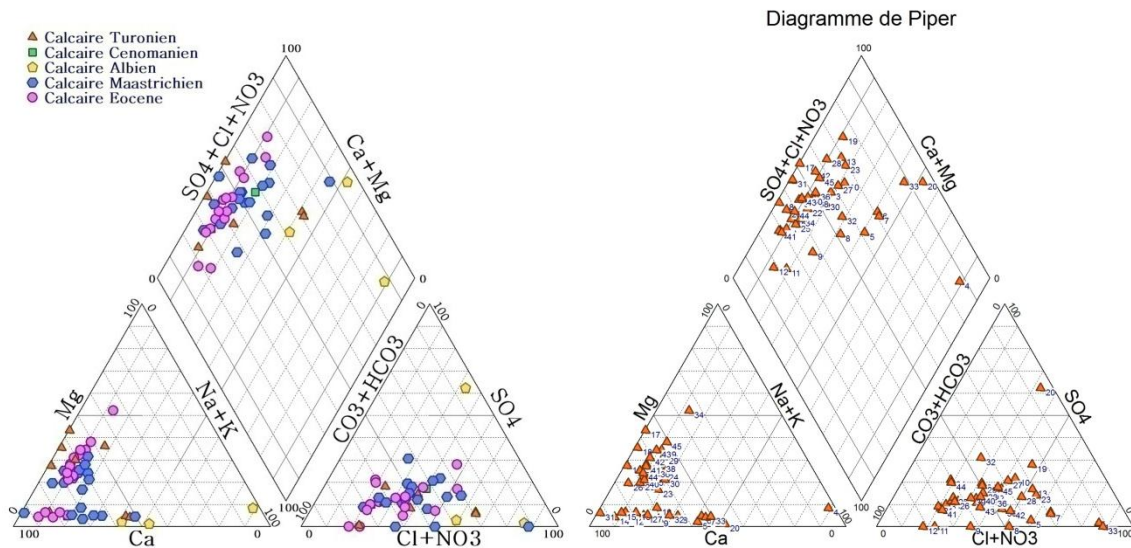


Fig. 167: Diagramme de Piper: les faciès géochimique des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

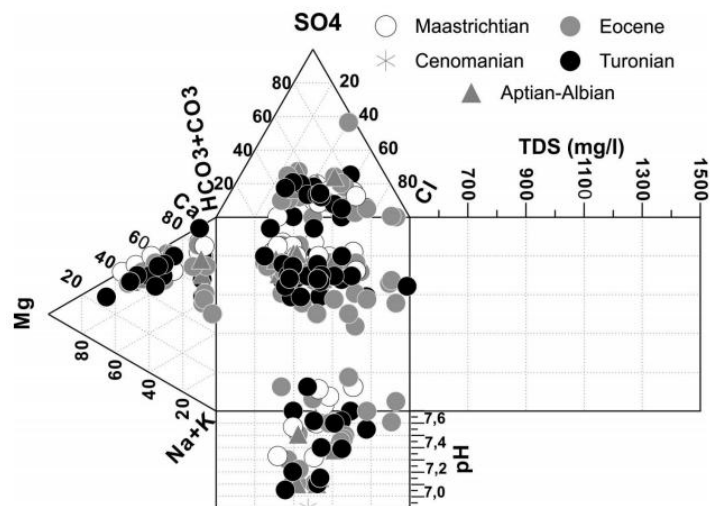
La température moyenne se situe entre 10,4 et 48 ° C. Les valeurs de température les plus élevées sont attribuées à deux champs d'eau thermale ; Boulaâba dans la région de Kasserine (territoire tunisien) et Youkous dans la zone de Tébessa (territoire algérien). Les eaux du Karst présentent de faibles niveaux de salinité allant de 10 à 490 mg / l. La distribution spatiale de la salinité montre que l'eau minéralisée est trouvée à la partie centrale du bassin tout en augmentant les valeurs TDS sont attribués aux zones limitrophes (Bouderiesse, Lajred, Sammama, Boulaâba et Chaâmbi Jebels). En conséquence, la CE de eaux souterraines varie entre 91,8 et 1100 $\mu\text{s} / \text{cm}$ avec un minimum et un maximum reconnu à Youkous et Zueguigue respectivement. Parmi tous les ions des échantillons d'eau karstique, HCO_3 , Ca et Mg sont prédominants (plus de 70% du total des ions dissous) avec des concentrations moyennes de 2,73, 4,14 et 1,24 meq / l respectivement (Hamad *et al.*, 2017).

- **Interprétation par le diagramme de Durov.**

Les ions majeurs des concentrations, TDS et les valeurs de pH sont tracées ensemble selon le diagramme de Durov (Durov, 1948) (Fig.168). Les eaux karstiques présentent différents types d'eau principalement de HCO_3^- Ca, tandis que certains échantillons tombent dans le faciès

chimique Na-SO₄ et en dissolution et fichiers de processus de mélange sans anion ou cation dominant (Llyod et Heathcoat, 1985). Stuyfzand water classification (Stuyfzand, 1986, 1993), basé sur une classification hiérarchique structurée en fonction des concentrations d'anions et de cations majeurs, constitue un outil utile pour l'évaluation de la chimie de l'eau. Quatre sous-classifications différentes sont identifiées en fonction du chlorure contenu, niveaux de dureté totale, ions dominants et contribution de sel de mer pour le type principal, type, sous-types et subdivisions de classe respectivement. Le tableau 2(Annexe 01) illustre l'évaluation de la qualité de l'eau karstique sur la base de la classification de Stuyfzand. Les eaux de Tébessa-Kasserine sont principalement fraîches (F) (91,30%) alors que 6,52% des eaux analysées présentent des eaux fraîches saumâtres (Fb) avec une teneur en Cl comprise entre 150 et 300 mg / l et seulement pour 2,17 l'eau est saumâtre (B). La teneur la plus élevée en Cl est attribuée à la source Lajred de l'aquifère du Turonien et à trois points des réservoirs du Turonien et de l'Aptien-Albien (forage de Boulaaba, Salhi et Kourbil) (Tableau 2) (Annexe 01). Selon la classification de dureté totale (Stuyfzand, 1986, 1993), les eaux échantillonnées tombent dans trois catégories différentes ; 67,39% sont modérément durs, 21,73% sont durs et 10,85% sont très durs en référence à l'eau thermique de Boulâaba, les sources Ain Trab de l'éocène aquifère et un échantillon du réservoir du Turonien. Dans la base de subdivision de classes différentes, toutes les eaux karstiques présentent un équilibre entre les concentrations de Na, K et Mg avec les sels de mer contenu. Le tableau 2(Annexe 01) illustre la distribution spatiale des faciès hydrochimiques du karst eaux souterraines. Quatre types d'eau différents ont été identifiés. La majorité des points d'eau (56,52%) (Hamad et al., 2018) présentent une dominance de faciès Ca-HCO₃. 21,73% des échantillons révèlent un Ca-SO₄ types d'eau tandis que 19,56% sont attribués au champ Ca-Cl. Le forage thermique de Boulâaba montre une dominance des concentrations de Na et Cl.

Fig. 168: Diagramme de Durov pour les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)



- **Interprétation par le diagramme de Van Wirdum.**

Cette classification est parfaitement cohérente avec le regroupement d'échantillons déduits de classification de l'eau basée sur le diagramme de Van Wirdum (Van Wirdum, 1991) (Fig.169) en fonction de Ca, Cl et variation EC. Les concentrations de Ca et Cl sont évaluées par les pourcentages d'ions (IR) selon l'équation

$$IR (\%) = 100 * (0.5 [Ca]) / (0.5 [Ca] + [Cl])$$

Où les concentrations sont exprimées en meq / l. Tracé par rapport à EC valeurs, ils sont utilisés pour évaluer la chimie des eaux souterraines par rapport à trois points de référence ; atmocline (eau de pluie), thalassocline (eau de mer) et lithocline (eau douce riche en Ca).

La majorité des échantillons karstiques sont tracés autour de Lithocline point de référence suggérant l'eau d'enrichissement en Ca par des formations chutes restantes dans le champ Atmocline indiquant des eaux peu minéralisées et de l'eau de pluie de récentes infiltrations. (Hamad *et al.*, 2018)

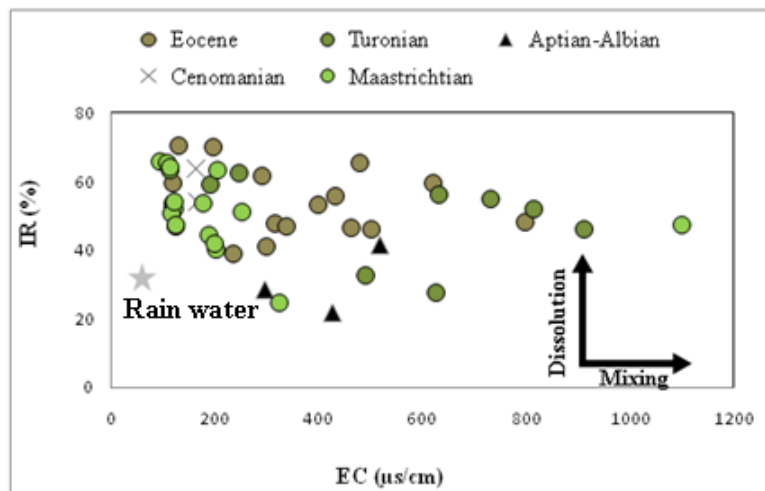


Fig.169: Diagramme de Van Wirdum pour les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

- **Interprétation par le diagramme de SCHOELLER-BERKALLOF.**

Ce type de représentation, établie par Schoeller et repris par Berkhallof, porte sur un semi logarithmique les quantités en réactions des anions et des cations sur l'axe des ordonnées et sur les abscisses les éléments chimiques à pas régulier, et ceci pour chaque point d'eau de prélèvement.

Le diagramme tracé pour la période de 2016/2017 (Fig.170), confirme principalement un faciès bicarbonaté calcique, permettant de dire que la minéralisation des eaux est liée aux ions HCO_3^- et Ca^+ . Secondairement, on observe un faciès sulfaté calcique et aussi chloruré calcique.

Généralement les graphiques qui sont marquées par des fortes concentrations et qui sont en première position sur la figure sont liés à la présence des évaporites ou thermalisme et aussi le contact calcaire-marne que ceux positionnés au milieu de la figure caractérisent les sources se trouvant à l'extrémité Est, West et au centre de la région d'étude ce qui explique en quelque sorte les teneurs élevées de calcium, des bicarbonates et des sulfates.

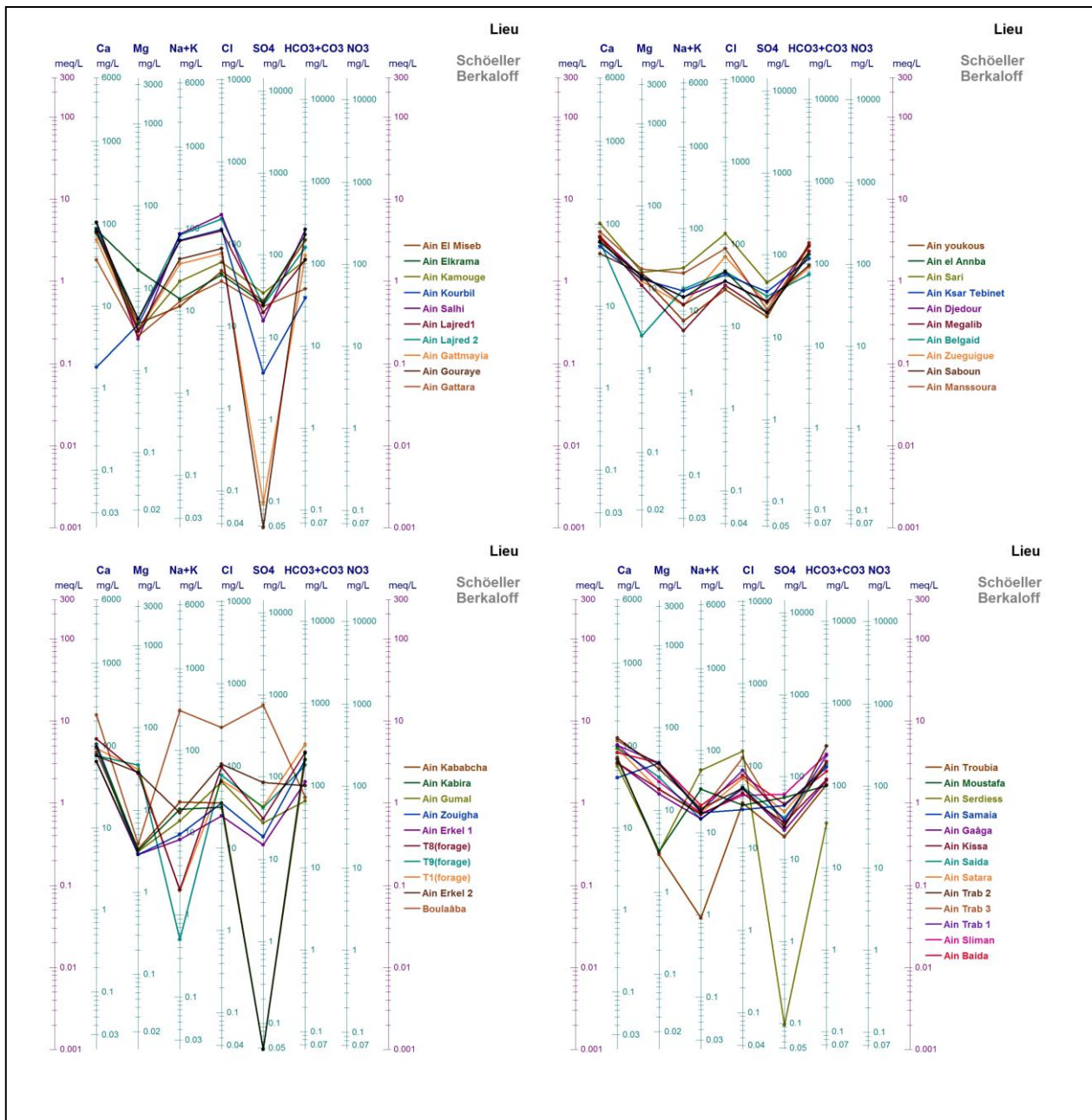


Fig.170: Diagramme de SCHOELLER-BERKALLOF pour les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

• **Interprétation par le diagramme de STIFF.**

C'est le même principe avec le diagramme de STIFF (Fig.171) qui indique d'une façon général le faciès chimique des eaux de la région et visualise les pics des éléments sous les effets des thermalismes et le contact calcaire-marne.

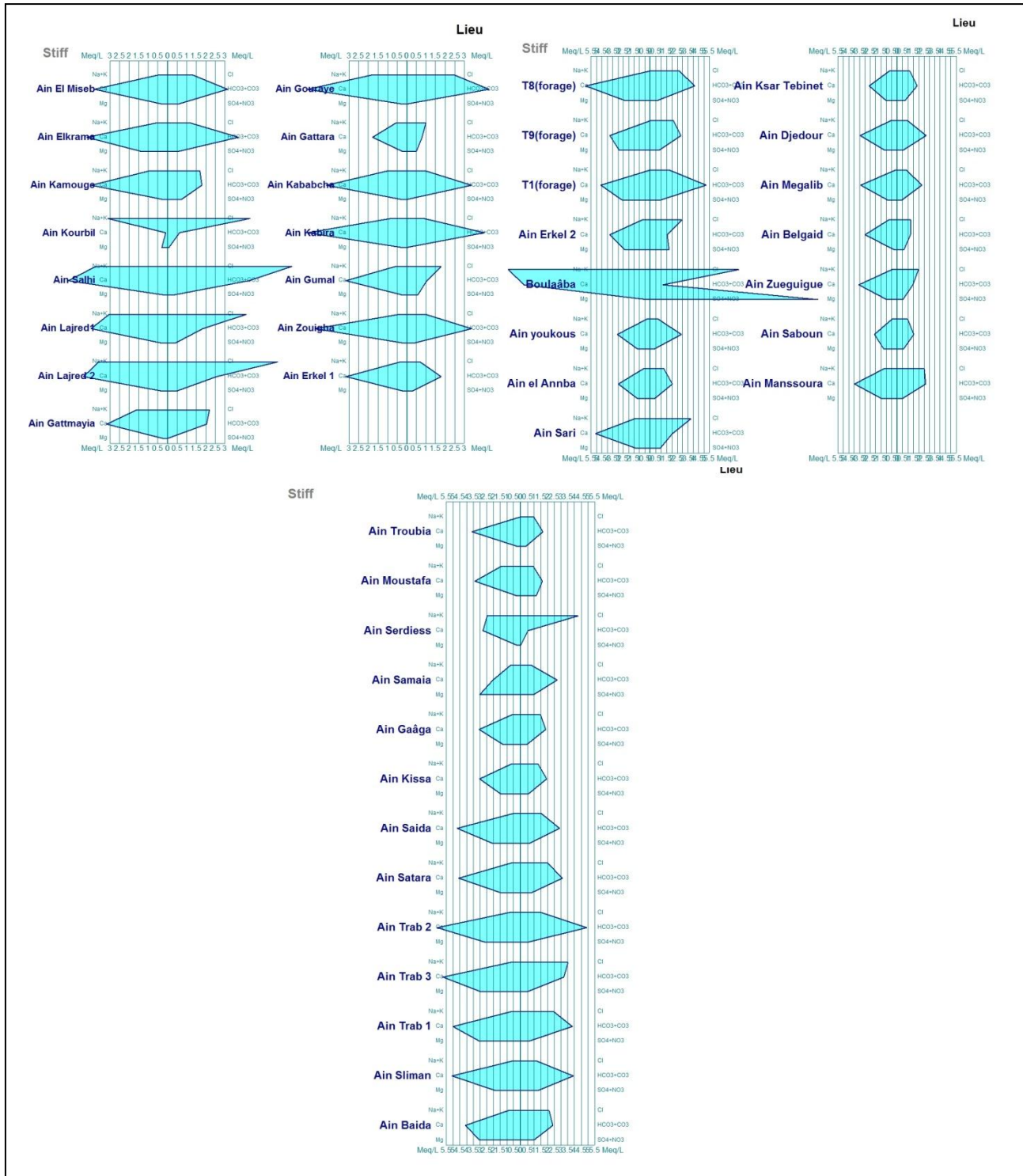


Fig.171: Diagramme de STIFF pour les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

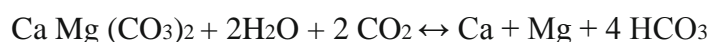
- **Interprétation par le diagramme de binaires (Corrélation inter-éléments).**

Les diagrammes binaires, présentés dans la Figure 172, servent à préciser les informations apportées par le diagramme de Piper. En effet, ce dernier a montré que les sources ont une composition chimique liée à l'opposition carbonatée karstique.

L'effet de la dissolution est d'ailleurs observé dans la relation entre les ions SO_4^{2-} et Ca^{2+} et montre des rapports $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$ avec une corrélation 0.506. Ceci témoigne d'une origine commune de ces ions qui est probablement liée à la mise en solution de l'anhydrite et du gypse (effet de la dissolution) (Fig.172).

En comparant les rapports de $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ et $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$ (Fig.172), on peut conclure que le calcium précipite sous une autre forme à côté de la calcite et qui est la dolomite à constante de dissolution plus faible, par ajout des concentrations de magnésium. Dans les aquifères karstiques, le magnésium est un élément qui s'acquiert après un temps de séjour prolongé avec la roche. Ceci est la conséquence de la cinétique de dissolution lente de la dolomie (Mudry, 1987; Emblanch, 1997; Plagne, 1997; Emblanch *et al.*, 1999; Batiot, 2002; Celle-Jeanton *et al.*, 2003). C'est la raison pour laquelle le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ est un bon indicateur du temps de séjour de l'eau dans l'aquifère. En effet, le calcium entre rapidement en équilibre avec la roche et au cours d'un temps de séjour prolongé, cet élément a tendance à précipiter, ce qui provoque une diminution des concentrations en Ca^{2+} dans l'eau. A l'opposé, les concentrations en Mg^{2+} augmentent lentement au cours du temps. Le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ augmente donc lorsque le temps de séjour de l'eau dans l'aquifère augmente.

C'est principalement attribué aux points d'eau Aptien-Albien, deux échantillons provenant du Turonien et Aquifères du Maastrichtien respectivement. Cela peut s'expliquer par la contribution de l'évaporation dissolution dans la chimie de l'eau améliorée par la circulation d'eau thermale. La domination d'altération des formations carbonatées est évaluée par la corrélation des puits des ions majeurs avec EC valeurs qui illustrent une forte corrélation entre l'augmentation des valeurs de salinité et Mg et Ca contenus. La relation dépendante linéaire Ca / Mg vs. Mg montre une diminution du ratio molaire avec augmentation de la teneur en Mg. Il se réfère à la dissolution congruente de la calcite et de la dolomie minéraux selon les équations suivantes (Wang *et al.*, 2006, Dar *et al.*, 2014):



Outre la bonne corrélation entre les minéraux carbonatés et les valeurs TDS, le sulfate, le sodium et le chlorure montrent à leur tour une relation significative avec l'augmentation de la

minéralisation d'eaux souterraines karstiques. La dissolution par évaporation constitue la source principale de ces éléments dans la zone d'étude.

Pour le rapport $p\text{CO}_2/\text{ph}$ $R^2=0.604$, il montre une relation proportionnelle dans les sources thermales et les grands contacts calcaire-marnes (forage Boulaâba, forage Hammame, source Serdiess) d'une part, et une relation inversement proportionnelle dans les sources issues d'un aquifère fissuré et karstifié (Youkous, el Annba, Samaia, Elkrma...ext) d'autre part.

La relation existant entre ces différents paramètres (Fig.172) indique que ce sont les phénomènes d'interactions eau/roche qui contrôlent les teneurs en éléments suivants: Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} et HCO_3^- . Selon le sens d'écoulement des eaux des réservoirs carbonatés karstiques, il est bien montré qu'au niveau des zones de la recharge (massifs montagneux) une dissolution des carbonates domine jusqu'à la saturation, avant une dissolution de gypse accompagnée par une précipitation des calcites secondaires.

5.1.3. Origine de la minéralisation :

D'après les paragraphes précédents, on peut conclure que la minéralisation est due :

- à l'intervention de la matrice carbonatée (dissolution en système ouvert).
- à une dégradation de la végétation en donnant de la matière organique. Cette matière qui subira une oxydation sera à l'origine de la formation de SO_4^{2-} et de HCO_3^- en excès, ce qui explique la faible évolution de Ca^{2+} et de SO_4^{2-} dans le même sens (SO_4^{2-} augmente avec Ca^{2+}) (Fig.172). Un excès de Ca^{2+} (un manque en SO_4^{2-} par rapport au Ca^{2+}) dans les eaux, pourrait être dû à une réduction des sulfates dissous en H_2S , et d'un autre côté à une presque absence des formations gypseuses au niveau des aquifères carbonatés par rapport au Cénomaniens-Turonien, Maastrichtien et Eocène (bicarbonaté calcique) où des formations gypseuses (gypse) existent.

Comme le montre la figure 172.a, le diagramme de Gibbs, un outil utile pour identifier les mécanismes contrôlant la chimie des eaux souterraines, appliqué sur les eaux échantillonnées, indique que la composition de l'eau souterraine karstique dans la zone d'étude est principalement contrôlée par l'infiltration des précipitations ainsi que la dissolution de l'aquifères hébergés, en particulier pour l'Eocène et le Maastrichtien réservoirs. A cet égard, l'implication de la dissolution de carbonate dans la minéralisation des eaux souterraines est évaluée par différentes corrélations :

pH-pCO_2 , Ca-TDS , Mg-TDS et $\text{HCO}_3\text{-TDS}$.

Les corrélations (Tableau.24.25) établies entre les deux éléments majeurs et le TDS (Fig.172) montrent que les concentrations de Ca^{2+} et Mg^{2+} augmentent linéairement. L'allure Mg^{2+} en fonction de la minéralisation totale présente une allure similaire. L'augmentation de cet ion

est liée vraisemblablement à la dissolution de la dolomite, mais on ne remarque pas ceci avec le Ca^{2+} ($R^2=0.044$).

Tab.24: coefficient de corrélation (R) entre les éléments majeurs, le résidu sec, pco2et ph dans les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Aquifère	pH/pCO2	HCO3/Ca	HCO3/Mg	Mg/Ca	TDS/Mg	TDS/Ca
Calcaire Turonien	0.009	0.09	0.17	0.01	0.71	0.07
Calcaire Albo-Aptien	0.001	0.37	0.9	0.39	0.9	0.65
Calcaire Maastrichtien	0.73	0.42	0.07	0.003	0.001	0.03
Calcaire Eocène	0.84	0.37	0.08	0.023	0.52	0.07
Calcaire Cénomanién	0.99	0.9	0.62	0.9	0.99	0.99

Tab25: Matrice de coefficients de corrélations linéaires de toutes les combinaisons entre les différents paramètres des eaux des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.).

Variables	CE	pH	Ca	Na	K	Mg	HCO3	Cl	SO4
CE	1								
pH	0.065	1							
Ca	0.296	0.215	1						
Na	0.126	0.326	0.593	1					
K	0.213	0.112	0.750	0.856	1				
Mg	0.460	-0.281	0.194	-0.275	0.013	1			
HCO3	0.283	0.034	0.467	-0.189	-0.043	0.478	1		
Cl	0.318	0.404	0.541	0.802	0.591	-0.056	-0.040	1	
SO4	0.146	0.173	0.683	0.863	0.937	-0.049	-0.156	0.549	1

Patinent dans l'eau minéralisée en particulier pour l'eau thermale de Boulaâba qui montre une dominance claire du sulfate (Fig.40) par rapport à la lixiviation des formations de gypse. De plus, l'oxydation des matières organiques d'origine végétale entraîne une augmentation des concentrations du SO_4 et HCO_3 exprimées par un excès relatif de SO_4 sur Ca (Fig.40), tandis que l'excès de Ca et qui peut être attribué, en outre, à une réduction des sulfates dissous H_2S . Basé sur la comparaison entre Ca / Mg et Ca / HCO_3 (Fig.40), il semble qu'il y ait une différence notable dans la cinétique de la dissolution de la calcite et de la dolomite (Mudry 1987; Emblanch 1997; Emblanch *et al.*, 1998; Celle-Jeanton *et al.*, 2001). Deux processus différents se produisent successivement ; d'abord, une dissolution congruente de la calcite avec contribution marginale de dolomite jusqu'à saturation par rapport à la calcite et son précipitation subséquente et en second lieu, une dissolution incongrue de la dolomie (Mudry 1987; Emblanch 1997; Emblanch *et al.*, 1998; Celle-Jeanton *et al.*, 2001). Sinon, en ce qui concerne la différence dans les produits de solubilité de deux minéraux, l'eau dissoute

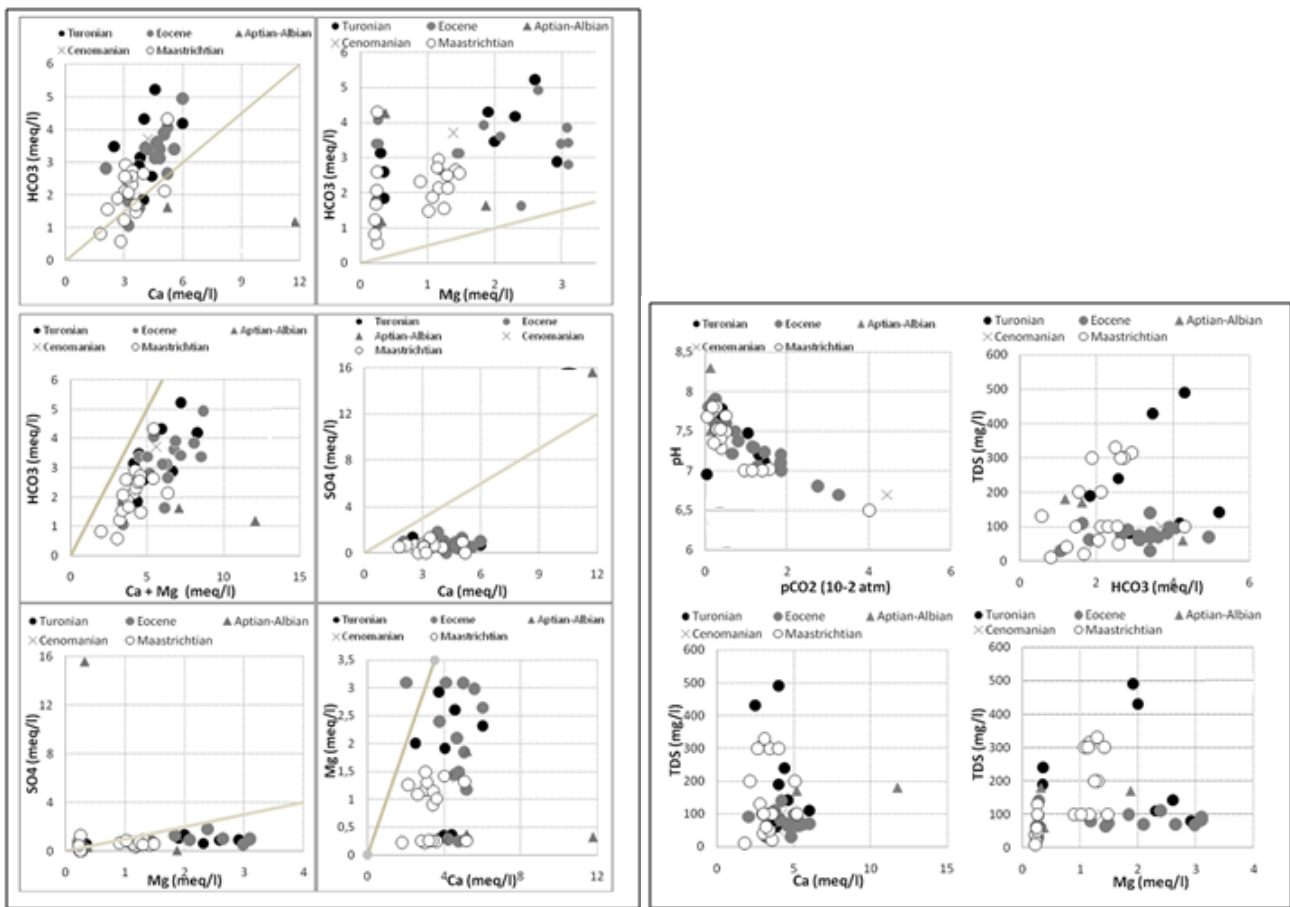


Fig.172: Relation entre les éléments majeurs, le résidu sec, pCO₂ et ph dans les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Initialement la calcite. Une fois saturé, le système continue d'être conduit irréversiblement par la dissolution de la dolomie et précipitation concomitante de la calcite. La dédolomitisation induit un enrichissement progressif en magnésium et progressive appauvrissement en calcium (Fig.172.a) lié à la porosité de la roche et densité (Lumsden et Chimahusky 1980; Dewers 1997; Nader et al. 2003). Par conséquent, le ratio Mg / Ca est souvent utilisé comme un bon indicateur du temps de résidence. La calcite se dissout plus rapidement que la dolomie et montre une rapidité d'équilibre avec la roche hébergée alors que les concentrations de Mg révèlent une augmentation progressive avec les voies d'écoulement et la résidence (Hamad et al., 2017.2018).

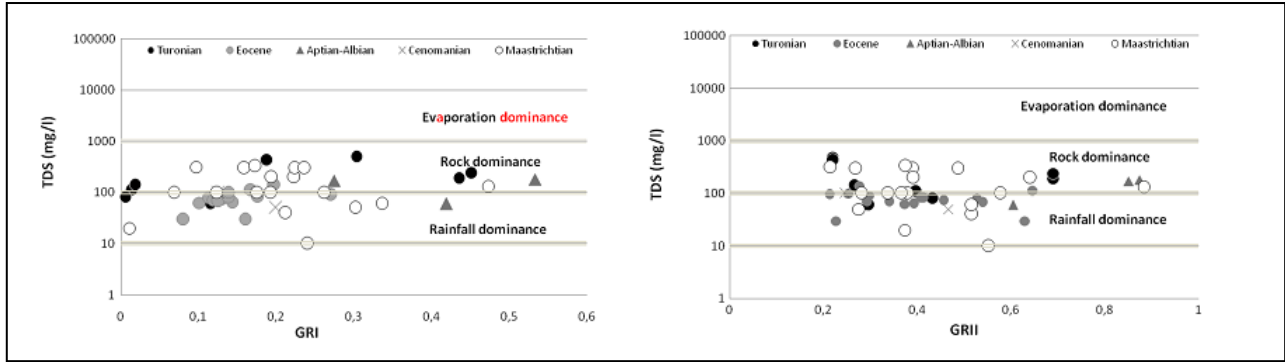


Fig. 172.a: Diagramme de Gibbs pour les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5.1.4. Indices de saturation :

On a utilisé le logiciel « diagramme 4.0 » pour calculer les indices de saturation des eaux vis-à-vis des phases minérales présentes dans les réservoirs carbonatés karstiques. Notons que IS sera respectivement nul, positif et négatif pour une solution en équilibre avec la phase solide minérale considérée pour une sursaturation et pour une sous-saturation vis-à-vis des éléments ioniques concernés (Chaib *et al.*, 2003). Les eaux des sources thermales de Hammamet et la source de Kourbil sont tracées largement en dessous de la ligne d'équilibre, pour SI calcite d'environ - 3.1 et - 2.05, respectivement. Pour ce dernier, la sous-saturation est principalement attribuée à la recharge récente de l'eau de pluie fraîche et de la circulation rapide dans le karst pour l'eau thermique dans la région de Hammamet. Le mélange de deux fluides de saturation avec de la calcite, l'eau provenant des zones de recharge et des eaux souterraines des circuits plus profonds peuvent entraîner un fluide sous-saturé avec la calcite (Ward et Halley 1985, Barbieri *et al.*, 2017). Dans ce contexte, la figure 41 illustre deux groupes différents ; le premier est saturé à sursaturé par rapport au minéral de dolomite tandis que le second est largement en dessous de la ligne d'équilibre. Cela peut être attribué à la cinétique de fonction de dissolution de la dolomie de la résidence dans l'eau. Aditionnellement, la ligne linéaire bien ajustée SI calcite et SI dolomite, montré à la Fig.173, indique le processus d'altération du carbonate roche dans l'aquifère avec une dissolution rapide de calcite (Hamad *et al.*, 2017). Ceci est incompatible avec les résultats obtenus dans la section précédente. L'implication de la dissolution de la formation d'évaporation dans la chimie des eaux souterraines est évaluée par le calcul des indices de saturation en gypse et halite. Comme on le voit sur la figure 41, les eaux analysées se trouvent largement en dessous de l'équilibre avec SI gypse et SI halite allant respectivement à partir de - 4,8 et - 0,55 et - 10,28 et - 5,71. La plus haute des valeurs pour les deux minéraux sont attribuées à l'eau thermique de Boulaâba.

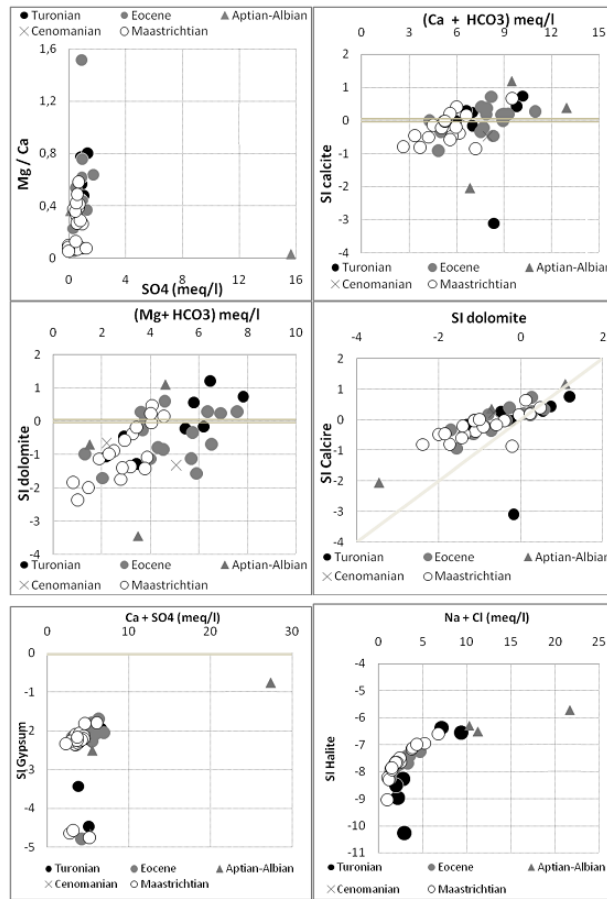


Fig.173: Indices de saturation et le rapport Dolomite/ Calcite dans les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5.1.5. Analyse en Composantes Principales (ACP) :

La méthode d'analyse multidimensionnelle utilisée est l'analyse en composante principale (ACP). L'analyse en composantes principales (à l'aide de XLSTAT Version 2014) (Bakalowicz, 1979 ; Blavoux *et al.*, 1992 ; Mudry, 1987 ; Lastennet, 1994 ; Batiot, 2003) consiste à exprimer un ensemble de variables en un ensemble (Davis, 1986) de combinaisons linéaires de facteurs non corrélés entre eux, ces facteurs rendant compte d'une fraction de plus en plus faible de la variabilité des données. Cette méthode permet de représenter les données originelles (individus et variables) (Jolliffe, 2002) dans un espace de dimension inférieure à l'espace originel, tout en limitant au maximum la perte d'information (Jolliffe, 2002). La représentation des données dans des espaces de faible dimension (ici 2 dimensions) (Saporta, 2006) en facilite considérablement l'analyse.

Le but de l'ACP est de permettre une visualisation de données multidimensionnelle et l'étude de la structure des variables. Il s'agit de proposer une représentation simple des paramètres analysés sur les différents points d'eau sur un graphique en deux dimensions.

Cette ACP a été effectuée sur les eaux des réservoirs carbonatés karstiques de 47 points d'eau qui sont utilisés pour expliquer la variation de neuf (09) variables. Pour le traitement nous avons choisi neuf (09) (Tableau.26) axes qui expriment 100.00 % des renseignements (Tableau.27).

Le cercle ACP est déterminé par les axes F1 et F2 qui fournissent 67.83 % de l'information totale. L'axe 1 correspond classiquement aux principaux éléments responsables de la minéralisation de l'eau des réservoirs carbonatés karstiques : chlorures, sodium, calcium, sulfate...etc(Fig.174). L'axe 2 oppose quant à lui les éléments majeurs secondaires: bicarbonate, magnésium (Hamad *et al.*, 2017) (Fig.175).

Au final, les analyses multivariées ont permis de confirmer la typologie obtenue des diagrammes généraux : influence des marnes gypses, des évaporites chlorurées et sulfatées et opposition entre calcaires et dolomies.

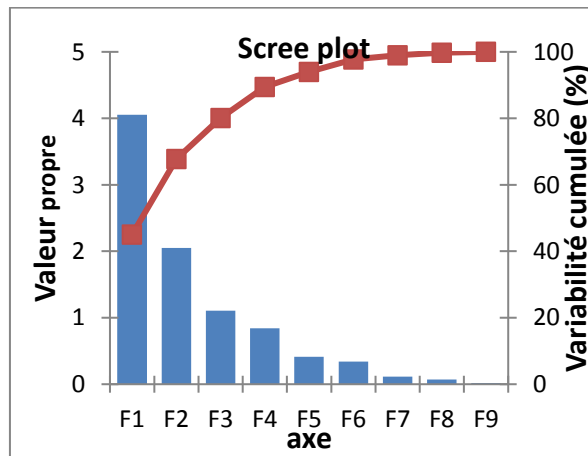


Fig. 174: Indices Histogramme des valeurs propres et variabilité cumulées (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Tab26: différents variables et axes (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.).

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9
Valeur propre	4.065	2.041	1.106	0.834	0.395	0.367	0.125	0.050	0.017
Variabilité (%)	45.165	22.674	12.290	9.269	4.393	4.080	1.384	0.560	0.185
% cumulé	45.165	67.839	80.129	89.399	93.791	97.872	99.256	99.815	100.000

Tab27: Corrélations entre les variables et les facteurs (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.).

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9
CE	0.311	0.624	0.135	-0.618	-0.039	-0.335	0.005	-0.007	0.003
pH	0.357	-0.212	0.843	0.013	-0.328	0.093	-0.007	0.020	0.002
Ca	0.806	0.385	0.025	0.362	0.023	-0.076	0.250	-0.021	0.037

Na	0.933	-0.280	-0.035	-0.040	0.116	0.011	-0.163	-0.029	0.089
K	0.923	-0.005	-0.305	0.079	-0.113	-0.049	-0.042	0.175	-0.026
Mg	-0.041	0.853	-0.216	-0.159	-0.184	0.406	-0.019	0.000	0.024
HCO3	0.022	0.798	0.295	0.462	0.157	-0.094	-0.169	-0.008	-0.025
Cl	0.806	-0.049	0.250	-0.265	0.382	0.253	0.047	-0.001	-0.047
SO4	0.904	-0.118	-0.294	0.063	-0.235	-0.021	-0.049	-0.134	-0.056

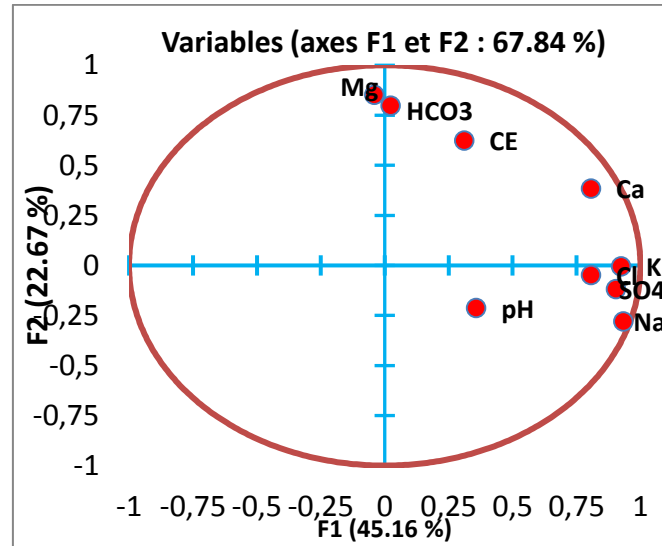


Fig. 175: Analyse en composante principale des eaux des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

En prenant en compte les relations statistiques entre tous les éléments et les variables, il est apparu deux échelles de contrôle : un contrôle lithologique et un contrôle géographique. Pour cette raison, l'interprétation de ces données est poursuivie par une étude secteur par secteur centrée sur l'utilisation des ions bicarbonate, magnésium et calcium, qui sont représentatifs des lithologies dominantes (Fig.176) : calcaires, dolomies et évaporites (Calcaire 80%, Marnes 20%) (Hamad *et al.*, 2017).

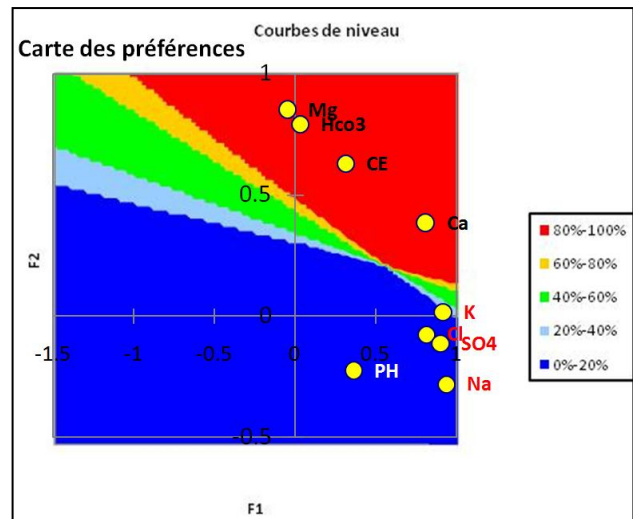


Fig. 176: Carte de préférence dominantes des eaux des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5-2. Apports des isotopes stables de l'eau, $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$:

Les analyses des compositions ioniques des eaux prélevées ont apporté de nombreuses précisions sur la provenance des eaux de la région d'étude. Néanmoins, certaines ambiguïtés subsistent sur la compartimentation hydraulique de cette unité. L'étude des isotopes stables de l'eau permet d'obtenir de nombreuses informations sur la recharge correspondant à la zone de prélèvement (Mudry, 1987). Une molécule d'eau peut intégrer des isotopes de chacun des atomes la composant. Les plus courants sont le ^{16}O et le ^1H , mais une proportion non négligeable de ^{18}O et ^2H peut être mesurée. La concentration de ces derniers est fonctions de nombreux paramètres climatiques et géographiques, dont les principaux sont les effets latitudinaux, thermiques et altitudinaux (Etcheverry, 2002). En hydrogéologie, ces isotopes apportent de précieuses informations sur l'eau et son parcours, notamment : l'altitude moyenne de la zone d'alimentation (e.g. Guglielmi *et al.*, 1998 ; de la Vaissière, 2006), recharge de l'aquifère (e.g. Williams, 1992), des connexions entre aquifères (e.g. Gonfiantini *et al.*, 1974). Les mesures des isotopes de l'eau correspondent à un rapport entre un échantillon de référence et celui à analyser.

$$\delta\text{‰} = \left(\frac{F_{\text{échantillon}} - F_{\text{référence}}}{F_{\text{référence}}} \right) \cdot 1000$$

Où F est la fraction isotopique de l'espèce considérée dans l'échantillon et dans le standard de Référence. Dans ce travail, la référence choisie, pour le $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$, est le Standard Mean Ocean Water (SMOW).

- **Les isotopes stables dans les précipitations**

L'étude des teneurs en isotopes stables (^{18}O et ^2H) des pluies permet d'en déterminer l'origine et le mode de formation. En effet les variations de teneur dépendent des facteurs météorologiques et climatologiques. La composition isotopique des précipitations mesurée au sol résulte (Clark et Fritz, 1999) :

- des conditions environnementales telles l'effet de continentalité, la latitude, l'altitude ;
- des paramètres météorologiques locaux, tels la température, l'humidité relative ;
- des caractéristiques du système pluviogène, telles l'effet de masse et la structure et le type de nuage.

- **L'identification de l'origine des eaux souterraines, de leurs mélanges et des causes de leur salinité**

Les aires de recharge des nappes sont déterminées grâce à l'effet d'altitude que subissent-les teneurs en isotopes stables. On part du principe de l'existence de gradient de température et de gradient isotopique: la température diminue avec l'altitude et le milieu aqueux s'enrichit en

Isotopes stables avec la température.

$$\delta t / \delta h = -a$$

$$\delta^{18}\text{O} / \delta t = b$$

De ces deux relations on tire un gradient d'altitude $\delta^{18}\text{O} / \delta h = -a*b$

On peut établir le gradient d'altitude régional à l'aide de stations pluviométriques ou de petites sources étagées en altitude dont on a déterminé l'altitude moyenne du bassin versant.

Cette dernière approche est d'autant plus intéressante qu'elle permet d'intégrer la pluviométrie moyenne annuelle.

Les systèmes multicouches complexes soumis à des champs de potentiels verticaux favorables aux mélanges par drainance descendante ou ascendante, peuvent être connus grâce aux isotopes stables à condition que chaque niveau aquifère soit bien individualisé et nettement différencié isotopiquement.

Le rôle hydraulique des accidents structuraux et notamment des failles, est facilement mis en Lumière, c'est le cas par exemple des aquifères superposés de la région de Ouargla (Sahara Septentrional) : au droit des grands accidents méridiens qui recoupent toutes les séries, on Retrouve exactement les mêmes teneurs en isotopes stables dans la nappe profonde artésienne, que dans la nappe intermédiaire et dans la nappe phréatique (Fontes, 1989).

Ces méthodes isotopiques ont aussi donné la possibilité d'effectuer des études qualitatives de Contamination des nappes souterraines ainsi que de l'origine de leur salinisation.

- **L'estimation du temps de séjours hydrogéologique**

L'hydrogéologue peut mesurer ou estimer assez précisément les précipitations P, L'écoulement Q ou l'évapotranspiration E. Par contre l'estimation du volume souterrain V n'est pas chose aisée. La mesure du temps de séjour T par un radioélément comme le tritium et le carbone 14 permet d'estimer celui-ci.

Dans l'hypothèse d'un régime permanent, le bilan hydrique peut s'exprimer comme suit :

$$Q = P - E \text{ (en } L^3 \cdot T^{-1} \text{)}$$

Avec :

Q : le débit d'écoulement ;

P : la hauteur de précipitations,

E : l'évapotranspiration.

En divisant par le volume V du réservoir (en L^3), on obtient :

$$Q/V = (P - E)/V = \alpha$$

α : le taux de renouvellement des eaux souterraines lié au temps de séjour moyen T par $T = 1/\alpha$ (Olive, 1996)

S : la surface du bassin en L^2

A- Les isotopes stables utilisés

Les isotopes naturels les plus utilisés sont les isotopes stables : hydrogène lourd ou deutérium (^2H) et l'oxygène 18 (^{18}O) qui sont des constituants de l'eau naturelle et sont de ce fait de bons éléments pour l'analyse du cheminement de l'eau.

Principalement, les méthodes de traçages isotopiques se basent sur le fait que la composition Isotopique de l'eau contenue dans les aquifères est différente de celle de l'eau de pluie. On considère alors que l'eau contenue dans les sols est de l'eau "ancienne" tandis que l'eau de pluie est dénommée eau "nouvelle".

Il est alors possible de déterminer les contributions d'eau ancienne et d'eau nouvelle d'un débit Mesuré Q en rivière à l'aide d'un système de deux équations à deux inconnues :

$$Q = Q_a + Q_n$$

$$\delta \cdot Q = \delta_a \cdot Q_a + \delta_n \cdot Q_n$$

Avec (δ_n) teneurs en isotopes de la pluie ; (δ_a) celles de l'eau du sol ; (δ) celles de l'eau de la Rivière ; Q le débit de la rivière.

En mesurant les différentes concentrations ainsi que le débit total, il est alors possible de Déterminer la part contributive de chaque compartiment (exemple de la décomposition de L'hydrogramme):

$$Q_a = Q \cdot \frac{\delta - \delta_n}{\delta_a - \delta_n}$$

$$Q_n = Q - Q_a$$

• Variation de la composition isotopique moyenne des eaux

On étudie la concentration en isotopes stables par rapport à une référence qui est la teneur Moyenne de l'isotope considéré dans les eaux océaniques nommée SMOW (Standard Mean Ocean Water). On calcule ainsi le « delta », pour un élément donné, entre le rapport isotopique d'un échantillon et celui d'un standard (SMOW), exprimé en pour mille ; actuellement on utilise le standard de l'AIEA de Vienne ou VSMOW.

Pour les pluies, il existe une relation linéaire entre la concentration en Oxygène 18 et la concentration en deutérium. Cette relation exprime la droite des eaux météoriques, qui à l'échelle mondiale (Craig, 1961), s'établit comme suit :

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$$

L'analyse au niveau local de la relation entre oxygène 18 et deutérium permet de mettre en Évidence des eaux qui ont subi un processus d'évaporation. L'intersection de cette droite avec la droite des eaux météoriques donne ainsi la possibilité de déterminer la composition isotopique de l'eau avant son évaporation.

B- Caractéristiques du signal « ENTREE »

Le manque des données isotopiques des précipitations qui est une vraie lacune dans l'hydrogéologie algérienne, nous a amené à utiliser, comme référence, les teneurs mesurées au niveau des laboratoires de l'hydrologie isotopique de l'agence internationale de l'énergie Atomique, disponibles sur le site internet (www.isohis.iaea.org), des stations du réseau GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation) implantées en Tunisie à savoir la station de Tunis-Carthage (1968–2001) et la station de Sfax (1992–2001). Ces deux stations sont distantes d'environ 250 km par rapport à la région étude, pour la première station et environ 350 km pour la seconde. Une troisième station du réseau GNIP, implanté ça ne fait pas longtemps à Alger (1998-2001), située à environ 600 Km au Nord-Ouest par rapport à notre région d'étude, a été également utilisée (Tableau.28)

Les trois stations sont influencées par le climat méditerranéen où les pluies sont riches en Oxygène-18 (-3.8 ‰ pour Tunis, -4.4 ‰ pour Sfax et -3.25 ‰ pour Alger)

Tab28: Résultats des teneurs moyennes en oxygène-18 des pluies dans les stations de l'A.I.E.A

Stations	Altitudes	Latitudes	Longitudes	δO^{18}	δ^2H
Tunis Carthage	4 m	36.83	10.23	-3.9	-20.1
Sfax	23 m	34.43	10.41	-4.4	-24.7
Alger.CN	180 m	36.78	03.05	-3.25	-23.5

L'exploitation de ces données fournies par l'A.I.E.A, nous a permis d'apporter des corrections sur l'interprétation de nos résultats et de bien comprendre les conditions de recharge de l'aquifère Plio-quadernaire par rapport au signal de pluies disponible.

Pour cette étude, nous avons utilisés les résultats des travaux de recherche établis par Celle-Jeonatan, H *et al.* (2001), sur la caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Nous disposons donc des données de deux stations :

- celle de Tunis-Carthage, une station de l'AIEA où il existe relativement une longue chronologie de mesure isotopique (1968–2001).
- celle de Sfax, pour une période d'observation de 6 ans (1992-1998).

Ces deux stations sont relativement proches de la région d'étude, elles sont distantes d'environ 250 km par rapport à notre site d'étude, pour la première station et environ 350 km pour la seconde.

C- Fractionnement et enrichissement isotopique :

Lorsque l'eau passe partiellement d'une phase à une autre (glace, liquide, vapeur), les légères différences entre les tensions de vapeur saturante, des différentes molécules isotopiques sont responsables d'un fractionnement isotopique. Il y a un partage inégal des espèces isotopiques d'un même élément entre les deux phases (O'Neil, 1968 ; Bottinga et Craig, 1969). On peut donc définir, entre les deux espèces isotopiques, un facteur de fractionnement isotopique α qui est le quotient entre les rapports isotopiques des deux phases :

$$\alpha = R(\text{phase1}) / R(\text{phase2})$$

Les facteurs de fractionnement isotopique sont le plus souvent très proches de 1. On utilise donc le facteur d'enrichissement isotopique (ϵ), $\epsilon = (\alpha - 1) \cdot 1000$.

Une approximation peut être faite en reprenant la définition de α : $\epsilon \approx \delta_1 - \delta_2$.

Les enrichissements en isotopes lourds engendrés par l'évaporation ont un déterminisme complexe qui fait intervenir la température, la teneur en eau de l'atmosphère, la vitesse d'évaporation ainsi que la diffusion différentielle des molécules isotopiques dans l'air. A l'évaporation, les teneurs en ^{18}O et en ^2H restent corrélées de façon linéaire pour un bassin donné. Les droites de corrélation des eaux évaporées présentent des pentes plus faibles que celle de la droite de condensation, généralement comprises entre 3 et 5 (Fontes, 1976). Ainsi, une eau évaporée se repèrera aisément, en se situant en dessous de la droite des précipitations, l'intersection des droites d'évaporation avec la droite des eaux météoriques, détermine la composition isotopique de l'eau d'alimentation (non évaporée) sur la région considérée.

D- Principe de traçage des eaux naturelles par le couple $^2\text{H}/^{18}\text{O}$:

L'importance du traçage des eaux naturelles par le couple $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ provient du fait que ces isotopes font partie intégrante de la molécule d'eau, ce qui permettra l'obtention de plusieurs informations essentielles, souvent inaccessibles par d'autres moyens d'investigation (origine des eaux, processus de mélange, identification des zones de recharge, origine de salinisation...).

- **Phénomène de la condensation :**

Lorsque l'humidité relative de l'air atteint une valeur de 100 %, il se produit un équilibre entre l'eau et la vapeur. Ces conditions aboutissant au phénomène de condensation qui entraîne un appauvrissement de la vapeur en isotopes lourds par rapport au liquide qui lui a donné naissance (Craig, 1961, Fontes, 1976). La succession des épisodes de condensation provenant de la même masse de vapeur donne des pluies de plus en plus appauvries en isotopes lourds et la température de condensation de chaque épisode sera de plus en plus faible (Dansgaard, 1964). D'autre part, les teneurs en isotopes lourds des pluies sont liées par une relation simple à la température de condensation. Cette dépendance est d'une très grande importance puisqu'elle conduit à une variation des teneurs en isotopes lourds en fonction de l'altitude, la latitude, la saison et de la période climatique (Fontes, 1976 ; Yurtsever et Gat, 1981). Pour les températures inférieures à 10°C, une corrélation linéaire entre les teneurs isotopiques moyennes annuelles des pluies et la température moyenne au sol en °C a été établie par Dansgaard (1964) :

$$\delta^{18}\text{O} = 0,69. T - 13,6.$$

$$\delta^2\text{H} = 5,6. T - 100.$$

Toutefois, cette relation n'est pas vérifiée à l'échelle locale et en particulier pour les stations très continentales ou celles caractérisées par des moyennes et basses températures. A l'échelle mondiale, une relation linéaire a été établie entre les teneurs en ^{18}O et ^2H des précipitations qui n'ont pas subi d'évaporation (Craig, 1961). Cette relation définit la droite des eaux Météoriques Mondiales « DMM » ou « droite de Craig ».

$$\delta^2\text{H} = 8.\delta^{18}\text{O} + d \text{ (d en ‰ vs SMOW)}.$$

La pente 8 de cette droite est caractéristique du phénomène de condensation qui se produit toujours à l'équilibre (à saturation).

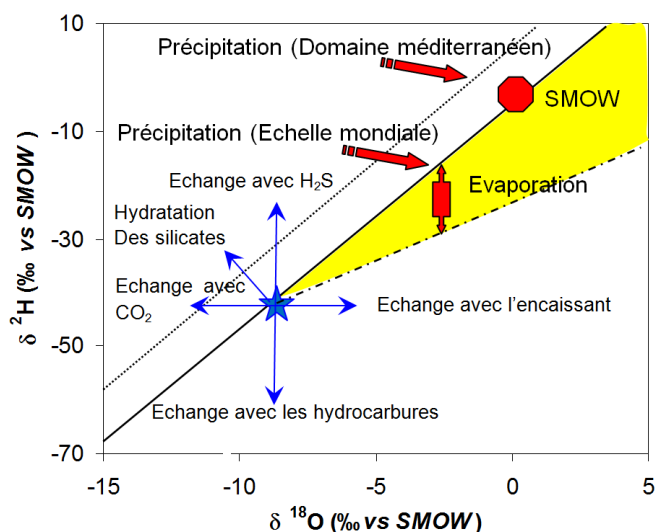
L'ordonnée à l'origine définie « l'excès en deutérium : d », qui exprime l'effet d'évaporation des eaux océaniques dans une atmosphère non saturée, produisant une vapeur qui n'est pas en équilibre avec son eau d'origine (Fig.46) (Merlivat et Jouzel, 1979 in Gallaire, 1995 in Maliki, 2000).

La valeur de (d), est égale à 10 ‰ vs SMOW pour les eaux océaniques (Craig, 1961) (Fig.177), varie en fonction de l'humidité relative et de la température de l'interface océan-

atmosphère lors de la formation des masses de vapeurs atmosphériques (Merlivat et Jauzel, 1979 in Daoud, 1995). Ce paramètre (d) est plus élevé pour les précipitations qui se produisent à partir d'une mer fermée. Il est égal à 12,4 à la station de Tunis-Carthage (Zouari et al, 1985), 22 en Méditerranée Orientale (Nir, 1967) et 13,5 pour la station de Sfax (Maliki, 2000).

La valeur inférieure à 10 de l'excès en deutérium traduit généralement une ré-évaporation des gouttes de pluies dans l'atmosphère ou dans la zone non saturée pendant les processus d'infiltration.

Fig. 177: Modalités du traçage naturel en isotopes stables (Hamed, 2009)



- **Phénomène d'évaporation :**

L'eau des précipitations, engendrées par condensation de la vapeur, est soumise à l'évaporation au cours de son parcours vers le sol. Ce passage, de l'état liquide à l'état vapeur qui est très important dans les zones arides et semi-arides, se produit dans des conditions de non-équilibre dans lesquels l'humidité absolue à l'air est inférieure à 100% (Gasparini, 1989). L'évaporation affecte préférentiellement les isotopes légers. Ainsi, la fraction restante d'une masse d'eau ayant subie un ou plusieurs épisodes d'évaporation s'enrichit de plus en plus en isotopes lourds avant d'atteindre un état stationnaire au-delà duquel il n'y aura plus d'enrichissement même si l'évaporation continue (Fontes, 1976).

La composition isotopique en oxygène-18 et en deutérium de l'eau évaporée reste en relation linéaire, mais avec une pente inférieure à 8. C'est-à-dire que les points représentatifs des eaux évaporées se situent sous la droite de Craig. La pente comprise entre 3 et 5 (Fontes, 1967). L'intersection de la droite d'évaporation avec la droite des précipitations mondiales donne la composition isotopique initiale, avant l'évaporation (Fig.177).

• **Autres réactions d'échanges :**

❖ Echange avec l'encaissant :

L'interaction des eaux avec les roches encaissantes se traduit par une augmentation des teneurs en oxygène-18. Cependant, les teneurs en deutérium restent constantes (Fig.177). Cette augmentation en ^{18}O dépend essentiellement de la composition initiale des minéraux (silicates et carbonates), de la température, du temps de résidence et du rapport eau-roche (Clayton et al.1966, Hitchon et Fridman, 1969 in Poutoukis, 1991).

❖ Echange avec les fluides :

Un échange isotopique peut avoir lieu entre l'eau et le CO_2 . Cet échange aboutit à un appauvrissement en ^{18}O de l'eau au dépend du gaz. L'interaction entre l'eau et le H_2S conduit à un enrichissement de l'eau en deutérium. Au contraire avec les hydrocarbures, appauvris en deutérium, qui entraînent une baisse des teneurs en ^2H dans l'eau (Fig.46). (D'après : Craig 1961a et 1961b, Craig et Gordon, 1965 ; Nief et Botter, 1960. Dansgaard, 1964 ; Gonfiantini, 1973 ; Fontes, 1974 et 1976; Stewaart, 1975 ; Munnich *et al.*, 1980 ; Nir, 1967 ; A.I.E.A, 1983,...).

E- Echantillonnage et analyses :

Une campagne d'échantillonnage a été effectuée au cours de l'année 2016/2017, elle a touché 11 points d'eau qui sont répartis d'une façon homogène dans le bassin suivant les sens d'écoulement des eaux souterraines. Les caractéristiques de ces points sont consignées dans le tableau 29. Ces points d'eau captent les cinq types d'aquifères déjà étudié

Tab.29: Résultats des analyses isotopiques (^{18}O et ^2H) des eaux des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

cla	N°	Name	Age	^{18}O	^2H
1	1	Ain El Mizeb	Turonien	-6.0196	-53.4451
2	2	Ain Elkrma	Cénomanién	-6.4992	-56.7535
5	3	Ain Salhi	Albien	-5.4628	-61.6958
11	4	Ain Kababcha	Eocène	-6.6854	-63.6028
12	5	Ain Kabira	Eocène	-6.3549	-64.6294
24	6	Ain Ksar	Maastrichtien	-5.4401	3.0288
28	7	Ain Zueguigue	Maastrichtien	-7.3803	3.4014
29	8	Ain Saboun	Maastrichtien	-7.3136	-60.5338
30	9	Ain Manssoura	Maastrichtien	-5.5483	-50.6756
38	10	Ain Kissa	Maastrichtien	-7.0061	3.4409
48	11	Ain Trab (T) Tunisie	Turonien	-7.22	-40.5

Les teneurs en isotopes stables ont été mesurées par spectrométrie de masse au laboratoire intégré des sciences des eaux (ISSTEG) Gabès Tunisie. Les teneurs en oxygène-18 ont été mesurées sur du CO₂ équilibré préalablement avec l'eau des échantillons. Les mesures sont exprimées en pour mille par rapport au standard international SMOW (Standard Mean Ocean Water) avec une incertitude analytique de ± 0.2 ‰. Les teneurs en deutérium ont été mesurées sur le gaz hydrogène obtenu par réduction de l'eau des échantillons par le zinc (Coleman et al, 1982). L'incertitude analytique est de ± 2 ‰.

E-1- Origine et modes de recharge des eaux souterraines :

- **Diagramme oxygène-18/deutérium**

Les isotopes environnementaux ont été largement utilisés dans les études hydrogéologiques traceurs de sources d'eau pour distinguer les différentes sources d'eau, les voies d'écoulement et les temps de séjour (Clark et Fritz, 1997, Kattan, 1997, Marfia et al., 2004, Barbieri et al., 2005, Falcone et al.2008). Les empreintes isotopiques des eaux échantillonnées vont de -8,62 et -5,46 et de -64,62 et -30,28 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ respectivement. Les pluies d'eau échantillonnées de Tébessa et de Kasserine présentent une composition similaire avec ^{18}O environ -4,93. et -4.82 ‰ et $\delta^2\text{H}$ environ -30,3 et -29,7 ‰ respectivement. La précipitation contient des valeurs intermédiaires de d'excès d'environ 8,86 et 9,14 ‰ les ressorts échantillonnés et les trous de forage montrent une grande variation de

D'excès. Eaux du Maastrichtien contiennent des valeurs élevées d'excès de deutérium que l'eau météorique atteignant 21,63 et 25. 02 ‰ tandis que les échantillons de l'Éocène présentent les valeurs les plus faibles autour de -17. 99 et -13,79 ‰ (Fig.178). Tracé avec la ligne d'eau météorologique locale (LMWL) et le Global Meteoric Ligne d'eau (GMWL), les eaux karstiques illustrent trois groupes différents. Le premier groupe indique l'infiltration d'eau récente et aucune ne s'évapore. Il se réfère à la majorité du Maastrichtien échantillons se situant largement au-dessus de la LMWL et présentant un enrichissement des deux isotopes lourds tandis que les points d'eau Eocène et Cénomaniens sont tracés en dessous des deux eaux

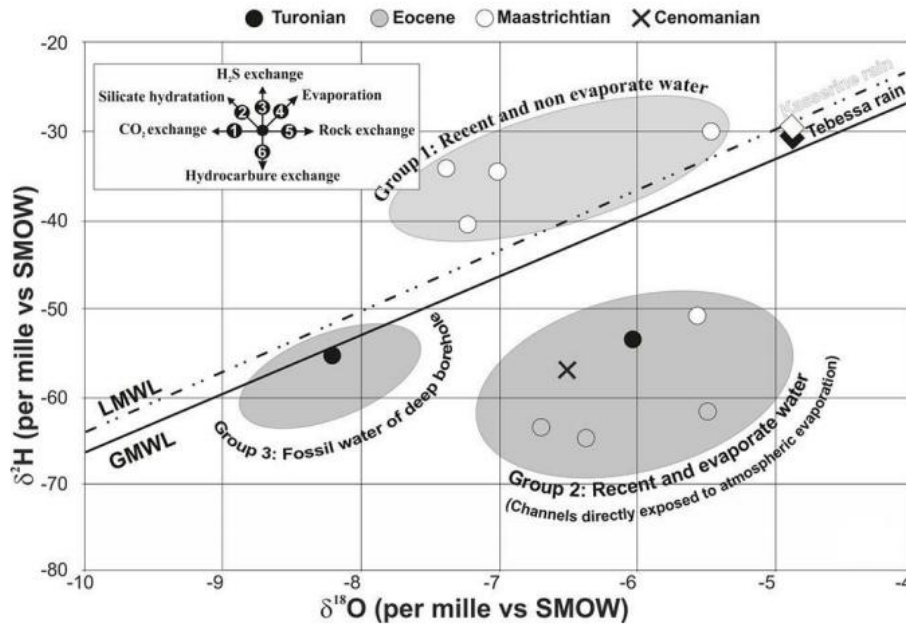


Fig. 178: Représentation graphique du deutérium en fonction de l'oxygène 18 des eaux des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.) (Hamad *et al.*, 2018)

Météoriques lignes constituant un deuxième groupe caractérisé par une évaporation intense de l'eau de pluie lors de l'infiltration dans les canaux karstiques. Cependant, le troisième groupe est constitué par le l'eau du forage de Boulâaba qui révèle l'épuisement en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ en se référant à la d'eau fossile provenant de réservoirs profonds. Le suivi de l'effet d'altitude en isotopique composition 22 (Fig.178.a). La concentration des isotopes lourds diminue avec l'augmentation altitude avec une pente moyenne de -0,4 pour 100 m. Par conséquent, l'altitude moyenne calculée des ressorts contrôlés ont été déterminés en fonction de la composition isotopique de l'eau. La recharge élévation varie entre 1600 et 1800 m.a.l en accord avec l'altitude de l'environnement montagnes dans le bassin de Tébessa-Kasserine. Les eaux karstiques sont probablement alimentées par l'eau de pluie et la neige fondre dans les zones de haute altitude. Les valeurs d'isotopes les plus enrichies sont situées à une altitude plus élevée points alors que les signaux isotopes plus appauvris indiquent l'existence d'un chemin d'écoulement lié à zones de recharge (Hamad *et al.*, 2018).

Deux systèmes d'eaux souterraines différents, distingués par diverses origines et caractéristiques, ont été reconnus en fonction des caractéristiques hydrogéologiques et structurales de la zone d'étude et confirmé par des données géochimiques et isotopiques. Une partie substantielle de l'eau souterraine est alimentée par précipitations modernes sur les montagnes entourant le système aquifère tandis que le deuxième groupe fait référence au champ thermique de Tébessa-Kasserine. La salinité et la composition isotopique de ces échantillons peuvent être expliqués par un mélange entre les flux superposés et sous-jacents

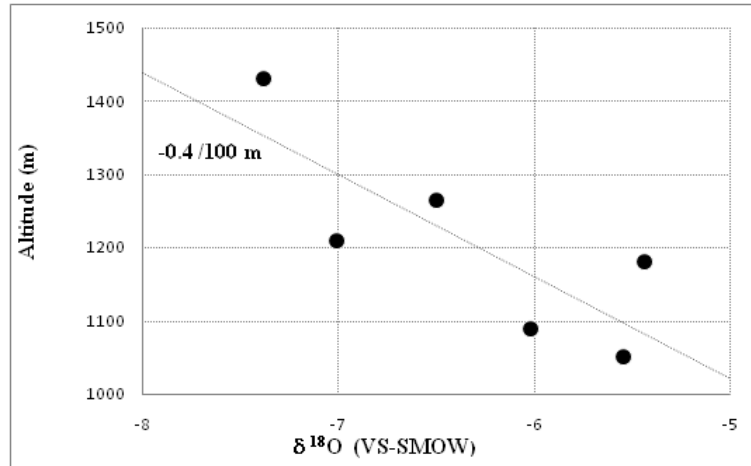


Fig. 178.a: droite altitude en fonction ($\delta^{18}\text{O}$) des eaux des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.) (A.Hamad *et al.*, 2018)

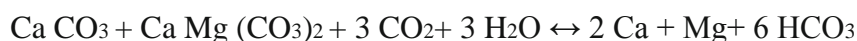
5-2. Modélisation de l'écoulement des eaux souterraines dans les aquifères fracturés

La figure 180 présente un modèle conceptuel du système hydrogéologique de la zone Tébessa-Kasserine. Les principaux niveaux de production sont attribués à l'Éocène supérieur, au Maastrichtien et au Turonien qui sont des formations carbonatées. La quantité de pluie élevée et l'intense karstification du calcaire et les dépôts de dolomite créent un réservoir d'eau important pour fournir l'eau à la croissante demande de la région. Ces aquifères sont probablement alimentés par l'eau de pluie et la sublimation de la neige dans les montagnes environnantes. Par conséquent, les eaux souterraines karstiques dans la zone d'étude montrent de faibles niveaux de salinité (TDS) indiquant que la recharge de ces aquifères est rapide et fournie par des précipitations qui se produit à l'altitude la plus élevée locale des montagnes environnantes. Ces eaux douces indiquent le flux d'eaux hétérogènes causés par les processus de karstification en développement élevé, la conductivité hydraulique et le temps de séjour court. La recharge récente est confirmée par la composition isotopique des échantillons qui représentent environ 1 ligne d'eau météorique globale et locale et présentent une signature isotopique proche de l'eau de pluie de Tébessa et de Kasserine. L'hydrochimie des eaux karstiques est contrôlée à la fois par la nature de leur zone de recharge et l'état de développement de leur système de drainage karstique (Ford et Williams, 1989; Bakalowicz, 2005; Valdes *et al.*, 2006). Ainsi, la salinité montre des concentrations croissantes avec une diminution d'altitude suggérant des interactions améliorées entre les roches et le CO_2 constitue un paramètre très important de contrôle de la solubilité des roches carbonatées qui est en relation définie avec SI des minéraux des formations géologiques hébergées (Chidambaram *et al.*, 2011, Jeelani *et al.*, 2010, Acrero *et al.*, 2013). Des travaux antérieurs prouvés signifie que

la pCO₂ pour les eaux souterraines karstiques dans les aquifères carbonatés est d'environ 10^{-2,5} atm (Langmuir, 1997) et 10⁻² atm (Drever, 1997). Ainsi, la relation entre pCO₂ et SI pour les deux calcite et dolomite est évaluée en utilisant les équations suivantes (5, 6 et 7) (Ford et Williams, 2007; Jeelani *et al.*, 2010) où pk₁, pk₂, pk CO₂, pkcal, pkdol sont en équilibre constantes pour le système de dissolution de carbonate:

$$\begin{aligned} \log pCO_2 &= \log (HCO_3^-) - pH + pK_{CO_2} + pK_1 \\ SI_{cal} &= \log (Ca^{2+}) + \log (HCO_3^-) + pH - pK_2 + pK_{cal} \\ SI_{dol} &= \log (Ca^{2+}) + \log (Mg^{2+}) + 2 \log (HCO_3^-) + 2 pH - 2 pk_2 + pK_{dol} \end{aligned}$$

Pour les eaux échantillonnées, la pCO₂ calculée est supérieure à la pCO₂ atmosphérique (10 – 18 3.5). L'excès peut être attribué à l'apport de CO₂ provenant de la dégradation du sol et de la matière organique. Le système se réfère au système karstique ouvert et les eaux sont très agressives pour dissoudre les formations carbonatées (Fig.179). La majorité des points d'eau présentent une dominance de faciès Ca-HCO₃ indiquant la recharge dans les aquifères calcaires et dolomitiques. La corrélation entre le bicarbonate et les valeurs de pH mesurées pour les eaux de Tébesa-Kasserine ne sont pas très fortes. Cela peut être dû au rôle joué par la dissolution et la précipitation des minéraux carbonatés dans le contrôle des deux variables. Outre la dominance de Mg, Ca et HCO₃, la composition des eaux souterraines karstiques, dans la zone d'étude, révèle un second groupe régi par la dissolution et le mélange de processus sans anion ou cation dominant (Llyod et Heathcoat, 1985). Les chutes restantes dans Na-SO₄ indiquant la contribution de la dissolution des couches d'évaporation intercalées surtout pour l'eau thermale des aquifères de l'Éocène et du Turonien. De plus, le mélange des eaux souterraines à partir de strates plus profondes via une longue zone perméable et fracturée semble être responsables de l'augmentation des concentrations de SO₄ qui atteignent leur plus haut niveau au forage de Boulaâba (Jebal Chaambi). Outre les intercalations karstiques avec des unités de marne et d'évaporation, la dissolution incongrue des roches carbonatées constitue un facteur principal dans les concentrations en ions majeurs. Pour évaluer l'effet de la dissolution de ces minéraux sur l'eau karstique hydrochimique, les concentrations de Ca ont été évalués en fonction de la source de gypse Ca et de la source de carbonate de calcium calculée selon l'équation suivante (Wang *et al.*, 2006):



Sur l'aspect de HCO₃ par rapport au carbonate de calcium, certains échantillons karstiques entre 1:4 dissolution congruente de la ligne de dolomite et 1:2 ligne se référant à la congruent dissolution de calcite. Comme on le voit sur les figures 48a et b, la majorité des échantillons

d'eau sont situés au-dessus de la ligne 1:2, la dissolution de la calcite semble être plus importante dans la contribution de Ca et HCO₃ qui est supporté par le rapport molaire Ca / Mg et le temps de résidence en Mg vs. Pour HCO₃ (Fig.48), les eaux de karsts sont dispersées autour d'une ligne de 1:4 suggérant de la calcite dissoute avec dissolution de dolomite congruente. A cet égard, le rapport molaire Mg / Ca est utilisé



Pour les échantillons analysés, et selon le diagramme de dispersion Mg / Ca vs. EC (Fig.48.a), les eaux karstiques révèlent deux tendances; la majorité des points d'eau de l'Eocène et du Turonien montrent le rapport Mg / Ca avec des valeurs EC croissantes se référant aux processus de dolomitisation restant indiquent une légère diminution du rapport molaire due à la dédolomitisation. Dans le domaine, ils se réfèrent principalement à l'aquifère Maastrichtien. Pour la source de Ca non carbonatée, la contribution de la dissolution du gypse à la chimie de l'eau peut être évaluée sur la base d'une relation de molarité linéaire de 1: 1 entre le gypse Ca Concentrations de 16 et de SO₄ (Fig.179). La plupart des échantillons d'eau sont dispersés autour du 1:1 non source de carbonate de la ligne de relation Ca et SO₄ suggérant une dissolution congruente de gypse (Wang *et al.*, 2006) à l'exception du forage de Boulaâba, qui se déplace vers la droite et le mette largement en dessous de l'aquiline indiquant un excès de sulfate lié à la dissolution améliorée par l'eau thermique. L'hydrochimie du système karstique montre des différences significatives entre recharge et décharge des zones. Comme le montre la figure 179.a, les eaux échantillonnées montrent des grappes différentes dans EC vs. parcelle d'altitude. L'aquifère Maastrichtien montre les plus faibles valeurs de salinité à différentes altitudes à l'exception des sources Ain Zgueguigue et Saboun qui montrent le plus haut niveau de salinité à 1430 m et un appauvrissement significatif en δ¹⁸O, tandis que le reste présente des empreintes isotopiques similaires avec des valeurs EC croissantes (Fig.179.b). Les eaux du Turonien révèlent une diminution significative de la CE valeurs vers les parties basses du bassin alors que les eaux Eocènes montrent une salinité croissante avec altitudes décroissantes. De même, la teneur en Ca révèle une tendance décroissante avec des altitudes décroissantes.

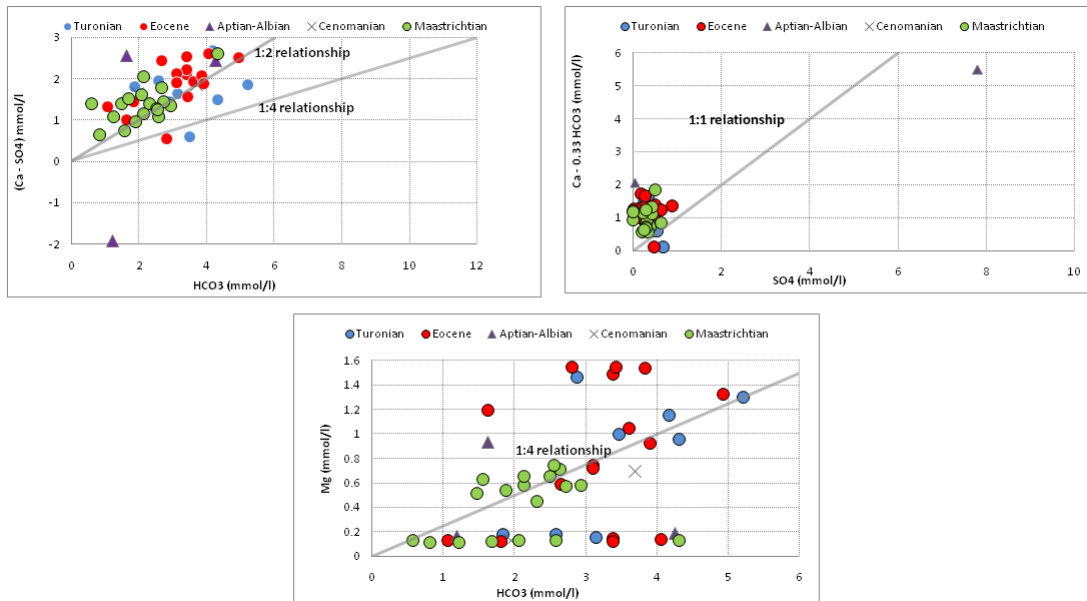


Fig.179: Relation entre les éléments majeurs, dans les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

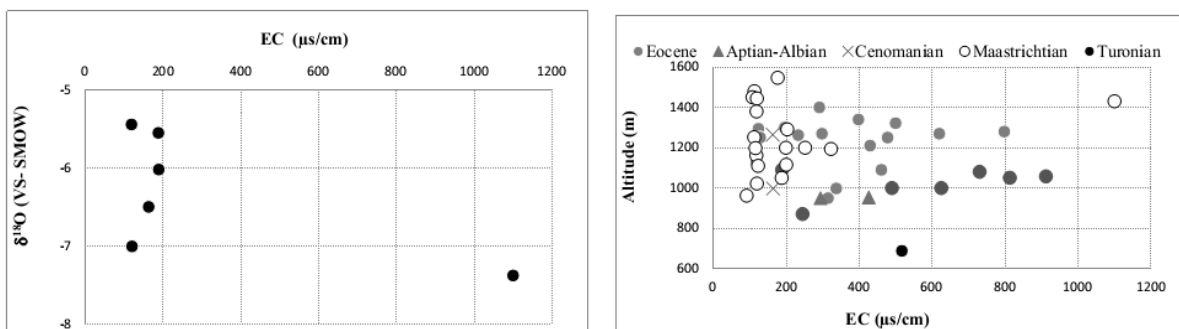


Fig.179.a: Relation entre les éléments Mg et Ca, avec l'altitude et EC dans les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

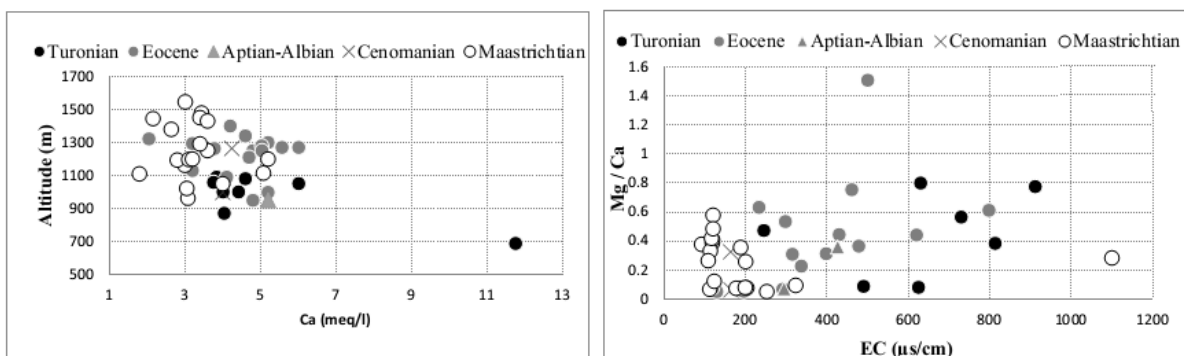


Fig.179.b: Relation entre les éléments CE, avec l'altitude et $\delta^{18}\text{O}$ dans les réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Outre le processus de recharge naturelle et les interactions eau-roches, les activités anthropiques semblent jouer un rôle important dans la variabilité de la chimie de l'eau (Mokadem *et al.*, 2016 ;). L'abstraction constante des décennies d'exploitation d'un certain nombre de puits et forages dans la zone d'étude créent un cône de dépression et induisent une qualité de l'eau en croissante détérioration. Cependant, dans la plaine de Tébessa (zone de décharge) une augmentation de la piézométrie. Les eaux usées et les activités agricoles peuvent contribuer de manière significative en concentrations d'éléments majeurs et mineurs (Fig.49), en particulier en présence de couches perméables et carbonatées intensément fracturés. Cette contamination est souvent diffuse en ce qui concerne la circulation rapide des eaux souterraines dans les roches fracturées et les eaux souterraines (Grottes). La distribution spatiale de la composition isotopique des eaux souterraines karstiques montre une variabilité entre les échantillons de sources et de forages. Les valeurs les plus appauvries correspondent aux sources et des échantillons d'eau souterraine profonde. Les flux ascendants plus profonds mélangés avec l'eau de pluie d'infiltration peuvent expliquer la composition isotopique ainsi que la salinité élevée trouvée dans ces trous de forage. Contrairement au point de sortie éloigné et plus profond, dans les points de haute altitude, la composition isotopique est proche des empreintes de pluie. L'enrichissement en isotopes lourds indique la recharge permanente de l'aquifère karstique. L'intense karstification et la forte conductivité des roches fracturées entraînent une circulation rapide de l'eau et une courte résidence temps. La variabilité spatiale des empreintes isotopiques entre les sources échantillonnées et forages suggèrent que les eaux échantillonnées sont attribuées à différents événements de recharge et conditions de ruissellement, outre la contribution de la température, de la salinité et de l'effet de l'altitude (Zang *et al.*, 2014). En outre, le processus d'évaporation n'est pas à ignorer. La variabilité de l'excès prend en charge la différence entre les points de recharge et les eaux de fonte des neiges au cours des processus d'évaporation. La sublimation de la neige est un mécanisme de perte important dans les systèmes de haute montagne(Fig.180). La sublimation est produite dans les couches supérieures de la couverture de neige. La neige restante devient isotopiquement enrichie et a un plus faible degré tandis que la vapeur d'eau sublimée devient plus élevée et a un degré important (Stichler *et al.*, 2001, Froehlich *et al.*, 2008, Lamban *et al.*, 2015) .

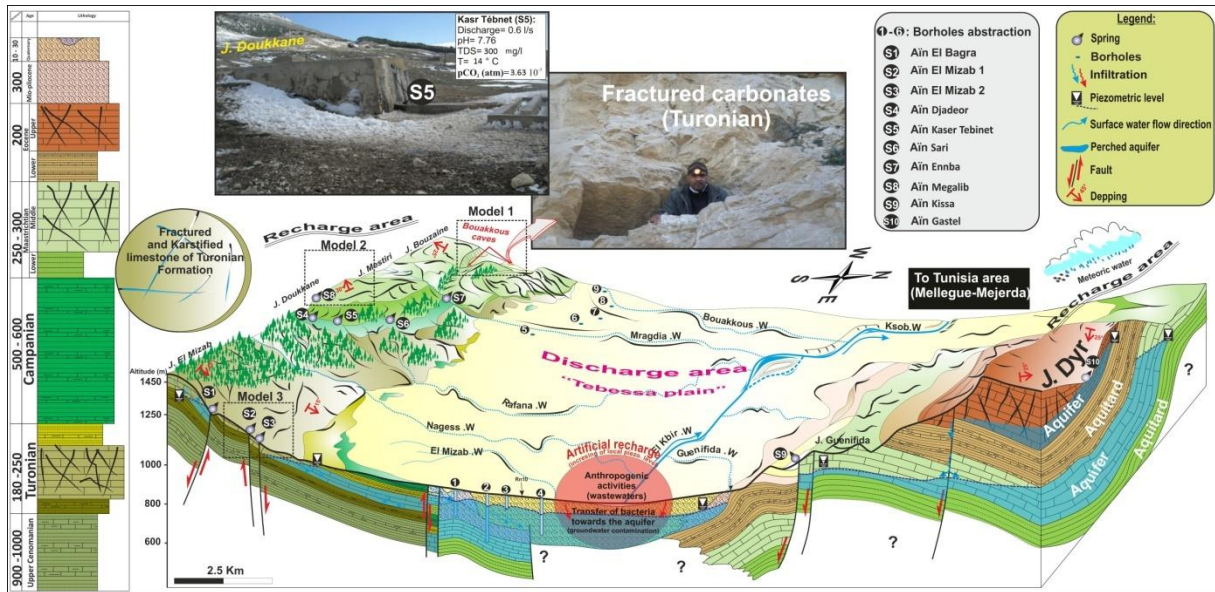


Fig.180: model de fonctionnement des réservoirs carbonatés karstiques et la relation du chimisme (Tébessa- Algérie.) (Hamad *et al.*, 2018)

5-3. Système d'eau thermique :

Les sources chaudes sont connues de tous temps et utilisées depuis l'Antiquité pour les bains. Hormis leur température, ces eaux possèdent généralement des caractéristiques particulières : gaz, odeur, minéralisation. L'augmentation de température et de pression permet, en effet, la dissolution de sels et de gaz qui vont enrichir l'eau de manière anormale. On peut alors parler d'eaux thermominérales. Ces propriétés sont utilisées dans le thermalisme. Les eaux ou les boues associées y ont un usage thérapeutique en bains ou en boisson.

- **Origine de la chaleur.**

-Eaux juvéniles.

Les roches du manteau contiennent environ 0,3 % d'eau qui par dégazage peut atteindre l'hydrosphère, entraînant un cortège de sels minéraux caractéristiques. De l'eau est entraînée vers le manteau dans les zones de subduction. Cette eau peut être restituée par le volcanisme ou alimenter des sources hydrothermales profondes dans les zones de dorsales océaniques.

-Réchauffement et minéralisation secondaires.

Cependant, cette fraction juvénile intervient peu dans la composition des eaux thermominérales dont l'origine est essentiellement météorique. L'eau peut, en effet, se réchauffer en pénétrant plus ou moins profondément à l'intérieur du sous-sol ou en circulant plus superficiellement dans les édifices volcaniques et les zones d'anomalie thermique.

a) Circulation profonde

Lorsque l'on s'enfonce sous terre, la température augmente progressivement avec un gradient proche de 1 °C pour 30 m (E Gilli. C Mangan. J Mudry.2008). L'eau qui circule en

profondeur se charge donc en calories qui pourront parvenir jusqu'en surface. À 5 000 m de profondeur la température dépasse 150°C et peut fréquemment atteindre 200°C. L'augmentation de température peut aussi provenir d'anomalies thermiques plus ou moins proches de la surface. Il est difficile de savoir jusqu'où les eaux peuvent s'enfoncer sous terre et de ce fait quelle peut être la température maximale. L'augmentation de pression permet à l'eau de circuler sous forme liquide à des températures supérieures à 100 °C. En remontant, elle se transforme en vapeur et peut alimenter les geysers (E Gilli, C Mangan, J Mudry, 2008).

b) Origine de la minéralisation

La minéralisation augmente avec la pression. Par exemple Castany (1998) cite les valeurs mesurées dans les forages profonds pétroliers du Bassin Parisien ; pour les plus profonds, la minéralisation totale dépasse celle de l'eau de mer.

L'augmentation de température peut aussi favoriser la dissolution de certains minéraux, comme la silice, ou au contraire favoriser leur précipitation comme les carbonates.

Le temps de séjour est également une donnée fondamentale, car certaines réactions de dissolution sont très lentes. La minéralisation va donc être fonction de la profondeur atteinte et du temps de transit dans le système profond.

c) L'enrichissement en gaz

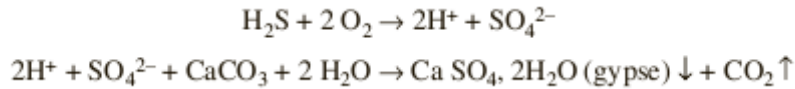
L'eau peut se charger en gaz. Selon la loi de Henry, plus la pression augmente, plus la quantité dissoute n'est importante.

L'enrichissement en gaz a des conséquences sur la minéralisation. Pour voir l'importance du CO₂ dans la dissolution des calcaires. Le CO₂ qui acidifie l'eau provient normalement de l'atmosphère du sol. Le karst évolue alors du haut vers le bas et donne naissance à des cavités épigènes. Le CO₂ peut aussi avoir une origine profonde et permettre la formation d'un karst hypogène. Les cavités se creusent alors du bas vers le haut. L'exploration spéléologique a permis l'étude de nombreux systèmes hydrothermaux non fonctionnels (grottes de Rhar Kab Shrir, Algérie) (Collignon, 1988), la température et les gaz empêchant généralement l'accès aux systèmes actifs.

À leur exutoire, les eaux thermominérales soumises à une diminution de température et de pression voient leurs équilibres chimiques déplacés dans le sens de la précipitation. L'eau dégaze et devient pétillante, un cortège de minéraux se dépose à proximité de la source. Les amas de travertin blanc du site de Pamukkale (Château de Coton), en Turquie, constituent un des plus célèbres exemples de dépôt de calcite hydrothermale.

Un mécanisme comparable fait intervenir du H₂S d'origine profonde dans le creusement des grottes du sud-ouest des États-Unis. (Hill, 1987). En se combinant au H₂S des gisements

d'hydrocarbures, les eaux souterraines deviennent acides, dissolvent les calcaires et creusent des galeries. L'attaque acide donne naissance à du gypse qui se dépose dans les réseaux et permet la naissance de remarquables formes de concrétions (Hill & Forti, 1997).



Les réseaux sont créés per ascensum, et peuvent avoir une forme caractéristique en chou-fleur ou former des labyrinthes. Le gypse issu de la réaction se dépose à l'intérieur des conduits de nombreuses cavités de la région de Carlsbad (New Mexico, États-Unis). Le système de Lechuguilla s'étend ainsi sur plus de 150 km, jusqu'à une profondeur de 500 m.

- **Thermalisme de la région d'étude**

L'évolution spatiale de la chimie de l'eau karstique est fonction des caractéristiques du système karstique, continuité hydraulique, quantité de recharge, rôle des fractures et processus de dissolution. En outre, mélanger avec différents plans d'eau peut jouer un rôle important dans la variance des données isotopiques de l'eau échantillonnée. Les eaux thermales du forage de Boulâaba (T = 48°C) Dj Chambi dans le champ tunisien et de Youkous Hammamet (T = 40°C) sont très minéralisées comparativement aux eaux karstiques généralement caractérisées par une recharge rapide de l'aquifère souterrain probablement due à des conductivités hydrauliques excessives et articulations. Ces valeurs exceptionnelles sont attribuées à la circulation en eau profonde des puits via fractures perméables et plans de faiblesse. L'activité tectonique de la région avec extrusions de dépôts d'évaporation du Trias ont un rôle important dans la minéralisation de forage de Boulaâba (Fig.181). Les intrusions thermiques dans les eaux souterraines karstiques modernes sont soutenues par des isotopes stables et données géochimiques en particulier les enregistrements de salinité. Les impacts des flux chauds profonds sur la qualité les eaux souterraines ne sont pas à ignorer. La salinité croissante de ces eaux les rend impropres à la consommation domestique et aux activités agricoles. Les flux hydrodynamiques régionaux des systèmes profonds améliorent la dissolution des roches hébergées montrant une intense eau-roche-gaz (CO₂) interaction. Ils induisent à la fois une karstification croissante des roches carbonatées et un enrichissement des minéraux évaporés. Ce comportement est conduit par les caractéristiques tectoniques induites en tenant compte de l'intrusion évaporée du Trias dans le champ d'enthalpie basse de la zone d'étude. De plus, les valeurs enrichies de ¹⁸O peuvent indiquer un échange d'isotopes par des roches en interaction à température plus élevée (Balderer *et al.*, 1991, Imbach, 1992, 1997).

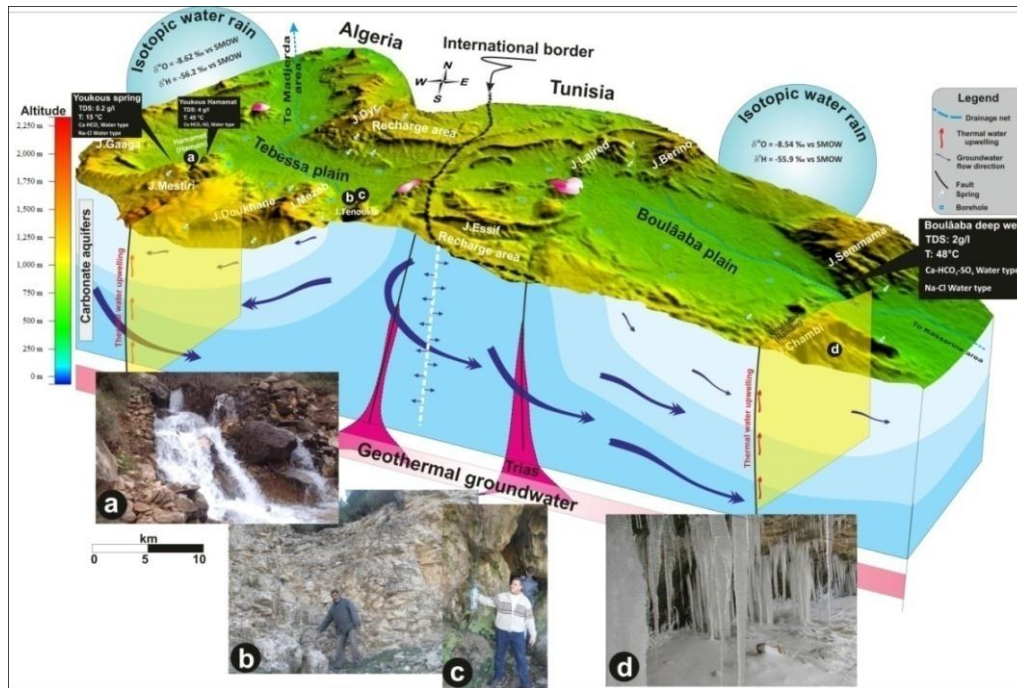


Fig.181: model de fonctionnement thermal des réservoirs carbonatés karstiques (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.) (Hamad *et al.*, 2018)

- **Géothermométrie Boulaâba**

La géochimie des eaux thermales constitue l'élément de base pour l'estimation de la température de l'eau dans son réservoir d'origine. La géothermométrie est un outil qui permet l'estimation des températures des derniers équilibres chimiques ou isotopiques avant l'émergence, à partir de la composition effectivement mesurée à celle-ci. L'application de cette méthode est devenue une partie intégrante dans l'exploration géothermique. Cette technique chimique offre des informations intéressantes sur les conditions profondes que la géologie et la géophysique ne peuvent pas les fournir. Les eaux profondes et les gaz affleurent à la surface et apportent généralement avec eux leur histoire profonde.

Malheureusement, pendant son ascension, l'eau chaude profonde peut subir un mélange avec une eau froide superficielle, ce qui peut compliquer l'utilisation des géothermomètres chimiques, on aura soit à une surestimation soit une sous-estimation des températures (Fig.182). La remontée des eaux thermales depuis leurs réservoirs d'origine, s'accompagne généralement d'une diminution de la température et un changement de la minéralisation totale. Cependant, la concentration de certains constituants du fluide géothermal varie en fonction de la température, ainsi des rapports entre ces éléments peuvent jouer le rôle de géothermomètres quantitatifs dont l'application doit satisfaire des conditions particulières (Fournier, 1979). Ces géothermomètres supposent qu'il n'y a pas de changement

chimique significatif de l'eau au cours de sa remontée, malgré les différents refroidissements possibles et souvent remarquables.

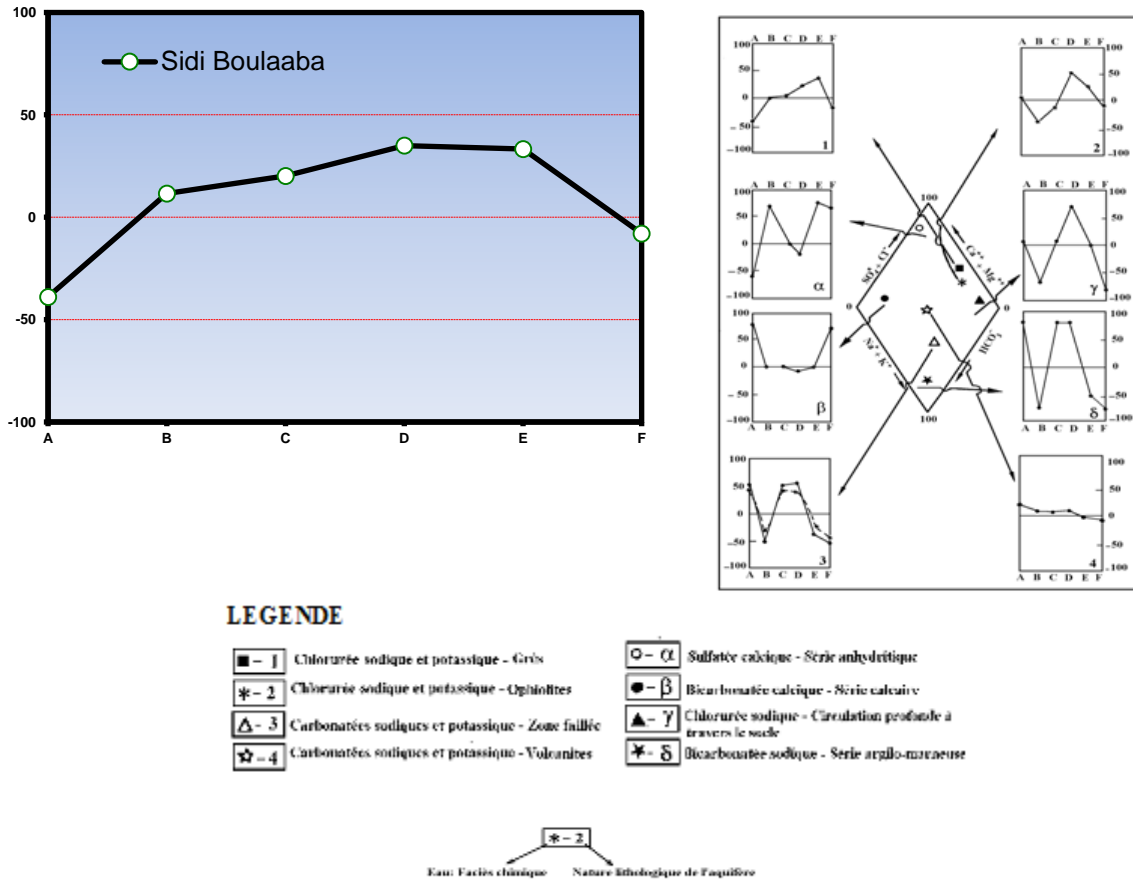


Fig.182: Application de la méthode IIRG aux eaux thermales de la source Boulaâba (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

L'approche géothermométrique va donc intéresser essentiellement les sources de Boulaâba vu que ses eaux sulfurées pourraient être rattachées au même tronc hydrothermal.

- **Application de la géothermométrie**

L'application de la géothermométrie aux eaux de la source Boulaâba donne de bons résultats pour les géothermomètres K-Mg de [Giggenbach \(1983\)](#) et Na-K-Ca-Mg de [Fournier \(1979\)](#). La température estimée des eaux à l'origine est d'environ 60°C.

Le diagramme Cl-SO₄-HCO₃, appliqué aux eaux de la région de Boulaâba (Fig. 183) montre que ces eaux thermales appartiennent à la catégorie des eaux profondes, mais très influencées par les terrains sulfatés. Les points représentatifs des eaux thermales des sources Sidi Boulaâba sont situés dans la zone sulfatée Cl-SO₄-HCO₃, montrant ainsi qu'elles sont loin d'atteindre leur équilibre thermodynamique.

Placées dans le diagramme triangulaire Na-K-Mg, les eaux thermales de la région de Boulaâba (Fig. 183.a), montrent que les eaux des sources et du forage Boulaâba sont proches

du pôle magnésien, témoignant d'une influence relativement importante des eaux superficielles. A signaler que ces eaux, bien qu'elles soient influencées par les eaux froides superficielles, révèlent un écoulement souterrain profond et appuient les résultats trouvés par les autres méthodes

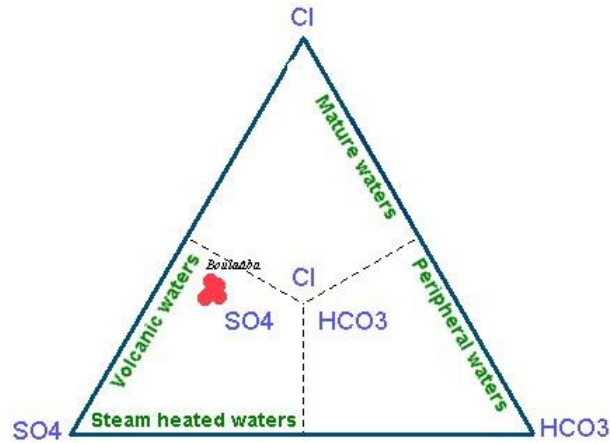


Fig.183: Diagramme triangulaire Cl-SO₄-HCO₃ appliqué aux eaux thermales de la région de Boulaâba (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

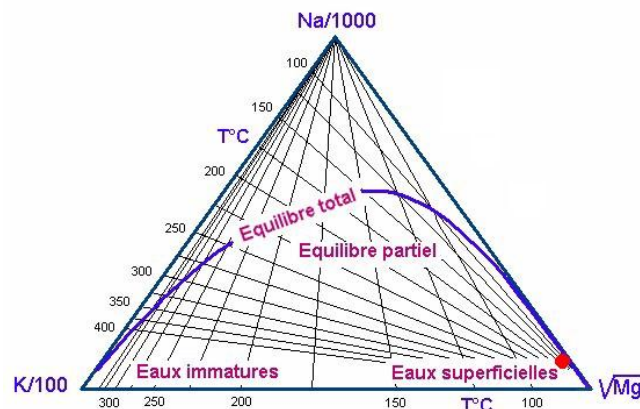


Fig.183.a: Diagramme triangulaire Na-K-Mg appliqué aux eaux thermales de Boulaâba (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

L'application de la géothermométrie chimique aux eaux des sources thermales de la région de Sidi Boulaâba a montré que le géothermomètre K-Mg de [Giggenbach \(1983\)](#) et Na-K-Ca-Mg de [Fournier \(1979\)](#) sont les mieux adaptés à ces sources. Les points représentatifs des eaux thermales se situent dans le domaine des eaux profondes avec un taux de mélange relativement important, imposant son chimisme sur la solution thermique. L'utilisation du gradient géothermique de la région (3 à 3,5°C/100m) et les températures estimées par la géothermométrie, permet de déduire la profondeur du réservoir d'origine (1200 à 1400 m).

6- Conclusion

Les eaux des réservoirs carbonatés karstiques dans la région de Tébessa-Kasserine (Algérie-Tunisie) sont saturés à sursaturés en calcite CaCO_3 et en dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Les formations carbonatées sont à l'origine de cet enrichissement en Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- dans les eaux des aquifères. Quelques eaux ont une tendance vers un faciès localement différent : Chlorurée - calcique (eaux d'Eocène et Maastrichtien en contact avec les marnes gypses), Chlorurée sodique (eaux de Vraco-Albien et Maastrichtien en contact aussi avec les marnes gypseuses). La minéralisation se fait en système ouvert, les ions qui jouent le rôle le plus important ou essentiel dans la minéralisation des eaux sont : Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- (formations carbonatées = calcite + dolomite). Les eaux sont de faible minéralisation et ça revient à la reformation des calcites et des dolomites par reprécipitation de calcium et de magnésium dissous dans les eaux. Le temps de séjour des eaux dans les aquifères agit sur le faciès géochimique en le rendant plus magnésien que calcique. Le Ca^{2+} se précipite sous forme de calcite et de dolomite, et se fixe au niveau des intercalations marneuses de Crétacé et d'Eocène. Le magnésium ne remplace pas le calcium libéré par la dissolution des formations gypseuses du Crétacé (Albien, Cénomaniens, Turonien, Maastrichtien). Un rôle mineur pour la dissolution du gypse dans la minéralisation est représenté par les faibles teneurs en SO_4^{2-} dissous. En général, les eaux sont potables mais un peu dures sauf la source Salhi et Kourbil (Vraco-Albien Dj Bou Roumane) par la présence de soufre. Une réduction des sulfates dissous existe. L'étude hydrochimique a montré l'existence d'une drainance ascendante au niveau de la faille de Gouraye (Maastrichtien Dj Dyr). La minéralisation qui se réalise en système ouvert est due à la dissolution de la matrice carbonatée et à l'intervention du CO_2 d'origine biogénique. L'hydrochimie a bien confirmé que la recharge des eaux des réservoirs carbonatés karstiques dans la région de Tébessa-Kasserine (Algérie-Tunisie) se fait par l'infiltration des eaux des précipitations (pluie+neige) qui tombent au niveau des massifs montagneux qui englobent cette région.

Le processus de karstification entraîne la compartimentation de montagnes massives de carbonates dans plusieurs systèmes aquifères où les relations hydrauliques restent difficiles à comprendre. Il constitue des ressources en eau stratégiques dans la zone d'étude qui fournit les demandes d'eau pour les usages domestiques et agricoles. La difficulté de comprendre le mouvement et la distribution des eaux souterraines est comblée en utilisant des recherches

géochimiques et isotopiques qui ont été menées pour le bassin de Tébessa-Kasserine. Les eaux souterraines des sources sont moins minéralisées que celles des forages. La chimie de l'eau dans les cinq unités de réservoir peut être affectée par l'incorporation d'eaux souterraines dans les aquifères non karstiques et les extrusions triasiques. Parmi tous les ions de l'eau karstique des échantillons, HCO_3 , Mg et Ca sont prédominants et l'eau dominante est de type Ca- HCO_3 à l'exception des eaux thermales Na-Cl et Ca- SO_4 . La composition isotopique de ces eaux confirme les origines de l'eau de pluie et de la fonte des neiges. L'évaporation et la sublimation de la neige sont les principaux facteurs contrôlant la variabilité spatiale de l'excès. La complexité des caractéristiques structurelles de la zone d'étude et l'hétérogénéité des aquifères karstiques posent d'énormes défis pour la protection de ces eaux douces et pour l'évaluation de la vulnérabilité de ces terrains hautement perméables. Le problème est de souligner où les systèmes concernés sont affectés par les eaux usées liées au transport des contaminants, agriculture en fonction de l'anisotropie des conduits karstiques inconnus. Ainsi, la cartographie des risques basée sur l'application des approches les plus utilisées sur les aquifères karstiques prenant en compte les particularités du réservoir carbonaté semblent être d'une importance primordiale pour une évaluation préliminaire de la vulnérabilité de ces réservoirs aux perturbations humaines, à la contamination par l'homme et à l'évaluation des relations définie karst-changement climatique.

PARTIES VI



Approche de la télédétection et Application du SIG2D/3D

CHAPITRE VIII

Approche de la télédétection

1- Généralités sur la télédétection.

1.1- Définition de la télédétection.

La télédétection est une technique qui permet, à l'aide d'un capteur, "d'observer" et d'enregistrer le rayonnement électromagnétique, émis ou réfléchi, par une cible quelconque sans contact direct avec celle-ci. Le traitement et l'analyse des informations véhiculées par le rayonnement enregistré permettent d'accéder à certaines propriétés de cette cible : géométriques (position, forme et dimensions), optiques (réflexion, transmission, absorption, etc.) et physico-chimiques (température, teneur en eau, chlorophylle foliaire, phyto-masse, matière organique du sol, ...), etc. (Soudani K., 2005).

1.2- Principes de base de la télédétection

Le principe de base de la télédétection est similaire à celui de la vision de l'homme. La télédétection est le fruit de l'interaction entre trois éléments fondamentaux : une source d'énergie, une cible et un vecteur (Fig.184).

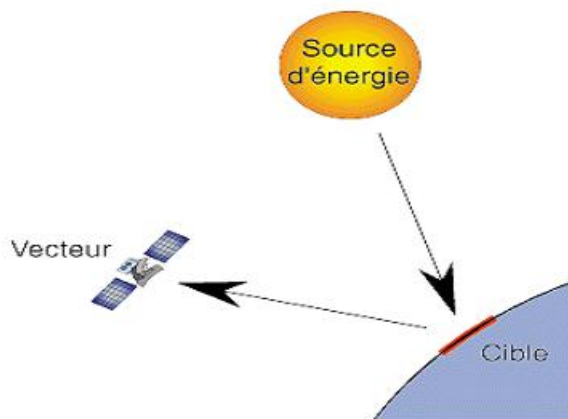


Fig. 184: Principe de base de la télédétection

- **La cible** est la portion de la surface terrestre observée par le satellite. Sa taille peut varier de quelques dizaines à plusieurs milliers de kilomètres carrés.
- **La source d'énergie** est l'élément qui "éclaire" la cible en émettant une onde électromagnétique (flux de photons). Dans l'immense majorité des cas, la source

d'énergie est le soleil. Néanmoins, la technologie RADAR nécessite qu'un émetteur soit embarqué sur le satellite, dans ce cas le satellite lui-même est source d'énergie. Il est également possible de mesurer la chaleur qui se dégage à la surface de la cible (infrarouge thermique), auquel cas c'est la cible qui est source d'énergie (bien qu'ils 'agisse d'énergie solaire stockée et réémise).

- **Le vecteur** ou plate-forme de télédétection mesure l'énergie solaire (rayonnement électromagnétique) réfléchi par la cible. Le vecteur peut-être un satellite ou un avion, dominant la cible de quelques centaines de mètres à 36 000 kilomètres. Les capteurs embarqués sur le satellite mesurent le rayonnement électromagnétique réfléchi, puis un émetteur renvoie l'image sur Terre vers des stations de réception.

Lorsque le satellite ne fait que capter le rayonnement réfléchi, on parle de télédétection passive et lorsque le satellite émet une onde vers la cible et en mesure l'écho, on parle de télédétection active.

1.3- Les principales étapes de la télédétection

De manière plus détaillée, on peut schématiser la télédétection comme un ensemble de 7 étapes clés (Fig.185)

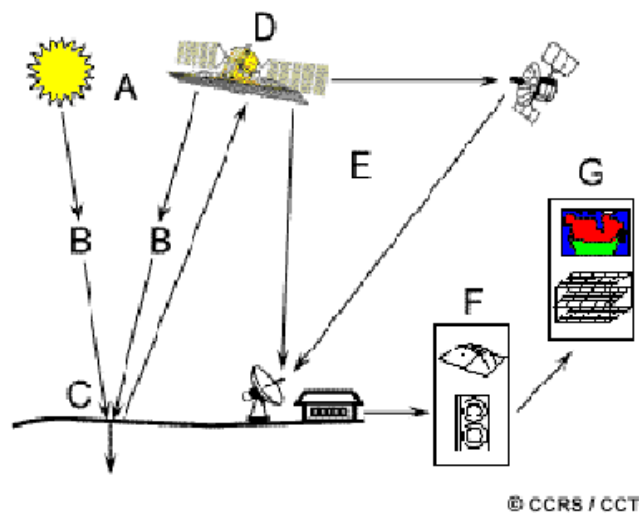


Fig.185: Les sept étapes de la télédétection

1. **Source d'énergie ou d'illumination (A):** À l'origine de tout processus de télédétection se trouve nécessairement une source d'énergie pour illuminer la cible. Le plus souvent, voire dans la presque totalité des cas, cette source d'énergie est le soleil.

Mais le satellite lui-même peut être source d'énergie : c'est le cas pour le domaine de la télédétection radar.

2. **Rayonnement et atmosphère (B):** Durant son parcours « aller » entre la source d'énergie et la cible, le rayonnement interagit avec l'atmosphère. Une seconde interaction se produit lors du trajet « retour » entre la cible et le capteur.
3. **Interaction avec la cible (C):** Une fois parvenue à la cible, l'énergie interagit avec la surface de celle-ci. La nature de cette interaction dépend des caractéristiques du rayonnement et des propriétés de la surface. Chaque objet géographique émet ou réfléchit un rayonnement dans les diverses fréquences du spectre électromagnétique. Cette caractéristique s'appelle le comportement spectral. En télédétection, on suppose que tout objet ou classe d'objet sur la surface terrestre possède sa propre « empreinte digitale » dans le spectre électromagnétique (la signature spectrale), en fonction de la longueur d'onde du rayonnement qui est réfléchi ou émis par lui-même.
4. **Enregistrement de l'énergie par le capteur (D):** Une fois l'énergie diffusée ou émise par la cible, elle doit être captée à distance par un capteur qui n'est pas en contact avec la cible mais embarqué à bord d'un satellite ou d'un avion par exemple, pour être enfin enregistrée sous format numérique.
5. **Transmission, réception et traitement (E):** Cette information enregistrée par le capteur est transmise, souvent par des moyens électroniques, à une station de réception généralement située au sol où l'information est transformée en images (numériques ou photographiques).
6. **Interprétation et analyse (F):** Une interprétation visuelle et/ou numérique de l'image traitée est ensuite nécessaire pour extraire l'information que l'on désire obtenir sur la cible.
7. **Application (G):** La dernière étape du processus consiste à utiliser l'information extraite de l'image pour mieux comprendre la cible, c'est-à-dire la portion d'espace étudiée pour nous en faire découvrir de nouveaux aspects ou pour aider à résoudre un problème particulier. Ces sept étapes couvrent le processus de la télédétection, du début à la fin.

1.4- Les bases physiques de la télédétection

a- Le rayonnement électromagnétique

Selon la théorie corpusculaire de la lumière, le rayonnement électromagnétique peut être considéré comme étant un flux de particules élémentaires appelés photons. Selon la théorie ondulatoire, le rayonnement électromagnétique est composé de deux vecteurs champ

électrique et magnétique perpendiculaires et se déplaçant à la vitesse de la lumière (300 000 km/s dans le vide) (Soudani K., 2005). Deux propriétés principales caractérisent une onde électromagnétique : sa longueur et sa fréquence (Fig.186).

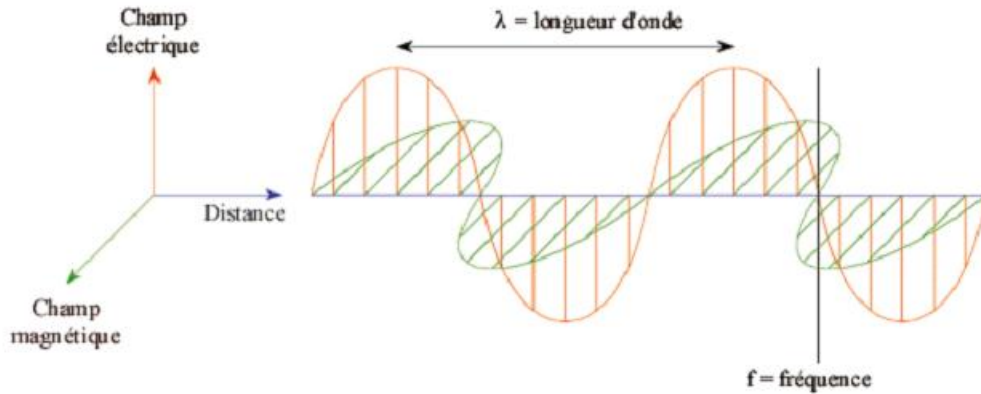


Fig. 186: Représentation de l'onde électromagnétique.

b- Le spectre électromagnétique

C'est le résultat de la décomposition du rayonnement électromagnétique en ses fréquences constituantes. Il s'étend des courtes longueurs d'onde (dont font partie les rayons gamma et les rayons X) aux grandes longueurs d'onde (micro-ondes et ondes radio).

L'ensemble des fenêtres de toutes les longueurs d'ondes est appelé « spectre électromagnétique » (Fig.187).

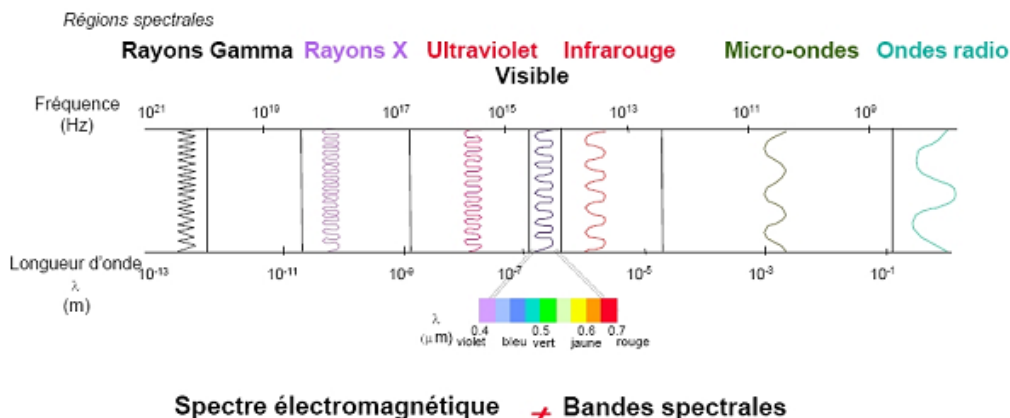


Fig.187: Détails des domaines spectraux

La télédétection utilise plusieurs régions du spectre électromagnétique. En télédétection, les capteurs des instruments embarqués sur les satellites et avions mesurent la quantité de REM renvoyée par une portion d'espace terrestre, les capteurs embarqués sur les satellites

peuvent enregistrer les ultraviolets (rare), le visible, le proche-infrarouge, l'infrarouge moyen, l'infrarouge thermique, l'infrarouge lointain et les hyperfréquences.

c- Signatures spectrales

En mesurant l'énergie réfléchie ou émise par la cible avec une variété de longueurs d'onde, nous pouvons construire la signature spectrale pour un objet. Les signatures spectrales sont donc la réponse radiométrique des objets dans une succession de longueurs d'ondes. Elles sont représentées par des courbes figurant la réflectance en ordonnées et la longueur d'onde en abscisse.

- La structure des minéraux est telle qu'il existe de nombreuses bandes d'absorptions dues aux transitions électroniques et aux vibrations moléculaires (Fig.188) (Delacourt C.).
- La réflectance des roches dépend de leur composition physico-chimique mais également de leur degré d'altération. La signature spectrale d'une roche n'est donc pas uniquement une combinaison des signatures spectrales des minéraux qui la compose (Fig.13) (Delacourt C.).

1.5- Les résolutions

• Résolution spatiale

La résolution spatiale ou géométrique est la distance la plus petite permettant de discriminer deux objets voisins. Cette résolution s'exprime en mètres ou en kilomètres et mesure le côté d'un pixel.

La résolution spatiale représente la possibilité de distinction minimale offerte par un capteur satellitaire. Plus cette résolution est élevée, plus la taille informatique (valeur en octets) des images est importante.

• Résolution spectrale

La résolution spectrale décrit la capacité d'un capteur à utiliser de petites fenêtres de longueurs d'onde. L'eau ou la végétation par exemple ne nécessitent pas une résolution spectrale fine, à l'inverse des roches et minéraux qui requièrent une résolution beaucoup plus grande. Si la résolution spectrale est trop grossière, il ne sera alors plus possible de bien différencier les minéraux entre eux.

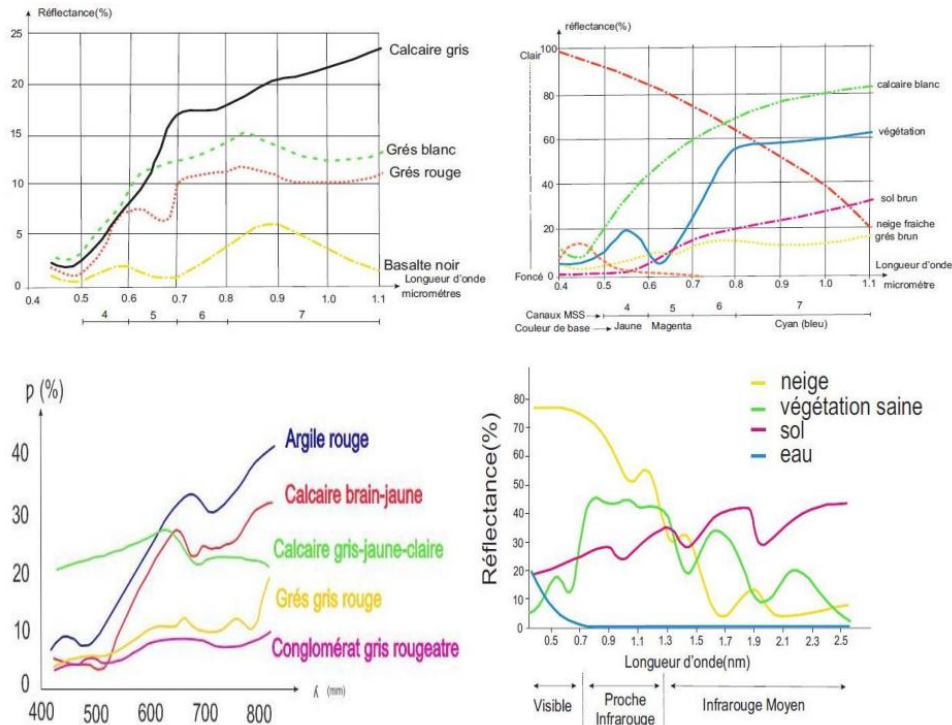


Fig. 188: Signature spectrale de certains éléments.

- **Résolution radiométrique**

C'est la capacité de reconnaître de petites différences dans le spectre électromagnétique. Plus la résolution radiométrique d'un capteur est fine, plus le capteur est sensible à de petites différences dans l'intensité de l'énergie reçue.

- **Résolution numérique**





Chaque quantité d'énergie mesurée en kilojoules est transformée en compte numérique ou valeurs radiométrique. La résolution numérique est importante si la gamme des comptes numériques est étendue. Ainsi, dans la plupart des images, la gamme possible est de 256 valeurs. Ex : 2 bits (4 valeurs possibles), 3 bits (8 valeurs possibles), 8 bits (256 valeurs possibles).

- **Résolution temporelle**

C'est le temps que prend un satellite pour effectuer un cycle orbital complet. Plus la résolution spatiale est fine, plus elle entrave une vision globale du paysage et une grande répétitivité des observations.

2- Données utilisées

La présente étude est basée sur les SIG, la Télédétection et la cartographie spatiale. Elle s'appuie sur le traitement et l'interprétation d'une quatre scènes Sentinel2 multispectrales et panchromatiques qui couvre Tébessa-Kasserine (Algérie-Tunisie). Nous avons téléchargé l'image satellitaire à partir du site officiel de l'USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>);

-  S2A_MSIL1C_20180119T101331_N0206_R022_T32SLD_20180119T135441.zip
-  S2A_MSIL1C_20180119T101331_N0206_R022_T32SLE_20180119T135441.zip
-  S2A_MSIL1C_20180119T101331_N0206_R022_T32SMD_20180119T135441.zip
-  S2A_MSIL1C_20180119T101331_N0206_R022_T32SME_20180119T135441.zip

Les fichiers compresser ont ouvert dans **SNAP** (un logiciel qui permet l'ouverture des scènes, à fin de l'exporter en format **GeoTIFF**, pour effectuer les différents traitements sous ENVI 5.2. (Fig.189)

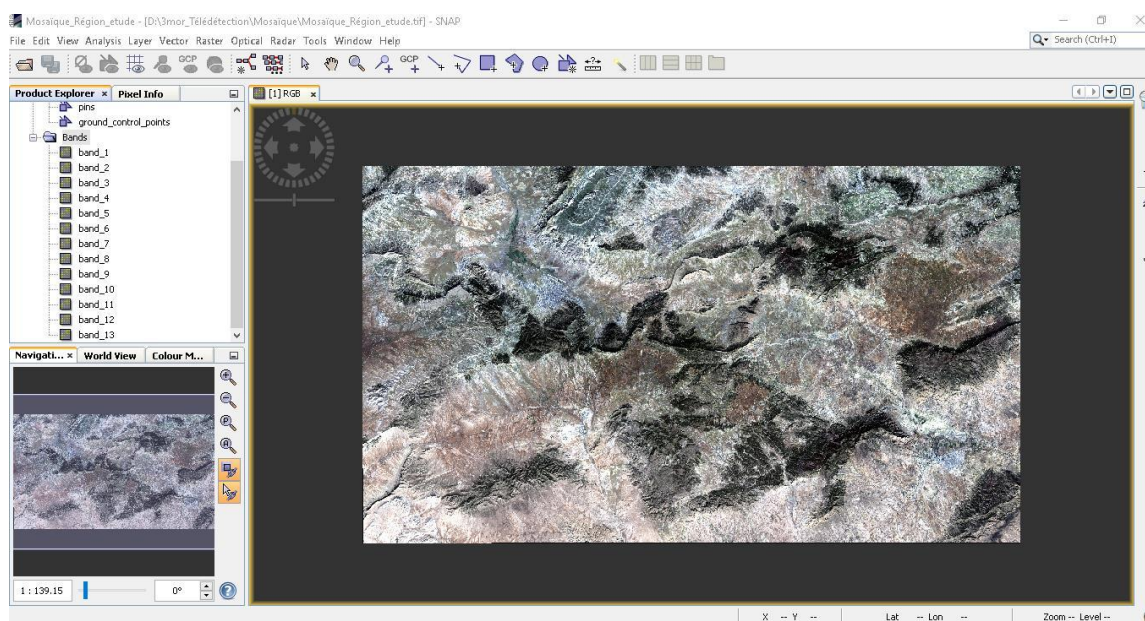


Fig. 189: Interface du logiciel SNAP. La scène est composée de 13 bandes (Le visible, RVB à 10mètre de résolution). (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

L'image Sentinel diffère de Landsat et de Landsat 7 par l'ajout d'un canal multispectral (le bleu profond), deux canaux moyen infrarouge et un canal thermique, pour un total de 11 bandes (Tab.30). Ce satellite est présenté comme un outil fondamental du suivi de l'environnement planétaire dans le contexte du changement climatique (Fig.190).

Tableau 30 : Les 12 bandes de l'image sentinel.2

Sentinel-2 Bands	Central Wavelength (μm)	Resolution (m)
Band 1 - Coastal aerosol	0.443	60
Band 2 - Blue	0.490	10
Band 3 - Green	0.560	10
Band 4 - Red	0.665	10
Band 5 - Vegetation Red Edge	0.705	20
Band 6 - Vegetation Red Edge	0.740	20
Band 7 - Vegetation Red Edge	0.783	20
Band 8 - NIR	0.842	10
Band 8A - Vegetation Red Edge	0.865	20
Band 9 - Water vapour	0.945	60
Band 10 - SWIR - Cirrus	1.375	60
Band 11 - SWIR	1.610	20
Band 12 - SWIR	2.190	20

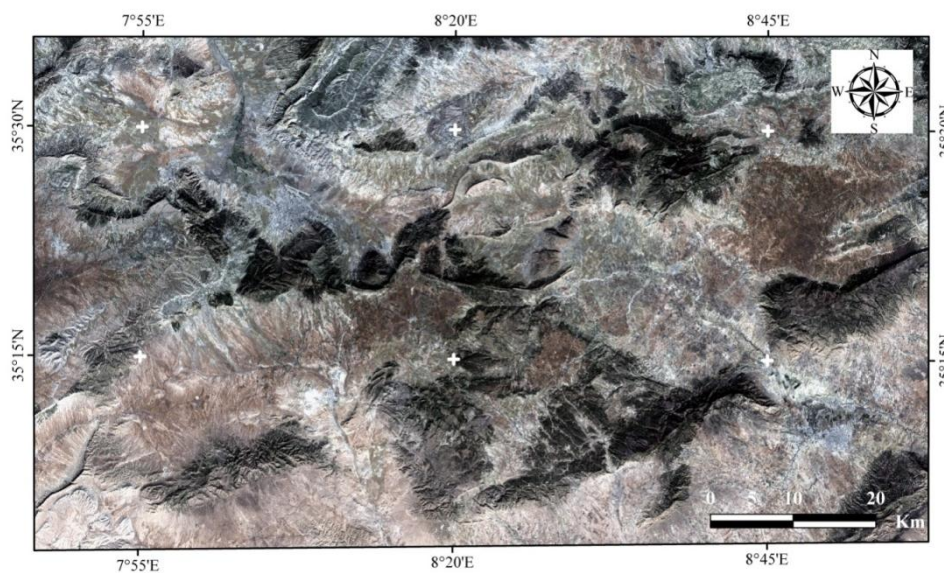


Fig. 190: Image sentinel.2, composition en couleur naturelle RVB (432), De la région d'étude. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

2.1. Le traitement de l'image sentinel2

Le traitement de l'image satellitaire s'est fait sous le logiciel *Envi 5.2*, dont le but de ressortir les contours de formations géologique ; -l'analyse en composantes principales (ACP). -Band ratios (rapport de bandes). Ces différentes applications nous ont permis d'avoir des cartes thématiques, ces dernières sont exportées en format tif afin de les utiliser dans la plateforme SIG sous *Arcgis 10.5*.

La vectorisation, traitement, classement, symbologie et mise en pages des résultats s'est fait sous *Arcgis 10.5*.

2.2. La composition colorée ou affichage en fausses couleurs

Les images de télédétection sont en mode RASTER; où l'espace est divisé en unités spatiales élémentaires appelées pixel (Picture element) portant chacun une valeur radiométrique renseignant sur sa luminosité et sa couleur. Ainsi, Un fichier RASTER peut être constitué d'un ou plusieurs plans de couleurs (ou groupes de valeurs radiométriques) et chaque plan image correspond à une bande spectrale précise, c'est-à-dire à une longueur d'onde dans laquelle l'image a été acquise par les différents canaux radiométriques du satellite(Fig.191). En codant les six canaux de même résolution (30 m, Bandes 1, 2, 3, 4, 5 et 7) d'une image sentinel.2 avec les trois couleurs fondamentales (rouge, vert et bleu), on peut élaborer 216 compositions colorées (Tab 31 et Tab 32). Les divers résultats de combinaisons effectuées au cours de ce travail sont illustrés dans les Figures 192.

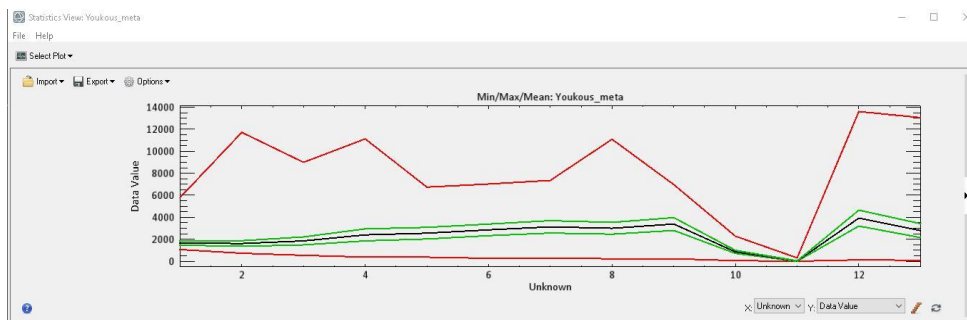


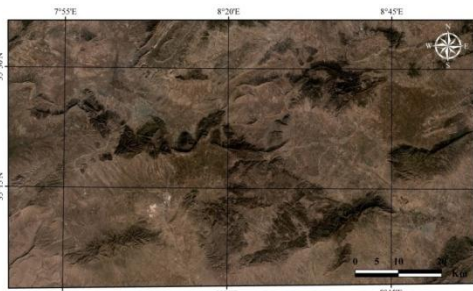
Fig. 191: corrélations entre les matrices des six bandes 1, 2, 3, 4, 5 et 7 (correspondant aux méta-bandes et des écarts types standards absolus (Stdev). (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Table 31: Correlation table of the used Sentinel 2 image

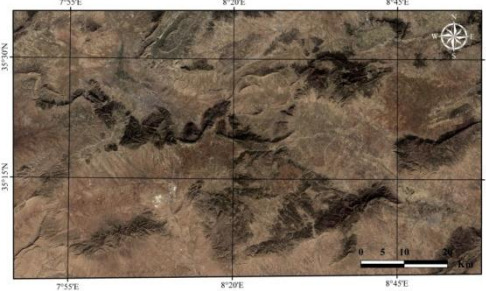
Correlation	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4	Band 5	Band 6	Band 7	Band 8	Band 9	Band 10	Band 11	Band 12	Band 13
Band 1	1.000000e+000	9.282549e-001	9.113977e-001	8.718025e-001	8.846308e-001	8.494167e-001	8.352647e-001	8.124130e-001	8.267317e-001	7.550254e-001	3.284986e-001	8.636813e-001	8.482258e-001
Band 2	9.282549e-001	1.000000e+000	9.823935e-001	9.458399e-001	9.255497e-001	8.817216e-001	8.645475e-001	8.704463e-001	8.538876e-001	7.172909e-001	2.752932e-001	8.772171e-001	8.547872e-001
Band 3	9.113977e-001	9.823935e-001	1.000000e+000	9.719620e-001	9.719620e-001	9.217852e-001	9.045421e-001	9.074775e-001	8.883680e-001	7.383838e-001	2.484522e-001	8.937355e-001	8.557940e-001
Band 4	8.718025e-001	9.458399e-001	9.719620e-001	1.000000e+000	9.781115e-001	9.150487e-001	8.969395e-001	8.993395e-001	8.854055e-001	7.336690e-001	2.269544e-001	9.205590e-001	8.842977e-001
Band 5	8.846308e-001	9.255497e-001	9.583176e-001	9.781115e-001	1.000000e+000	9.597500e-001	9.450170e-001	9.260246e-001	9.359863e-001	7.958080e-001	2.298481e-001	9.343273e-001	8.886345e-001
Band 6	8.494167e-001	8.817216e-001	9.217852e-001	9.150487e-001	9.597500e-001	1.000000e+000	9.958554e-001	9.797730e-001	9.897076e-001	8.453466e-001	2.214901e-001	8.886283e-001	8.313247e-001
Band 7	8.352647e-001	8.645475e-001	9.045421e-001	8.969395e-001	9.450170e-001	9.958554e-001	1.000000e+000	9.827638e-001	9.941285e-001	8.483371e-001	2.187051e-001	8.786812e-001	8.204021e-001
Band 8	8.124130e-001	8.704463e-001	9.074775e-001	8.993395e-001	9.260246e-001	9.797730e-001	9.827638e-001	1.000000e+000	9.830537e-001	8.492872e-001	2.092585e-001	8.689371e-001	8.095655e-001
Band 9	8.267317e-001	8.538876e-001	8.883680e-001	8.854055e-001	9.359863e-001	9.897076e-001	9.941285e-001	9.830537e-001	1.000000e+000	8.669111e-001	2.159324e-001	8.857257e-001	8.279626e-001
Band 10	7.550254e-001	7.172909e-001	7.383838e-001	7.336690e-001	7.958080e-001	8.453466e-001	8.483371e-001	8.492872e-001	8.669111e-001	1.000000e+000	2.689322e-001	7.885889e-001	7.348693e-001
Band 11	3.284986e-001	2.752932e-001	2.484522e-001	2.269544e-001	2.298481e-001	2.214901e-001	2.187051e-001	2.092585e-001	2.159324e-001	2.689322e-001	1.000000e+000	2.369274e-001	2.599050e-001
Band 12	8.636813e-001	8.772171e-001	8.937355e-001	9.205590e-001	9.349273e-001	8.886283e-001	8.786812e-001	8.689371e-001	8.857257e-001	7.885889e-001	2.369274e-001	1.000000e+000	9.763722e-001
Band 13	8.482258e-001	8.547872e-001	8.557940e-001	8.842977e-001	8.886345e-001	8.313247e-001	8.204021e-001	8.095655e-001	8.279626e-001	7.334859e-001	2.599050e-001	9.763722e-001	1.000000e+000

Table 32: Covariance table of the used Sentinel 2 image

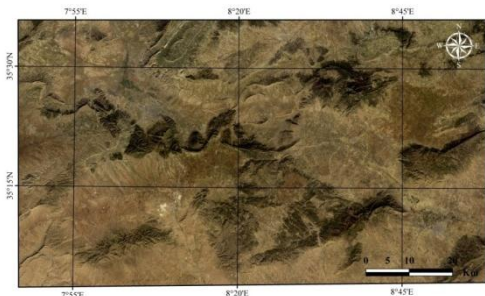
Covariance	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4	Band 5	Band 6	Band 7	Band 8	Band 9	Band 10	Band 11	Band 12	Band 13
Band 1	3.261247e+004	4.300534e+004	5.958235e+004	6.603200e+004	8.429746e+004	8.094192e+004	8.490069e+004	7.852308e+004	8.714073e+004	1.900841e+004	9.933364e+002	1.127804e+005	9.682269e+004
Band 2	4.300534e+004	6.581529e+004	9.128642e+004	1.325962e+005	1.252921e+005	1.193592e+005	1.248382e+005	1.195182e+005	1.278583e+005	2.565377e+004	1.182578e+005	1.627304e+005	1.386102e+005
Band 3	5.958235e+004	9.128642e+004	1.310496e+005	1.922725e+005	1.830577e+005	1.767934e+005	1.843071e+005	1.758257e+005	1.877049e+005	3.726426e+004	1.506023e+005	2.339511e+005	1.98218e+005
Band 4	6.603200e+004	1.325962e+005	1.922725e+005	2.986071e+005	2.820324e+005	2.638488e+005	2.758861e+005	2.630282e+005	2.823951e+005	5.589111e+004	2.076632e+005	3.637474e+005	3.054375e+005
Band 5	8.429746e+004	1.252921e+005	1.830577e+005	2.820324e+005	2.784334e+005	2.672266e+005	2.806697e+005	2.615242e+005	2.882672e+005	5.854118e+004	2.030825e+005	3.567276e+005	2.963860e+005
Band 6	8.094192e+004	1.193592e+005	1.767934e+005	2.638488e+005	2.672266e+005	2.784337e+005	2.957899e+005	2.767037e+005	3.048124e+005	6.218536e+004	1.956979e+005	3.380621e+005	2.772716e+005
Band 7	8.490069e+004	1.248382e+005	1.843071e+005	2.758861e+005	2.806697e+005	2.957899e+005	3.168040e+005	2.960555e+005	3.265898e+005	6.656659e+004	2.061224e+005	3.576226e+005	2.918743e+005
Band 8	7.852308e+004	1.195182e+005	1.758257e+005	2.630282e+005	2.615242e+005	2.767037e+005	2.960555e+005	2.864556e+005	3.070936e+005	6.336884e+004	1.875352e+005	3.355309e+005	2.738763e+005
Band 9	8.714073e+004	1.278583e+005	1.877049e+005	2.823951e+005	2.882672e+005	3.048124e+005	3.265898e+005	3.070936e+005	3.406666e+005	7.053942e+004	2.110345e+005	3.738198e+005	3.054565e+005
Band 10	1.900841e+004	2.565377e+004	3.726426e+004	5.589111e+004	5.854118e+004	6.218536e+004	6.656659e+004	6.336884e+004	7.053942e+004	1.943502e+004	6.231097e+002	7.949529e+004	6.463357e+004
Band 11	9.933364e+002	1.182578e+005	1.506023e+005	2.076632e+005	2.030825e+005	1.956979e+005	2.061224e+005	1.875352e+005	2.110345e+005	6.231097e+002	2.803767e+002	2.868696e+003	2.750802e+003
Band 12	1.127804e+005	1.627304e+005	2.339511e+005	3.637474e+005	3.567276e+005	3.390621e+005	3.576226e+005	3.355309e+005	3.738198e+005	7.949529e+004	2.868696e+003	5.228733e+003	4.462595e+003
Band 13	9.682269e+004	1.386102e+005	1.98218e+005	3.054375e+005	2.963860e+005	2.772716e+005	2.918743e+005	2.738763e+005	3.054565e+005	6.463357e+004	2.750802e+003	4.462595e+003	3.995285e+003



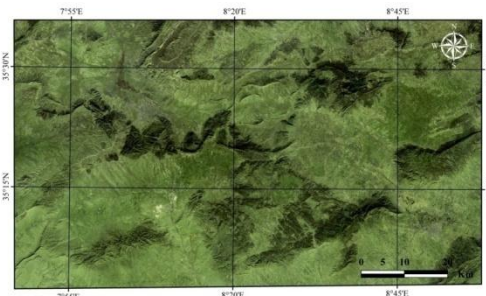
Combinaison321



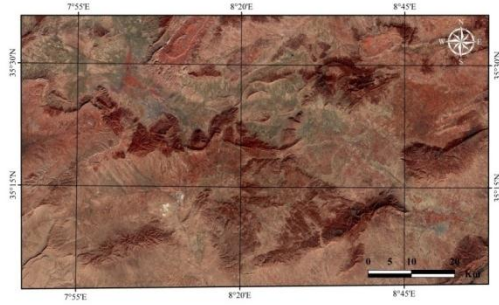
Composition en couleur naturelle 432



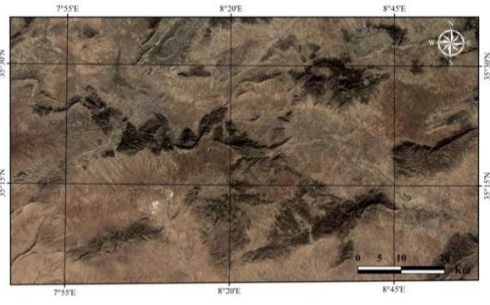
Combinaison431



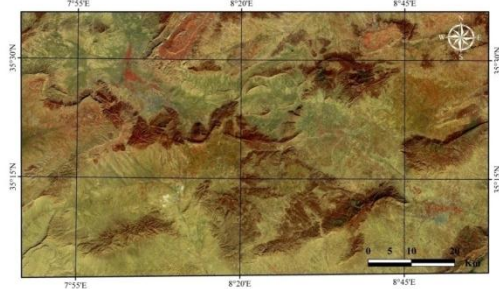
Combinaison341



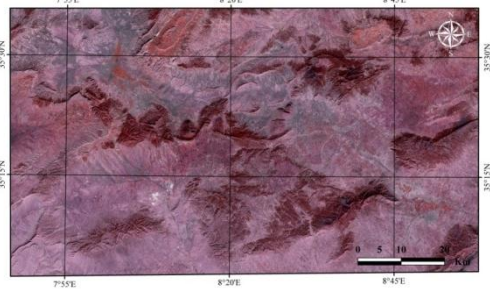
Combinaison832



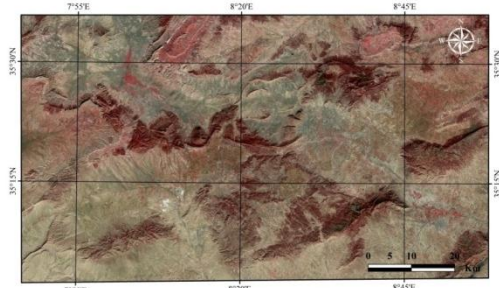
Combinaison432



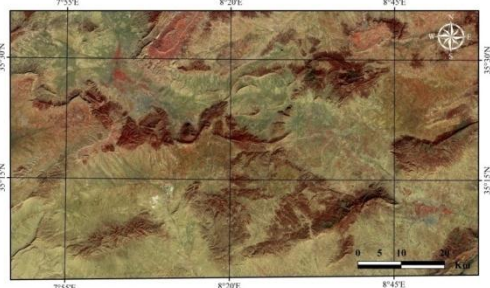
Combinaison841



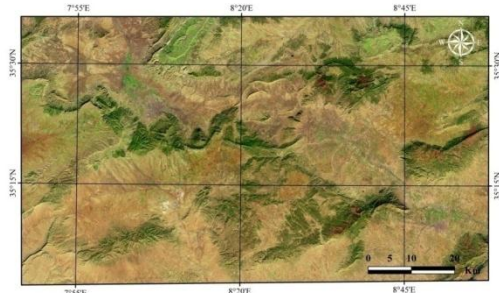
Combinaison834



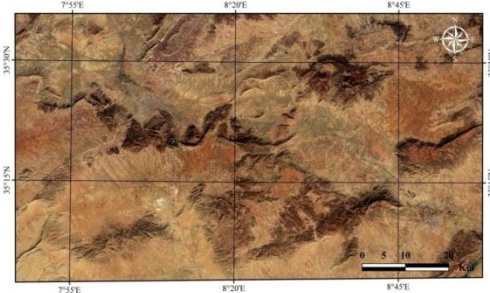
Combinaison843



Combinaison842

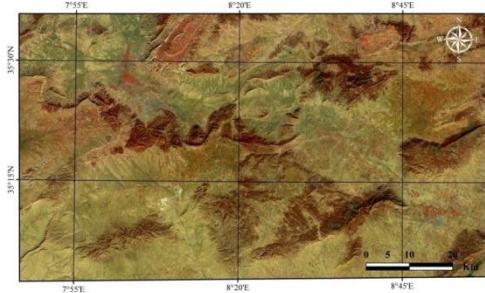


Combinaison1282

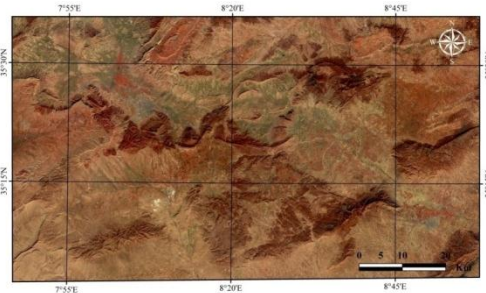


Combinaison1242

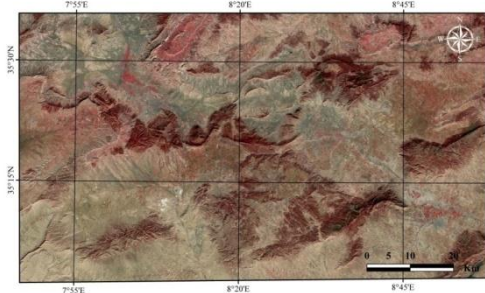
Approche de la télédétection et Application du SIG2D/3D



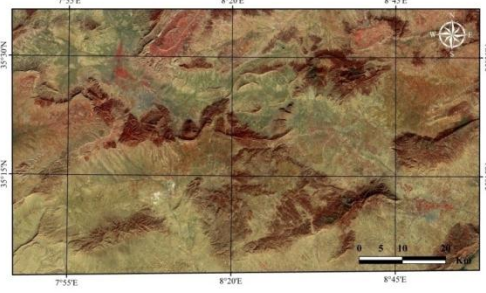
Combinaison1341



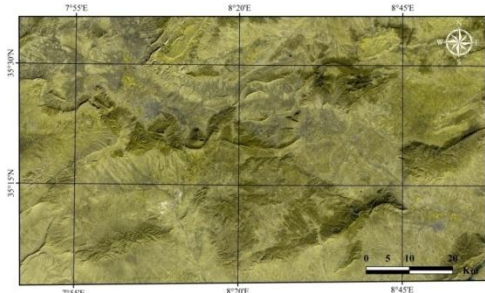
Combinaison1331



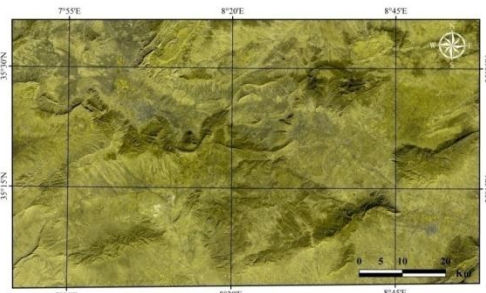
Combinaison1343



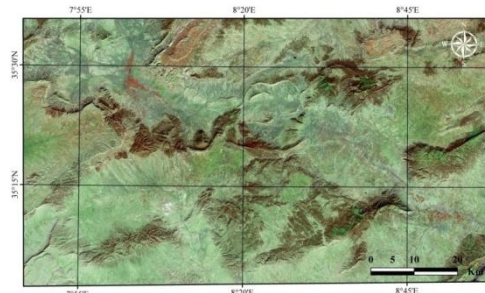
Combinaison1342



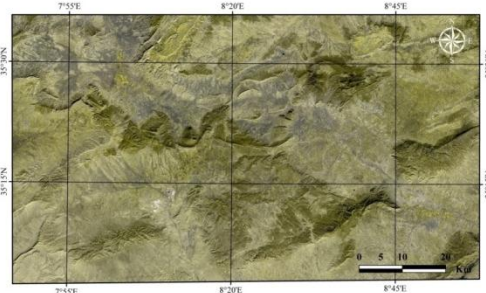
Combinaison1382



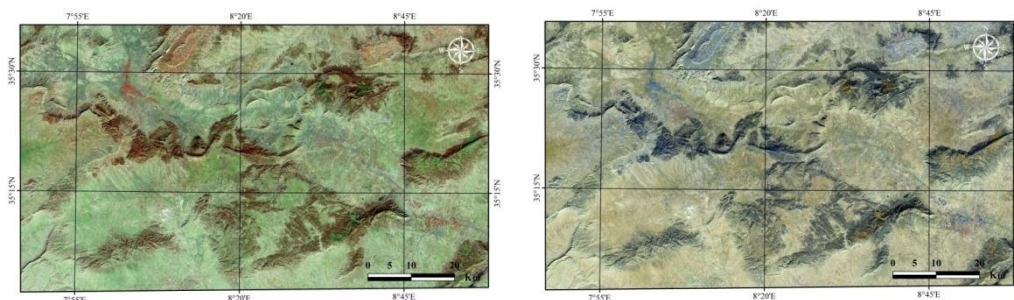
Combinaison1381



Combinaison8124

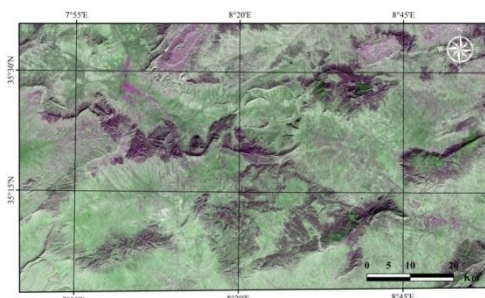


Combinaison1383



Combinaison13124

Combinaison12117



Combinaison13128

Fig.192: Image sentinel.2 en mode RGB après diverses Combinaisons.
(Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

En traitement de l'imagerie numérique, la couleur sert avant tout à distinguer les différents objets présents dans les images et ainsi faciliter l'interprétation des images. On peut utiliser un Nombre restreint de couleurs si l'on veut seulement mettre en avant quelques objets dans une Image. Mais la plupart du temps, et notamment lorsqu'on travaille avec des compositions colorées, on manipule un très grand nombre de couleurs. Lorsqu'on réalise une composition colorée en combinant deux ou trois bandes spectrales, l'objectif est bien de tirer le maximum D'information de l'image et de rendre l'analyse et l'interprétation plus aisées.

Selon les applications, on peut être amené à effectuer différentes compositions colorées :

- Soit des compositions que l'on appelle ' vraies couleurs' si l'on veut rendre les images réalistes. C'est ce que nous observerions si nos yeux étaient à la place du capteur satellitaire.
- Soit des compositions 'fausses couleurs', qui ne représente pas les couleurs réelles, mais qui ont pour but de mettre en avant certains objets dans une image, à l'instar des images infrarouges fausses couleurs très utilisées pour l'étude de la végétation.

Dans tous les cas, les compositions colorées vont générer un très grand nombre de couleurs. Afin de pouvoir manipuler correctement les couleurs, il est indispensable de disposer de moyens standards pour spécifier ou bien pour choisir une couleur parmi toutes celles disponibles.

a. Analyse en composantes principales ACP

L'application de l'analyse en composantes principales (ACP) a démontré son grand intérêt au cours de ce travail par rapport aux autres techniques de combinaisons d'images, de ratio et de filtrage spatial directionnel.

L'ACP ou transformée de Hotelling, qui consiste à développer le signal-image sur la base de fonctions orthogonales entre elles (Joly, 1986 cités par Robin, 1998). a été employé à rechercher des grands structures morphologiques, les grands axes structuraux ainsi que pour la cartographie des réseaux hydrographiques et les écoulements d'eaux préférentielles.

Ces nouvelles variables sont nommées "composantes principales", ou axes principaux. Elle permet au praticien de réduire le nombre de variables et de rendre l'information moins redondante. Statistiquement-parlant, les premières composantes produites expliquent au mieux la variabilité - la variance - des données. Lorsqu'on veut compresser un ensemble de N variables aléatoires, les n premiers axes de l'analyse en composantes principales sont le meilleur choix, du point de vue de l'inertie ou de la variance. Pour obtenir cette analyse nous avons suivi les étapes (Fig.193) :

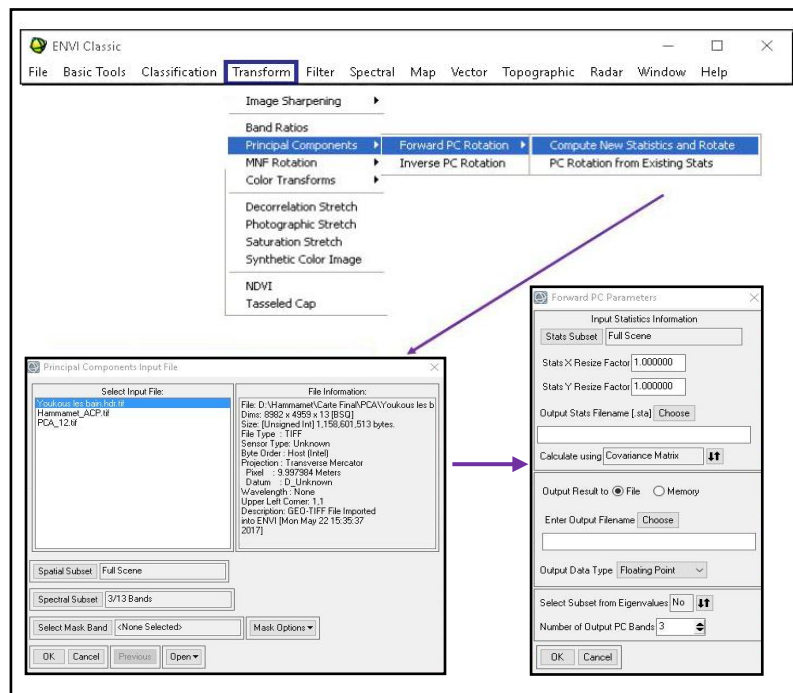


Fig. 193: Boîtes de dialogue montrant les étapes à effectuer pour obtenir une ACP Sous ENVI 5.2.

- **Cartographie lithologique**

La cartographie lithologique a été réalisée à l'échelle des provinces et des successions géologiques et, par la suite, à l'échelle plus détaillée des formations et des sous-unités. Différents exemples sont présentés dans cette section.

Ces rubanements lithologiques caractérisés par une alternance de teintes sombres et claires. Parmi les compositions en fausses couleurs retenues à partir du calcul du OIF, nous nous sommes limités à deux images seulement 741 et 742, permettant la différenciation du plus grand nombre de formations (Fig.194) (Fig.195):

- Les images 543 et 743 tels que d'autres Combinaisons ont été écartées en raison de la prépondérance de la teinte rose à crevette sur l'ensemble du terrain, rendant difficile la distinction de la limite entre les couvertures.
- Les compositions colorées 753 et 752, en dépit de leur OIF élevé, fournissent des réponses spectrales très proches ce qui se traduit par une homogénéité des couleurs des formations.
- La meilleure des compositions colorées est la combinaison 754 RGB (le rouge et vert attribué respectivement aux canaux moyen-infrarouge 7 et 5, et le bleu au canal proche-infrarouge 4.
- La composition colorée 742 RGB, présente des résultats très proches de ceux des images 542, 541 et 532 RVB, mais retenue en raison de son excellente qualité et de la distinction très apparente des différentes unités lithologiques décrites dans la région. fait apparaître le quaternaire (Q) en bleu clair, les calcaires et les dolomies (D) en vert olive, le trias en vert ciel et les grès miocènes en jaune clair à pâle.

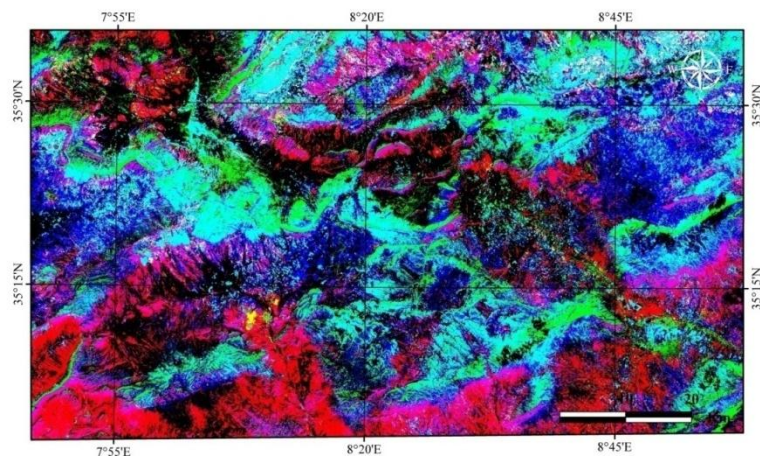


Fig. 194: Image des composantes principales PCA, 13 Bands (RGB: PCA1, PCA2, PCA3).. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

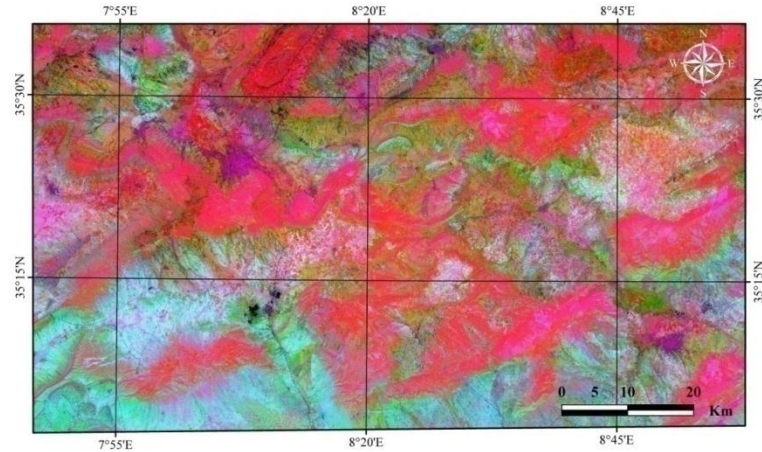


Fig.195: Image des composantes principales PCA, le visible (RGB: PCA1, PCA2, PCA3). (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

b. Band ratios (rapport de bandes)

Cette analyse se base sur la notion de réflectance, elle consiste donc en la division du DN (digital number ou valeur radiométrique d'un pixel) dans une bande par le DN d'une autre bande (nous rappelons qu'un pixel correspond à une valeur entre 0 et 255, correspondant à l'intensité du gris, avec 0 = le noir et 255 = le blanc). Il s'agit d'un procédé multi-spectral très utilisé pour mettre en évidence les différences entre canaux et permettre de s'affranchir des variations d'éclairement des pixels, en pratique, trois rapports de bandes sont utilisés pour obtenir une image en RVB(Fig.196).

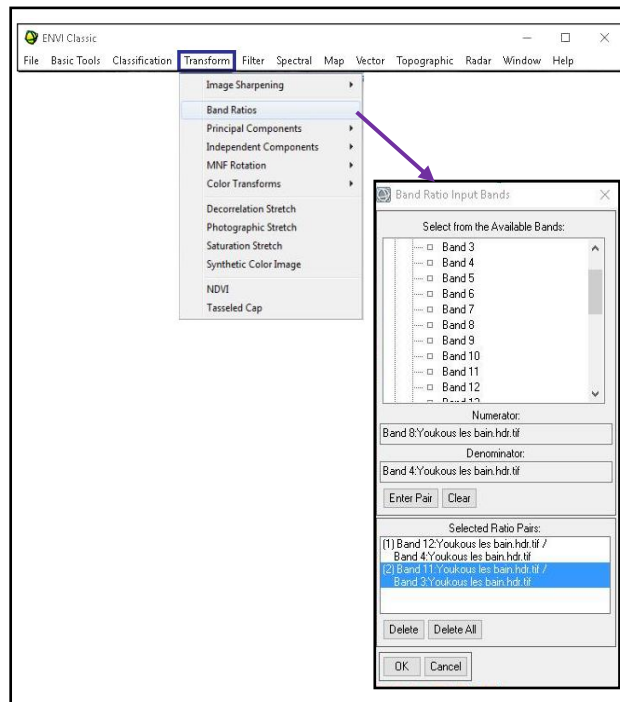


Fig. 196. Boîtes de dialogue montrant les étapes à effectuer pour obtenir les bands ratios Sous ENVI 5.2

Des opérations arithmétiques (addition, soustraction, multiplication, division) sont faites pour combiner et transformer les images originales et/ou filtrées en de « nouvelles » images qui montrent plus clairement certaines structures. Parmi les significations de l'application Ration on cite :

[3/1, 5/4, 7/5] seront souligner Composition de matériau de surface.

[5/3, 5/1, 7/5] et [7/5, 5/4, 3/1] peut être bon pour la cartographie serpentine

[7/3, 5/2, 4/7] est bon pour obtenir l'information lithologique général.

[5/3, 3/1, 7/5] est également bon pour obtenir l'information lithologique général.

Les résultats obtenus au cours de ce travail sont illustrés dans les figures.197.198.199.200

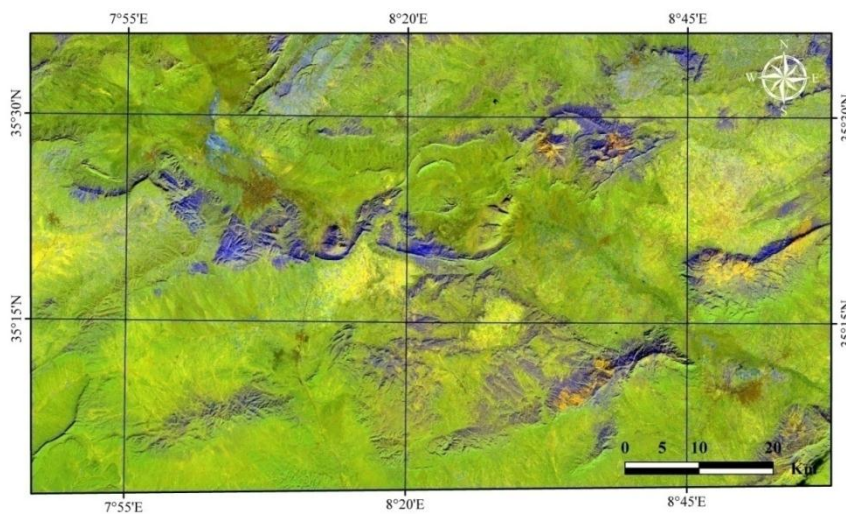


Fig. 197. Image RVB obtenue avec les néobandes générées par les rapports 12/4 11/3 et 8/4 (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

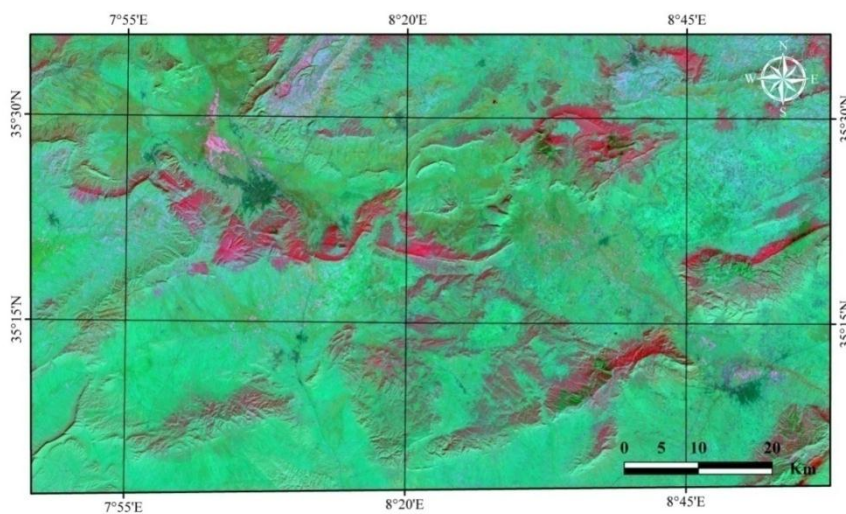


Fig. 198. Image RVB obtenue avec les néobandes générées par les rapports 11/12 11/2 et 8/2 (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

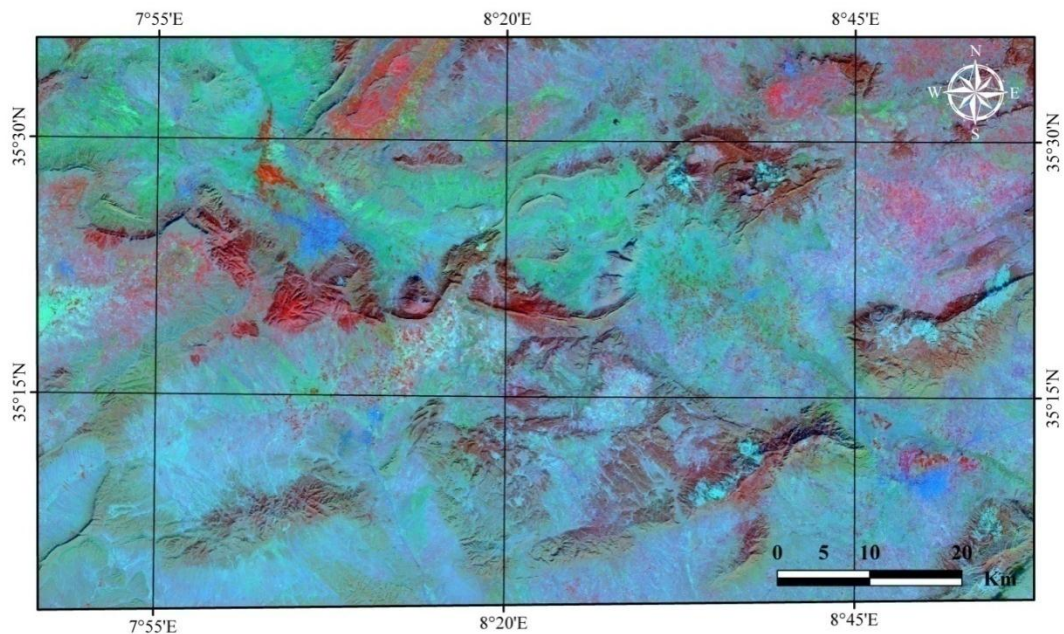


Fig.199.Image RVB obtenue avec les néobandes générées par les rapports 8/3 11/8 et 12/11(Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

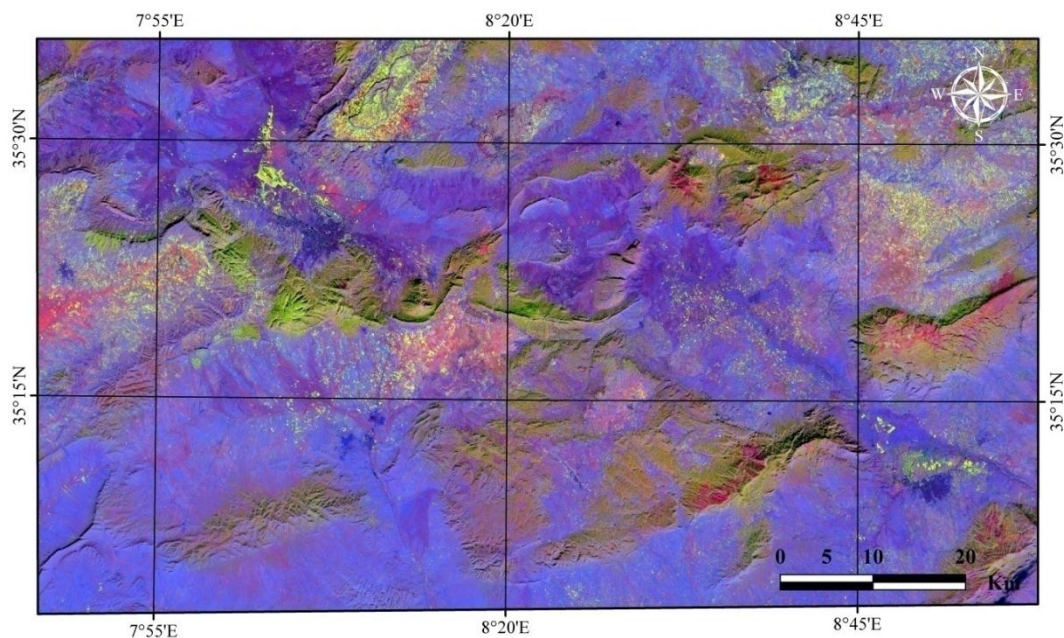


Fig.200.Image RVB obtenue avec les néobandes générées par les rapports 11/4 8/3 et 4/2 (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

c. Les filtres directionnels

Le traitement numérique des images pour l'identification et l'extraction des linéaments est fondamental en matière de cartographie géologique et structurale (Condid et Chavez, 1979 ; Siegal et Abrams, 1976). Les exemples des anciens travaux réalisés en Tunisie ou ailleurs montrent que l'application des procédés de filtrage spatiaux et directionnels facilite l'accentuation des discontinuités lithologiques et structurales assimilables aux linéaments. Dans cette étude, le terme « linéament », défini par Hobbs (1904) et Leary et al. (1976), décrit toute structure ayant un tracé rectiligne ou curviligne et dont l'interprétation a une signification géologique.

Les filtres directionnels peuvent être, ensuite, appliqués aux différentes bandes spectrales et aux néo-canaux (CP, et band ratios) en vue d'obtenir la carte linéamentaire. Filtrer une image c'est lui appliquer une fonction mathématique qui modifie les valeurs du gris de tout ou une partie des pixels. Si la fonction est linéaire on parle de filtrage linéaire, si elle prend en compte les valeurs du gris au voisinage de chaque pixel transformé, elle est dite fonction de convolution.

Les méthodes utilisées dans ce travail sont de type convolution. Il s'agit de (Fig.201) :

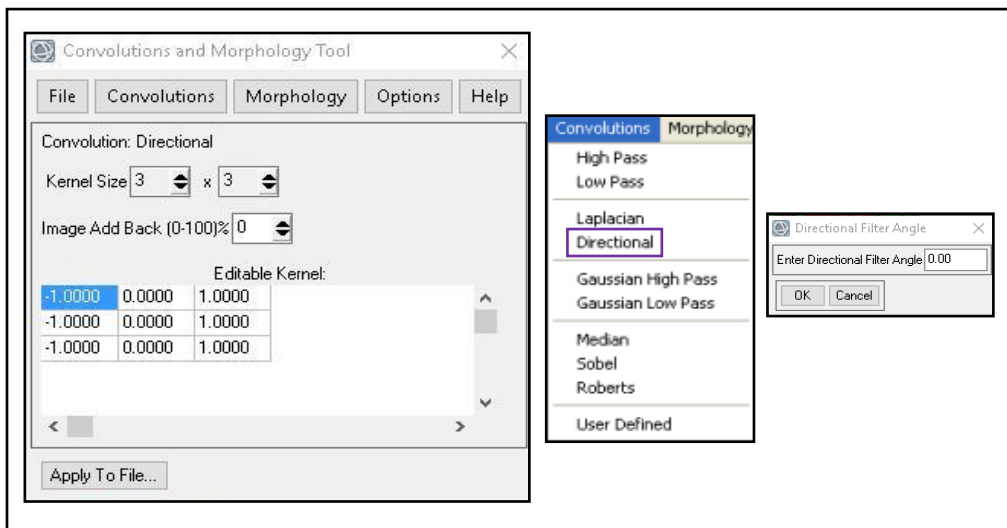


Fig. 201. Boîtes de dialogue montrant les étapes à effectuer pour obtenir Les filtres directionnels sous ENVI

Des filtres directionnels ont été appliqués aux bandes TM1, TM2 et TM3, en variant l'azimut Z_a de 00° et 90° et en changeant l'élévation chaque fois de 45° de 00° jusqu'au 180° (Fig.202) (Fig.203) (Fig.204) (Fig.205).

La cartographie du réseau de fractures du fossé de Foussana a été réalisée en deux phases - Le traitement des images sentinel.2 pour l'identification et l'extraction des linéaments.

- La validation structurale grâce aux données géoscientifiques complémentaires

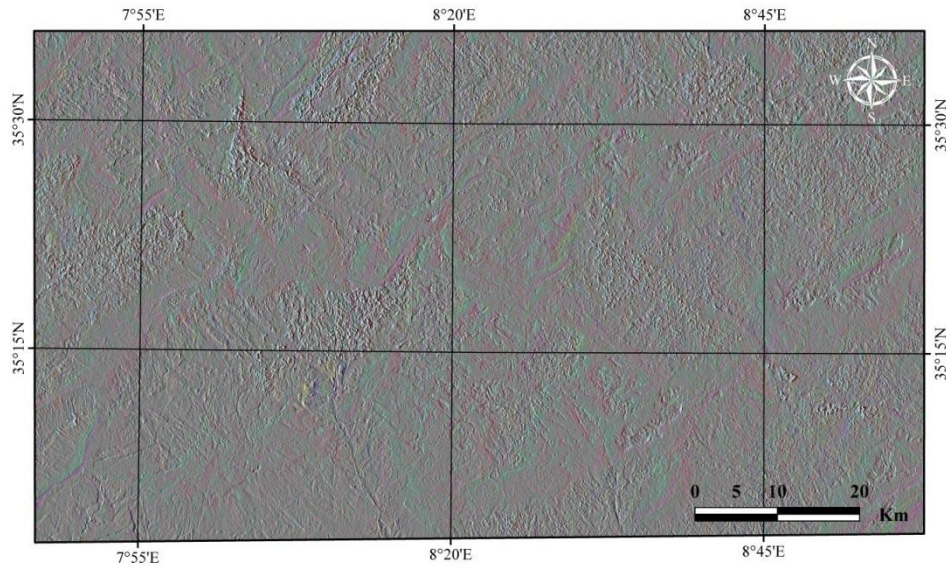


Fig. 202. Filtres directionnels 0°.(Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

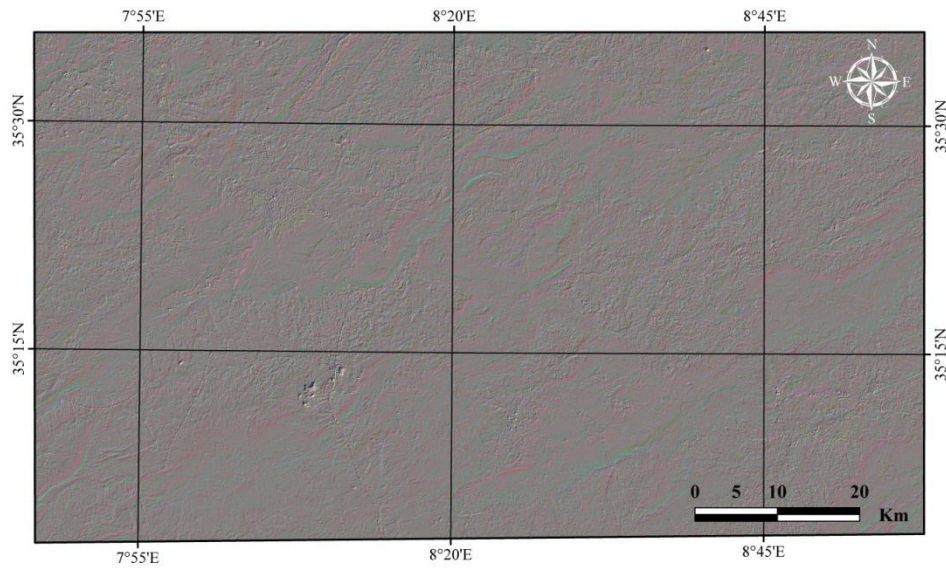


Fig. 203. Filtres directionnels 45°.(Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

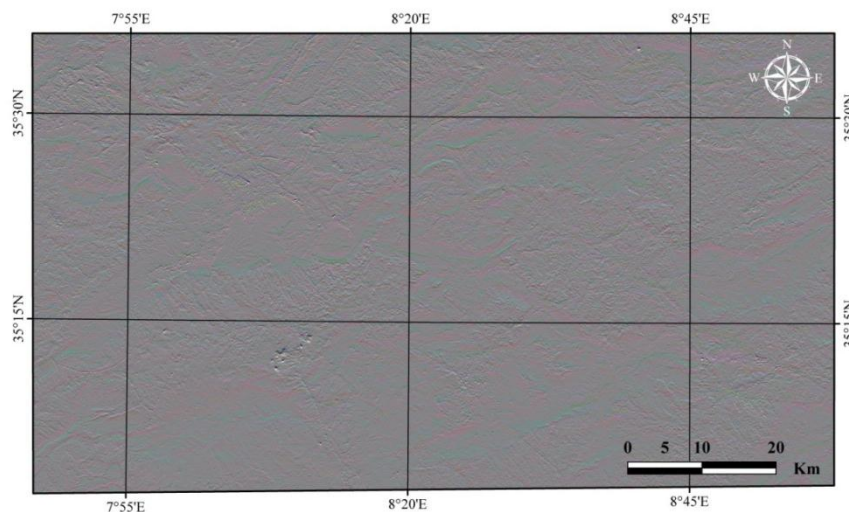


Fig. 204. Filtres directionnels 90°. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

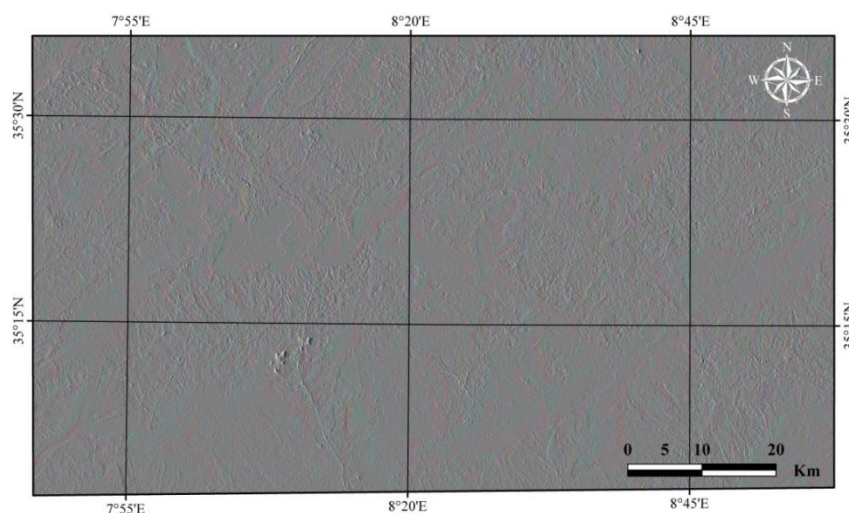


Fig. 205. Filtres directionnels 180°. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Pour les données habituelles d'observation de la Terre provenant des satellites. La plupart des informations (au moins 90%) se retrouve dans la CP1. De ce fait, nous avons choisi d'appliquer les filtres à cette première composante principale.

3. Résultats et discussions (traitement de l'image satellitaire)

L'objectif de notre travail vise à extraire des images satellitaires, des informations géologiques et structurales afin de permettre une cartographie des unités lithologiques et linéaments majeurs de notre région d'étude.

Les résultats obtenus des divers traitements de filtrages, de rehaussement, nous ont permis d'avoir des interprétations considérables pour la cartographie lithologique, l'analyse structurale et morphologique et l'étude hydrologique.

Les premières constatations relevées se rapportent sur le type d'information des techniques Employées (Fig.206):

- Rehaussement Spectral : La composition fausse couleur ; respectivement dans les canaux : Rouge, Vert et Bleu
- Investigation de la lithologie par l'Analyse en composantes principales (ACP)
- Investigation de la lithologie par les rapports des bandes spectrales
- Investigation de la lithologie par l'application des filtres texturaux
- Investigation des linéaments

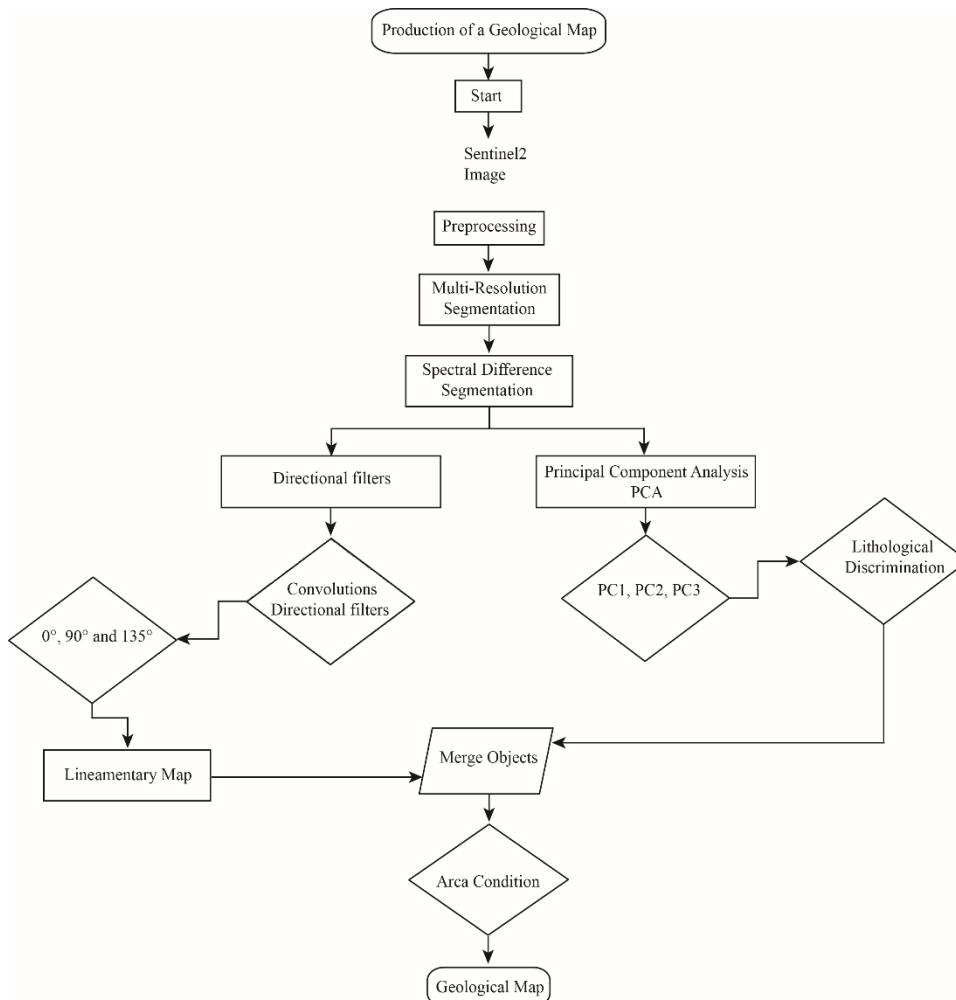


Fig. 206. Démarche suivie au cours de ce travail.

• **Combinaisons**

En examinant les figures obtenues suite à la combinaison de diverses bandes, on peut conclure ce qui suit :

- Ces images de fausses couleurs montrent très bien les structures morphologiques et le réseau hydrographique qui règne dans ce secteur.
- La séparation entre les couleurs fait la différence de la qualité de ces images. L'image de la combinaison RVB 321 montre que l'image naturelle n'a pas donné beaucoup de détails. Ceci parce que la réflectance des matériaux terrestres dans des combinaisons de bandes adjacentes est similaire.
- L'image de la combinaison RVB 741 présente plusieurs avantages sur les autres combinaisons. Le premier avantage c'est qu'on peut réaliser une meilleure séparation de couleur ainsi qu'on peut améliorer les détails et avoir plus d'informations. Le deuxième avantage est que certains groupes de minéraux ont des caractéristiques spectrales distinctes dans la bande 7,4 et 1.

• **Bande Ratio**

Cette opération a pour but de rehausser l'image et d'éliminer le bruit. Plusieurs rapports ont été testés et on aboutit aux résultats suivants (Tab.33):

- Les rapports des canaux TM5/TM1, TM5/TM7, TM2/TM3, avec la combinaison en mode Ratio en mode RGB TM7/TM3-TM5/TM2-TM4/TM3 révèlent mieux la topographie ainsi que la limite terre-eau ;
- Les rapports TM4/TM5, TM5/TM7 et TM4/TM3 avec la combinaison en mode Ratio en mode RGB TM5/TM7-TM5/TM1-TM5/TM4 permettent de mettre en évidence le réseau hydrographique ;
- Les structures géologiques sont très bien appréciées avec les rapports TM5/TM7, TM5/TM6, avec la combinaison en mode Ratio en mode RGB TM7/TM3-TM5/TM2-TM4/TM3. Le tableau suivant présente les rapports des bandes qui ont été retenus.

Tableau 33 : Principales résultats des rapports des bandes.

Rapport Bande	Structures Morphologiques	Réseaux hydrographiques	Géologie : litho-structurales
TM4/TM5	Médiocre	Bon	Médiocre
TM5/TM1	Bon	Moyen	Moyen
TM5/TM2	Moyen	Moyen	Médiocre
TM5/TM4	Moyen	Médiocre	Moyen
TM5/TM7	Bon	Bon	Bon
TM4/TM3	Moyen	Bon	Médiocre
TM2/TM3	Bon	Moyen	Moyen
TM5/TM7-TM5/TM1-TM5/TM4	Médiocre	Bon	Médiocre
TM7/TM3-TM5/TM2-TM4/TM3	Bon	Moyen	Bon

3.1. La discrimination lithologique

La discrimination lithologique consiste à appliquer les différents traitements sur une scène satellitaire. Ces traitements comprennent les compositions colorées (Fig.207), les rapports de bandes et l'analyse en composantes principales (ACP) (Fig.208).

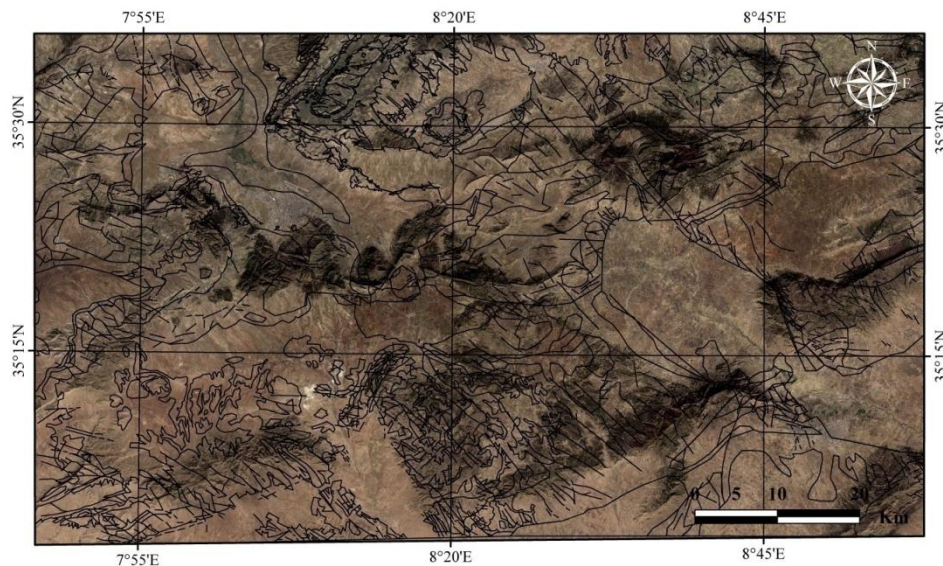


Fig. 207. Discrimination lithologique de grands ensembles avec les fausses couleurs –marron.321- (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

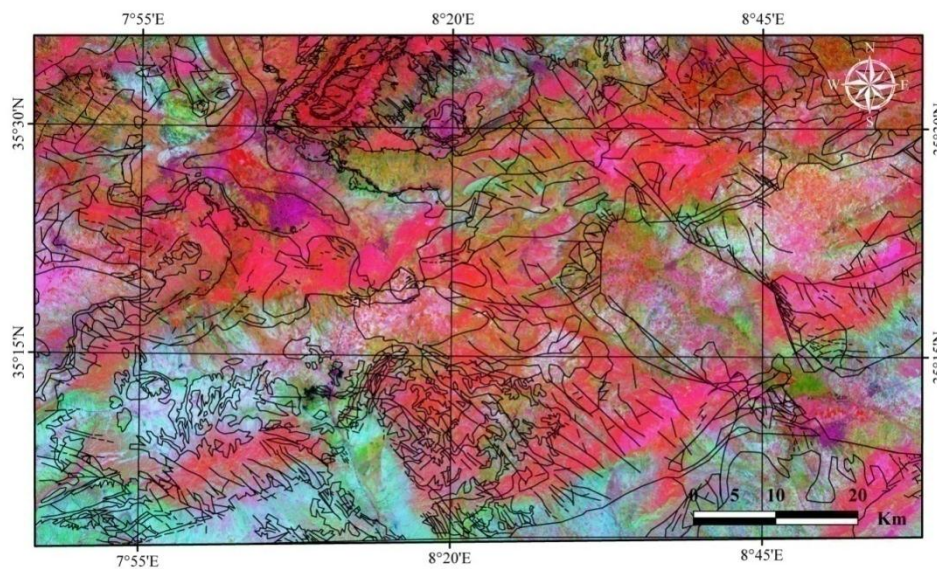


Fig. 208. Discrimination lithologique de grands ensembles avec les couleurs détecté.731 (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

3.2. Carte linéamentaire.

Dans cette section, on présente quelques exemples représentatifs d'éléments structuraux cartographiés à partir d'images filtrés et rehaussés de Sentinel-2 et produits dérivés par effet d'ombrage " Hill Shade" sur l'image Radar SRTM 30m

La rose directionnelle montre des maxima qui présentent les classes prédominantes. Ainsi deux familles directionnelles des linéaments significatives ont été mises en évidence (Fig.209):

- Une famille : NW – SE (N120 –140)
- Une famille : (N110 -120)

L'orientation NW – SE (N120 – 140) est la prédominante ; elles regroupent un pourcentage de 25,15 % des fréquences total. Les linéaments appartenant à la famille N – E (N80-N100), regroupent 10.60 % des fréquences.

Sur la carte obtenue, on distingue quatre directions tectoniques NE-SO, NO-SE, N-S et E-O

- Les accidents NW-SE sont bien représentés au bordière de deux fossés (Tébessa-Foussana). Ces accidents sont d'extension métriques à kilométrique et constituent la limite entre partie effondré avec les structures anticlinales adjacentes (Fig.210).
- Les failles de direction de NW-SE et N110 ont une répartition statistique prépondérante. Ces directions cartographiques marquent l'influence de l'orogénèse alpine. Elles sont généralement à jeu décrochant attesté par l'existence de structures en crochon et par la présence des structures anticlinales sans des terminaisons périclinales (Djebel Semmama, Djebel Doukkane) et d'autres avec ossatures (Djebel BouRoumane, Djebel Belkif, Djebel Chambi, Djebel Essif) (Fig.210).
- Les failles de direction N-E sont généralement à rejet apparent normal (Fig.210).

L'ensemble des alignements mis en évidence par télédétection ont été contrôlés sur le terrain et intégrés dans un système d'information géographique. La carte télé-analytique synthétique de la fracturation montre trois directions majeures : NW-SE, NE-SO et S-E. Par ailleurs, une série de petites failles de direction N-S ont été identifiées et cartographiées

Les résultats obtenus montrent que l'application des filtres (spatiaux et directionnels) facilitent l'accentuation des discontinuités litho-structurales assimilables aux linéaments. Les filtres directionnels de matrice 7 x 7 de type Sobel, ont été bien appliqués dans les directions N-S, E-W (Tab.34) (Fig.210).

Tableau 34 : Matrice 7 x 7 du filtre de Sobel (directions N-S et E-W).

Direction Nord-Sud	Direction Est-Ouest												
1	1	1	2	1	1	1	-1	-1	-1	0	1	1	1
1	1	2	3	2	1	1	-1	-1	-2	0	2	1	1
1	2	3	4	3	2	1	-1	-2	-3	0	3	2	1
0	0	0	0	0	0	0	-2	-3	-4	0	4	3	2
-1	-2	-3	-4	-3	-2	-1	-1	-2	-3	0	3	2	1
-1	-1	-2	-3	-2	-1	-1	-1	-1	-2	0	2	1	1
-1	-1	-1	-2	-1	-1	-1	-1	-1	-1	0	1	1	1

Le relevé des linéaments est effectué par interprétation visuelle des bandes TM 3, 4, 5 et 7 rehaussées, des néo-canaux issus des filtrages spatiaux et des images obtenues après l'analyse en composantes principales. Les différents traitements numériques mettent en évidence les structures géologiques (failles, contacts lithologiques, ...etc.) de la région de Tébessa-Kasserine. Sur les images filtrées, les discontinuités images sont très bien rehaussées et soulignées par les variations brusques de tonalité. L'interprétation visuelle permet d'identifier les linéaments et d'établir la carte détaillée du bâti structural qui représente les linéaments considérés comme d'origine tectonique.

Sur la carte obtenue et les rosaces élaborés, les pics directionnels relevés (N 120-140°, N 160° et N 80-100°) concordent avec les grandes directions tectoniques relevées dans le domaine de la Atlas Algéro-tunisien.

Les fractures de direction NW-SE marquent l'influence de l'orogénèse Atlasique.

La carte détaillée des réseaux de fractures obtenue dans le cadre de cette étude n'est certes pas exhaustive mais est représentative de la fracturation de la région de Tébessa- Foussana. Elle servira de base pour la caractérisation des réservoirs discontinus.

N.B : Dans ce cas nous avons superposé les fractures avec le réseau hydrographie et routier, pour avoir que les fractures, comme présente l'image suivante.

Le travail se fait avec ENVI 5.2, en suite le résultat sera exporté en tif pour la vectorisation.

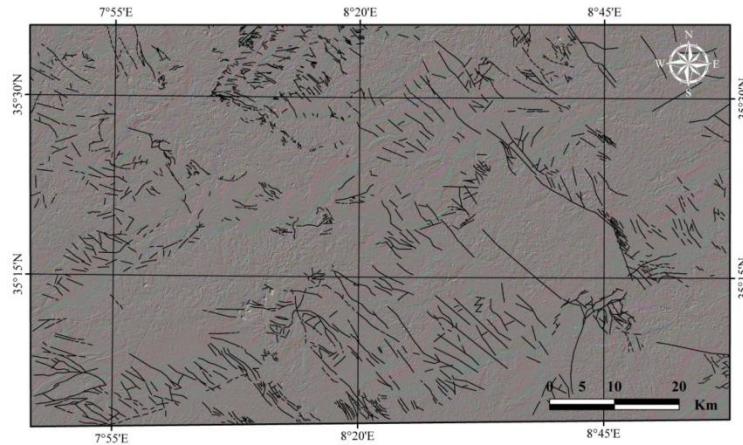


Fig. 209. Carte linéaire superposé sur un fond de filtres directionnels 0° (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

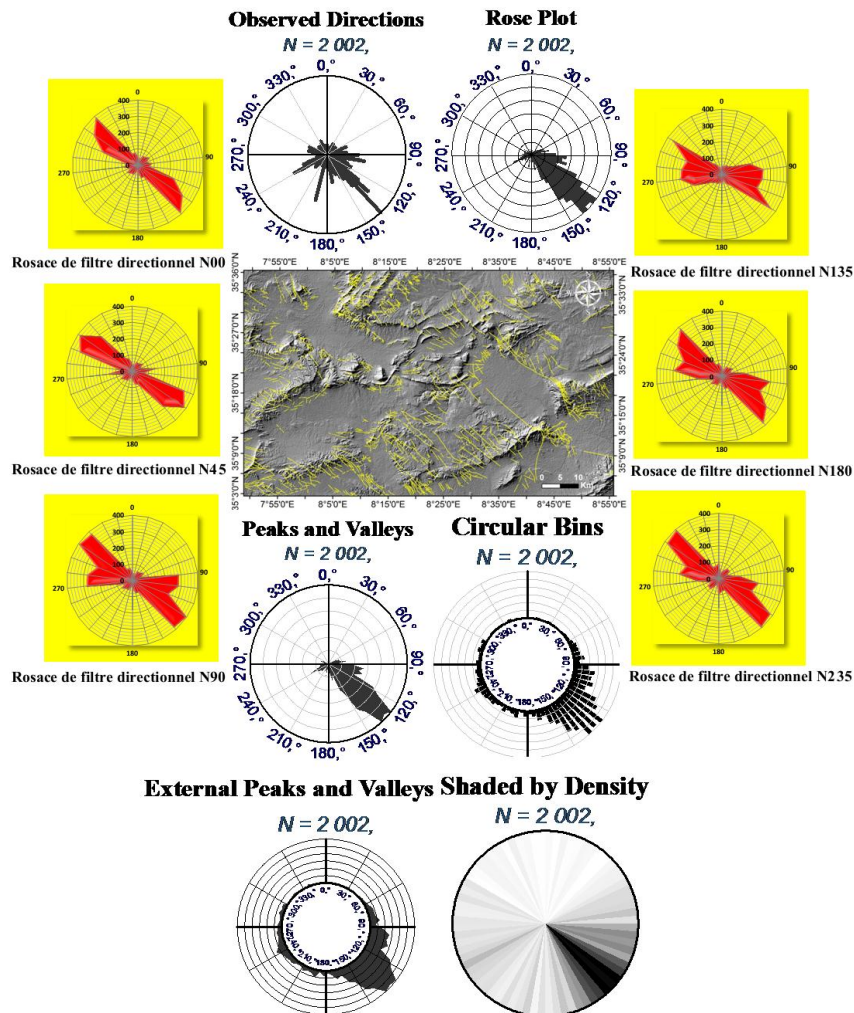


Fig. 210. Rosace des divers filtres directionnels appliqués de la région d'étude. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

4. Conclusion

Le but de télédétection dans notre thèse est de valider la nature structurale des linéaments issus et de l'interprétation des images satellitaires. Dans un premier temps, les tracés rectilignes relatifs aux activités anthropiques (routes, pistes, lignes de transport d'énergie) ont été éliminés par un croisement avec les cartes disponibles dans la base de données. Ensuite, les investigations géologiques, réalisées aux cours des travaux antérieurs de cartographie géologique, ont été utilisées pour être confrontées aux résultats obtenus.

La carte télé-analytique obtenue a été calée par confrontation aux documents topographiques et suivie d'un contrôle de terrain. Les données ont été géocodées et insérées dans des bases de données géoréférencées. Cette étude a permis d'affiner la carte de fracturation finale et de définir la géométrie de la déformation.

La phase de contrôle et de validation des accidents géologiques extraits du traitement numérique des images sentinel.2 est indispensable pour juger de la pertinence de la méthode utilisée.

Les réseaux de fractures peuvent être analysés suivant les techniques de l'analyse statistique et géostatistique. Dans le premier cas, il s'agit essentiellement d'étudier les lois de distribution des longueurs des fractures et dans le second cas, d'analyser le variogramme expérimental de la densité de fracturation.

CHAPITRE IX

Application du SIG2D/3D

1- Introduction

« La géomodélisation consiste en un panel de méthodes mathématiques permettant de modéliser de manière unifiée la topologie, la géométrie et les propriétés physiques d'objets Géologiques, tout en prenant en compte toute donnée liée à ces objets » (Mallet, 2002). La géomodélisation a de nombreuses applications depuis la seule représentation 2/3D d'objets hydrogéologie et géologiques (Zanchi et al., 2009) jusqu'à ces dérivés en imagerie médicale (Clouchoux et al., 2012). L'existe de nombreux types de modèles hydrogéologie et géologiques numériques, et parmi ceux-là, les plus couramment utilisés à l'échelle d'unités structurales sont les modèles surfaciques et les modèles volumiques (Falivene et al., 2007). Les premiers correspondent à des surfaces maillées représentant des horizons géologiques et les seconds à des cellules matérialisant des variations de propriétés (Bonomi, 2009).

L'objectif de ce chapitre consiste en la représentation de l'architecture stratigraphique, structurale et hydrogéologique du bassin transfrontalier Tébessa-Kasserine. Cette représentation doit fournir la position en 2D/3D d'horizons cibles et permettre d'estimer des paramètres géométriques, tels des volumes ou des pentes, associés à ces horizons. La dimension du modèle est celle de l'ensemble de la région à la fois en surface et en profondeur. Un géomodèle structural 3D est une représentation numérique de la géométrie des structures géologiques (Caumon et al., 2009). Il est composé de surfaces clefs, du réseau de failles les Recoupant, ainsi que des limites du domaine étudié. Ces surfaces clefs peuvent être indifféremment des horizons stratigraphiques, diagénétiques ou hydrogéologiques (Bonomi, 2009). La résolution d'un modèle surfacique est principalement contrôlée par la qualité et la densité des données (Caumon et al., 2009). Les surfaces créées honorent à la fois la densité et la redondance locale des données ainsi que les tendances et la cohérence de la totalité des données sur l'ensemble de la zone étudiée. Ce type de modèles hydrostructural, peut être réalisé de manière implicite. Le modèle ainsi obtenu permet de calculer les paramètres géométriques et topologiques associés aux horizons modélisés (Chilès et al., 2004). Indépendamment de la méthode choisie, le choix des objets à modéliser et la résolution du modèle sont critiques. En effet, les incertitudes associées aux données d'entrée choisies impactent directement la précision du géomodèle (Wellman et al., 2010). Le but de cette partie est tout d'abord de présenter la méthode de construction du modèle, le choix des

horizons à modéliser et les données qui ont permis d'établir le géomodèle. Cette partie présente également les hypothèses qui ont été posées pour la réalisation du modèle et la stratégie de modélisation adoptée. Enfin les résultats sont exposés et leur incertitude est discutée.

- **Méthodologie**

Établir des géomodèles 2D/3D à partir de données de terrain est un processus utilisé par de nombreux auteurs (e.g. Calgano et al., 2007 ; Gallerini & De Donatis, 2009 ; Richet et al., 2011). La construction d'un géomodèle comprend généralement trois étapes (Fig.28): la récolte et la synthèse des données, l'intégration dans l'espace de géomodélisation et la construction des surfaces 2/3D avec l'harmonisation des données. Afin de réduire les incertitudes et d'augmenter la cohérence, il est nécessaire d'intégrer des connaissances géologiques a priori lors de la synthèse des données et lors de leur harmonisation (Fig.211) Les données utilisées pour la construction du géomodèle sont d'origines variées (Wu et al., 2005) : puits, pendages, limites d'affleurement, topographie, coupes structurales ou encore données géophysiques. La région d'étude étant visible à l'affleurement, le protocole de modélisation et les données utilisées sont différents par rapport aux modèles exclusivement de subsurface (Tonini et al., 2009). Le faible nombre de données de subsurface implique l'incorporation de coupes géologiques pour maîtriser la géométrie des objets en profondeur (Kaufman & Martin, 2008). Ces coupes peuvent également servir de support à l'intégration de connaissances a priori (Sprague & de Kemp, 2005). Dans le bassin transfrontalier Tébessa-Kasserine (Algérie-Tunisie), les données disponibles sont pour la subsurface essentiellement des données de forage. Les données de surface correspondent aux pendages relevés sur le terrain, aux limites de couches et aux failles cartographiées, et aux coupes structurales. Il s'ajoute à cela le modèle numérique de terrain représentant la topographie. L'ensemble de ces données a été synthétisé sous la forme d'une base de données SIG grâce au logiciel ArcGIS 9.3. (Fig.211). Cette étape constitue la première du protocole de modélisation.

La deuxième étape est l'intégration des données, de la surface topographique qui sert de support à la spatialisation des autres données a tout d'abord été construite (Fig.211). Cette Couche permet de positionner dans un même référentiel géographique et altimétrique les autres données. Ensuite, les données encore sous forme de raster ont été vectorisées en 2D/3D.

La dernière étape est la construction du modèle lui-même. Celle-ci passe tout d'abord par la Construction des failles, puis des horizons stratigraphiques et enfin par leur mise en

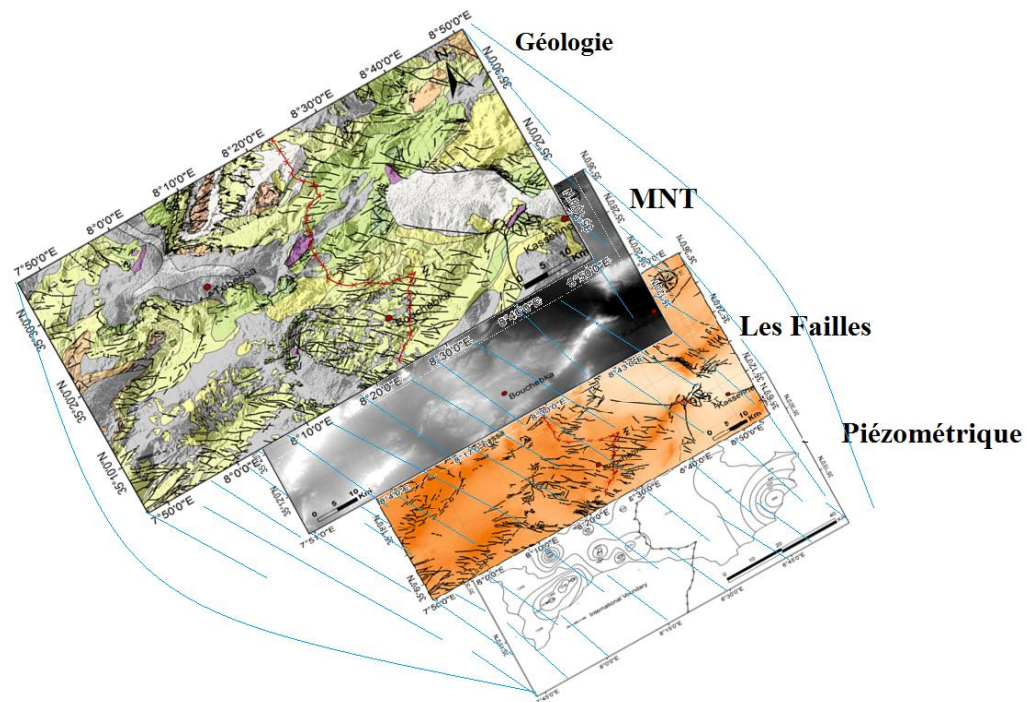


Fig. 211: La forme du géomodèle. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Cohérence. Lorsqu'il y a de nombreux horizons et failles à construire, il est important d'inscrire cette construction dans une boucle itérative, ou boucle de feedback. Cette boucle vise à modifier les tracés des coupes pour augmenter la cohérence des surfaces 3D. En effet, étant donné que les coupes ne sont que des données 2D, il arrive que les géométries qui en découlent ne soient pas réalistes. Le but final est d'obtenir un modèle qui soit cohérent géométriquement en 3D et avec l'ensemble des données 2D. Par contre, cette boucle ne doit permettre de modifier les données dites dures : topographie, sondages ou limites stratigraphiques observées sur le terrain.

1- Construction des horizons

Les contraintes utilisées pour la construction des surfaces 3D sont de différents types, chacun correspondant à une donnée géologique et hydrogéologique. Les contraintes les plus basiques sont les points de contrôles (Fig.212). Ils correspondent aux données de forages, aux limites cartographiques des horizons et des failles, et à ces limites en coupe. Ces points de contrôle peuvent également contenir des valeurs de pentes (Fig.212). Dans ce travail, ce type de contrôle n'est pas directement utilisé ; les pentes servent seulement de facteur de contrôle qualitatif. Le dernier type de contrôle utilisé comme contrainte pour l'ajustement des couches est le contrôle par gamme d'épaisseur (Fig.212). Ces contrôles sont particulièrement

utiles pour mettre en cohérence les différents horizons stratigraphiques entre eux tout en intégrant la connaissance géologique et hydrogéologique. En effet, lorsque les variations d'épaisseur sont connues pour un intervalle stratigraphique, il est alors possible de contraindre la position du sommet ou de la base de l'intervalle en fonction de l'autre.

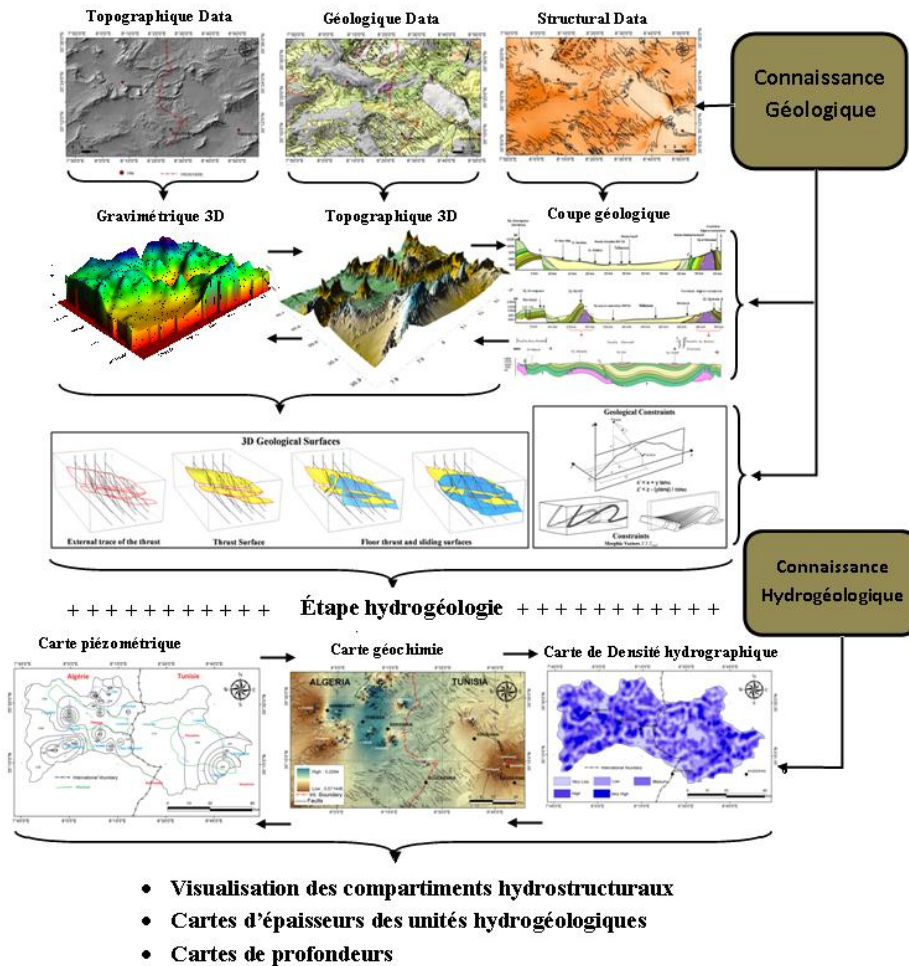


Fig. 212: Méthodologie générale de construction d'un géomodèle 2D/3D Hydrostructural par l'intégration de données d'affleurement, de coupes géologiques, géochimie et de données Hydrogéologie

Pour que le modèle surfacique puisse être réellement évolutif, par exemple pour la construction future d'un modèle volumique, il doit intégrer des règles d'intersections d'horizons (Caumon et al., 2009). Les contacts des horizons stratigraphiques entre eux peuvent être de tout type : troncature, onlap, toplap, offlap ou downlap. Mais en aucun cas, les horizons modélisés ne doivent se recouper. Il existe également des règles d'intersection pour les horizons faillés. Une faille peut recouper l'intégralité d'un horizon ou seulement une partie. Mais un horizon coupé par une faille doit obligatoirement partager une épente de cette faille. L'évitement de ces problèmes topologiques permet d'obtenir des modèles de meilleure

qualité. La qualité d'un modèle impacte directement celle des paramètres calculés sur les horizons.

La construction des failles est une étape importante dans le processus de modélisation. En effet, ce sont elles qui vont contrôler la compartimentation de la région. Mais ce sont elles aussi qui influent la géométrie des couches qu'elles recourent. Si pour les horizons stratigraphiques, leur géométrie peut être interpolée depuis leur tracé cartographique et des valeurs de pentages, les failles nécessitent des contraintes géométriques en profondeur. Dans ce travail, les contraintes sur la géométrie des failles sont fournies par d'une part leur tracé cartographique et par leur tracé en coupe d'autre part. La Figure 213 illustre la manière dont les différents types de failles sont modélisés.

2- Choix des horizons modélisés

Le choix des horizons à modéliser est un choix généralement pragmatique. Il dépend de l'équilibre entre leur nombre, de l'intérêt de chacun vis-à-vis de l'objectif du modèle et du temps de modélisation total. Dans un cas idéal, cinq d'horizons serait nécessaire pour représenter les grandes transitions lithologiques et stratigraphiques de région d'étude. Etant donné la relative absence de données de subsurface couplée à une histoire synsédimentaire complexe (Fournillon A.2012), la précision du modèle décroît à mesure que la couche s'approfondit. Il est donc nécessaire de cibler les horizons les plus importants et les plus facilement reconnaissables (Fig.213).

Pour rappel, les horizons primordiaux pour le stockage et l'écoulement de l'eau limitent la région de Tébessa-Kasserine : les calcaires argileux de Vraco-Albien, le calcaire Cénomaniens, le calcaire Turonien, le calcaire Maastrichtien et le calcaire éocène. Il a donc été fait le choix de modéliser les horizons permettant d'individualiser ces formations ; cela permet d'en modéliser deux en lieu et place des cinq.

Les horizons modélisés sont par ordre stratigraphique (Fig.214).

- Le sommet du Vraco-Albien : cet horizon regroupe les formations aquifères du Crétacé inférieur. Cette unité représente le cinquième aquifère dans Dj Bou Roumane(Tébessa) et Dj Hamra(Foussana).
- Le sommet du Cénomaniens : cet horizon permet de regrouper dans une même unité toutes les formations les plus argileuses incluant l'Albo-Aptien. Bien que cet intervalle puisse être traversée par les fluides, il représente un contraste majeur avec les formations sus-et sous-jacentes (exemple de Dj Bou Roumane). Cet intervalle a également la particularité de présenter de grandes variations d'épaisseurs dues à une structuration synsédimentaire et de ne pas être continu à l'échelle de région d'étude.

- Le sommet du Crétacé supérieur : cet horizon, est composé par deux formations, Turonien a une épaisseur 150m et Maastrichtien d'épaisseur environ 200m. Ces formations ont fait l'objet de mesures pétrophysiques et des forages ont montré qu'elles sont potentiellement aquifères très élevés.
- Le sommet d'écène : cet horizon est situé seulement dans la région nord et Ouest de Tébessa, avec une épaisseur environ 150m, (exemple de Dj Dyr et Tezbent).
- a topographie actuelle : cet horizon représente le sommet du modèle 2D/3D. Les autres horizons recourent ce dernier selon leurs limites cartographiques géologiques. Dans ce modèle, les formations quaternaires bien que pouvant avoir une épaisseur importante, en particulier dans les dépressions karstiques, ne sont pas pris en compte. Cela est lié au fait, qu'ils ne représentent généralement que des nappes locales.

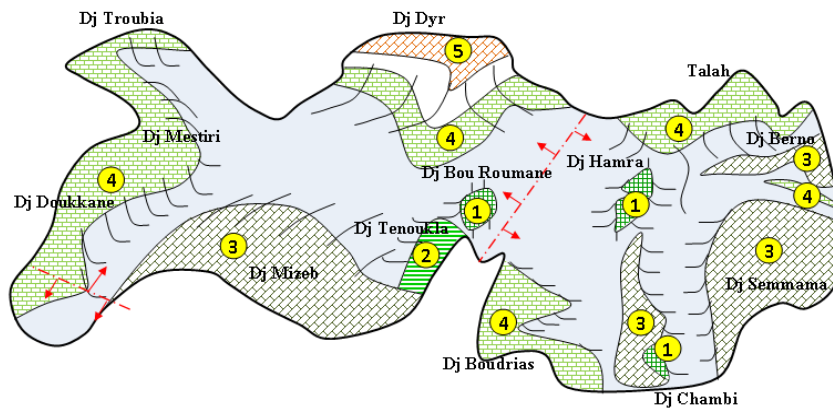


Fig. 213: les cinq grands horizons aquifères dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.). 1 : vraco-Albien. 2 : cénomanien. 3 : Turonien. 4 : Maastrichtien. 5 : éocène.

↗ : Direction d'écoulement. - - - : Ligne de partage des eaux

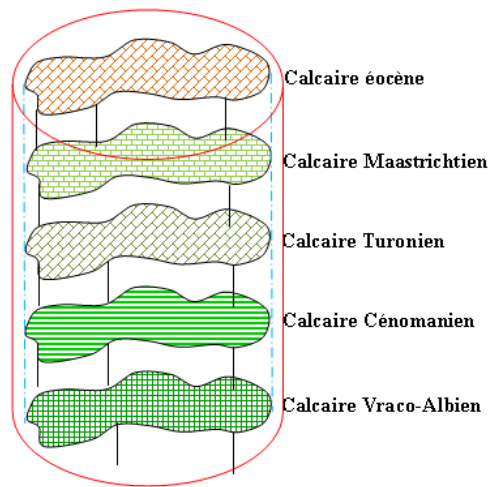


Fig. 214: Les horizons aquifères modélisés par ordre stratigraphique Dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

3- Choix des grands séries des failles.

Les modèles surfaciques sont constitués uniquement d'horizons représentant des unités lithologiques ou hydrogéologiques. Ils comportent également des horizons représentant les failles affectant les autres horizons. Comme pour les horizons lithostratigraphiques, le choix des failles dépend de l'objectif du modèle. Il dépend également de considérations plus pragmatiques comme le temps de modélisation.

Les failles choisies illustrent à la fois les principaux contacts structuraux et la compartimentation hydrogéologique de l'Unité du Tébessa-Kasserine. Lors de la construction du modèle une boucle d'itération peut aider à choisir les failles selon leur rôle hydrogéologique à mesure que les connaissances évoluent sur ce rôle.

Les résultats obtenus dans la partie dédiée à l'hydrogéologie ne permettent pas de trancher quant à l'impact hydrogéologique de chacune d'entre elles. Pour cette raison, leur choix a été fait selon leur importance géologique d'une part, et d'autre part sur la base de la densité des sources comme indicateur de la compartimentation hydrogéologique. Ainsi deux cent soixante-dix failles ont été sélectionnées à partir des cartes géologiques au 1/50000 et les travaux sur terrain, pour tracer les grandes failles ou les failles major (Fig.215).

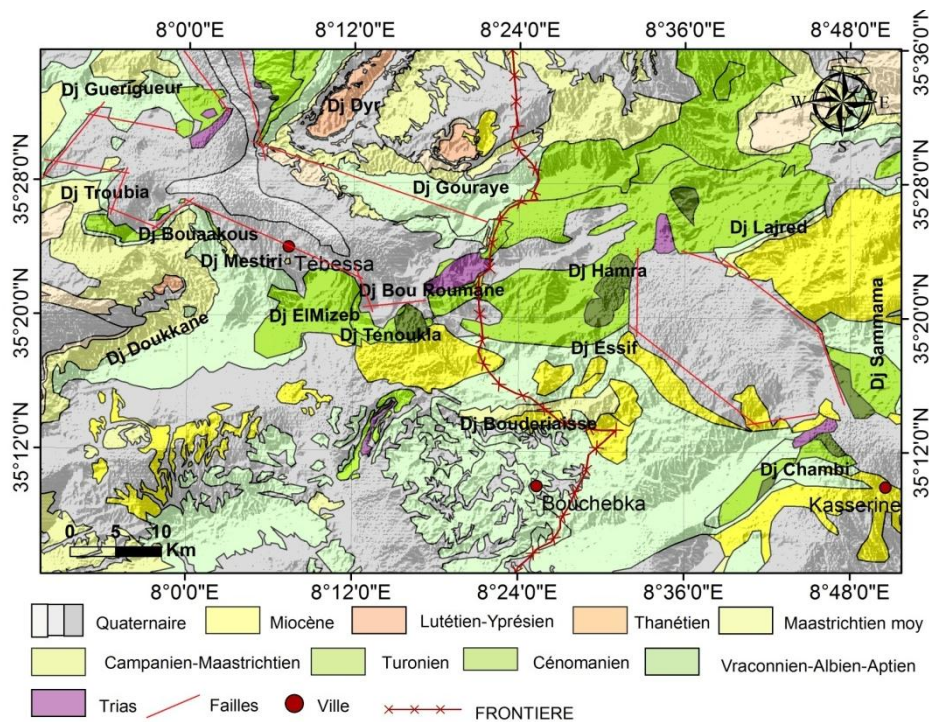


Fig. 215: Les séries des failles choisies pour être modélisées Dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

4- Données d'entrée du géomodèle

- Les pendages des formations carbonatés

La base de données (BD) pendage a deux objectifs. Le premier consiste à être intégré directement dans le modèle 3D sous forme de contrainte locale sur l'orientation et la pente des horizons lithostratigraphiques. Le second objectif est de servir de point de contrôle pour l'établissement de coupes structurales.

La BD pendage se divise en deux ensembles (Fig.216). Le premier rassemble tous ceux qui ont été acquis sur le terrain dans le cadre de ce travail, ainsi que les pendages issus de la littérature mais dont les valeurs ont pu être vérifiées. Le deuxième correspond à des pendages issus de la littérature dont les valeurs n'ont pu être vérifiées sur le terrain. Par conséquent, le choix de leur intégration dans la BD se fait sur leur seule cohérence avec les pendages mesurés ou vérifiés.

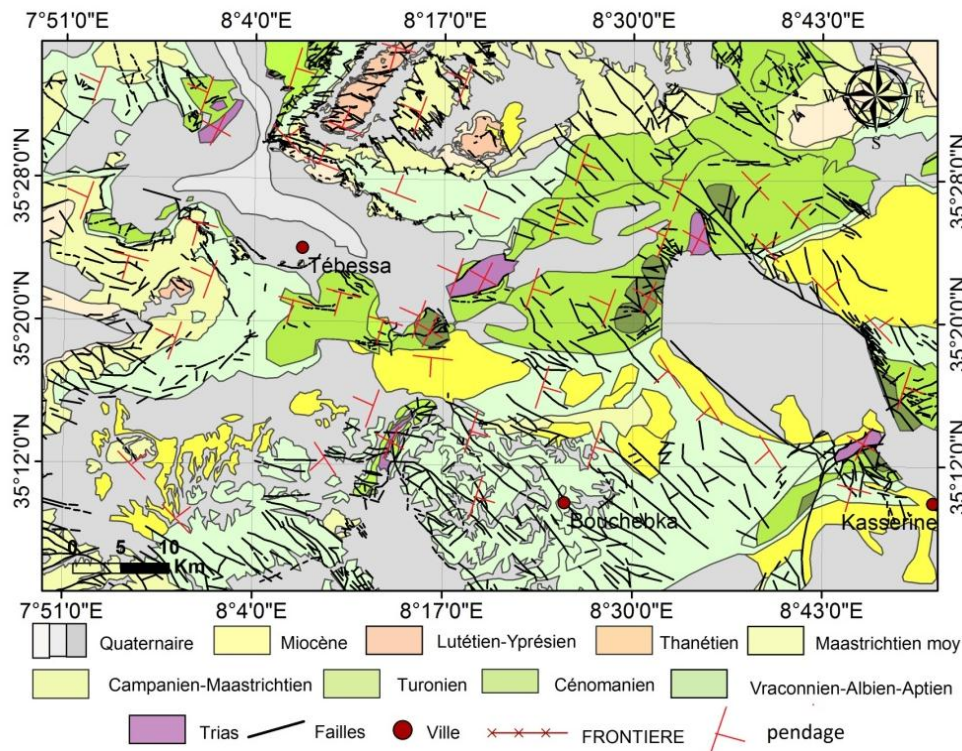


Fig. 216: carte base de données pendages dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

- Les forages

La BD forage a été constituée à partir des forages et sondages présents dans la littérature, en particulier les travaux anciens. Une harmonisation et une sélection critique a été effectuée parmi plusieurs centaines de forages et sondages ayant des documents numérisés disponibles. Cette sélection a pour but d'obtenir des données de subsurface pour :

- reconnaître les changements stratigraphiques

- les niveaux statiques dans les forages ayant rencontrés des venues d'eau.

Tout d'abord, les forages ont été classés selon la qualité de leurs données, cuttings ou Carottes, et selon l'interpréteur. L'interpréteur peut être le sondeur, le géologue ou le bureau D'étude qui a implanté le forage, ou un expert extérieur. Parallèlement à cela et pour chaque puits, la description des données obtenues a été reprise de manière à dégager les grands types de faciès. Quand cela a été possible, chaque faciès a ensuite été associé à une unité lithostratigraphique. Cette étape a ainsi permis de réinterpréter les coupes de forage avant validation. Les forages retenus dans la BD sont donc ceux ayant une qualité suffisante et qui recourent des horizons stratigraphiques facilement reconnaissable.

Au final, 120 forages ont été sélectionnés pour faire la carte et les coupes sur la base des forages d'eau (Fig.217) (Fig.217.a.b). Environ 70 % de ces forages sont concentrés à la région de Tébessa a la base de leur grand surface par port Foussana.

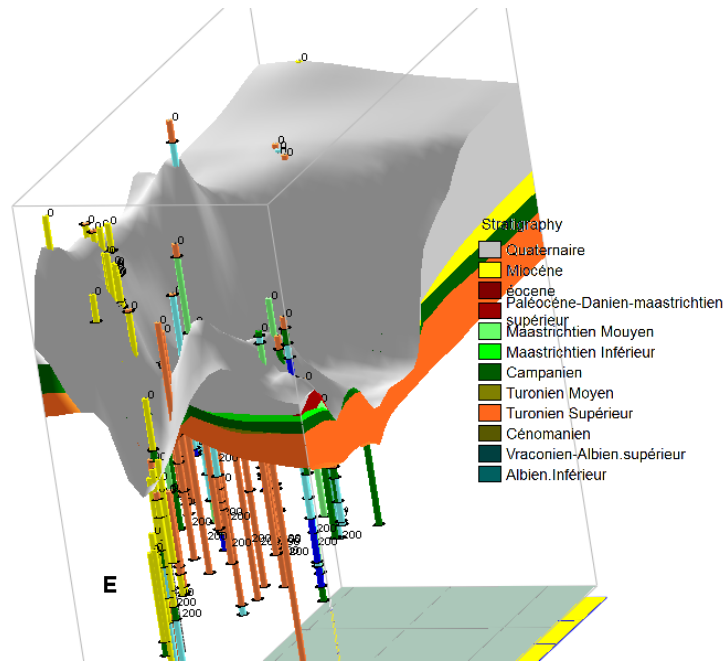
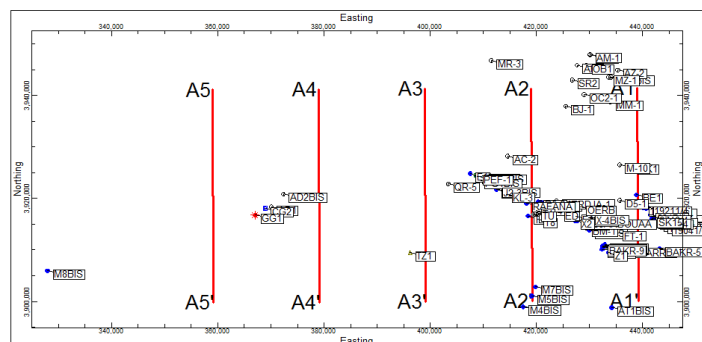


Fig. 217: les ensembles des forages (120) 3D dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)



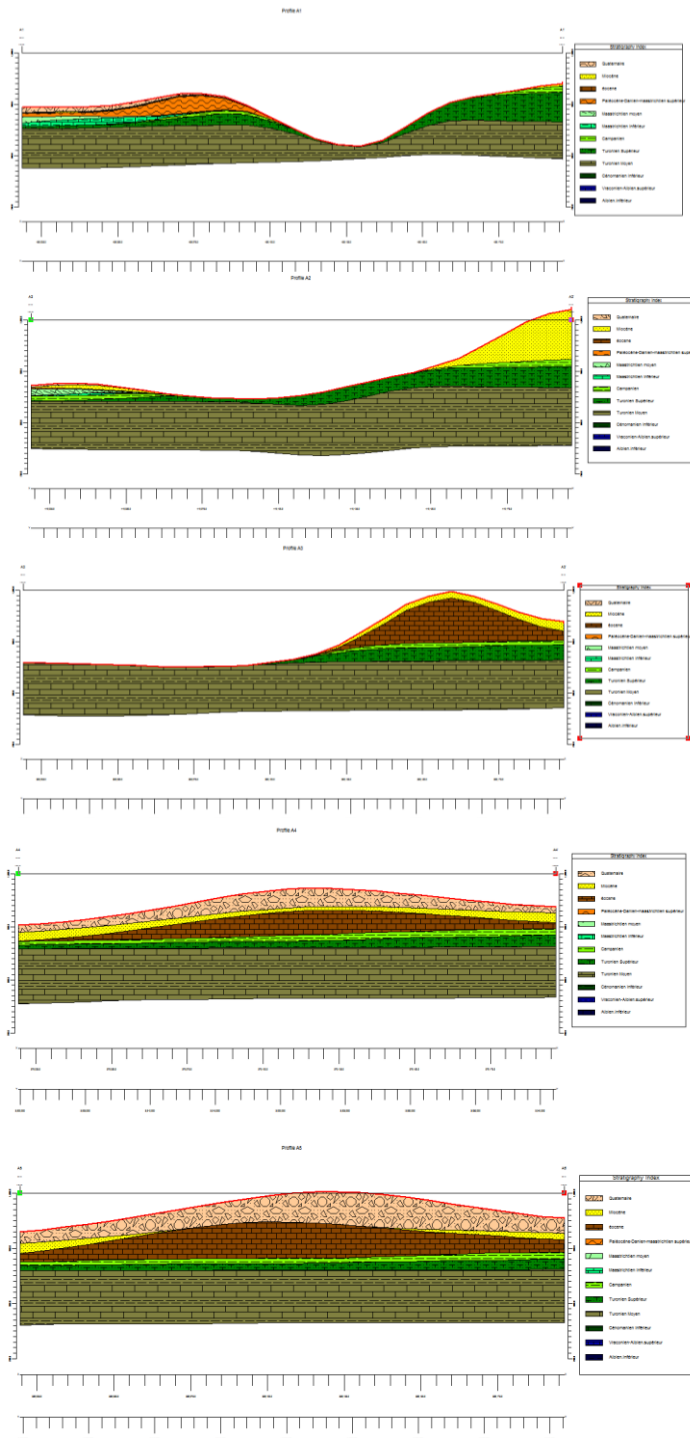


Fig. 217.a: les coupes N-S sur la carte des forages (120) dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Approche de la télédétection et Application du SIG2D/3D

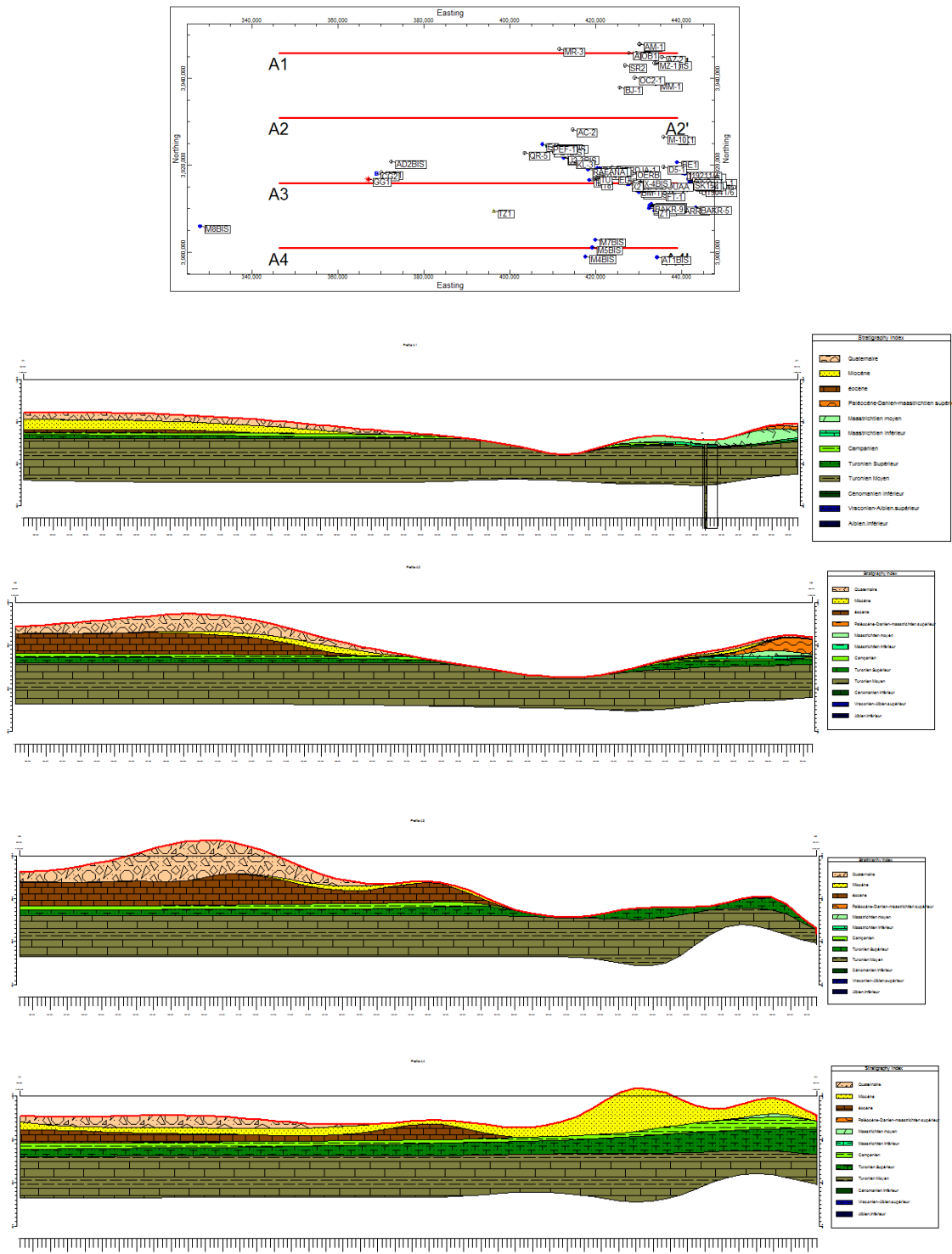


Fig.217.b: les coupes N-S sur la carte des forages (120) dans la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

- **Les données cartographiques**

Comme le géomodèle 3D est créé à partir de données de terrain, les contacts stratigraphiques et structuraux à l’affleurement sont primordiaux. Il existe de nombreuses cartes à des échelles variées de la région de Tébessa-Kasserine. Les données ayant la plus grande répartition sont les cartes géologiques au 1/50000. Ces cartes sont celles Tébessa (G.Durozy et al., 1953), de Morsot (J.L.Blés et al., 1977), d’Algérie (M.M.Cornet et al., 1940), La Meskiana (M.M.Kuscer et al., 1969), Thala (Med Faouzi Zagarni et al., 1956), Djebel Selloum (L.Chihiet al., 1995), Tunisie (Ben Haj Ali et al., 1985), et Kasserine (M.M.J.L.Bonnenfant et al., 1942).

- **Le modèle numérique de terrain (MNT)**

Un MNT est une représentation numérique des altitudes d’une surface (Morjani, 2003). Il permet l’évaluation de l’altitude en tout point, cette évaluation est basée sur une extrapolation des courbes de niveau dont le principe est le suivant : les lignes de niveaux sont dans un premier temps assimilées à un ensemble de points, chacun comportant un attribut d’altitude de la courbe dont il provient puis le logiciel effectue une interpolation afin de déterminer les valeurs de l’altitude entre ces points (Fig.218).

L’interpolation est un moyen de générer l’information aux points de l’espace non enquêtés, C’est l’opération la plus importante dans la production des modèles numériques de terrain (Sherif, 2001). Elle permet de déterminer, d’après une suite de valeurs connues, l’estimation d’une donnée supplémentaire dans des zones non échantillonnées (Collis, 1998). Ce résultat est fourni par le calcul et non par l’observation (Plante, 2000).

Selon (Laurini, 1991), les modèles numériques de terrain est l’ensemble des procédures permettant de calculer l’élévation Z d’un point en fonction de celle des points voisins stockés dans une base de données.

Pour (Aronoff, 1989) un modèle numérique de terrain est défini comme étant un ensemble de mesures altimétriques localement distribuées au-dessus de la surface terrestre, utilisées pour l’analyse de la surface topographique.

Les données nécessaires à la réalisation d’un MNT peuvent être de sources diverses :

- Des mesures topographiques de terrain à l’aide d’un appareil théodolite.
- Scannage et digitalisation des fonds topographiques.
- Photographie aérienne.
- Imagerie de satellite.

Il existe quatre formes différentes d’un modèle numérique de terrain :

- Grille régulière.
- Contours.
- Grille triangulée.
- Triangulated Irregular Network (TIN).

Le but principal de la modélisation de terrain est de représenter la surface naturelle de la terre de la manière la plus exacte et la plus précise.

Un MNT peut recevoir plusieurs plans d'informations à partir de la couche principale (les Altitudes), ces plans intéressent essentiellement la géomorphologie du secteur d'étude, l'extraction des linéaments affectant ce secteur et des paramètres hydrologiques du bassin Versant, ainsi que le rapport entre ces différents facteurs.

Au cours de ce travail nous avons utilisé deux logiciels ArcGis 9.3 et Surfer 8.0, pour élaborer Notre MNT, avec une résolution de 10, 25, 50 et 100 m et une interpolation triangulaire TIN puis par krigeage.

La précision de MNT a été réalisé en numérisant des points caractéristiques tels que les points cotes, les sommets, les lignes de crêtes, les fonds de vallée ..., et en adaptant les algorithmes au niveau d'ArcGis 9.2 pour les forcer à prendre en compte efficacement ces points singuliers, vers la fin ce MNT est soumis à des corrections topologiques et des corrections topographiques par rapport à d'autres support numériques géoréférenciés.

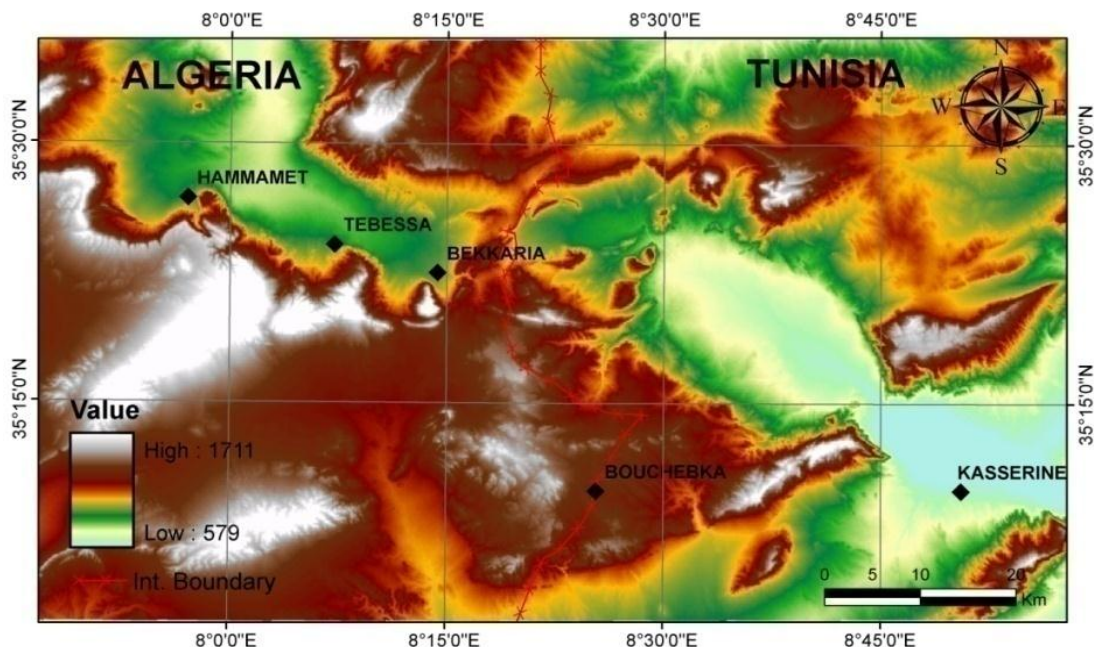


Fig. 218: Modèle numérique de terrain de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

5- Coupes structurales.

• Choix des tracés

Les coupes structurales construites dans le cadre de cette thèse visent à servir de données de contrôle lors de la réalisation du géomodèle 3D. Ces coupes doivent donc recouper le maximum de structures tectoniques complexes à modéliser sans contrôle de subsurface. Elles doivent également être représentatives de la structure générale. L'objectif du géomodèle 3D étant une intégration avec des données hydrogéologiques, le positionnement de sources et forages sur les tracés de coupe a été une contrainte supplémentaire. Enfin, l'orientation des tracés doit se faire au maximum à la perpendiculaire des structures. Seize tracés ont été choisis pour la construction des coupes (Fig.219).

La construction de coupes structurales est a priori incertaine pour deux raisons principales : le manque de données de subsurface et la complexité géologique liée à l'héritage structural ancien et aux nombreuses périodes de tectonique synsédimentaire. Ce dernier point est particulièrement important pour la fin du Crétacé supérieur. En effet, cette époque est le témoin d'importants dépôts en termes d'épaisseurs qui sont accommodées par ces failles synsédimentaires. Ces dernières ont été recouvertes par la suite dans le cœur du bassin crétacé supérieur. Pour minimiser les incertitudes inhérentes à l'établissement de coupes dans de telles conditions, les méthodes de construction des coupes équilibrées ont été choisies et adaptées à la région.

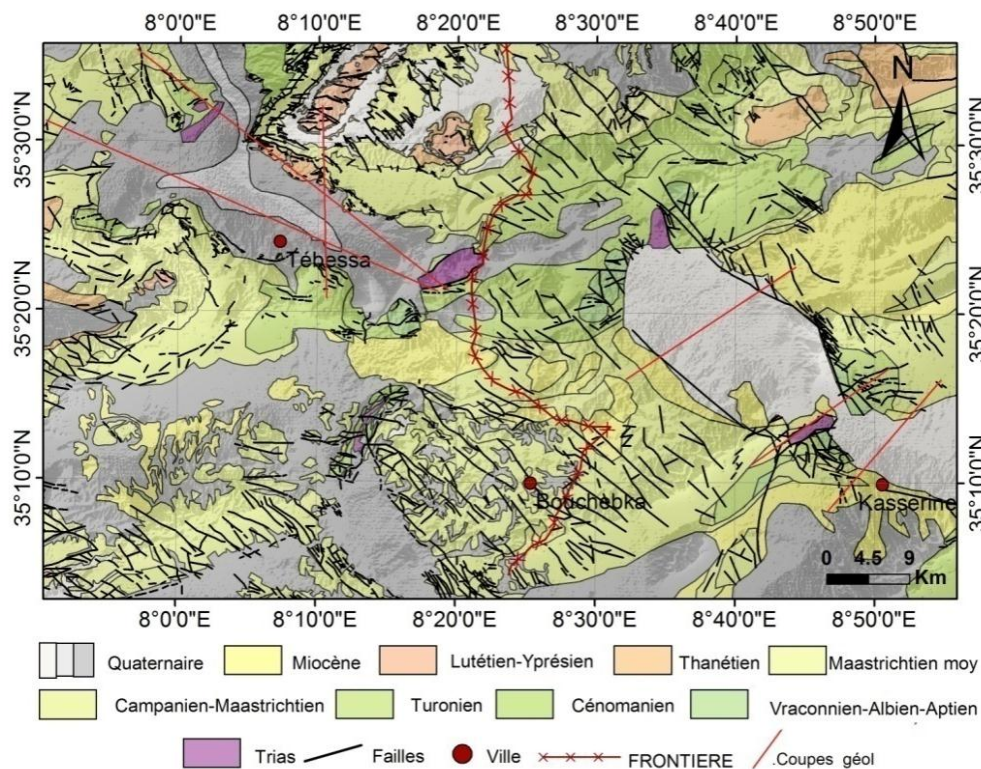


Fig. 219: Localisation des coupes structurales construites pour l'établissement du géomodèle 3D.de la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Les coupes équilibrées sont basées sur le principe de conservation des masses (Dahlstrom, 1969) : l'état initial anté-déformation peut être retrouvé à partir de l'état déformé. Leur construction repose sur deux hypothèses : les plis sont parallèles, ce qui implique une épaisseur stratigraphique constante localement, et leur axe correspond à une charnière séparant deux domaines de pendage constant. Cet axe correspond alors à la bissectrice de la charnière du pli. Cette méthode permet de réduire, mais pas de supprimer, les incertitudes des géométries en subsurface à partir des seules données d'affleurement (Judge & Allmendinger, 2011). Néanmoins, les coupes équilibrées ont pour objectifs de produire des modèles probables de structures en répondant à des contraintes et hypothèses. Un même jeu de données peut ainsi donner plusieurs modèles (Suppe, 1983).

Lors de la construction de coupes à partir de la géométrie des charnières, deux styles de plis peuvent être rencontrés. Entre ces deux styles de plis, tous les intermédiaires sont possibles (Suppe, 1983). Les plis flexuraux sont caractérisés par une grande symétrie ; les angles de charnières sont conservés tout au long de leur formation et la rampe traverse toute la pile sédimentaire jusqu'à un niveau de décollement. Les plis de propagations sont au contraire très dissymétriques avec une face avant très droite ; les angles ne sont pas conservés, la rampe avançant au fur et à mesure de la formation du pli. La géométrie des plis est un paramètre important dans le sens où il permet de prédire la position des niveaux de décollement.

Pour valider les hypothèses ayant permis d'établir une coupe équilibrée, la coupe doit être rétrodéformable : les volumes ante- et post-déformation doivent être identiques, et les troncatures au toit et au mur des failles doivent être en nombre identique. Dans ce travail, la restauration des coupes n'a pas été effectuée. En effet, il existe de nombreuses failles décrochantes ayant jouées pendant, ou après, les périodes de déformation principales. Cela implique que dans le sens des déformations il existe une perte latérale de matière. Les coupes ne peuvent alors être équilibrées qu'en prenant en compte toute la 3D. Ce processus étant long et complexe, il a été fait le choix de ne conserver que l'approche de construction géométrique des charnières pour la construction des coupes de la zone d'étude.

- **Les coupes**

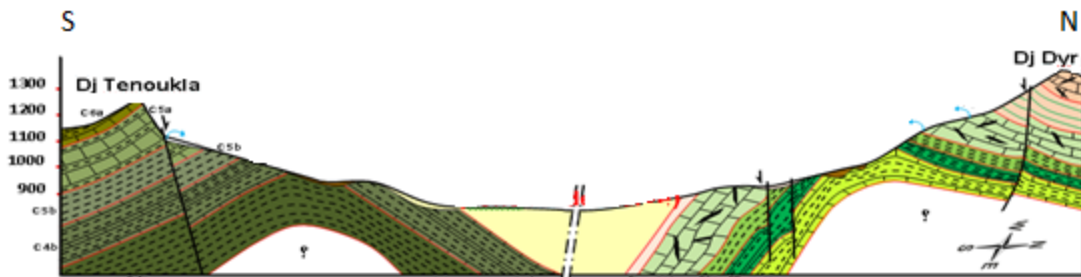
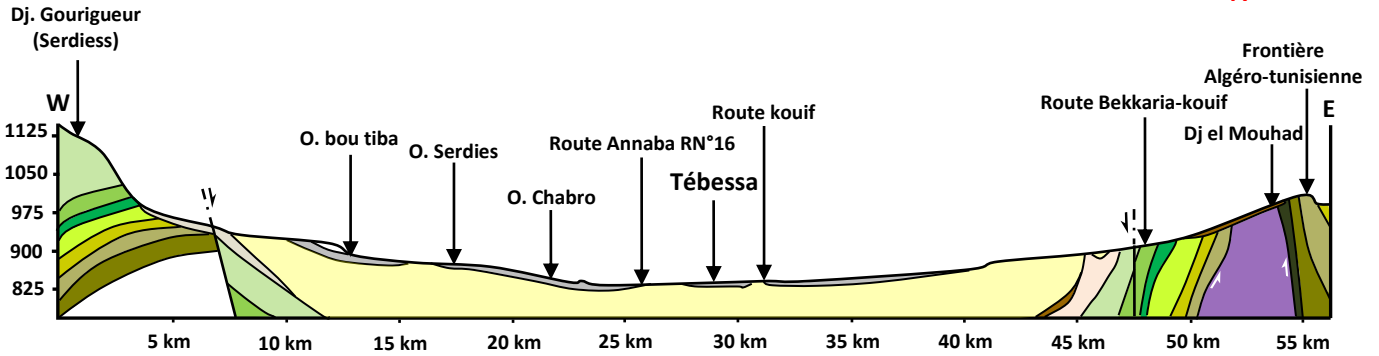
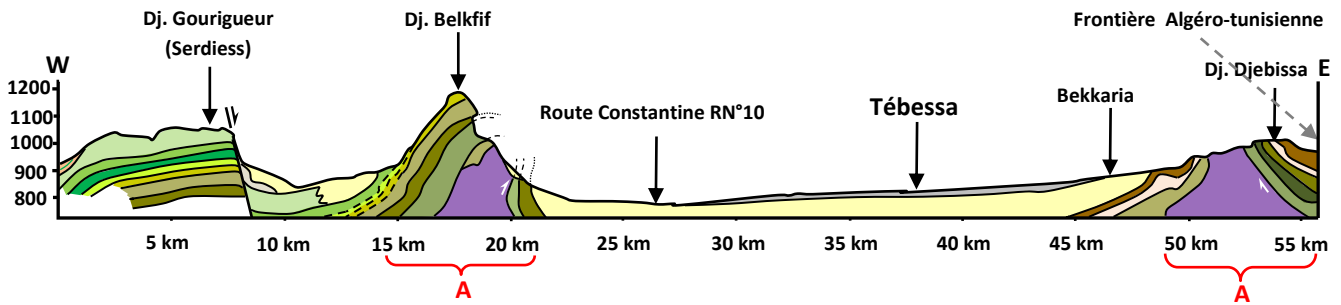
Cette partie a pour but de discuter la validité des coupes (Fig.219.a) présentées par rapport aux styles Structuraux et à l'héritage tectono-sédimentaire.

Les coupes structurales établies (Fig.219.a) montrent l'influence du polyphasage tectonique sur les structures. Dans les quatre parties (Nord. Sud- Est. Ouest), les angles des failles indiquent une origine normale à décrochant avec une reprise en fonctionnement inverse puis décrochant. Ces observations sont cohérentes avec l'histoire géodynamique de la région. Ce phénomène a également été observé à l'affleurement. La région de Dj Bouroumane par exemple présente une faille synsédimentaire contrôlant les épaisseurs du Crétacé supérieur dès le Cénomaniens qui a rejoué postérieurement en décrochant sénestre et en inverse.

L'intégration de données géométriques permet donc d'obtenir des résultats cohérents avec des Données plus éparses. La mise en place, à la manière d'un grand olistolithe, est corroborée d'une part par le style plicatif et d'autre part par des arguments sédimentologiques. En effet, le fait de créer un pli à flanc redressé résulte dans la formation de nombreux phénomènes gravitaires au front de ce pli (Sharp et al., 2000 ; Nigro & Renda, 2004). Ces

Phénomènes gravitaires sont corroborés par des modèles et des données de terrain (Storti & Poblet, 1997) et sont liés à l'augmentation des angles de pente au front des plis. Du point de vue sédimentologique, la mise en place des structures de Trias sur le Crétacé supérieur s'accompagne d'un phénomène de mélange sédimentaire. Même si les auteurs précédents ont décrit une structure organisée (Bertrand, 1887 ; Gouvernet, 1963), les relevés sur le terrain montrent, certes l'existence de plis internes à cette structure, mais également un mélange chaotique d'éléments d'âge triasique. Ce mélange a été observé au Dj Dejebissa, Dj Belekfif et Dj Chambi où les marnes bariolées du Trias emballent de manière chaotique des calcaires à corbicules d'âge santonien à campanien. Il apparaît dans ces structures une gradation du mélange avec une intensité augmentant du Sud vers le Nord dans la région de Foussana et l'inverse à Tébessa. Les éléments remaniés ont également une taille décroissante dans cette direction. Ces observations sont cohérentes avec une mise en place gravitaire de ces objets liée une diminution de leur taille et de leur cohérence à mesure que la source s'éloigne. Les terrains remaniés les plus récents sont d'âge campanien. Cet âge est cohérent avec la mise en place des structures compressives formant des piémonts bréchiques ; mais ces structures pourraient être plus récentes coïncidant avec les phases compressives postérieures Sud-Nord éocènes. Le mode de mise en place de ces structures est également cohérent avec la paléotopographie anté-miocène favorisant les écoulements du Sud vers le Nord ou l'inverse.

Approche de la télédétection et Application du SIG2D/3D



- q. Quaternaire : passées d'argile rouge et verte et de cailloutis formant des horizons. Aquifères
- q_{III}. Matériel d'épandage ancien en terrasse
- m. Sable Miocène
- C9b. Maestrichtien-moyenne : calcaire blanc massif bien lités à nombreuses empreintes d'incérâmes.
- C9a. Maestrichtien-inférieur : marne grises souvent masquées par des éboulis.
- C8. Campanien : calcaires marneux blanc crayeux
- C7. Campanien.emschérien : Marnes intercalation de calcaire.
- C6c. Turonien supérieur : Marne noir gypsifère, marno-calcaire gris en plaquette à altération blanchâtre et de nouveau des marnes noires souvent lumachillique et rognoneuse. vers la base un banc calcaire à lumachelle fossilifères
- C6b. Turonien moyen : Calcaire beiges ou rosés et de dolomies ou des calcaire dolomitique
- C6a. Turonien inférieur : Marno-calcaire gris en petits bancs, marnes très calcaires fissiles et marno-calcaires en plaquettes.

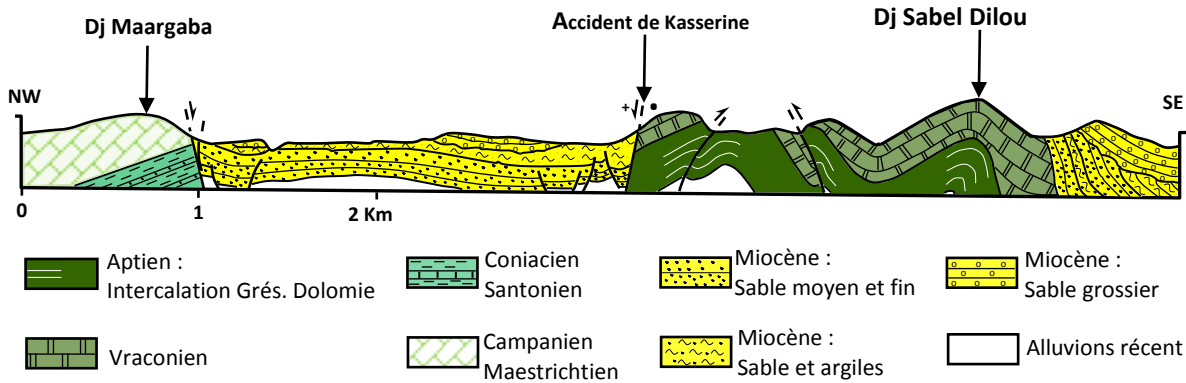


Fig. 219.a: Les Coupes structurales transverse la région d'étude (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

6- Modèle Hydrogéologie et géologique 2D/3D de Tébessa-Kasserine (Algérie-Tunisie)

Le modèle Hydrogéologique et géologique 2D/3D de la région permet de :

- 1- vérifier la cohérence en 3D des coupes utilisées comme données d'entrée
- 2- visualiser en 3D l'architecture structurale de l'unité
- 3- connaître en tout point la profondeur de chaque horizon modélisé
- 4- connaître le volume de chaque formation.

La méthodologie proposée a conduit à la construction du géomodèle 2D/3D. Après la mise en cohérences des données récoltées dans un SIG, elles ont été géoréférencées et repositionnées en 2/3D dans le géomodèle. Cette étape a été accomplie en vectorisant sous forme de points les coupes structurales repositionnées (Fig.221), et en projetant les limites cartographiques des couches et des failles sur le MNT Figure 221 : Données d'origine du géomodèle 2/3D. (A)(C) Couches et failles replacées en 3D selon le MNT. (B) Coupes structurales géoréférencées dans leur cadre 3D. (D) Ensemble des données numérisées géoréférencées en 2D/3D avec le trait de côte pour illustration. (E) Les limites des formations carbonatées avec le MNT.

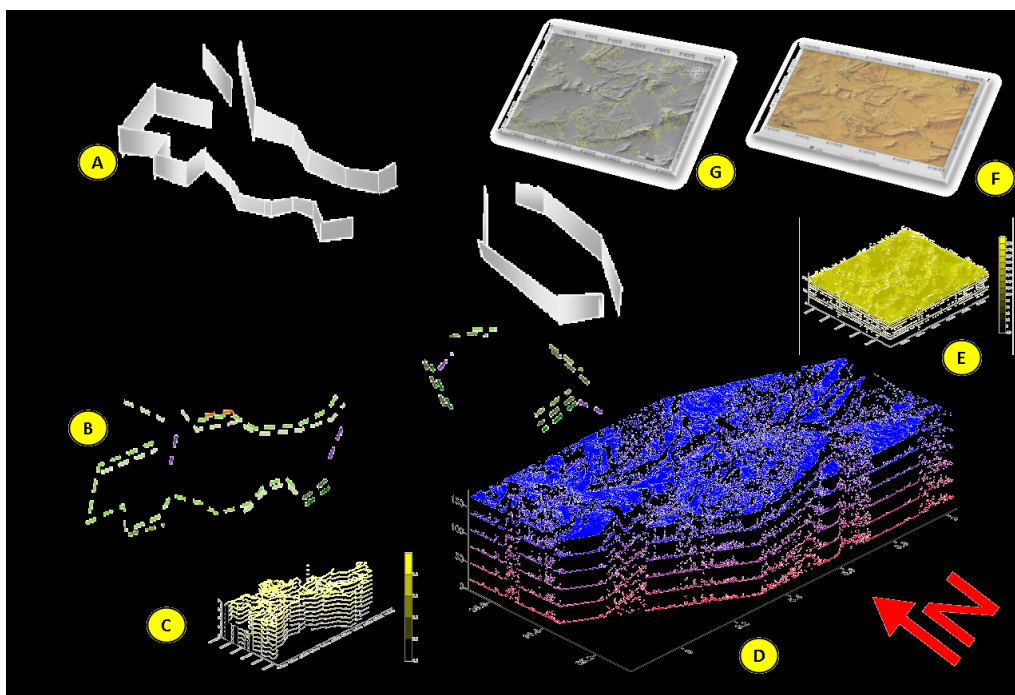


Fig. 220: Données d'origine du géomodèle 2D/3D **A** : failles replacées en 3D selon le MNT **B** : Les failles avec la nature des couchés. **C** : les limites des formations carbonatées en fonction de la plaine 2D/3D. **D**: Ensemble des données numérisées géoréférencées en 2D/3D avec le trait de côte pour illustration. **E**.la morphologie de substratum 2D/3D **F** : Les limites des formations carbonatées avec le MNT.**G**. Carte des failles général avec le MNT (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

La construction des failles et de l'horizon résulte de l'étape suivante. La finalisation du géomodèle commence par la construction des failles et s'achève par la réalisation de l'horizon. Ces derniers sont recoupés par les failles tout en respectant les règles d'intersections. La cohérence du modèle est garantie, au cours de cette dernière étape, par une validation itérative entre l'horizon eux-mêmes et les données d'entrée du modèle.

Le géomodèle obtenu a une emprise géographique de 50 km selon un axe N-S et de 100 km selon un axe E-W. La pile sédimentaire déformée varie de quelques mètres en bordure de l'unité jusqu'à plus de 1712 m. Les hypothèses émises lors de la construction des coupes structurales ont permis de faire un modèle géologiquement cohérent. Seule la partie centre, Dj Djebissa, à l'Est Dj Bilkfif et Oust Dj Hamra a montré du problème de géométrie. En effet, il a été difficile de faire un modèle cohérent avec un ressaut structural entre le Trias de la région de Tébessa-Kasserine et celui autochtone de l'ancien Massif. Le choix a donc été fait de ne pas inclure cette zone dans le modèle final.

- **Le "VOXET"**

Le voxet qui est l'abréviation de "Voxel set" est un outil de construction de modèles géométriques ou des modèles de répartition de propriétés physiques à base de grilles régulières. Ce paramètre est important au niveau de la modélisation géospatiale et surtout au niveau de l'estimation volumique.

En d'autres ; le Voxel est un pixel en 3D(Fig.221). Il consiste à stocker une information colorimétrique Avec ses coordonnées spatiales, voire temporelles, de positionnement ainsi que, facultativement, une taille relative à l'unité utilisée ou d'autres informations telles qu'une matière... Ils s'inscrivent plus généralement dans des espaces matriciels bien que les espaces vectoriels leur soient favorables. On notera que leurs coordonnées spatiales peuvent être polaires.

Il s'agit d'une grille à deux ou trois dimensions, c'est un outil d'usage fréquent dans de nombreuses disciplines, telles que les mathématiques appliquées, les statistiques, la méthode De traitement d'images numériques, et dernièrement dans la modélisation géométrique des réservoirs géologiques (pétrole, minéraux et ressources en eau).

Jusqu'à une date récente, il constituait le support de calcul exclusif des méthodes utilisées pour modéliser la géométrie des objets naturels (cartographie automatique, géostatistiques, ...). Récemment l'utilisation des voxet ou la voxilization met évidence l'intérêt d'utiliser des maillages irréguliers dans ce domaine. En particulier, l'utilisation des surfaces triangulées a apporté une solution cohérente au problème de la modélisation géométrique des surfaces Discontinues ou multi-valuées (dômes de sel, surfaces faillées, etc. ...).

Ces modèles peuvent être soit des modèles géométriques, soit des modèles de répartition de Propriétés physiques. Cet outil diffère de l'autre outil de type « grille régulière » par la finalité Qui lui a été assignée. En effet, dès sa création, cet objet a été voulu comme le moyen pour le Logiciel "Voxler" de communiquer avec d'autres applications utilisant les grilles régulières comme support d'information. Dans le cas présent, communiquer consistera essentiellement à Traduire les modèles produits par "Voxler" sous forme de maillages réguliers. Les destinataires de ces maillages pourront être très divers, mais les premiers auxquels nous avons pensé au départ étaient l'outils de traitement de données sismiques, de modélisation Géologique, géochimique et géostatistique. C'est dans ce cadre et en utilisant la modélisation par "Voxel" on a pu mettre le système aquifère de Tébessa-Kasserine en relief.

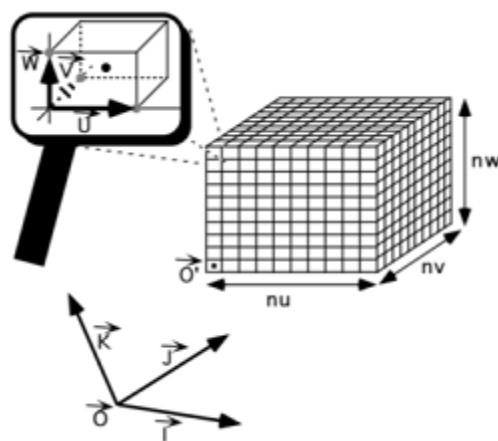


Fig. 221: Géométrie de l'objet Voxel.

Un certain nombre de notions et de conventions régissent le fonctionnement de l'objet Voxel.

- **Informations attachées aux nœuds d'un Voxel**

En plus d'une valeur numérique, il est possible d'associer à chaque nœud de la grille un certain nombre d'informations supplémentaires. Pour des raisons évidentes de coût en mémoire, nous nous sommes limités à stocker des informations booléennes, qui peuvent être stockées sur un bit. Les deux principales informations que nous avons jugé nécessaires de stocker sont les suivantes :

- une information intitulée « painted » sera utilisé pour déterminer si la valeur numérique d'un Nœud lui a été assignée directement par l'utilisateur, auquel cas elle prendra la valeur 1, ou si elle a été déterminée par un autre moyen (valeur nulle par défaut, valeur calculée par inter l'espace 3D entier.

Dans l'espace entier à une dimension lié à l'emplacement mémoire alloué pour stocker le contenu de la grille, à chaque Voxel est associé un indice uvw tel que:

$$0 \leq uvw < nu \cdot nv \cdot nw$$

La position du Voxel est donc ici décrite par un indice entier uvw .

Quoi qu'il en soit, il apparaît indispensable d'étudier les moyens de passer d'un système de coordonnées à un autre.

Donné par:

$$uvw = u + v \cdot nu + w \cdot nu \cdot nv$$

Inversement, si l'on connaît l'indice uvw d'un Voxel d'une grille, ses trois composantes u , v et w sont données par :

$$u = ((uvw \% (nu \cdot nv)) \cdot \% nu)$$

$$V = \frac{((uvw \% (nu \cdot nv)) \% - ((uvw \% nu))}{nu}$$

$$W = \frac{(uvw - (uvw \% (nu \cdot nv)))}{nu \cdot nv}$$

- **Notion de voisinage dans une grille** (Fig.222)

Dans une grille régulière, les Voxels sont répartis régulièrement selon trois directions. Si l'on considère l'un d'entre eux, noté V (u,v,w), on peut alors définir une notion de voisinage (ou de connectivité) autour de ce Voxel. Ce voisinage sera constitué d'un ensemble de nœuds dont les indices entiers sont liés à u, v et w par une relation. Dans le cas d'un voisinage de six Voxels (c'est à dire d'une 6 connectivité), les voisins de dans le modèle.

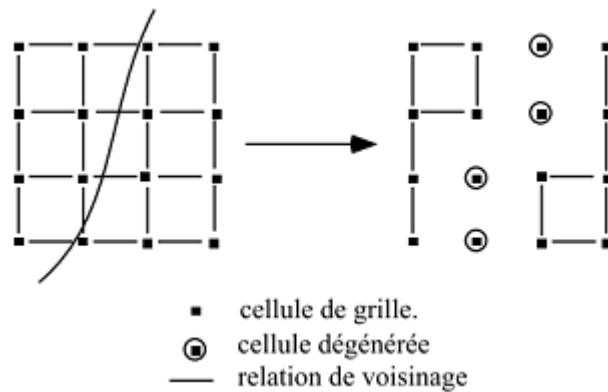


Fig.222: Notion de voisinage pour un "Voxel".

- **Application**

Une évaluation approximative des réserves en ressources en eau dans chaque aquifère peut être calculé en déterminant au début le volume de ces aquifères en unité "Voxel" de la même façon que le calcul de surface par "Pixel".

La méthodologie adoptée dans cette étude a permis de déterminer les paramètres hydrogéologiques et de vérifier la géométrie du bassin versant ainsi que les niveaux aquifères de formation carbonaté. Le couplage des cartes multi-échelle (géologique, structurale et distribution des forages) avec les données d'altitude, permet de déterminé la capacité aquifère de calcaires de la région d'étude.

Il y a cinq niveaux aquifères dans la région

- aquifère de calcaire éocène
- aquifère de calcaire Maastrichtien
- aquifère de calcaire Turonien

- aquifère de calcaire Cénomaniens
- aquifère de calcaire Vraco-Albien

Le nombre total de Voxels pour chaque niveau aquifère a été calculé automatiquement, cette estimation de volume par Voxel nous a permis les résultats suivants :

- Volume par Voxel d'aquifère de calcaire éocène : 975000 Voxels
- Volume par Voxel d'aquifère de calcaire Maastrichtien : 92.18×10^{18} Voxels
- Volume par Voxel d'aquifère de calcaire Turonien : 42.18×10^{18} Voxels
- Volume par Voxel d'aquifère de calcaire Cénomaniens : 161333.33 Voxels
- Volume par Voxel d'aquifère de calcaire Vraco-Albien : 50761.66 Voxels

- **Cartes isobathes**

Le géomodèle 2D/3D permet le calcul des isobathes de chaque horizon modélisé (Fig.223). Ainsi, il est possible de construire des cartes exposant la distance entre le sol et le sommet d'un horizon. Cette information permet de connaître en tout point du modèle la distance pour atteindre une couche cible en forage.

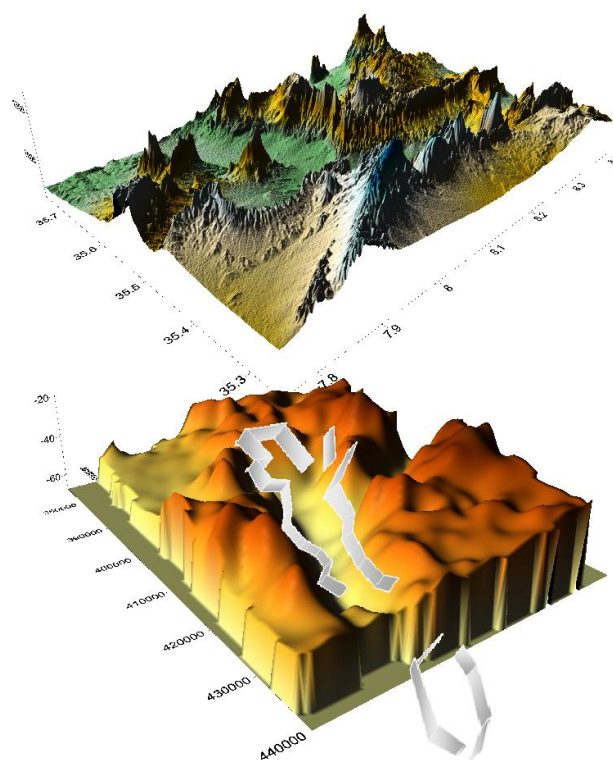


Fig. 223: model 3D de superposition de la carte isobathe et réseau des failles avec MNT 3D. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

- **Volumes des couches**

A partir du géomodèle 2D/3D, il est possible de calculer le volume de chaque intervalle stratigraphique. Associés aux porosités efficaces potentielles de chaque couche, ces volumes de roches permettent de connaître leur volume de vide potentiel. Une fois le niveau piézométrique connu, il devient alors possible d'obtenir le volume d'eau potentiellement en place dans l'Unité Tébessa-Kasserine. Ce chapitre ne présente que les volumes de vide pouvant être remplie par de l'eau potentiellement mobilisable en forage, les volumes d'eau seront présentés ultérieurement en même temps que les niveaux piézométriques.

Le géomodèle a une aire cartographique d'environ 500 km². Son emprise géographique est légèrement inférieure à celle de l'unité, du fait de l'exclusion des Massifs. Les volumes obtenus sont de l'ordre de la dizaine à la centaine de kilomètres-cubes. L'intervalle stratigraphique ayant le plus faible volume est le Crétacé inférieur (Fig.224), tandis que le volume le plus important revient au Crétacé supérieur (Fig.224.a).

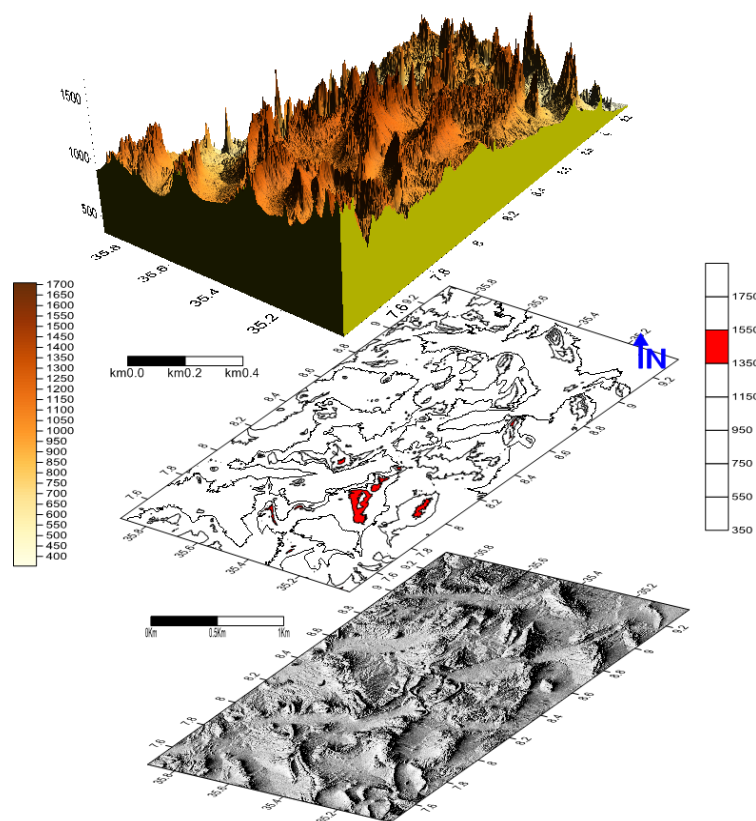


Fig. 224: Cartes de profondeur des horizons aquifères - Crétacé inférieur- modélisés. (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

Les valeurs de porosité associées à chaque couche correspondent à une fourchette moyenne. Cette fourchette tient compte des valeurs de porosité mesurées en forage, de l'intensité de la fracturation et de la karstification. Etant donné les incertitudes associées à ces valeurs, celles proposées ne visent qu'à illustrer le contraste des propriétés pétrophysiques qui existe entre chaque intervalle. Bien que certaines couches du Crétacé inférieur soient aquifères localement, il a été considéré que cet intervalle ne possède pas de porosité efficace à l'échelle de l'unité.

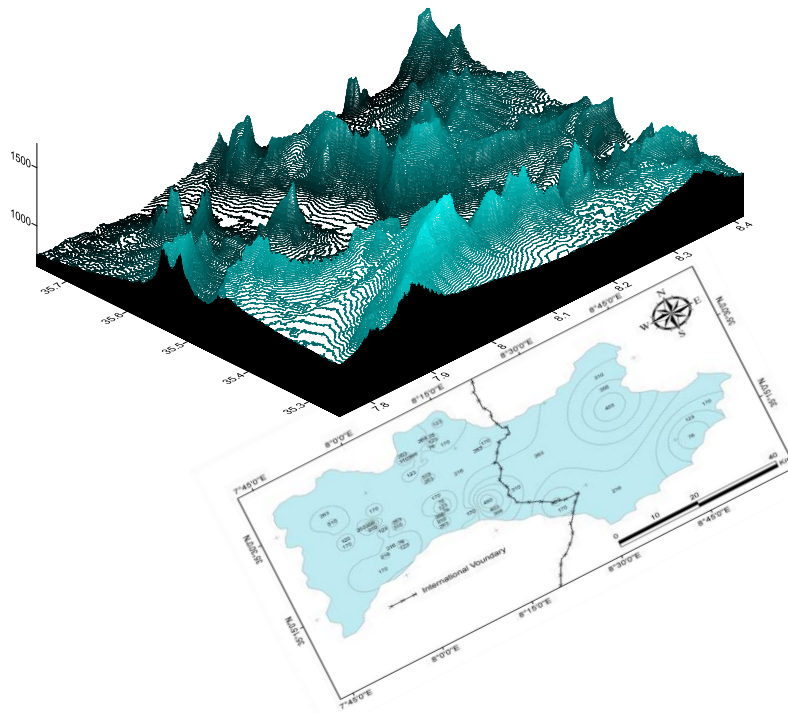


Fig. 224.a: Cartes de profondeur des horizons aquifères - Crétacé supérieur - modélisés. Avec la carte piézométrique (Tébessa-Kasserine / Algérie-Tunisie.)

7- Conclusion

Les données d'entrée du modèle proviennent de relevés de terrain et de construction à partir de données géoréférencées. Ces données intégrées dans un SIG dépendent donc de la précision de ce dernier ainsi que de la qualité du géoréférencement. Ce chapitre montre la diminution de la précision et de la résolution des données selon leur origine et leur degré de construction. Par exemple, les contours géologiques vectorisés vont dépendre de la précision et de la résolution de la carte, mais également de la qualité du géoréférencement et de la vectorisation. Ainsi, il est apparu que les tracés cartographiques peuvent connaître des écarts de plusieurs centaines de mètres entre le terrain et la carte.

Lors de la construction des coupes, l'imprécision des contours contribuent à l'imprécision du modèle. De la même manière, la distance entre les points de contrôle des coupes influence sa précision. La distance maximale entre deux charnières, et donc potentiellement entre deux points de contrôle, est de 200 km. Cette dernière peut être due d'une part à l'erreur instrumentale, comme la précision de la boussole, ou à la variabilité naturelle qui existe entre des mesures locales et leurs valeurs représentatives régionales. Les mesures de pendages effectuées sur le terrain ont montré qu'il existe une variabilité naturelle basse fréquence de quelques degrés au sein d'une même couche d'une structure monoclinale. Il existe également une variabilité naturelle haute fréquence entre deux points d'une même structure. Sur le terrain, cette variabilité naturelle haute fréquence peut atteindre une dizaine de degrés, du fait de la présence de disharmonie dans les plis. Cependant, l'écart moyen dus à ce phénomène est compris entre 2° et 5°. La variabilité naturelle basse fréquence a des angles inférieurs compris généralement entre 1° et 3°. Au final, ces variations peuvent provoquer des différences verticales de plusieurs centaines de mètres entre les valeurs mesurées et une valeur régionale représentative. A partir d'un simple calcul trigonométrique, la gamme de variations moyennes des différences verticales de Tébessa-Kasserine apparaît comprise entre 80 m et 250 m.

Au final, la précision du géomodèle 3D est plus dépendante de la précision des données d'entrée que de l'interpolation. Cependant, elle dépend aussi de la résolution du géomodèle. Sur les bordures du géomodèle, où les données sont plus nombreuses, la précision verticale est de l'ordre de la centaine de mètres. A mesure que le nombre de données diminuent, la précision diminue et est de l'ordre de quelques centaines de mètres dans les deux centres pour les couches les plus profondes. Cette zone est située sous l'aire d'affleurement du crétacé supérieur et inférieur.

Conclusion générale

La région d'étude présentée par le bassin transfrontalier Algéro-Tunisie est située dans un climat semi-aride. Les principaux traits structuraux de l'atlas saharien nord oriental, résultant des mouvements tectoniques, ont déterminé l'évolution paléogéographique et structurale de la région. L'étude paléogéographique se traduit par une succession d'événement ayant provoqué l'existence des structures géologiques suivantes : subsidences, diapirisme, plissements et fossés d'effondrement.

Les eaux des réservoirs carbonatés karstiques dans la région de Tébessa-Kasserine (Algérie-Tunisie) sont saturés à sursaturés en calcite CaCO_3 et en dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Les éléments chimiques Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- sont à l'origine des formations carbonatées qui enrichissent les eaux des aquifères de la région transfrontalière ; présenter dans les faciès locaux comme suit :

- Bicarbonaté calcique en majeure partie (eaux d'Eocène ; Maastrichtien ; Turonien et Cénomanién),
- Chloruré calcique (eaux d'Eocène et Maastrichtien en contact avec les marnes gypses),
- Chlorurée sodique (eaux de Vrac-Albien et Maastrichtien en contact aussi avec les marnes gypseuses).
- Les faciès chlorurés calcique et chlorurés sodique présentent des faciès secondaires.
- Les bancs calcaires des différents âges en contact directe des surfaces présentent la principale zone de développement des karsts de la région transfrontalière Algérie-Tunisie ; suit au développement des fractures de ces derniers par les pluies acides.

Notre zone d'étude étant présentée par des fossés d'effondrement ; la recharge des aquifères fissurés ce fait sur la périphérie du bassin vers la plaine alluviale, alimentant les sources sur toute sa bordure. Elle constitue également une potentialité d'alimentation en eaux. L'application l'approche fonctionnelle des formations carbonatées karstiques sur notre cas d'étude est présentée par deux méthodes :

- méthode de jaugeage direct : analyse des courbes de débits en fonction du temps.

- Une relation étroite entre les débits et précipitation ; à l'exception de Djebel Bouromane et Boulaâba.
- méthode hydrochimique : Les sources équipées en fonction de leur écoulement déduit de l'analyse de leur courbe de distribution fréquentielle. Cette méthode permet de fournir un premier aperçu de l'impact de la karstification sur les écoulements.
 - Une distribution uni-modale, c'est-à-dire formant une gaussienne, avec un faible coefficient de variation est typique d'un aquifère qui s'homogénéise.
 - Une distribution multimodale, c'est-à-dire composée de la combinaison de plusieurs gaussiennes, avec un coefficient de variation élevé est typique des aquifères hétérogènes. Les écoulements sont alors considérés comme dominés par le karst.

Toutes les coupes sur les corrélations inter-forages (120 forages) dans la zone transfrantalière Algéro-Tunisienne ; montrent la morphologie des calcaires et aussi la continuité des karsts en souterrain.

L'application du SIG dans notre cas d'étude présente une certaine variabilité entre les données des contours géologiques vectorisés qui dépendent de la précision et de la résolution de la carte, mais également de la qualité du géoréférencement et de la vectorisation. Ainsi, il est apparu que les tracés cartographiques peuvent connaître des écarts de plusieurs centaines de mètres entre le terrain et la carte. Cet écart n'est pas nocif pour notre approche.

Pour parer à cette problématique la télédétection est un outil important pour valider la nature structurale des linéaments issus et de l'interprétation des images satellitaires. Dans un premier temps, les tracés rectilignes relatifs aux activités anthropiques (routes, pistes, lignes de transport d'énergie) ont été éliminés par un croisement avec les cartes disponibles dans la base de données. Ensuite, les investigations géologiques, réalisées aux cours des travaux antérieurs de cartographie géologique, ont été utilisées pour être confrontées aux résultats obtenus. La carte télé-analytique obtenue a été calée par confrontation aux documents topographiques et suivie d'un contrôle de terrain. Les données ont été géocodées et insérées dans des bases de données géoréférencées. Cette étude a permis d'affiner la carte de fracturation finale et de définir la géométrie des déformations.

Une première évaluation qualitative des réserves en ressources en eau dans chaque aquifère par l'utilisation du code de calcul numérique 3 D peut être calculé en déterminant le volume de ces aquifères par "Voxel ».

- Volume d'aquifère de calcaire éocène : 975000 Voxels
- Volume d'aquifère de calcaire Maastrichtien : 92.18×10^{18} Voxels
- Volume d'aquifère de calcaire Turonien : 42.18×10^{18} Voxels
- Volume d'aquifère de calcaire Cénomaniens : 161333.33 Voxels
- Volume d'aquifère de calcaire Vrac-Albien : 50761.66 Voxels

L'analyse qualitative et quantitative des données gravimétriques a permis de mettre en évidence l'architecture structurale en sub-surface des structures géologiques à différentes profondeurs dont les principaux résultats sont :

- Une anomalie négative au Sud de la région d'étude est de -19,58 mGal, dont les valeurs varient de -26,62 à -46,2 mGal et une anomalie positive au Nord est de -5,01 mGal, dont les valeurs varient de -46,2 à -51,21 mGal.
- La carte MGH et celle des maxima locaux du gradient horizontal calculés à différentes altitudes du prolongement vers le haut nous ont permis de définir les contacts majeurs affectant principalement les aquifères calcaires de Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur et les dépôts Moi-Plio-quadernaires ;
- La carte de déconvolution eulérienne représente les résultats de la répartition des accidents en fonction de la profondeur, ces accidents dépassent les 2500 m de profondeur et qui affectent les réservoirs carbonatés du Crétacé supérieur aux flancs des anticlinaux (Dj. Douleb, Dj Semmama, Dj. Hamra, Dj. Assilats, Dj. Bou Djellal, Dj. Doukkane, Dj. Toubia...) et les synclinaux (Dj Dyr, Dj. Gouraye, ...). Ces accidents de direction NW-SE sont de plus en plus profonds dans limites des fossés d'effondrement où les failles sont subverticales et qui sont associés avec les affleurements triasiques de Foussana, Bekkaria, Youkous et Boulhaf Dj. Ezitouna

Références bibliographiques

- Abbas (2004). Structuration et évolutions tectono-sédimentaires mésozoïques et cénozoïques associées aux accidents reghmatiques à la jonction des marges téthysienne et nord-africaine (Chaîne nord-sud, Tunisie centrale). Thèse ès. Sciences., Univ. Tunis, 437 p.
- Abbas Ch., Turki M.M, & Truillet R, (1981). Un élément structural nouveau dans l'Atlas tunisien : le contact tangentiel déca kilométrique à vergence ouest des Jebels Ousselat et Bou Dabbous « axe Nord-Sud Tunisie » C.R Acad. Sci., Paris, II, T. 292, pp. 473-476
- Aller, L., Bennet, T., Lehr, J. H. & Petty, R. J. (1987) DRASTIC: A standardized system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. US Environ. Protection Agency EPA / 600.
- Amiri A. (2013). Apport de la géophysique appliquée à la modélisation géodynamique de la la moyenne vallée de la Medjerda. Thèse de doctorat. Université El Manar, Faculté des sciences de Tunis. 135p
- Amiri A. (2008). Apport de la gravimétrie dans la caractérisation des structures géologiques de la moyenne vallée de la Medjerda. Modélisation des séries Mio-Plio-quaternaires des la moyenne vallée de la Medjerda. Mémoire de mastère, Université de Tunis II, Faculté des sciences de Tunis. 85p.
- Amor B. Karray M. (2008) : Les terrasses historiques du bassin de Kasserine (Tunisie centrale)
- Andreani L., Loget N., Rangin C. & Le Pichon X., 2010. New structural constraints on the southern Provence thrust belt (France): evidences for an Eocene shortening event linked to the Corsica-Sardinia subduction. Bulletin de la Société Géologique de France, 181, 6, p. 547-563.
- Arfib B &, Lamarque T., 2011. Traçages artificiels KarstEAU 2011 - Rapport de synthèse des injections d'Acide Amino G, Sulforhodamine B et Fluorescéine à Cuges les Pins, Ceyreste et Signes. Université de Provence, 53 pp.
- Arfib B. & Lamarque T., 2012. Résultats préliminaires et premières interprétations du traçage KarstEAU du 08 février 2011 par injection de Sulforhodamine B à la perte de Mauregard (Ceyreste) (version du 09/02/2012). Résultats positifs sur les sources sous-marines de la baie de Cassis : Bestouan et Port Miou. Aix-Marseille Université, 14 pp.
- Arnaud M. & Monleau C., 1979. Etude de l'évolution d'une plateforme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien-Oxfordien). Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 344 pp.
- Arnaud M. & Monleau C., 1984. Dogger. 2.6 Provence. Mémoires du B.R.G.M., Debrand-Passard S. (Ed.), BRGM, 125, Orleans, p. 203-204.
- Arnaud M., Beaudoin B., Colomb E. & Monleau C., 1990. Le gypse triasique a été karstifié pendant le Crétacé supérieur. Implications tectoniques. Géologie Alpine, 66, p. 117-120.
- Arfaoui M. (2004). Expression gravimétrique et interprétation structurale multi-scalaire dans la région du Kef- Ouargha. Mémoire de mastère. Faculté des sciences de Tunis, 125 p.
- Aronoff S. 1989. Geographic information system, a management perspective. Ottawa WDL, publication 1991, 294 pages. Aouissi Riadh, 2008 : Signification structurale des anomalies -gravimétriques de l'atlas saharien septentrional oriental nord-est Algérien (essai de modelisation).Mémoire de Magister, Université Badji Mokhtar-Annaba. 114p.

- Archibald et Bochetti 1999. Multiscale edge analysis of potential field data. *Explor. Géophys.*, 30, 38-44.
- Asfirane, F., Galdéano, A., 2000. L'utilisation de la déconvolution d'Euler et du signal analytique pour la localisation des sources magnétiques, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 171, 71-81.
- Aydemir, A., Abdullah, A., 2008. Determination of hydrocarbon prospective areas in the Tuzgolü (Saltlake) Basin, central Anatolia, by using geophysical data. *Journal of Petroleum Science et Engineering*, 62, 36-44.
- Bannari A., Morin D., Benie G.B., Bonn F., A (1995). Theoretical Review of Different Mathematical Models of Geometric Corrections Applied to Remote Sensing Images, *Remote Sens. Rev.*13 : 27-47.
- Bannari A., Teillet P.M., Richardson G. (1999). Nécessité de l'étalonnage radiométrique et standardisation des images numériques de télédétection, *Journal canadien de télédétection* Vol. 25, No.1, pp.45-59
- Bannari A., Huet A R., Morin D. et Zagolski F (1996). Effets de la couleur et de la brillance du sol sur les indices de végétation. *International Journal of Remote Sensing*.
- Baali F. (2007). Contribution à l'étude hydrogéologique, hydrochimique et Vulnérabilité d'un système aquifère karstique en zone semi aride. Cas du plateau de Chéria N. E. Algérien. Thèse de spécialité.
- Bakalowicz M. (2017). Le karst, ressource en eau renouvelable dans les roches calcaires.
- Beaudoin N. (2012). Circulations de fluides et déformation cassante au front des Rocheuses : étude intégrée du bassin du Bighorn, Wyoming, USA.
- Bédir (1995). Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de décrochements de la marge atlasique de la Tunisie, séismo-stratigraphie, séismo-tectonique et implication pétrolière. Thèse doct. Etat, Univ. Tunis II, 416 p.
- Bédir (1988). Géodynamique des bassins sédimentaires du Sahel de Mahdia (Tunisie Orientale) de l'Aptien à l'actuel. Sismo-stratigraphie, sismotectonique et structurale. Récupérations pétrolières et sismiques. Thèse de spécialité, Univ. Tunis, *Revue des Sciences de la Terre (Tunisie)*, V N°9, 242p.
- Benabbas C (2006). EVOLUTION MIO-PLIO-QUATERNAIRE DES BASSINS CONTINENTaux DE L'ALGERIE NORD ORIENTALE : APPORT DE LA PHOTOGEOLOGIE ET ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE. Thèse de spécialité
- Bel Hadj Kacem M.S., (1998). Numerical Modeling of Hydrology for the help in the management of watersheds through the joint use of geographic information systems and the finite element method, PhD Thesis, University Laval, Quebec.
- Belguith Y, (2010) .Déformation en extension récente et active de la Tunisie. Thèse . Doc. Paris. 2010.
- Ben Ayed (1979). Un modèle mécanique de déformation pour l'Atlas tunisien. 7eRéun. *Ann. Sci. Terre*, Lyon, p.42.
- Ben Ayed et Viguié C., (1981). Interprétation structurale de la Tunisie atlasique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, II, p. 1445-1448
- Ben Ayed, (1986); Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'actuel, Thèse de Doctorat es-Sciences, Université Paris Sud Orsay, Office National Mines.

- Ben Ayed, 1975: Etude géologique des cuvettes de Siliana et Sers (Atlas tunisien central).- Thèse 3^{ème} cycle, Géologie structurale, Univ. Paris VI.
- Ben Ayed, N., Viguier, C., Bobier, C., (1983). Les éléments structuraux récents essentiels de la Tunisie nord-orientale. Notes Service géologique de Tunisie 47, 5–19.
- Ben Ferjani, A., P. F. Burollet, and F. Mejri (1990), Petroleum geology of Tunisia, 194 pp, Mem. ETAP, 1, Tunis.
- Ben Romdhane M., Brahim N., Ouali J. et Mercier E. (2006).- Tectonique quaternaire et plis de rampe dans le golfe d’Hammamet (offshore tunisien).- C. R. Geoscience 338 (2006) 341-348.
- Ben chelbi M, 2007. Analyse tectonique des structures liées à la faille de Tunis Ellès. Thèse de Doctorat. Univ. Tunis El Manar, Fac. Sci. Tunis, 1-235.
- Ben Chelbi M, Melki F., Zargouni F, (2008). Précision sur l’évolution structurale de l’Atlas septentrional de Tunisie depuis le Crétacé (Bassin de Bir M’Cherga). Echos d’une évolution polyphasée de la marge tunisienne dans son cadre méditerranéen. African Geoscience Review, 15, (3 & 4), 229-246.
- Ben Chelbi M., Kamel S., Harrab S., Rebai N., Melki F. Meghraoui M. and Zargouni F. (2013): Tectono-sedimentary evidence in the Tunisian Atlas - Bou Arada trough: Insights for the geodynamic evolution and Africa-Eurasia plate convergence. Journal of Geological Society of London. V170, p435-449, doi: 10. 1144/jgs2012-095.
- Ben Mamou M. (1976). Contribution à l’étude hydrogéologique (de la presqu’île de Kébili). Doct. 3^e Cycle ; Géol. Dynam. Sci. de l’Eau Univ ; Paris VI FRA Textes thèse
- Bernard Giroux, Michel Chouteau. 2008 : Notes de cours - Gravimétrie. Laboratoire de géophysique appliquée. 118p
- Biely A., Jauzein A. & Rouvier H. (1974) : Quelques réflexions sur une nouvelle conception structurale du territoire des Hédil. Ibid. pp. 93-56 (manuscrit déposé en 1973).
- Biju-Duval B. et Dercourt J. (1980).- Les bassins de la Méditerranée orientale représentent-ils les restes d’un vaste domaine océanique, la Mésogée, ouvert au Mésozoïque et distinct de la Téthys? Bull. Soc. Geol. France, 1, 43-60.
- Bismuth H. (1973).- Réflexions stratigraphiques sur l’albo-Aptien dans la région des Jebels Douleb et Semmama et son environnement (Tunisie du Centre-Nord).- Ann. Min. Géol., Tunis, Liv. Jub. M. Solignac, n° 26.
- Bismuth H., Boltenhagen C., Donze P., Le Fevre J. et Saint Marc P. (1980). Nouvelles données micropaléontologiques et sédimentologiques sur le Crétacé moyen et supérieur du djebel Semmama (Tunisie du Centre-Nord). 26^{ème} C. G. I., Paris, Résumés, 1, p. 207.
- Bismuth H., Boltenhagen C., Donze P., Le Fevre J. et Saint Marc P. (1981). Le Crétacé moyen et supérieur du Jebel Semmama (Tunisie Centre-Nord) : évolution sédimentologique et microstratigraphique.- Bull. Centre. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 5, 2, p. 193-263.
- Bismuth H., Boltenhagen C., Donze P., Le Fevre J. et Saint Marc P. (1982). Etude sédimentologique et biostratigraphique du Crétacé moyen et supérieur du Jebel Semmama (Tunisie du Centre-Nord).- Cretaceous Research, (1982), Vol. 3.
- Blakely R J. et Simpson RW. (1986). Approximating edges of sources bodies from magnetic or gravity anomalies. Geophysics, 51: 1494-1498.
- Blakely RJ. (1996). Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press, 13 sept. 1996 - 464 pages.

- Blanc J.J. & Monteau R., 1997. Intéprétation morphométrique et spéléogénèse : exemples des réseaux karstiques de Basse-Provence (directions de galeries, modèle et maillage structural). *Karstologia*, 30, 2, p. 25-40.
- Blanc J.J. & Nicod J., 1990. Les surfaces karstiques du Plateau de Montrieux (Var). Etude quantitative de la fracturation. *Karstologia*, 16, 17-28, p.
- Blanc J.J. & Paya C., 1970. Phénomènes de “slumping” et séquences bio-détritiques dans le Crétacé supérieur de La Ciotat (Bouches-du-Rhône) – France. Le sondage de Roumagoua. *Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle de Marseille*, 30, p. 281-299.
- Blanc J.J., 1950. Le Crétacé supérieur de la région de La Ciotat et de ses abords. *Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle de Marseille*, 10, p. 56-87.
- Blanc J.J., 1951. Les formations détritiques de La Ciotat (Var). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, p. 369-380.
- Blanc J.J., 1956. Etudes sur l'îlot du Grand Congloué. Etudes géologiques et sédimentologiques. *Annales de l'Institut Océanographique*, 32, p. 124-153.
- Blanc J.J., 1956. Sédimentation et paléocéanographie du Turonien et du Sénonien dans le bassin du Beausset (Var). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, 6, p. 797-815.
- Blanc J.J., 1961. Réflexions sur les anciens karsts de la Provence. *Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco*, 8, p. 1-8.
- Blanc J.J., 1963. Paléocéanographie du Turonien dans le Massif du Soubeyran. *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Marseille*, 7, p. 59-82.
- Blanc J.J., 1965. La terminaison de l'Aptien au Plateau du Camp (Var) : ses modalités paléocéanographiques et sédimentaires. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, 37, p. 103-112.
- Blanc J.J., 1972. Planchers stalagmitiques et remplissages anciens indurés des grottes du Massif de Marseilleveyre (Marseille). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série D*, 274, p.3359-3361.
- Blanc J.J., 1980. Facteurs et mécanismes sédimentaires sous-marins au delta de La Ciotat (France) (Turonien, Coniacien). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 22, 3, p. 337-343.
- Blanc J.J., 1985. Phases d'effondrement aux grottes préhistoriques ; du Würm à l'Holocène dans le Midi de la France. *Karstologia*, 6, p. 21-28.
- Blanc J.J., 1987. Stratifications entrecroisées au delta de La Ciotat (France-Turonien-Coniacien) : nouvelles interprétations. *Géologie Méditerranéenne*, 14, 3, p. 205-219.
- Blanc J.J., 1992. Importance géodynamique des surfaces d'aplanissement en Provence (analyse multicritères). *Karst et évolutions climatiques ; hommage à Jean Nicod, Salomon J. N. & Maire R. (Eds.)*, Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, p. 191-207.
- Blanc J.J., 1993. Le Paleokarst littoral de Provence (Estaque, Calanques et zone de Bandol). *Karstologia*, 22, p. 21-34.
- Blanc J.J., 1995. Etapes et facteurs de la spéléogénèse dans le Sud-Est de la France. *Karstologia*, 26, 2, p. 13-26.
- Blanc J.J., 1997. Géodynamique et histoire du karst ; application au sud-est de la France. *Quaternaire*, 8, 2-3, p. 91-105.
- Blanc J.J., 1997-1998. Géodynamique post-oligocène, réseaux karstiques et surfaces déformées : une aide à l'évaluation des mouvements verticaux du socle. *Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco*, 39, p. 6-15.

- Blanc J.J., 1999. Cavités karstiques en Provence. Essai de classification. Bulletin du Musée D'Anthropologie Préhistorique de Monaco, 40, p. 7-21.
- Blanc J.J., 2000. Les Grottes du massif des Calanques (Marseilleveyre, Puget, archipel de Riou) ; canevas tectonique, evolution et remplissages. Quaternaire, 11, 1, p. 3-19.
- Blanc J.J., 2000-2001. Effondrements dans les grottes en Provence, enregistrements sismo-tectoniques. Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco, 41, p. 3-20.
- Blanc J.J., 2001a. Distribution et typologie des champs de dolines dans la région nord-toulonnaise (Provence, S.E. France). Géologie Méditerranéenne, 28, 3-4, p. 223-241.
- Blanc J.J., 2001b. Histoire géologique et enregistrement karstique; exemple du massif de Siou Blanc et de ses abords (Var). Karstologia, 37, p. 11-22.
- Blanc J.J., 2003. Age et origine des cavernes. Exemples du Sud-Est de la France. Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco, 43, p. 3-18.
- Blanc J.J., 2010. Explorations sous-marines : les karsts et les surfaces d'érosion au large de la Provence occidentale. Karstologia, 55, p. 27-38.
- Blanc J.J., Blanc F. & Becker B., 1980. Evolution d'une séquence détritique et carbonatée au Turonien (Cassis-La Ciotat) application de l'analyse factorielle des correspondances. Thétys, 9, 4, p. 415-432.
- Blakely, R.J., 1996. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press. p. 461.
- Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, Geophysics, 51 (7), 1494-1498.
- Boccaletti M., Cello G. et Tortorici L. (1987). Transensional tectonics in the Sicily Channel.- J. Struct. Geol. 9, 869-876.
- Boccaletti M., Coli M., Eva C., Ferrari G., Giglia G., Lazzaretto A., Merlanti F., Nicolich R., Papani G., Postpischl D., (1985). Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines. Tectonophysics 117: 7-38
- Boltenhagen, C., (1985). Paléogéographie du Crétacé moyen de la Tunisie centrale. In: Actes du Premier Congrès National des Sciences de la Terre, Septembre 1981, Tunis, vol. 1, 97-114.
- Bonn F. et Escadafal R. (1996). La télédétection appliquée aux sols. Chapitre 3 Précis de télédétection. Vol. 2 (Applications), F. Bonn, ed., PUQ/AUPELF.
- Bonn F. et Rochon P. (1992). Précis de télédétection: Applications thématiques, Vol 2, PUQ/AUPELF-UREF, 633p.
- Bonn F et Rochon. G (1992). Précis de télédétection ; principes et méthodes. Presse université de Québec. AUPELF-UREF, Vol. 1, 485 p.
- Bouaziz S., Barrier E., Soussi M., Turki M.M., Zouari H., (2002). Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleo-stress data and sedimentary record, Tectonophysics 357, pp. 227-253.
- Bouaziz S. (1986). La déformation dans la plate-forme du Sud Tunisien (Dahar et Jeffara): approche multi-scalaire pluridisciplinaire. Thèse de troisième cycle, Univ. Tunis II, FST, 120 pp.
- Boukadi N. (1985). Evolution géométrique et cinématique de la zone d'interférence de l'Axe N-S et de la chaîne de Gafsa. Thèse Doct. Univ. Louis Pasteur Strasbourg, 155p.

- Boukadi N. (1994). Structuration de l'Atlas de Tunisie : signification géométrique et cinématique des noeuds et des zones d'interférences structurales au contact des grands couloirs tectoniques.- Thèse Doct. Ès Sciences, Univ. Tunis II, 249 p.- Bou Kheir R., Girard M.C., Shaban A., Khawalie M., Fouar G. et Darwirsch T. (2001) - Apport de la télédétection pour la modélisation de l'érosion hydrique des sols dans la région côtière du Liban. Télédétection, vol. 2, n° 2, p. 79-90
- Boutib L., Melki F., Zargouni F., (1997). Tectonique récente et sismotectonique de la région du grand Tunis (Tunisie nord orientale): apport télé-analytique et données de terrains. Afr. Geoscience Rev. 4 (3 & 4), 395-403.
- Boutib L., Zargouni, F., (1998). Disposition et géométrie des plis de l'Atlas centro-méridional de Tunisie. Découpage et cisaillement en lanières tectoniques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 326, 261-265.
- Boukhachem M. (1997). Hydrologie et hydrogéologie du bassin de Kasserine (Tunisie Centrale)
- Bouzelboudjen M., Kimmeier F., (1997). Geographic information system, Geostatistical methods and 3-D numerical simulation of groundwater flow in porous media strongly heterogeneous, "Geology-CH'97 Workshop on application of GIS in Geology, National Geological and Hydrological service (LHG), Bern, 5 December 1997, pp.
- Bouzelboudjen M., Király L., Kimmeier F., Zwahlen F. (1997). Schematic representation of groundwater flows in Switzerland, "Hydrogeological profiles from mathematical models 3-D Finite elements, Plate 8,3 of the Hydrological Atlas of Switzerland, Institute of Geography, University of Bern, Federal Office of Topography and National Hydrological and Geological Survey, Bern.
- Burollet P.F. (1956). Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale, Ann. Mines Géol., 18, 345 pp, Tunis. - Burollet P.F. (1982). Réflexions sur les notions de coupure et de discontinuités.-9ème Réun. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 103.
- Burollet P.F., Mejri F., Ben Kilani H. (2001). What about the deep structure of Tunisia ?-ETAP, Tunis 2001, Tunisia, pp.167-177.
- Bruyère D. (2004). Néogènes silico-alumineuses en contexte cryptokarstique : l'halloysite de Beez (Namur, Belgique), et de Aïn Khamouda (Kasserine, Tunisie).
- Burollet, (1951). Etude géologique des bassins Mio-Pliocène du Nord-Est de la Tunisie (région entre Matteur Ferryville et Porto-Farina). Ann. Mins et Géol., Tunisie 1^{ère} série : Géol. Génér et région., n° 7, 91p.
- Caire (1977). Interprétation tectonique unitaire de l'Atlas tunisien à fossés.- C. R.Acad. Sc. Paris, Série D, T. 284, n°5, pp. 349-352.
- Castany (1948). Les fossés d'effondrement de Tunisie, 124 pp, Ann. Mines Géol., 3, Tunis.
- Castany (1951). L'orogénèse de l'Atlas tunisien.- Bull. Soc. Géol. Fr., 6ème série (1951) T. 1, pp. 701-720.
- Castany (1953). Le style tectonique de Hédil et de la région de Béja (Tunisie septentrionale) ; ses rapports avec la « zone des flysch ». C. R. Acad. Sci. Paris, (7), t. 236, p. 728-730.
- Castany (1956). Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile. Annales des mines et de la géologie, N° 16.

- Catalano S., De Guidi G., Romagnoli G., Torrisi S., Tortorici G., Tortorici L. (2008). The migration of plate boundaries in SE Sicily: Influence on the large-scale kinematic model of the African promontory in southern Italy.- *Tectonophysics* 449 (2008) 41–62.
- Chapellier D. (2000). *Prospection électrique de surface. Cours de Géophysique*, Université de Lausanne – Institut Français du Pétrole, 102p.
- Chavez P.S., Sides S.C., Anderson J.A. (1991). Comparison of Three Different Methods to Merge Multiresolution and Multispectral Data: Landsat TM and SPOT Panchromatic. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Vol. 57, No.3, pp. 295–303.
- Chihaoui, A. (2009). *La transgression albiennaise dans la région de Tajerouine en Tunisie Centrale : Stratigraphie, sédimentologie et tectonique synsédimentaire*. Thèse Doct. Ès Science. Géol., Grenoble.
- Chihi (1988). Déformations tectoniques quaternaires en Tunisie Centrale (région de Kasserine).- *Géologie Méditerranéenne*, tome XV, n°3, pp. 177-182.
- Chihi (1995). *Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne : étude structurale et leur signification dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale*.- Thèse Doct. Ès Science. Géol., Tunis, 325 p.
- Chihi (1984). *Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine et des structures voisines : Jebel Selloum et Jebel Maargaba*.- Thèse 3ème cycle, Univ. Paris XI, Centre d'Orsay, 116 p.
- Chikhaoui M., Jallouli C., Turki M.M., Soussi M., Braham A., Zaghib-Turki D. (2002). L'affleurement triasique du Debadib-Ben Gasseur (Nord-Ouest de la Tunisie) : diapir enraciné à épanchements latéraux dans la mer Albiennaise, replissé au cours des phases de compressions tertiaires. *C.R. Geoscience* 334, 1129-1133.
- Chikhaoui M. & Turki M. M. (1995). Rôle et importance de la fracturation méridienne dans les déformations crétacées et alpines dans la zone des diapirs (Tunisie septentrionale). *Journal of African Earthy Sciences*, Vol. 21, 2, p. 271-280.
- Chiles J-P. (2004). *The Geostatistical Modeling of spatial variability and its applications*, Thesis, University Pierre et Marie Curie, Paris, 71 pages.
- Civile D., Lodolo E., Tortorici L., Lanzafame G., Brancolini G. (2008). Relationships between magmatism and tectonics in a continental rift: The Pantelleria Island region (Sicily Channel, Italy). *Marine Geology* 251 (2008) 32–46.
- Civita M. (1994). *La Carte Della Vulnerabilità Degli Acquiferi All'inquinamento: Teoria e Pratica*. PITAGORA (Editeurs): Bologna
- Claude M. (1991). *Le contexte géodynamique de la distension albo-aptienne en Tunisie septentrionale et centrale: structuration éocénocène de l'Atlas tunisien*
- Collet C. (1992). *Systèmes d'information géographique en mode image*: Presses polytechniques et universitaires romandes, cop. 1992
- Comitas (1988). *Glossaire des termes officiels de la télédétection aéro-spatiale*. Bulletin de la société française de photogrammétrie et télédétection n° 112, p 1-63.
- Condid C.D. et P.S. Chavez (1979). Basic concepts of computerized digital image processing for geologists. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1462, 16 p.
- Coque R. et Jauzein A. (1967). *The geomorphology and Quaternary geology of Tunisia*, in: *Guide book to the geology and history of Tunisia*. Petr. Explor. Soc. Libya, Tripoli, pp. 227-257, 10 fig., 9 phot.

- Cordell, L., Grauch, V.J.S., 1982. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data. In: 52nd Ann. Int. Meet. Soc. Explor. Geophys., Dallas. The San Juan Basin, New Mexico, p. 246–247 (abstracts and biographies).
- Cordell, L., Grauch, V.J.S., 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic Data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze, W.J. (Ed.), The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. Soc. Explor. Geophys., p. 181-197.
- Crowell (1974). Origin of late Cénozoïque basins in southern California. Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Bull., 22, p. 190-204.
- Daly K. (1981).b. Etude de la tectonique tangentielle dans les monts de Mejez el Bab. – Actes du 1er Congr. Nat. Sci. Terre (Tunis, septembre 1981), t. I, 321-331, Tunis.
- Daly K. (1981). Allochtonie du Trias dans la région du Kef, Actes du premier congrès National des sciences de la Terre (Tunis, Septembre 1981).
- Daly .K, (1981). Position tectonique du bassin néogène de Jendouba, Actes du premier congrès National des sciences de la Terre (Tunis, Septembre 1981).
- Dandurand G. (2012). Cavités et remplissages de la nappe karstique de Charente (bassin de la Touvre, La Rochefoucauld). Spéléogénèse par fantômisiation, archives pléistocène et holocène, rôle de l'effet de site.
- Dégallier R., Azzouz A. (1948). Hydrogéologie de la région de Sbeitla
- Delacourt C. Télédétection et Rayonnement ElectroMagnétique. Cours en Ligne, Université de Brest.
- Delteil J. et Turki M.M. (1986). Les structures méridionales des chaînes alpines de l'Atlas oriental - Déformations transformantes en compression. (Tunisie et Algérie orientale). B.C.R.D.Pau. 10,. 249-257.
- Delteil J., Zouari H., Chikaoui M., Creuzot G., Ouali J., Turki M.M., Yaich C. ET Zargouni F. (1991). Relation entre ouvertures téthysienne et mésogénée en Tunisie. Bull. Soc. Géol France, 1991, t.162, n°6, pp. 1173-1181.
- Delvolve (1974). Etude structurale de la région d'Enfidha (Tunisie orientale). Thèse de doctorat 3e cycle, Univ. Paul Sabatier. Toulouse, 154 p.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbertshikov I.M., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Biju-Duval B. (1985). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. In: J. Aubouin, X. Le Pichon, Monin, S., Eds., Evolution of the Tethys. Tectonophysics, 123, 241-315.
- Deslandes S. et Gwyn Q.-H. J. (1991). Évaluation de SPOT et SEASAT pour la cartographie des linéaments : comparaison basée sur l'analyse de spectres de Fourier. Journal canadien de télédétection, vol. 17, no. 2, p. 98-110.
- Dietrich W.E., Wilson C.J., et McKean J. (1993). Analysis of erosion threshold, Channel Networks, and Landscape Morphology using Terrain Model, Journal of Geology, Vol. 101, 1993. pp. 259-278.
- Dlala (1984). Tectonique récente et microtectonique de la région de Kasserine (Tunisie centrale).- Thèse 3ème cycle, Univ. Sc. et Tech. De Languedoc, Montpellier, 143 p.
- Dlala 1995. Evolution géodynamique et tectoniques superposées en Tunisie : Implication sur la tectonique récente et la sismicité.- Thèse d'Etat., Tunis II, 389 p.

- Dlala M., Henervé P., Andrieux J., Chihi L. et Ben Ayed N. (1986). Evolution tectonique moi-plio-quaternaire du fossé de Kasserine (Tunisie Centrale) : Implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. Bull. Soc.géol. France. P 559-568.
- Dlala, M., & Ben Ayed, N., 1988, Les déformations du Quaternaire récent du Graben de Foussana: Geol. Med., v. 3, p. 171-176.
- Drury S.A., Kelley S.P., Berhe S.M., Collier R.E. Ll. and Abraha M. (1994).Structures related to Red Sea evolution in northern Eritrea. Tectonics 13, 1371-1380.
- Dubois J. et Diament M. (1997). GEOPHYSIQUE. DUNOD
- Dubois M., Monnin C., Castelain T., Coquinot Y., Gouy S. Gauthier A. et Goffé B. (2011): Investigation on the H₂O-NaCl-LiCl system: A synthetic fluid inclusion study and thermodynamic modeling from 50 to 100°C and up to 12 mol/kg. Econ. Geol., 105, 328-338
- Dubois, J., Diament, M., 2011. Géophysique, cours et exercices corrigés, Ed. DUNOD, 2ème édition, 211p.
- Dubourdiou (1956). Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algérotunisiens).- Bull. Serv. Carte Géol., Algérie, n°10, 659 p.
- Dumont T., Arnaud H. et Ouali J. (2005b). Geographic and tectonic setting of Jebel El Hamra. Livret-guide excursion, Aptian-Turonian events in Central Tunisia. Géologie Alpine, série spéciale "colloques et excursions", 5, 68-72.
- Durand-Delga (1969). Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie, Publ. Serv. Géol. Algérie, 39, 89-131.
- Durand-Delga M. (1980). La Méditerranée occidentale: étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Mémoire hors série de la Société Géologique de France, 10: 203-224.
- Eckhardt D.W., Verdin J.P. and Lyford G.R.,(1990). Automated Update of an Irrigated Lands GIS Using SPOT HRV Imagery, Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 59 (11): 1515-1522.
- El Euch H. (1993). La Tunisie du Centre-Ouest de l'Aptien à l'Actuel : Tectonique coulissante, dynamique sédimentaire associée et évolution du champ de contraintes Mio-Plio-Quaternaire, Thèse Univ. Tunis II, 261 pp.
- El Euch H., Saidi M., Fourati L., Ghenima R., Friha J., Hammouda F., Messaoudi F., (2002). Northern Tunisia thrust belt: deformation models and hydrocarbon systems. Etap Memoir n° 19, pp. 143-189.
- El Harti A., Bannari A., Bachaoui E., Aarabe E., Girouard G. & Ghmari A.(2004). Synergie entre la télédétection multispectrale et les données de terrain pour la conception d'un nouveau modèle géodynamique d'ouverture du bassin paléozoïque des Jebilet centrales (Maroc). C. R. Geoscience , 336 :1311-1320 .
- EL Morjani Z., (2003). Designing a system of spatial information for environment management and applications to the Selection of Potential Sites for Storage of Household and Industrial Wastes in Semi-Arid (Souss, Morocco),” Thesis, Forel Institute-A, Department of Mineralogy, University of Geneva, 2003, Geneva, 99 pages.
- Engel B., Navulur B. A., K. C. S., Cooper B. S. et Hahn L. (1996). Estimating Groundwater Vulnerability to Non- Point Source Pollution from Nitrates and Pesticides on a Regional Scale, In: K. Kovar and H. P. Nachtnebel, Eds., Application of Geographic Information

Systems in Hydrology and Water Resources Management, IAHS Press, Wallingford, 1996, pp. 521-526.

-Engelen G. B., et Kloosterman F. H., (1996). Hydrological system Analysis, Methods and Applications, TNO Institute of Applied Geoscience, Delft, 149 pages.- Ezzin I. (2012).

Apport des données de surfaces et de subsurface (Sismiques réflexions) dans l'étude des structures plicatives associées aux fossés d'effondrements : Exemple le massif de Bou El Hnèche (Tunisie Centro-septentrionale). Thèse Univ. Tunis II.

-Etude du potentiel en eau thermale de la source Hammam Sidi boulaaba. ENIS - Office du Thermalisme Mars 2002.

-Fakher J. (2001). Découverte de l'Éocène continental autour de l'archipel de Kasserine, aux Jebels Rhéouis, Boudinar et Chamsi en Tunisie centro-méridionale : nouvelles implications paléogéographiques.

-Éric Gilli. Christian Mangan. Jacques Mudry. HYDROGÉOLOGIE Objets, méthodes, applications. 2008

-Everaerst, M., Mansy, J. L., 2001. Le filtrage des anomalies gravimétriques : une clé pour la compréhension des structures tectoniques du Boulonnais et de l'Artois (France). Bulletin de la Société géologique de France 172 (3), 267– 274.

-Fairhead, J.D., Salem, A., Cascone, L., Hammill, M., Masterton, S., Samson, E., 2011. New developments of the magnetic tilt-depth method to improve structural mapping of sedimentary basins. Geophysical Prospecting, v. 59, p. 1072-1086

-Fournillon A., Abelard S., Viseur S., Arfib B. & Borgomano J., 2012. Characterisation of karstic networks by automatic extraction of geometrical and topological parameters: comparison between observations and stochastic simulations. Advances in Carbonate Exploration and Reservoir Analysis, Garland J., Nelson J., Widdon K. & Laubach S. (eds), the Geological Society, London, Special Publication, v.370. (in press)

-Fournillon A., Lamarche J., Arfib B., Borgomano J. & Gallois A., 2011. Multi-scale analysis of inherited fractures and karsts for the understanding of speleogenetical processes: the case of the La Foux Cave SE France, in the 13th Symposium de l'Association Française de Sédimentologie, Dijon (France). Thèse de doctorat.

-Fournillon A. (2012). Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (Var et Bouches-du-Rhône, SE France)

-Gentil 1924. La structure de la Dorsale Tunisienne et les grandes zones tectoniques de la Tunisie. Bull Soc. Géol. Fr.,(4), XXIV, pp. 213-232.

-Gentil L. et Joleaud L., (1917). Sur l'existence des nappes de charriage dans la région de Bizerte (Tunisie). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 165, n° 11, pp. 365-367

-Ghanmi M., (2003) – Géodynamique de la plate-forme saharienne et sa marge septentrionale au Crétacé ; Son évolution vers l'Atlas septentrional, interférences du Rifting et de l'halocinèse. HDR, 347p.

-Ghanmi M., Ben Salem H. et Ben Haj Ali M. (1996). Aperçue sur la géologie de la Tunisie. Bibliographie géologique et minière de la Tunisie.

-Ghanmi M., Ben Youssif M., Jouirou M., Vila J.-M. & Zargouni F. (2001) : Le Jbel bou Jabeur (partie tunisienne) Un anticlinal E-W banal présentant un condensé des événements

tectono-sédimentaire et halocinétiques régionaux, à l'Aptien et à l'Albien. Notes.Serv. Géol. Tunisie, n°68, 61-67.

-Ghanmi M., Vila J.-M., Ben Youssef M., Bouhlef S., Zargouni F. (2001). Vers l'abandon du modèle de diapir en champignon anté-vraconien au Jebel Slata: découverte sur son flanc nord-ouest d'Albien inférieur (marnes et calcaires à mélobésiées) et d'Albien moyen (marno-calcaires à débris de Trias), à leur place dans une série à l'endroit. Notes Serv. Géol. Tunisie, 68, 55-59.

-Gharbi M. (2013). Interactions entre le front sud-atlasique et la marge est-tunisienne (Chott-Golfe de Gabès): analyse tectono-sédimentaire, cinématique de failles et coupe équilibrée

-Ghrieb L. (2011). 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).

-Girard M.C. et Girard C.M (1999). Traitement des données en télédétection. Éditions Dunod, Paris, 529 pages.

-Gourmelen C. (1984). Serrage polyphasé de paléostrutures distensives dans l'axe Nord-Sud tunisien: le segment Bouzer-Rheouis. Thèse 3^e cycle, Univ. Grenoble, 216 pp.

-Guillet J. (1991). La télédétection et ses applications pédagogiques. Bulletin de l'EPI (Enseignement Public et Informatique)(61), 181–193

-Hadj Sassi M., Zouari H. et Jallouli C. (2006).- Contribution de la gravimétrie et de la sismique réflexion pour une nouvelle interprétation géodynamique des fossés d'effondrement en Tunisie : exemple du fossé de Grombalia.- C. R. Geoscience 338 (2006) 751–756.

-Haller P. (1983). Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique. - Thèse de 3^eme cycle, Univ. Besançon, 163 p.

-Hamdi Nasr I, (2011). Modélisation gravimétrique et dynamique des structures géologiques dans la « zone des dômes ». Thèse de doctorat. Université El Manar, Faculté des sciences de Tunis. 142p

-Hamza A. (1988). Contribution à l'étude des anciennes techniques paysannes de stabilisation des terres : L I exemple de la lutte anti-érosive Zi l'époque romaine dans le bassin versant de l'ouèd Zéroud (Tunisie Centrale).

-Hamad .A : Hydrogeochemical characterization of water mineralization in Tebessa-Kasserine karst system (Tuniso-Algerian Transboundry basin) .2017

-Hamad .A : Conceptual model for karstic aquifers by combined analysis of GIS,chemical, thermal, and isotopic tools in Tuniso-Algerian transboundary basin .1018.

-Hamed .Y : caractérisation hydrogéologique, hydrochimique et isotopique des systèmes aquifères du synclinal de moulares-tamerza (sud ouest tunisien). 2009

-Henry G. (1994). Géophysique des bassins sédimentaires. Edition technip. 1994.

-Hentati, A. (1977). Conditions d'équilibre et de déséquilibre des divers types de milieu dans le Jbel Semmama et sur son piedmont, Thèse 3^e cycle Strasbourg, DRES Tunis, 226 p.

-Hobbs, W. H. (1904). Lineaments of the Atlantic Border regions. Geological Society of America Bulletin, n°15, p.483-506.

-Hoyez B. 1975. Dispersion du matériel quartzéux dans les formations aquitaniennes de Tunisie septentrionale et d'Algérie nord-orientale. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XVII, n° 6, p. 1145-1156.

- Ilavsky J., Salaj J. (1969). Microbiostratigraphie du Crétacé de la région de Kasserine (Tunisie centrale). Notes du Service Géologique de Tunisie 30, 17-24.
- Jauzein A. (1967). Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne.- Ann. Mines et Géol., n°22, 475 p.
- Jauzein A. et Perthuisot V. (1976). Essai de corrélation entre les phénomènes diapiriques et la genèse des « fossés » en Tunisie.- 4ème R. A. S. T. Paris, Soc. Géol. De France, p. 233.
- Jauzein A. et Perthuisot V., 1981. Accidents de socle et plissements de couverture : une hypothèse pour la structure de la Tunisie. 1er Cong. Nat. Sci. Terre. Tunis 1981. To. 1 pp. 405-416.
- Jacobsen, B. H., 1987. A case for upward continuation as a steady state Separation filter for potential field maps. Geophysics, 52, 1138-1148.
- Jallouli, C., Mickus, K., Turki, M., 2002. Gravity constraints on the structure of the northern margin of Tunisia: implications on the nature northern African plate boundary. Geophys.J.Int., 151, 117-131.
- Jorgensen, C., 2004. Tectonic interpretation using potential field data for the Sweetgrass Arch Area, Montana-Alberta, Saskatchewan. Rocky Mountain Section AAPG Meeting, Denver, Colorado, August 9-11, 2004. P. 1-7.
- Kadri A. (1988). Evolution Tectono-Sedimentary (Aptian-Quaternary) Dj. Koumine, Hamra Lessouda (Central Tunisia),” 3rd Cycle Thesis, University Paris-11, Orsay, 1988, 221 pages.
- Kamoun Y., (1981). Etude néotectonique dans la région de Monastir-Mahdia (Tunisie orientale). The 3ème Cycle, Univ. Paris, Orsay, France, 185 pp.
- Kamoun Y., Sorel D., Viguier C., and Ben Ayed N. (1980). Post-Tyrrhenian strike-slip faulting in Eastern Tunisia - the N160° sinistral faults of Skanes (Monastir) and Hammamet, C. R. Acad. Sci., 290(10), 647-649.
- Kelley H.W. (1983). Garder la terre en vie : l'érosion des sols, ses causes et ses remèdes. Bulletin pédologique de la FAO, vol. 50, 62 p.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2002. An introduction to Geophysical Exploration, third edition, Blackwell publishing, 262p.
- Khattach, D., Mraoui, H., Sbibih, D., Chennouf, T., 2006. Analyse multi-échelle par ondelettes des contacts géologiques : application à la carte gravimétrique du Maroc nord-oriental. CR Geoscience 338, 521-526.
- Khemiri S., Chenini I., Saidi S., Baamar B., Ben Mammou A. et Zargouni F. (2013). DEM-Based GIS Algorithms and 3D Geospatial Mapping for Creation of Hydrogeological Models Data in Foussana Basin (Central Tunisia). Journal of Water Resource and Protection, 2013, 5, 801-815 (August 2013).
- Khemiri S., Khnissi A., Ben Alaya M., Saidi S. et Zargouni F. (2013). Using GIS for the Comparison of Intrinsic Parametric Methods Assessment of Groundwater Vulnerability to Pollution in Scenarios of Semi Arid Climate. The Case of Foussana Groundwater in the Central of Tunisia. Journal of Water Resource and Protection, 2013, 5, 835-845
- Kovar K. et Nachtnebel H. P. (1996). Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management, IAHS Press, Wallingford, 1996, pp. 521-526.

- Kujawski H. (1969). Contribution à l'étude géologique de la région de Hédil et du Béjaoua orientale. Ann. Min et Géol., Tunis, n° 24. P.281. (Thèse ès-Sci, Paris).
- Kujawski H. (1964). Contribution à la connaissance stratigraphique de la base du « Flysch » Oligocène de l'extrême Nord tunisien. C. R. Acad. Sci. Paris. T. 258, pp. 260-262.
- Ladab. M. F. (2006). Modèles tectoniques d'inversion oblique de grabens: Exemples du Graben Rhenan Sud supérieur, Sidi El Itayem et le Bassin Inférieur de Saxe (Données de subsurfaces), Chambi et Semmama (Données de terrain). Thèse Doct. Géol., Univ. Tunis II, Fac. Sc. Tunis, 151 p., 90 fig.
- Laffitte R. and Dumon E. (1948). Plissements pliocènes et mouvements quaternaires en Tunisie, C.R. Acad. Sci., 227, 138-140.
- Laridhi-Ouazaa N. (1994). Etude minéralogique et géochimique des Épisodes magmatiques mésozoïques et miocènes de la Tunisie.- Thèse, Université de Tunis II, 1994.
- Laurini R., Millieret-Illeret-Rafford F. (1991). Databases Geo-matics; Hermès, Paris, 340 pages.
- Lassaad G. (2007). Impact des formations triasiques sur les eaux d'une plaine en zone semi-aride : Cas de la plaine Bekkaria-Tébessa (Extrême Est Algérien).
- Le Bissonnais Y., Montier C., Jamagne M., Daroussin J. King D., (2002). Mapping erosion risk for cultivated soil in France. CATENA. 46, 207-220.
- M'Rabet A. (1981). Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie Centrale. Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Paris-Sud centre d'Orsay, 540 pp.
- Maidment D. R. (1996). Environment Modeling within GIS: Progress and Research issues, GIS Word, Ford Collins, pp. 315-324.
- Martinez C., Chikhaoui M., Truillet R., Ouali J. et Creusot G. (1991). Le contexte géodynamique de la distension albo-aptienne en Tunisie septentrionale et centrale : structuration Eo-crétacée de l'Atlas tunisien.- Rev. Eclog. Geol. Helv. 84 (1) pp 61-82.
- Martinez C., Turki M. M. & Truillet R. (1990). la signification des plis d'orientation méridienne dans l'Atlas tunisien centro-septentrional. Bull. soc. Géol. Fr., (8) : T. IV, n° 5, pp. 843-852.
- Masrouhi A., Ghanmi M., Ben Youssef M., Vila J.M., Zargouni F., (2007). Mise en évidence d'une nappe de charriage à deux unités paléogènes au plateau de Lansarine (Tunisie du Nord) : définition d'un nouvel élément structural de l'Atlas tunisien et réévaluation du calendrier des serrages tertiaires. C. R. Geoscience, 339, pp. 441-448. Khomsis 1998.
- Mattikalli N.M. (1997). Soil color modeling for the visible and near-infrared bands of Landsat sensors using laboratory spectral measurements. Remote Sensing of Environment, n° 59, p. 14-28.
- Melki F., Zouaghi T., Ben Chelbi M., Bédir M. et Zargouni F., (2010). Tectonosedimentary events and geodynamic evolution of the Mesozoic and Cenozoic basins of the Alpine Margin, Gulf of Tunis, north-eastern Tunisia offshore. C. R. Geoscience 342, 741-753.
- Missenard Y (2006). Le relief des atlas marocains : contribution des processus asthenosphériques et du raccourcissement crustal, aspects chronologiques.
- Miller, H.G. et Singh V., 1994. Potential-field tilt - a new concept for location of potential-field sources. Journal of Applied Geophysics, v. 32, p. 213-217.

- Murat V., Paradis D., Savard M.M., Nastev M., Bourque E., Hamel A., Lefebvre R., Martel R. (2003). Vulnérabilité à la nappe des aquifères fracturés du sud-ouest du Québec : Evaluation par les méthodes DRASTIC et GOD. Ressources Naturelles Canada, Commission Géologique.
- N'Dri B.E., N'Go Y.A., Kadio H.N., Ouattara A., Touré B. et Biémi J. (2008). Effect of soil slope and cover on runoff and rate soil loss from experimental plots in area of Attécoubé. *European Journal of Scientific Research*, vol. 21, n° 3, p. 459-470.
- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation, *Geophysics* 37, 507-517.
- O'Leary, D.W., Friedman, J.D. and Pohn, H.A. (1976). Lineaments, linear, lineations : some standards for old terms. *Geological Society of American Bulletin*, vol. 87, p. 1463-1469.
- Ouali J. & Mercier E. (1997). The Neogene structural evolution of the western margin of the Pelagian Platform, central Tunisia : discussion. PII: S0191-8141(97)00048-5.
- Ouali J. (1984). Structure et évolution géodynamique du chaine Nara-Sidi Khalif (Tunisie centrale). Thèse 3^{ème} cycle, 120p.
- Ouali, J. (2007). Importance du réseau rhégnatique dans la tectogenèse de la Tunisie atlasique à travers l'étude de l'axe Nord-Sud, Thèse d'état, 399 pp, Université de Tunis El Manar, Tunis.
- Patriat M., Ellouz N., Dey Z., Gaulier J. M., Ben Kilani H. (2003). The Hammamet, Gabès and Chotts basins (Tunisia) : a review of the subsidence history.-*Sedimentary Geology* 156 (2003) 241-262.
- Perthuisot V. (1978). Dynamique et pétrogenèse des intrusions triasiques en Tunisie septentrionale. Thèse Doct. Es-Sci.Labo.Géol. E.N.S. Paris, 312p.
- Pervinquier L. (1903). Etude géologique de la Tunisie centrale.- Thèse Doct. Ès Sciences, Paris, Ed. F. R. de Rudeval, 360 p.
- Philip H. (1983). La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité.- Thèse Doct. Ès Science, Univ. Sc. Tech. Languedoc, p. 147.
- Philip H., Andrieux J., Dlala M., Chihi L. et Ben Ayed N. (1986).- Evolution tectonique mio-plio-quatrenaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale) : Implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie.- *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, T.II, n°4, pp. 559-568.
- Piqué A., Ait Brahim L., El Azzouzi M.H., Maury R., Bellon H., Semroud B., Laville E. (1998).- Le poinçon maghrébin: contraintes structurales et géochimiques.-*C. R. Acad. Sci. Paris* 326 (1998)575-581.
- Pierre-Y. Marc Hessenauer. Pierre-Xavier Meury. (2014). Climate change, soil CO₂ and groundwater mineralization in karst regions, (Northern Switzerland).
- Pierre Félix. BUROLLET. Francis ROBASZYNSKI (1991). LES ÉVÉNEMENTS DE LA LIMITE CÉNOMANIEN-TURONIEN EN TUNISIE CENTRALE: LA FORMATION BAHLOUL
- Plummer L.N., Jones B.F. et Truesdell A.H. (1976). WATEQF-A FORTRAN IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. U.S. Geol. Surv., Water-Resour. Invest. no. 76-13. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.

- Pretorius, J.-P.G. et Partridge T.C. (1974). Analysis of angular atypicality of lineaments as aid to mineral exploration. *Journal of South African Institute of Mining and Metallurgy*, vol. 74, no. 10, may 1974, pp. 367-369.
- Price N. J. (1967). The initiation and development of asymmetric buckle folds in non-metamorphosed competent sediments; *Tectonophysics* 4 173-201.
- Rahoui H. (1977). Etude hydrogéologique de la cuvette de Foussana Thèse Doct. Ès Sciences, Paris, 265p.
- Rahoui H., Ferjani A. et Taghouti S., (1977) Compte rendu de fin de travaux de forage SK 19, DRES Tunis, 7 p.
- Raoult J.F., Langlet P., Broudoux B. (1984). Présence en vauoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briconnais, Alpes Françaises) Implications Structurales et paléogéographiques. *C.R.Ac.Sc. Paris (II)* 298, 535-538.
- Rebaï S. (1992).- Sismotectonique et champ de contrainte dans les chaînes alpines et dans les plates-formes de l'Europe, d'Afrique du Nord et du Moyen-Orient.- Thèse de Doctorat de spécialité, Montpellier.
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., & Yoder D.C. (1997). Predicting Soil Erosion by Water : A Guide to Conservation Planning With the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), *Agricultural Handbook*, n° 703, Washington, D.C.
- Redhaouia, B., Ountsche, I. B., Dhaoui, M., Chabaane, A., Gabtni, H., Khomsi, S., Bédir, M., 2016. Hydrogeophysical characterization for groundwater resources potential of fractured limestone reservoirs in Amdoun Monts (North-western Tunisia). *Journal of Applied Geophysics*. DOI:10.1016/j.jappgeo.2016.03.005.
- Reid, A. B., Ebbing, J., Webb, S. J., 2014: Avoidable Euler Errors - the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields, *Geophysical Prospecting*, doi: 10.1111/1365-2478.12119.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J., Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, v. 55, p. 80-91.
- Robinson, E.A., Silvia, M.T., 1981. *Digital foundations of time series analysis: vol. 2 - Wave equation space-time processing*. Holden-Day Inc. CA, USA.
- Roest, W. R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3D analytic signal, *Geophysics*, 55, p.80-91.
- Ribeiro L. (2000). Um novo índice de susceptibilidade de aquíferos a contaminação agrícola (SI : a new index of aquifer susceptibility to agricultural pollution. International report, ER-SHA/CVRM, Instituto Superior Técnico, Lisbon, Portugal 12pp.
- Richards J. A. (1999). *Remote Sensing Digital Image Analysis*. Springer-Verlag, Berlin.
- Richert J.P. (1969). Analyse structurale de détail des noeuds tectoniques des Jebels Touila Rhéous.- Rapport inédit, S.N.P.A.
- Richert J.P. (1971). Mise en évidence de quatre phases tectoniques successives en Tunisie.- *Notes Serv. Géol. de Tunisie*, n°34, Tunis, pp. 115-125.
- Rigane A. (1991). Les calcaires de l'Yprésien en Tunisie centro-septentrionale : cartographie, cinématique et dynamique des structures.- Thèse Sci., Univ. Franche-Comté, 214 p., 124 fig.
- Rigane A., Feki M., Gourmelen C., Montacer M. (2009). The "Aptian Crisis" of the South-Tethyan margin: New tectonic data in Tunisia.- *Journal of African Earth Sciences*.

- Rigane A., Gourmelen C., Broquet P. et Truillet R. (1994). Originalité des phénomènes tectoniques synsédimentaires fini-yprésiens en Tunisie centro-septentrionale (région de Kairouan).- Bull. Soc. Géol. Fr., 165, 1, 27-35.
- Rispoli R. (1981.) Stress fields about strike-slip faults inferred from stylolites and tension gashes, *Tectonophysics*, 75, 1981, p.29-36..
- Robazinski F., Caron M., Dupuis C., Amedro F., Gonzalis J.M., Linares D., Hardenbold J., Gartner S., Calandra F., et Dellofre R. (1990). A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia. Formations, zones, and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area.
- Robazinski F., Hardenbold J., Caron M., Amedro F., Dupuis C., Gonzalis Donoso J.M., Linares D., et Gartner S. (1993). Sequence stratigraphy in a distal environment: the Cénomaniac of the Kalaat Senan region (Central Tunisia). *B.C.R.D.Pau*, 17/2 395-433.
- Robin M. (1998). La Télédétection : Des satellites aux systèmes d'information géographiques. *Fac Géographie, Univ. Nantes, France*), 319 p.
- Rodgers D.A. (1980). Analysis of pull-apart basin development produced by echelon strike-slip faults. - *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*, 4, pp. 27-41.
- Roland S. (2013). *DIAGRAMMES : Logiciel d'hydrochimie multilingue en distribution libre, Version 5.9. Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon. 2013. Roumiguieres A. et Uguet D. (1946). Carte géologique de la Tunisie au 1/50000. Feuille no 84. Kasserine. Notice explicative. Tunis, SAPI, 19 p., 1 tabl., 1 carte.*
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359 (1–2), 117–129.
- Rouvier H. (1977). Géologie de l'extrême Nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne Nord Maghrébine.-Thèse Sciences, Univ. Paris VI, 703 p.
- Ryan J. (1982). A perspective on soil erosion and conservation in Lebanon. Beyrouth; American University of Beirut, "Publication n° 69, 68p.
- Sainfeld, P. (1952). Les gîtes plombo-zincifères de Tunisie. *Annales des mines et de la géologie*, 9, 285 pp.
- Salaj J. et Stranik Z. (1970). Rhétien dans l'Atlas tunisien oriental. *Not. Serv. Géol., Tunisie*, 32, pp. 79-82.
- Sanderson D.J. (1982). Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics* 88, p. 201-233.
- Seghir K. (2008). Vulnérabilité à la pollution, protection des ressources en eaux et gestion active du sous système aquifère de Tébessa Hammamet (Est Algérien)
- Schamel S. (1981). A propos de l'évolution tectonique de la chaîne atlasique en Tunisie.- In : 1er Cong. Nat. Sc. Terre, Tunis, p. 47.
- Schoeffler J. (1975). Gravimétrie appliquée aux recherches structurales et à la prospection pétrolière et minière. *Technip, Paris*, 288 p.
- Siegal B.S. et Abrams M.J. (1976). Geological mapping using Landsat data. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, 42, 325-337.
- Salignac M. (1927). Etude géologique de la Tunisie septentrionale. *Dir. Gén. Trav. Pub.*, Tunis, Thèse Doct. Es-sciences. Lyon, 756p.

- Solomon S, & Ghebreab W. (2006). Lineament characterization and their tectonic significance using Landsat TM data and field studies in the central highlands of Eritrea. *Journal of African Earth Sciences*, , 46, 371-378
- Soudani K. (2005). TD Télédétection : Initiation à ENVI. Cours en ligne. Faculté des Sciences d'Orsay – Université Paris Sud XI.
- Soyer C. (1987). Inversions structurales le long de la direction atlasique en Tunisie centrale: le Jebel Boudinar. Thèse de l'Univ. Sci. Tech. Médicale de Grenoble, 280p.
- Teillet P.M. (1994). Vegetation index monitoring: radiometric considerations. *Remote Sensing in Canada* 22(1): 8-9
- Teillet P.M. (1992). An algorithm for the radiometric and atmospheric correction of AVHRR data in the solar reflective. *Remote Sens Environ* 41:185–195.
- Toucas A., 1873. Mémoire sur les terrains crétacés des environs du Beausset. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 9, 4, p. 1-65.
- Toucas R., 1869. Description géologique et paléontologique du canton de Beausset (Var) et de ses environs Blot, E., Paris, 30 pp.
- Toutin-Morin N., 1984. 4. - Stéphanien - Permien, 4.3.11 Bassin du Var. *Mémoires du B.R.G.M., Debrand-Passard S. (Ed.), BRGM, 125, Orléans, p. 50-52.*
- Touati M. (1985). Etude géologique et géophysique de la concession Sidi-el-Itayem en Tunisie orientale, Sahel de Sfax. Thèse Doctorat. de l'Univ. P. et M. Curie Paris VI, 266 p.
- Tour J., Echihaoui A., Zghal I., Latil J.L., Jaillard E., Arnaud Vanneau A., (2005). Upper Albian section of Jebel El Hamra. Aptian–Turonian events in Central Tunisia-Pre-symposium field trip. *Géologie Alpine-série Colloque et excursions, Grenoble, vol. 5, pp. 78–81*
- Turki M. M. (1985). Polycinématique et contrôle sédimentaire associés sur la cicatrice de Zaghouan-Nebhana.- Thèse d'Etat. Univ. Tunis II. 252p.
- Tronchetti G., 1981. Les Foraminifères crétacés de Provence, Aptien-Santonien : systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 559 pp.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. Sheriff, R.E., 1990. *Applied geophysics*, 2nd edition, Cambridge University Press, Cambridge, 792p.
- Thompson, D.T. 1982. Eulph: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, v. 47, p. 31-37.
- Vaufrey R. (1932). Les plissements acheuléo-moustériens des alluvions de Gafsa, *Revue Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, V(3), 299 – 321.
- Vanié, L. T. A., Khattach, D., Houari, M., R., 2005. Apport des filtrages des anomalies gravimétriques à l'étude des structures profondes du Maroc oriental. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre, n°27, 29-40.*
- Vanié, L.T.A., Khattach, D., Houari, M.R., Chourak, M., Corchete, V., 2006. Apport des filtrages des anomalies gravimétriques dans la détermination des accidents tectoniques majeurs de l'Anti-Atlas (Maroc). *Actes du 3^{ème} Colloque Maghrébin de Géophysique Appliquée, Oujda, 11-13 mai 2006, 23-30.*
- Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M., MacKenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, v. 23, p. 116-119.

- Vernet M. & Vernet B., 1980. Essai de discrimination par méthode isotopique de l'origine des eaux de systèmes karstiques : application aux karsts continentaux et littoraux de Basse-Provence. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, 208 pp.
- Villa J. M. (1995). Mise au point et données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens : Trias allochtone, « glaciers de sel » sous-marins et vrais diapirs. Mém. Serv. Géol. Algérie, 6, 105-152, Boumerdès.
- Villa J. M. (2000). Dictionnaire de la tectonique des plaques et de la géodynamique. Gordon and Breach science publishers' éd.
- Villa J. M., Ben Youssef M., Chikaoui M. et Ghanmi M. (1996). Deuxième étude de surface d'un « grand glacier » de sel sous-marin albien (250 km²) : les masses triasiques du diapir de « Ben Gasseur » et de l'anticlinal du Kef (Nord-Ouest tunisien). Bull. Soc. Géol. France, 167, 2, 235-246.
- Villa J.M. (2001). Les avantages d'une approche multi-source (biostratigraphie, sédimentologie, forages, profils gravimétriques et sismiques) pour l'étude de l'halocinèse Crétacée "glacier de sel", tectonique en radeaux et dôme de sel, et de l'halotectonique tertiaire (plissements des "glacier de sel", genèse des dômes de sel -plis, des confins algéro-tunisiens. Bull. Serv. Géol. Algérie, vol 12, n°2, pp 129-167.
- Villa J.M., Ben Youssef M., Bouhlel S., Charrière A., Chikhaoui M., Dali T., Ghanmi M., Kamoun F., Peybernès B., Souquet. (1999). Le paléomagnétisme est-il un meilleur outil que la biostratigraphie et la sédimentologie pour fixer la polarité de l'Albien du Nord-Ouest tunisien? - C.R.Acad.Sci., Paris, vol 399, 219-226
- Villa J.M., Ben Youssef M., Bouhlel S., Kassaa S., Ghanmi M., Miaadi F. (1998). Tectonique en radeaux cénomano-turonienne, au toit d'un " glacier de sel " albien, dans le secteur minéralisé de Gueurn Halfaya (Nord-Ouest Tunisien). C.R.Acad.Sci., Paris, vol 327, 563-570
- Villa J.M., Ghanmi M., Ben Youssef M. and Jouirou M. (2002). Les "glaciers de sels" sous-marins des marges continentales passives du nord-est du Maghreb (Algerie-Tunisie) et de la Gulf Coast (USA): comparaison, nouveau regard sur les "glaciers de sels" composites, illustre par celui de Fedj el Adoum (Nord-Ouest tunisien) et revue globale. *Eclogae Geologicae Helveticae* 95, 347-380.
- Villa J.M., Kassaa S., Bouhlel S., Ben Youssef M., Dali T., Ghanmi M., (1999). Inversion tectonique de structures halocinétiques et minéralisations (Zn-Sr) : émergence au Jebel Bou Khil (Nord-Ouest tunisien) d'un chevauchement entre un domaine nord à glaciers de sel sous-marins et un domaine sud à diapirs typiques. Bull. Soc. Géol. France, Tome 170 n°2. 161-172.
- Viterbo I. (1983). Evoluzione paleogeographica della Tunisia Centro-settentrionale dal Trias inferiore al Quaternario.- In : Studi paleogeografici sull'area mediterranea, Adriatica Ed., Bari, 52 p.
- Wildi W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., 24(3), 201-297.
- Wu W., et Siddle R.C. (1995). A distributed slope stability model for steep forested basins, « Water resources research, Vol. 31, N°8, 1995, pp. 2097-2110.
- Villier L., Minvielle P., Fournillon A. & Bruna P.O., 2012. Expressions of soil and geological substrate properties in the red wines of bandol (var, France). Is there a reliable tool

for improvement of the AOC delimitation?. 9th International Vitivinicultural Terroir Congress, Dijon-Reims (France), 25-29 June 2012.

-Yaïch C. (1984). Etude géologique des chaînons du Cherahil et du Khechem el Artsouma (Tunisie centrale) : liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes, Thèse de 3ème cycle, 265 pp, Univ. Franche-Comté, Besançon.

-Zargouni F. & Abbes C. (1987). Zonation structurale de la Tunisie. Revue. Sci. Terre, Tunisie, Vol.6, pp. 63-69.

-Zargouni F. (1985). Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zones de cisaillement.- Thèse d'Etat, Univ. L. Pasteur, Strasbourg.

-Zargouni F. (1975). Etude géologique de la chaîne Lansarine (région de Tebourba-Atlas tunisien). Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris. 87p.

-Zebidi H, (1963). Contribution à l'étude du bilan hydrogéologique du Djebel Bargou. Thèse de 3ème cycle, Paris.

-Zerai K. (2006). Les environnements holocènes et actuels dans le bassin versant de l'oued Sbeïtla (Tunisie centrale). Thèse de doctorat, Paris, 2006, 333 p.

-Zerrouki H. (2013). Aspects quantitatifs et qualitatifs de la source de bouakkous : impact sur le champ captant d'ain chabro (zone semi aride tebessa).

-Zouaghi T., Bédir M., Inoubli M.H. (2005). Structuration profonde des dépôts de l'Albien-Maastrichtien en Tunisie centrale: nouvelle limite de l'archipel de Kasserine et implications géodynamiques. Comptes Rendus Géoscience 337, 685–693.

-Zouari H. (1984). Etude structurale du Djebel Chambi (Tunisie centrale). Relation entre la minéralisation et la structure. Thèse 3ème cycle Univ. Besançon, 93 p.

-Zouari H. (1995). Évolution géodynamique de l'Atlas centro-méridional de la Tunisie : stratigraphie, analyses géométrique, cinématique et tectono-sédimentaire, Thèse d'état, 278 pp, Univ. Tunis II, Tunis.



Annexe .01

N°	Nom	Nature	Age de calcaire	TDS (mg/L)	Dureté °THf	Temp (°C)	pH	PCO2 (éq.) (atm.)	TAC (mg/l)
01	El Miseb	Source	Turonien	60	21	11.8	7.12	0.01446	191.54
02	Elkrma	Source	Cénomanién	100	28	12.3	6.7	0.04447	225.7
03	Kamouge	Source	Cénomanién	50	21	14.1	7.72	0.00208	109.8
04	Kourbil	Source	Albien	170	2	15.2	7.51	0.00120	38.43
05	Salhi	Source	Albien	60	27	14.8	8.3	0.00127	259.86
06	Lajred1	Source	Turonien	190	22	12.8	7.45	0.00393	112.24
07	Lajred 2	Source	Turonien	240	24	13.1	7.6	0.00387	157.38
08	Gattmayia	Source	Maastrichtien	60	17	12.5	7.52	0.00379	125.66
09	Gouraye	Source	Maastrichtien	100	27	13.4	7.7	0.00516	262.91
10	Gattara	Source	Maastrichtien	10	10	12.6	7.35	0.00224	49.41
11	Kababcha	Source	Eocène	140	22	13.3	7.6	0.00517	206.79
12	Kabira	Source	Eocène	95.48	27	11.9	7.23	0.01444	247.66
13	Gumal	Source	Eocène	30	17	12.1	7.8	0.00103	64.66
14	Zouigha	Source	Eocène	30	25	12.8	7.9	0.00258	206.79
15	Erkel 1	Source	Eocène	62.83	17	11.9	7.22	0.00670	110.41
16	T8	Forage	Turonien	110	41	26	7.78	0.00412	254.98

17	T9	Forage	Turonien	80	33	23	7.65	0.00386	175.68
18	T5	Forage	Turonien	142	36	27	7.47	0.01051	317.81
19	Erkel 2	Source	Eocène	110	31	12.4	7.6	0.00243	98.82
20	Boulaâba	Forage.T	Aptien	180	60	48	7.88	0.00088	72.59
21	youkous	Source	Maastrichtien	315	21	13.8	7.8	0.00283	178.73
22	el Annba	Source	Maastrichtien	100	21	14.1	7.5	0.00410	129.93
23	Sari	Source	Maastrichtien	200	32	15.2	6.5	0.04022	129.93
24	Ksar ebinet	Source	Maastrichtien	300	19	12.7	7.5	0.00363	114.68
25	Djedour	Source	Maastrichtien	300	23	12.5	7.02	0.01577	165.92
26	Megalib	Source	Maastrichtien	100	21	11.7	7	0.01408	140.91
27	Belgaid	Source	Maastrichtien	40	16	13.9	7.28	0.00392	74.42
28	Zueguigue	Source	Maastrichtien	100	23	15.1	7.4	0.00355	89.67
29	Saboun	Source	Maastrichtien	200	17	16.8	7	0.00950	94.55
30	Manssoura	Source	Maastrichtien	300	27	12.9	7.5	0.00503	161.04
31	Troubia	Source	Maastrichtien	20	19	12.4	7.52	0.00311	102.48
32	Moustafa	Source	Maastrichtien	50	18	16.8	7.41	0.00388	100.04
33	Serdiess	Puits	Maastrichtien	130	15	15.3	7.68	0.00072	34.77
34	Samaia	Source	Eocène	91.2	26	10.7	6.7	0.03268	165.31
35	Dibba	Source	Eocène	73.1	37	11.1	7.5	0.00726	234.24
36	Gaâga	Source	Maastrichtien	330	22	13.5	7	0.01144	114.68
37	Elgalatte	Source	Eocène	77.98	35	12.3	7.29	0.01198	238.51
38	Kissa	Source	Maastrichtien	100	23	14.5	7.8	0.00188	118.95
39	Saida	Source	Eocène	69.4	34	11.2	6.8	0.02766	177.51
40	Satara	Source	Eocène	63.1	30	10.4	7	0.01867	189.71
41	Trab 2	Source	Eocène	70	44	12.4	7.2	0.01845	300.73
42	Trab 3	Source	Eocène	67.55	44	10.9	7.37	0.00814	196.42
43	Trab 1	Source	Eocène	81.8	40	15.7	7.3	0.01144	234.24
44	Sliman	Source	Eocène	99.1	34	13.2	7.1	0.01854	238.51
45	Baida	Source	Eocène	82.5	36	12.3	7.05	0.01294	148.23
46	Hammane	Forage.T	Turonien	490.66	2	33	6.95	0.00051	4.31
47	Hammane.1	Forage.T	Turonien	430	30	38	7.2	0.01323	212

N°	Nom	Nature	Age de	Faciès	HCO ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	TDS	Conduc
----	-----	--------	--------	--------	------------------	------------------	------------------	-----	--------

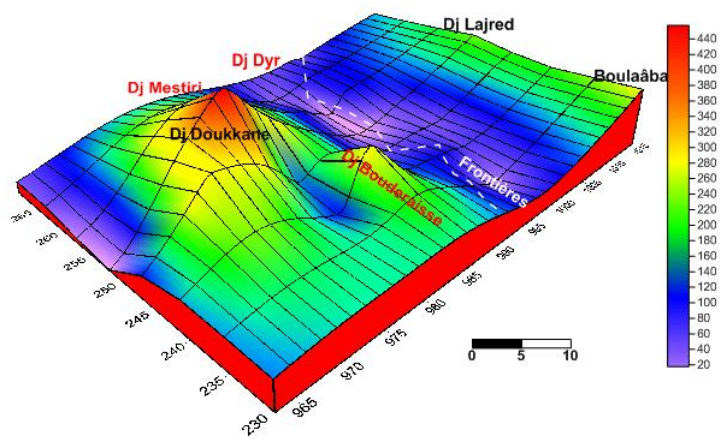
			calcaire	géochimiques	(meq/l)	(meq/l)	(meq/l)	(mg/l)	(µs/cm)
01	El Miseb	Source	Turonien	Bicarbonatée-calcique	3.14	3.84	0.31	60	188.8
02	Elkrma	Source	Cénomanién	Bicarbonatée-calcique	3.7	4.24	1.38	100	163
03	Kamouge	Source	Cénomanién	Bicarbonatée-calcique	1.95	4	0.25	50	164
04	Kourbil	Source	Albien	Chlorurée sodique	1.63	5.2	1.87	170	426
05	Salhi	Source	Albien	Bicarbonatée-calcique	4.26	5.2	0.37	60	294
06	Lajred1	Source	Turonien	Chlorurée - calcique	1.84	4.01	0.35	190	490
07	Lajred 2	Source	Turonien	Chlorurée - calcique	2.58	4.42	0.354	240	625
08	Gattmayia	Source	Maastrichtien	Chlorurée - calcique	2.06	3.2	0.25	60	199
09	Gouraye	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	4.31	5.2	0.26	100	252
10	Gattara	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	0.81	1.8	0.22	10	123
11	Kababcha	Source	Eocène	Bicarbonatée-calcique	3.39	4.2	0.28	140	291
12	Kabira	Source	Eocène	Bicarbonatée-calcique	4.06	5.2	0.27	95.48	196
13	Gumal	Source	Eocène	Chlorurée - calcique	1.06	3.2	0.26	30	124
14	Zouigha	Source	Eocène	Bicarbonatée-calcique	3.39	4.8	0.24	30	129
15	Erkel 1	Source	Eocène	Bicarbonatée-calcique	1.81	3.2	0.24	62.83	118
16	T8	Forage	Turonien	Bicarbonatée-calcique	4.18	6.01	2.31	110	813
17	T9	Forage	Turonien	Bicarbonatée-calcique	2.88	3.76	2.92	80	912
18	T5	Forage	Turonien	Bicarbonatée-calcique	5.21	4.6	2.6	142	730
19	Erkel 2	Source	Eocène	Chlorurée - calcique	1.62	3.78	2.39	110	233
20	Boulaâba	Forage.T	Aptien	Chlorurée - calcique	1.19	11.75	0.32	180	517
21	youkous	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	2.93	3.08	1.16	315	91.8
22	el Annba	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	2.13	3	1.16	100	118.4
23	Sari	Source	Maastrichtien	Chlorurée - calcique	2.13	5.08	1.31	200	200
24	Ksar ebinet	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	1.88	2.64	1.08	300	118.6
25	Djedour	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	2.72	3.44	1.14	300	113.3
26	Megalib	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	2.31	3.4	0.9	100	108
27	Belgaid	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	1.22	3.01	0.22	40	177
28	Zueguigue	Source	Maastrichtien	Chlorurée - calcique	1.47	3.6	1.02	100	1100
29	Saboun	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	1.55	2.16	1.25	200	120
30	Manssoura	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	2.64	4	1.42	300	188
31	Troubia	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	1.68	3.6	0.24	20	112

32	Moustafa	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	1.98	3.4	0.26	50	203
33	Serdiess	Puits	Maastrichtien	Chlorurée sodique	0.57	2.8	0.26	130	323
34	Samaia	Source	Eocène	Bicarbonatée-calcique	2.71	2.05	3.1	91.2	500
35	Dibba	Source	Eocène	Bicarbonatée-calcique	3.01	4.8	1.11	0	315
36	Gaâga	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	2.1	3.1	1.3	330	116.1
37	Elgalatte	Source	Eocène	Bicarbonatée-calcique	3.32	4.96	1.2	0	337
38	Kissa	Source	Maastrichtien	Bicarbonatée-calcique	2.45	3.05	1.48	100	120
39	Saida	Source	Eocène	Bicarbonatée-calcique	3.41	4.7	2.09	69.4	430
40	Satara	Source	Eocène	Bicarbonatée-calcique	3.11	4.6	1.44	63.1	398
41	Trab 2	Source	Eocène	Bicarbonatée-calcique	4.93	6.21	2.65	70	620
42	Trab 3	Source	Eocène	Chlorurée - calcique	3.39	5.77	2.98	67.55	298
43	Trab 1	Source	Eocène	Bicarbonatée-calcique	3.84	5.03	3.08	81.8	798
44	Sliman	Source	Eocène	Bicarbonatée-calcique	3.91	5.09	1.84	99.1	478
45	Baida	Source	Eocène	Chlorurée – calcique	3.43	4.11	3.1	82.5	461
46	Hammane	Forage.T	Turonien	Bicarbonatée-calcique	4.31	4.04	1.91	490.66	245
47	Hammane.1	Forage.T	Turonien	Bicarbonatée-calcique	3.47	2.5	2	430	630

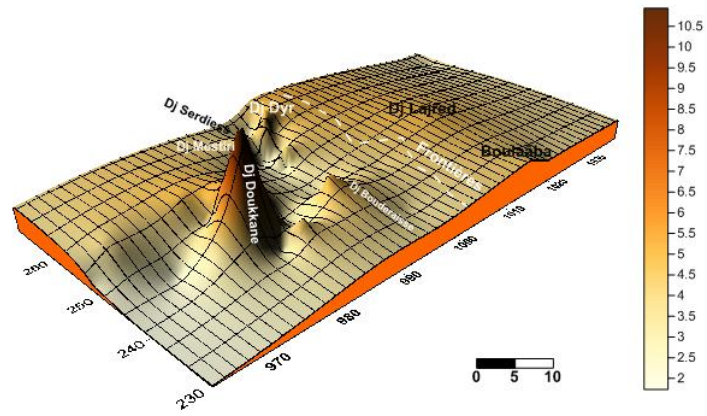
N	Nom	Nature	Age de calcaire	Anhydrite	Calcite	Dolomite	Gypse	Halite	PCO2
1	El Miseb	Source	Turonien	-2.29	-0.17	-1.3	-2.07	-7.84	0.0014
2	Elkrma	Source	Cénomanién	-2.33	-0.49	-1.34	-2.11	-7.9	0.0444
3	Kamouge	Source	Cénomanién	-2.18	0.21	-0.67	-1.96	-7.45	0.002
4	Kourbil	Source	Albien	-4.67	-2.05	-3.45	-4.45	-6.51	0.0012
5	Salhi	Source	Albien	-2.51	1.18	1.09	-2.29	-6.29	0.0012
6	Lajred1	Source	Turonien	-2.45	-0.07	-1.07	-2.23	-6.57	0.0039
7	Lajred 2	Source	Turonien	-2.35	0.25	-0.47	-2.13	-6.36	0.0038
8	Gattmayia	Source	Maastrichtien	-4.8	-0.01	-1	-4.58	-7.11	0.0037
9	Gouraye	Source	Maastrichtien	-4.98	0.65	0.13	-4.76	-7.01	0.0051
10	Gattara	Source	Maastrichtien	-2.57	-0.8	-2.38	-2.35	-7.88	0.0022
11	Kababcha	Source	Eocène	-5.02	0.39	-0.27	-4.8	-7.65	0.0051
12	Kabira	Source	Eocène	-4.96	0.18	-0.8	-4.74	-7.79	0.0144

13	Gumal	Source	Eocène	-2.33	-0.02	-1	-2.11	-7.61	0.001
14	Zouigha	Source	Eocène	-2.39	0.72	0.28	-2.17	-8.04	0.0025
15	Erkel 1	Source	Eocène	-2.59	-0.35	-1.7	-2.37	-8.25	0.0067
16	T8	Forage	Turonien	-2.18	0.74	1.2	-1.96	-8.29	0.0041
17	T9	Forage	Turonien	-2.21	0.28	0.55	-1.99	-8.99	0.0038
18	T5	Forage	Turonien	-2.13	0.42	0.73	-1.91	-8.51	0.0105
19	Erkel 2	Source	Eocène	-1.9	-0.03	-1.13	-1.78	-7.32	0.0024
20	Boulaâba	Forage.T	Aptien	-0.77	0.37	-0.71	-0.55	-5.71	0.0008
21	youkous	Source	Maastrichtien	-2.58	0.39	0.48	-2.36	-8.24	0.0028
22	el Annba	Source	Maastrichtien	-2.54	-0.05	-0.39	-2.32	-7.73	0.0041
23	Sari	Source	Maastrichtien	-2.03	-0.87	-0.2	-1.81	-6.94	0.0402
24	Ksar ebinet	Source	Maastrichtien	-2.33	-0.16	-0.59	-2.11	-7.7	0.0036
25	Djedour	Source	Maastrichtien	-2.37	-0.38	-1.1	-2.15	-7.85	0.0157
26	Megalib	Source	Maastrichtien	-2.49	-0.46	-1.37	-2.27	-8.31	0.014
27	Belgaid	Source	Maastrichtien	-2.3	-0.5	-2.01	-2.08	-7.63	0.0039
28	Zueguigue	Source	Maastrichtien	-2.36	-0.24	-0.9	-2.14	-7.65	0.0035
29	Saboun	Source	Maastrichtien	-2.5	-0.82	-1.74	-2.28	-7.94	0.0095
30	Manssoura	Source	Maastrichtien	-2.43	0.14	-0.05	-2.21	-7.18	0.005
31	Troubia	Source	Maastrichtien	-2.46	-0.04	-1.13	-2.24	-9.05	0.0031
32	Moustafa	Source	Maastrichtien	-2.04	-0.21	-1.42	-1.82	-7.51	0.0038
33	Serdiess	Puits	Maastrichtien	-4.86	-0.47	-1.84	-4.64	-6.62	0.0007
34	Samaia	Source	Eocène	-2.4	-0.93	-1.56	-2.18	-7.87	0.0326
35	Dibba	Source	Eocène	-2.31	0.35	0.58	-2.09	-7.71	0.0072
36	Gaâga	Source	Maastrichtien	-2.48	-0.59	-1.43	-2.26	-7.67	0.0114
37	Elgalatte	Source	Eocène	-2.5	0.19	0.06	-2.28	-7.33	0.0119
38	Kissa	Source	Maastrichtien	-2.4	0.2	0.22	-2.18	-7.68	0.0018
39	Saida	Source	Eocène	-2.23	-0.46	-1.14	-2.01	-7.73	0.0276
40	Satara	Source	Eocène	-2.15	-0.24	-0.86	-1.93	-7.52	0.0186
41	Trab 2	Source	Eocène	-2.28	0.26	0.27	-2.06	-7.59	0.0184

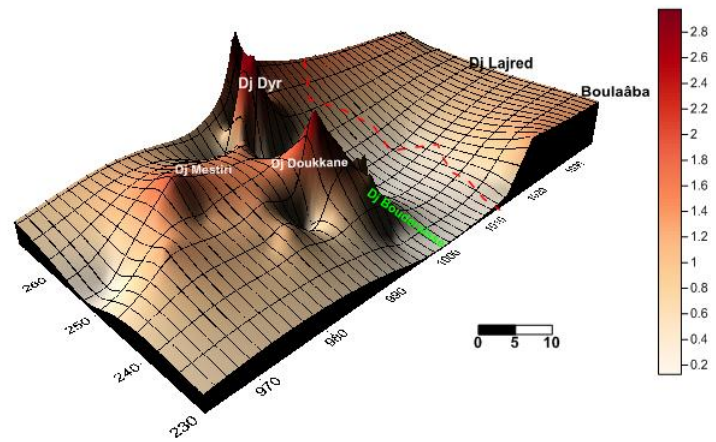
42	Trab 3	Source	Eocène	-2.3	0.21	0.27	-2.08	-7.26	0.0081
43	Trab 1	Source	Eocène	-2.28	0.16	0.24	-2.06	-7.4	0.0114
44	Sliman	Source	Eocène	-1.73	-0.02	-0.35	-1.71	-7.8	0.0185
45	Baida	Source	Eocène	-2.14	-0.36	-0.71	-1.92	-7.4	0.0129
46	Hammane	Forage.T	Turonien	-4.7	-3.1	-0.18	-4.48	-10.28	0.0005
47	Hammane.1	Forage.T	Turonien	-3.65	-0.04	-0.24	-3.43	-7.92	0.0132



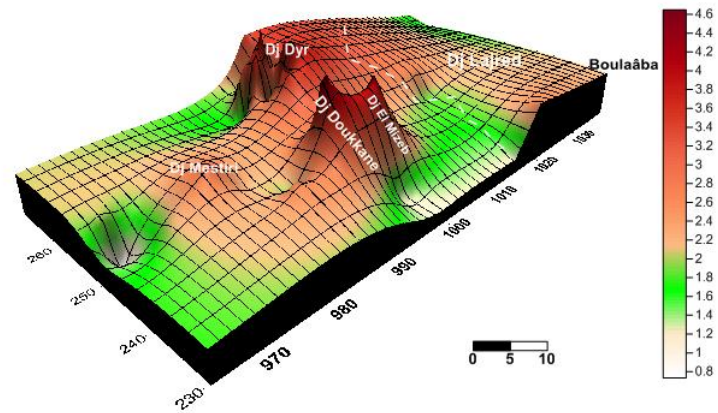
Carte 3D TDS Tébessa-Kasserine



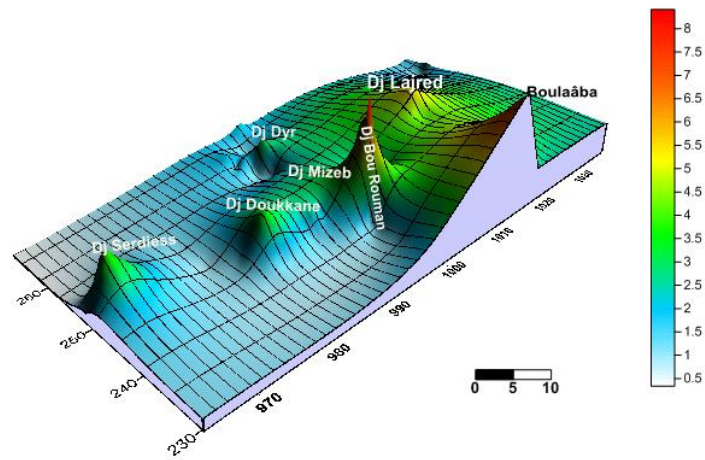
Carte 3D Ca⁺ Tébessa-Kasserine



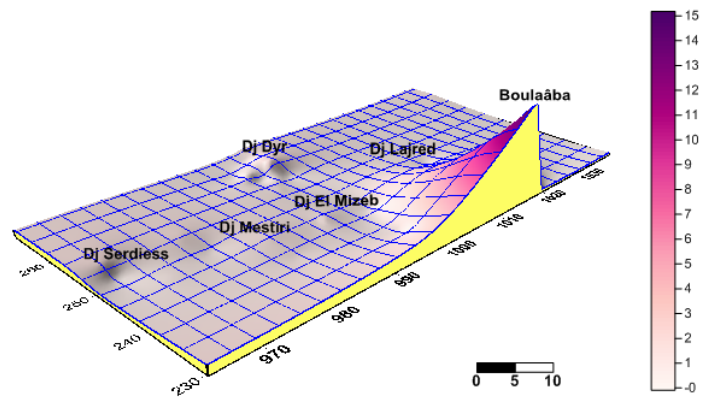
Carte 3D Mg Tébessa-Kasserine



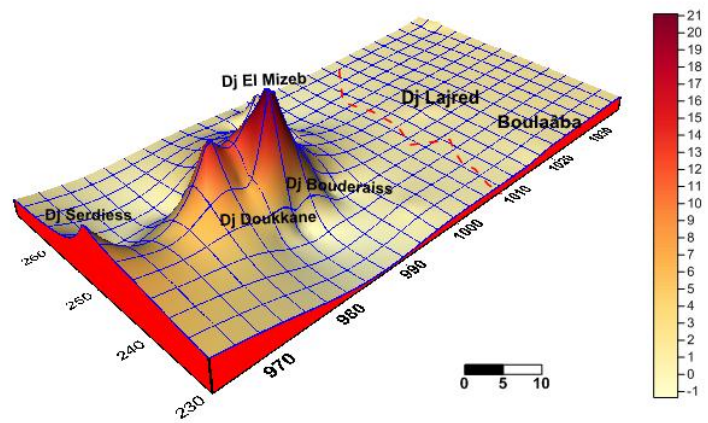
Carte 3D HCO_3 Tébessa-Kasserine



Carte 3D Cl Tébessa-Kasserine



Carte 3D So4 Tébessa-Kasserine



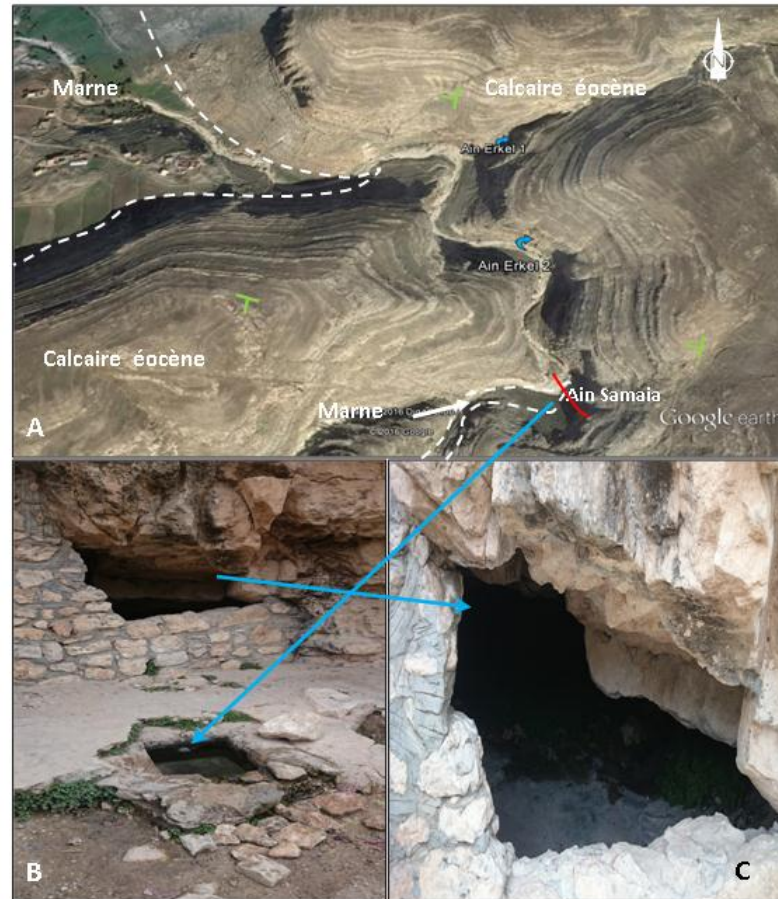
Carte 3D Co3 Tébessa-Kasserine

N°	Name	Age	Ca	HCO	Mg	pH	TDS	¹⁸ O	² H
1	Ain El Mizeb	Turonien	76.8	191.5	3.72	7.12	60	-6.0196	-53.4451
2	Ain Elkrma	Cénoma	84.8	225.7	16.56	6.7	100	-6.4992	-56.7535
3	Ain Kamouge	Cénoma	80	109.8	3	7.72	50		
4	Ain Kourbil	Albien	1.8	38.43	3.6	7.51	170		
5	Ain Salhi	Albien	104	259.8	2.4	8.3	60	-5.4628	-61.6958
6	Ain Lajred1	Turonien	80.2	112.2	4.2	7.45	190		
7	Ain Lajred 2	Turonien	88.4	157.3	4.248	7.6	240		
8	Ain Gattmayia	Maastric	64	125.6	3	7.52	60		
9	Ain Gouraye	Maastric	104	262.9	3.12	7.7	100		
10	Ain Gattara	Maastric	36	49.41	2.64	7.35	10		
11	Ain Kababcha	Eocène	84	206.7	3.36	7.6	140	-6.6854	-63.6028
12	Ain Kabira	Eocène	104	247.6	3.24	7.23	95.48	-6.3549	-64.6294
13	Ain Gumal	Eocène	64	64.66	3.12	7.8	30		
14	Ain Zouigha	Eocène	96	206.7	2.88	7.9	30		
15	Ain Erkel 1	Eocène	64	110.4	2.88	7.22	62.83		
16	T8 (forage)	Turonien	120.2	254.9	27.72	7.78	110		
17	T9 (forage)	Turonien	75.2	175.6	35.04	7.65	80		
18	T5 (forage)	Turonien	92	317.8	31.2	7.47	142		
19	Ain Erkel 2	Eocène	75.6	98.82	28.68	7.6	110		
20	Boulaâba	Aptien	235	72.59	3.84	7.88	180		
21	Ain youkous	Maastric	61.6	178.7	13.92	7.8	100		
22	Ain el Annba	Maastric	60	129.9	13.92	7.5	100		

23	Ain Sari	Maastric	101.6	129.9	15.72	6.5	200		
24	Ain Ksar	Maastric	52.8	114.6	12.96	7.5	300	-5.4401	3.0288
25	Ain Djedour	Maastric	68.8	165.9	13.68	7.02	300		
26	Ain Megalib	Maastric	68	140.9	10.8	7	100		
27	Ain Belgaid	Maastric	60.2	74.42	2.64	7.28	40		
28	Ain Zueguigue	Maastric	72	89.67	12.24	7.4	100	-7.3803	3.4014
29	Ain Saboun	Maastric	43.2	94.55	15	7	200	-7.3136	-60.5338
30	Ain Manssoura	Maastric	80	161.0	17.04	7.5	300	-5.5483	-50.6756
31	Ain Troubia	Maastric	72	102.4	2.88	7.52	20		
32	Ain Moustafa	Maastric	68	100.0	3.12	7.41	50		
33	Ain Serdiess	Maastric	56	34.77	3.12	7.68	130		
34	Ain Samaia	Eocène	41	165.3	37.2	6.7	91.2		
35	Ain Dibba	Eocène	96	234.2	31.8	7.5	0		
36	Ain Gaâga	Maastric	62	114.6	15.6	7	100		
37	Ain Elgalatte	Eocène	104	238.5	22.08	7.29	0		
38	Ain Kissa	Maastric	61	118.9	17.76	7.8	100	-7.0061	3.4409
39	Ain Saida	Eocène	94	177.5	25.08	6.8	69.4		
40	Ain Satara	Eocène	92	189.7	17.28	7	63.1		
41	Ain Trab 2	Eocène	124.2	300.7	31.8	7.2	70		
42	Ain Trab 3	Eocène	115.4	196.4	35.76	7.37	67.55		
43	Ain Trab 1	Eocène	100.6	234.2	36.96	7.3	81.8		
44	Ain Sliman	Eocène	101.8	238.5	22.08	7.1	99.1		
45	Ain Baida	Eocène	82.2	148.2	37.2	7.05	82.5		
46	thermal amam1	Turonien	4.04	4.31	1.91	6.95	430		
47	thermal amam2	Turonien	79.9	212	24	7.2	490.6		
48	Ain Trab (T)	Turonien	81.5	109.5	5.2	7.35	210	-7.22	-40.5

Name	Age	Main type	Hardness	Type	Classes
Ain El Miseb	Turonian	F	2.075	2	-0.59052
Ain Lajred1	Turonian	F	2.18	2	-0.9101
Ain Lajred 2	Turonian	Fb	2.387	2	-2.10675
T8(forage)	Turonian	F	4.16	3	-0.52836
T9(forage)	Turonian	F	3.34	2	0.6078
T5(forage)	Turonian	F	3.6	2	0.69132
thermal hamam	Turonian	F	2.975	2	2.37558
thermal hamam2	Turonian	F	2.25	2	1.54022
Ain Kababcha	Eocene	F	2.24	2	-0.0693
Ain Kabira	Eocene	F	2.735	2	-0.0571
Ain Gumal	Eocene	F	1.73	1	-1.0398
Ain Zouigha	Eocene	F	2.52	2	-0.401
Ain Erkel 1	Eocene	F	1.72	1	-0.54588
Ain Erkel 2	Eocene	F	3.085	2	0.00944
Ain Samaia	Eocene	F	2.575	2	2.59741
Ain Dibba	Eocene	F	3.14	2	-0.56921
Ain Elgalatte	Eocene	F	3.19	2	-1.27995
Ain Saida	Eocene	F	3.395	2	0.75654
Ain Satara	Eocene	F	3.02	2	0.07739
Ain Trab 2	Eocene	F	4.33	3	1.33495
Ain Trab 3	Eocene	F	4.275	3	-0.42156
Ain Trab 1	Eocene	F	4.055	3	1.01469
Ain Sliman	Eocene	F	3.44	2	1.23887
Ain Baida	Eocene	F	3.605	2	1.46543

Boulaâba	Aptian-Albian	Fb	6.035	3	4.97675
Ain Kourbil	Aptian-Albian	B	3.535	2	-6.0273
Ain Salhi	Aptian-Albian	Fb	2.785	2	-2.7765
Ain Elkrama	Cenomanian	F	2.81	2	0.7168
Ain Kamouge	Cénomanian	F	2.125	2	-0.5537
Ain youkous	Maastrichtian	F	2.12	2	0.6412
Ain el Annba	Maastrichtian	F	2.08	2	0.4207
Ain Sari	Maastrichtian	F	3.195	2	-1.2618
Ain Ksar Tebinet	Maastrichtian	F	1.86	1	0.5668
Ain Djedour	Maastrichtian	F	2.29	2	0.729
Ain Megalib	Maastrichtian	F	2.15	2	0.1951
Ain Belgaid	Maastrichtian	F	1.615	1	-0.3493
Ain Zueguigue	Maastrichtian	F	2.31	2	-0.592
Ain Saboun	Maastrichtian	F	1.705	1	0.709
Ain Manssoura	Maastrichtian	F	2.71	2	0.0075
Ain Troubia	Maastrichtian	F	1.92	1	-0.781
Ain Moustafa	Maastrichtian	F	1.83	1	0.69022
Ain Serdiess	Maastrichtian	F	1.53	1	-1.7923
Ain Gaâga	Maastrichtian	F	2.2	2	0.3585
Ain Kissa	Maastrichtian	F	2.265	2	0.8307
Ain Gattmayia	Maastrichtian	F	1.725	1	-0.4642
Ain Gouraye	Maastrichtian	F	2.73	2	-0.5425
Ain Gattara	Maastrichtian	F	1.01	1	-0.271

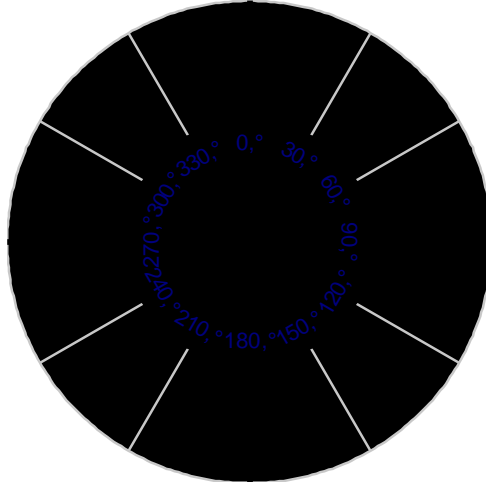


■ Captage ✕ Direction de pendage

Fig. : **A.** Photo satellitaire de source Samaia (17/05/2016-18h.20), **B.** source Samaia
C. La grotte d'Ain Samaia

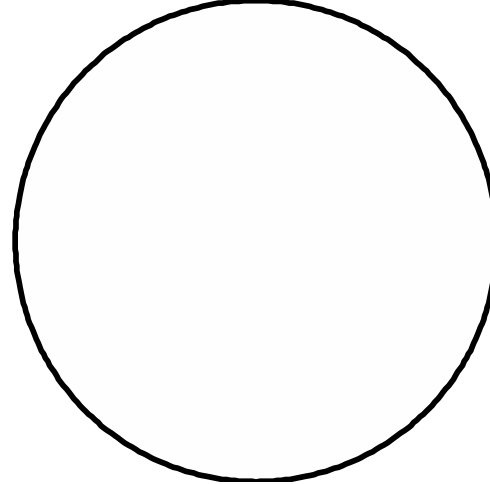
Circular Bins

$N = 2\ 002,$



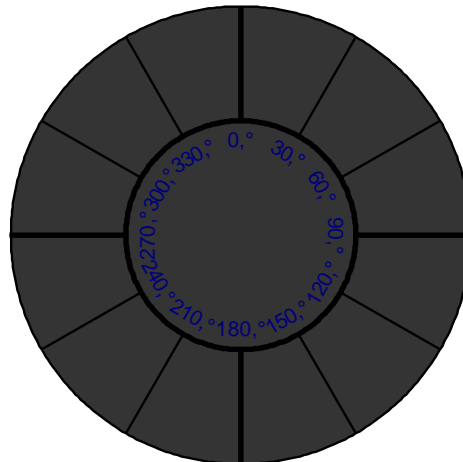
Shaded by Density

$N = 2\ 002,$



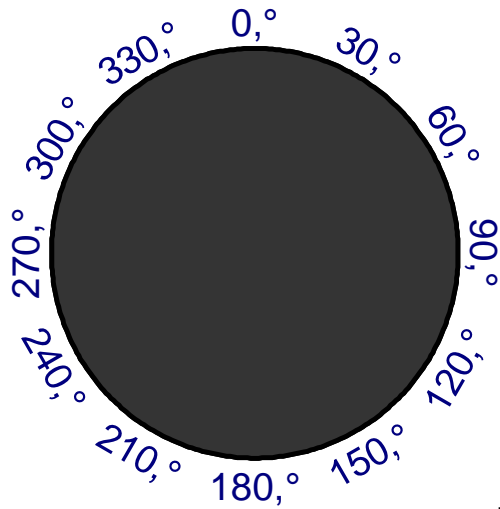
External Peaks and Valleys

$N = 2\ 002,$



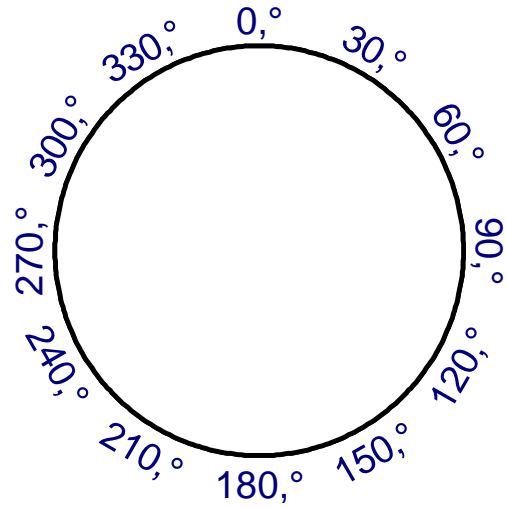
Peaks and Valleys

$N = 2\ 002,$



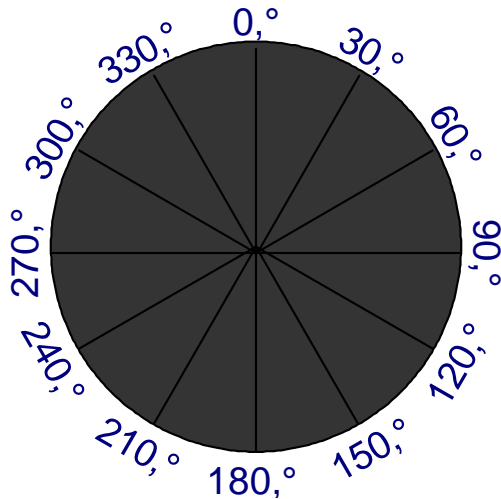
Observed Directions

$N = 2\ 002,$



Rose Plot

$N = 2\ 002,$





Annexe .02

°	Nom (mg/l)	CE	PH	Ca	Na	K	Mg	Hco3	Cl	So4	No3	Po4	Cd(ppm)	Zn	Pb	Fe	Cu	RS
1	Ain El Miseb	188.8	7.12	76.8	11.5	0	3.72	191.54	46.86	27.84	0.372	0	0	0	0	0.318	0	60
2	Ain Elkrama	163	6.7	84.8	14.03	0	16.56	225.7	42.6	25.92	0.992	0.081	0.01	0.007	0	0.03	0	100
3	Ain Kamouge	164	7.72	80	21.6	1.4	3	109.8	60.35	34.56	0	0	0	0.009	0	0	0.014	50
4	Ain Kourbil	426	7.51	1.8	72.25	0.2	3.6	38.43	152.65	3.696	0.062	0	0	0.06	0	0	0.002	170
5	Ain Salhi	294	8.3	104	86.25	0	2.4	259.86	230.75	15.84	3.41	0	0	0.006	0	0	0.006	60
6	Ain Lajred1	490	7.45	80.2	69.77	1.3	4.2	112.24	145.55	20.16	0	0	0	0	0	0.343	0	190
7	Ain Lajred 2	625	7.6	88.4	82.02	1.7	4.248	157.38	204.125	24.48	0	0	0	0	0	0.354	0	240
8	Ain Gattmayia	199	7.52	64	37.06	0.2	3	125.66	78.1	0.096	1.86	0	0	0.06	0	0	0.023	60
9	Ain Gouraye	252	7.7	104	41.85	0.7	3.12	262.91	88.75	0.048	0	0.051	0.088	0.007	0	0	0.007	100
10	Ain Gattara	123	7.35	36	13.11	0	2.64	49.41	35.5	24	0	0	0.008	0.008	0	0	0.013	10
11	Ain Kababcha	291	7.6	84	23.59	0.1	3.36	206.79	35.5	0.048	0.558	0.053	0.01	0.004	0	0	0.004	140
12	Ain Kabira	196	7.23	104	19.22	0.1	3.24	247.66	31.95	0.048	2.046	0.031	0	0.007	0	0	0.014	95.48
13	Ain Gumal	124	7.8	64	13.93	0.1	3.12	64.66	63.9	27.84	0	0.056	0	0.005	0	0	0	30
14	Ain Zouigha	129	7.9	96	9.56	0.1	2.88	206.79	35.5	18.72	0	0.053	0	0.004	0	0	0.001	30
15	Ain Erkel 1	118	7.22	64	8.18	0.1	2.88	110.41	24.85	14.88	0	0.057	0	0.005	0	0.5	0	62.83
16	T8(forage)	813	7.78	120.2	2.04	0.03	27.72	254.98	97.98	31.2	15.686	0	0	0	0	0.43	0	110
17	T9(forage)	912	7.65	75.2	0.501	0.04	35.04	175.68	78.1	42.24	7.44	0	0	0	0	0.79	0.2	80
18	T5(forage)	730	7.47	92	1.778	0.2	31.2	317.81	66.74	43.68	22.94	0	0	0	0	0	0	142
19	Ain Erkel 2	233	7.6	75.6	17.28	0.2	28.68	98.82	105.08	84.96	0	0.043	0	0	0	0	0	110
20	Boulaâba	517	7.88	235	295.43	13	3.84	72.59	292.875	749.76	0	0	0	0	0	0.408	0	180
21	Ain youkous	91.8	7.8	61.6	7.49	0.1	13.92	178.73	28.4	17.76	1.116	0.007	0.008	0.006	0	0	0	100
22	Ain el Annba	118.4	7.5	60	14.72	0	13.92	129.93	46.15	19.68	0.372	0.045	0.006	0.008	0.005	0.01	0	100
23	Ain Sari	200	6.5	101.6	32.68	0.9	15.72	129.93	134.9	46.56	2.17	0.04	0.009	0.008	0.006	0	0	200
24	Ain Ksar Tebinet	118.6	7.5	52.8	17.38	0.1	12.96	114.68	42.6	36	0.806	0.033	0.007	0.008	0.001	0	0	300
25	Ain Djedour	113.3	7.02	68.8	14.85	0.1	13.68	165.92	35.5	26.88	0.806	0.045	0.008	0.008	0.001	0	0	300
26	Ain Megalib	108	7	68	5.65	0.1	10.8	140.91	31.95	19.68	8.9	0.0	0.007	0.007	0.0	0	0	100

											9	78			02			
27	Ain Belgaid	177	7.28	60. 2	18.53	0.1	2.64	74.42	46.15	31.68	0	0	0	0.006	0	0	0.023	40
28	Ain Zueguigue	1100	7.4	72	11.63	0.1	12.24	89.67	71	25.92	1.4 88	0.0 39	0.008	0.006	0	0.85	0	100
29	Ain Saboun	120	7	43. 2	11.86	0.1	15	94.55	35.5	27.84	6.4 48	0.0 48	0.006	0.008	0	0.01	0	200
30	Ain Manssoura	188	7.5	80	28.5	0.2	17.04	161.04	88.75	21.6	1.2 4	0.0 42	0.01	0.015	0	0	0	300
31	Ain Troubia	112	7.52	72	0.92	0	2.88	102.48	35.5	18.72	4.7 74	0	0	0.005	0	0	0.017	20
32	Ain Moustafa	203	7.41	68	33.61	0.2	3.12	100.04	33.725	55.68	3.1 4.9	0	0	0.007	0	0	0	50
33	Ain Serdiess	323	7.68	56	57.53	0.2	3.12	34.77	152.65	0.096	6	0	0	0.006	0	0	0.006	130
34	Ain Samaia	500	6.7	41	17.18	0.3	37.2	165.31	29.465	45.12	0	0.0 27	0	0	0	0	0	91.2
35	Ain Dibba	315	7.5	96	17.29	1.3 4	31.8	234.24	43.665	26.88	0	0	0	0	0	0	0	0
36	Ain Gaâga	116.1	7	62	14.85	0.1	15.6	114.68	53.25	22.56	1.0 54	0.0 49	0.007	0.007	0.0 04	0	0	100
37	Ain Elgalatte	337	7.29	104	20.24	3.2	22.08	238.51	88.75	15.84	0	0	0	0	0	0	0	0
38	Ain Kissa	120	7.8	61	16.69	0.1	17.76	118.95	46.15	27.84	1.9 84	0.0 33	0.008	0.008	0	0.26	0	100
39	Ain Saida	430	6.8	94	12.72	2	25.08	177.51	55.38	31.68	0	0.0 22	0	0	0	0	0	69.4
40	Ain Satara	398	7	92	16.11	1.6	17.28	189.71	71.355	37.92	0	0.0 41	0	0	0	0	0	63.1
41	Ain Trab 2	620	7.2	124 .2	18.44	1.3 4	31.8	300.73	53.96	24.48	0	0.0 66	0	0	0	0	0	70
42	Ain Trab 3	298	7.37	115 .4	17.06	1.3 4	35.76	196.42	126.38	24.96	0	0.0 61	0	0	0	0	0	67.55
43	Ain Trab 1	798	7.3	100 .6	17.29	1.3 4	36.96	234.24	88.75	29.28	0	0.0 42	0	0	0	0	0	81.8
44	Ain Sliman	478	7.1	101 .8	14.08	3.2	22.08	238.51	43.665	60.96	0	0.0 56	0	0	0	0	0	99.1
45	Ain Baida	461	7.05	82. 2	20.24	1.3 4	37.2	148.23	75.97	47.04	0.5 58	0.0 12	0	0	0	0	0	82.5
46	thermal hamam	245	6.95	4.0 4	1.7	0.0 6	1.91	4.31	1.02	1.05	0							430
47	thermal hamam2	630	7.2	79. 9	13	1	24	212	35	1.33	1							488

mq/l					Gypse				
N°	Nom	Ca	SO4	Ca+SO4	CT	CAL	CM	CE	CC
1	CT	3.84	0.58	4.42	-2.07				
2	CC	4.24	0.54	4.78					-2.11
3	CC	4	0.72	4.72					-1.96
4	CAL	5.2	0.077	5.277		-4.45			
5	CAL	5.2	0.33	5.53		-2.29			
6	CT	4.01	0.42	4.43	-2.23				
7	CT	4.42	0.51	4.93	-2.13				
8	CM	3.2	0.002	3.202			-4.58		
9	CM	5.2	0.001	5.201			-4.76		
10	CM	1.8	0.5	2.3			-2.35		
11	CE	4.2	0.01	4.21				-4.8	
12	CE	5.2	0.01	5.21				-4.74	
13	CE	3.2	0.58	3.78				-2.11	
14	CE	4.8	0.39	5.19				-2.17	
15	CE	3.2	0.31	3.51				-2.37	
16	CT	6.01	0.65	6.66	-1.96				
17	CT	3.76	0.88	4.64	-1.99				
18	CT	4.6	0.91	5.51	-1.91				
19	CE	3.78	1.77	5.55				-1.78	
20	CAL	11.75	15.62	27.37		-0.55			
21	CM	3.08	0.37	3.45			-2.36		
22	CM	3	0.71	3.71			-2.32		
23	CM	5.08	0.97	6.05			-1.81		
24	CM	2.64	0.75	3.39			-2.11		
25	CM	3.44	0.56	4			-2.15		
26	CM	3.4	0.61	4.01			-2.27		
27	CM	3.01	0.86	3.87			-2.08		

28	CM	3.6	0.84	4.44			-2.14		
29	CM	2.16	0.68	2.84			-2.28		
30	CM	4	0.45	4.45			-2.21		
31	CM	3.6	0.59	4.19			-2.24		
32	CM	3.4	1.26	4.66			-1.82		
33	CM	2.8	0.002	2.802			-4.64		
34	CE	2.05	0.94	2.99				-2.18	
35	CE	4.8	0.56	5.36				-2.09	
36	CM	3.1	0.55	3.65			-2.26		
37	CE	5.2	0.33	5.53				-2.28	
38	CM	3.05	0.58	3.63			-2.18		
39	CE	4.7	0.87	5.57				-2.01	
40	CE	4.6	0.79	5.39				-1.93	
41	CE	6.21	0.98	7.19				-2.06	
42	CE	5.77	0.52	6.29				-2.08	
43	CE	5.03	0.91	5.94				-2.06	
44	CE	5.09	1.27	6.36				-1.71	
45	CE	4.11	0.98	5.09				-1.92	
46	CT	4.04	1.05	5.09	-4.48				
47	CT	2.5	1.33	3.83	-3.43				

mq/l					Anhydrite				
N	Nom	Ca	SO4	Ca+SO4	CT	CAL	CM	CE	CC
1	CT	3.84	0.58	4.42	-2.29				
2	CC	4.24	0.54	4.78					-2.33
3	CC	4	0.72	4.72					-2.18
4	CAL	5.2	0.077	5.277		-4.67			
5	CAL	5.2	0.33	5.53		-2.51			

6	CT	4.01	0.42	4.43	-2.45				
7	CT	4.42	0.51	4.93	-2.35				
8	CM	3.2	0.002	3.202			-4.8		
9	CM	5.2	0.001	5.201			-4.98		
10	CM	1.8	0.5	2.3			-2.57		
11	CE	4.2	0.01	4.21				-5.02	
12	CE	5.2	0.01	5.21				-4.96	
13	CE	3.2	0.58	3.78				-2.33	
14	CE	4.8	0.39	5.19				-2.39	
15	CE	3.2	0.31	3.51				-2.59	
16	CT	6.01	0.65	6.66	-2.18				
17	CT	3.76	0.88	4.64	-2.21				
18	CT	4.6	0.91	5.51	-2.13				
19	CE	3.78	1.77	5.55				-1.9	
20	CAL	11.75	15.62	27.37		-0.77			
21	CM	3.08	0.37	3.45			-2.58		
22	CM	3	0.71	3.71			-2.54		
23	CM	5.08	0.97	6.05			-2.03		
24	CM	2.64	0.75	3.39			-2.33		
25	CM	3.44	0.56	4			-2.37		
26	CM	3.4	0.61	4.01			-2.49		
27	CM	3.01	0.86	3.87			-2.3		
28	CM	3.6	0.84	4.44			-2.36		
29	CM	2.16	0.68	2.84			-2.5		
30	CM	4	0.45	4.45			-2.43		
31	CM	3.6	0.59	4.19			-2.46		
32	CM	3.4	1.26	4.66			-2.04		
33	CM	2.8	0.002	2.802			-4.86		
34	CE	2.05	0.94	2.99				-2.4	

35	CE	4.8	0.56	5.36				-2.31	
36	CM	3.1	0.55	3.65			-2.48		
37	CE	5.2	0.33	5.53				-2.5	
38	CM	3.05	0.58	3.63		-2.4			
39	CE	4.7	0.87	5.57				-2.23	
40	CE	4.6	0.79	5.39				-2.15	
41	CE	6.21	0.98	7.19				-2.28	
42	CE	5.77	0.52	6.29				-2.3	
43	CE	5.03	0.91	5.94				-2.28	
44	CE	5.09	1.27	6.36				-1.73	
45	CE	4.11	0.98	5.09				-2.14	
46	CT	4.04	1.05	5.09	-4.7				
47	CT	2.5	1.33	3.83	-3.65				

		mq/l			Calcite				
N	Nom	Ca	HCO ₃	Ca+HCO ₃	CT	CAL	CM	CE	CC
1	CT	3.84	3.14	6.98	-0.17				
2	CC	4.24	3.7	7.94					-0.49
3	CC	4	1.95	5.95					0.21
4	CAL	5.2	1.63	6.83		-2.05			
5	CAL	5.2	4.26	9.46		1.18			
6	CT	4.01	1.84	5.85	-0.07				
7	CT	4.42	2.58	7	0.25				
8	CM	3.2	2.06	5.26			-0.01		
9	CM	5.2	4.31	9.51			0.65		
10	CM	1.8	0.81	2.61			-0.8		
11	CE	4.2	3.39	7.59				0.39	
12	CE	5.2	4.06	9.26				0.18	

13	CE	3.2	1.06	4.26				-0.02	
14	CE	4.8	3.39	8.19				0.72	
15	CE	3.2	1.81	5.01				-0.35	
16	CT	6.01	4.18	10.19	0.74				
17	CT	3.76	2.88	6.64	0.28				
18	CT	4.6	5.21	9.81	0.42				
19	CE	3.78	1.62	5.4				-0.03	
20	CAL	11.75	1.19	12.94		0.37			
21	CM	3.08	2.93	6.01			0.39		
22	CM	3	2.13	5.13			-0.05		
23	CM	5.08	2.13	7.21			-0.87		
24	CM	2.64	1.88	4.52			-0.16		
25	CM	3.44	2.72	6.16			-0.38		
26	CM	3.4	2.31	5.71			-0.46		
27	CM	3.01	1.22	4.23			-0.5		
28	CM	3.6	1.47	5.07			-0.24		
29	CM	2.16	1.55	3.71			-0.82		
30	CM	4	2.64	6.64			0.14		
31	CM	3.6	1.68	5.28			-0.04		
32	CM	3.4	1.98	5.38			-0.21		
33	CM	2.8	0.57	3.37			-0.47		
34	CE	2.05	2.71	4.76				-0.93	
35	CE	4.8	3.904	8.704				0.35	
36	CM	3.1	2.1	5.2			-0.59		
37	CE	5.2	1.47916667	6.67916667	0.19				
38	CM	3.05	2.45	5.5			0.2		
39	CE	4.7	3.41	8.11				-0.46	
40	CE	4.6	3.11	7.71				-0.24	
41	CE	6.21	4.93	11.14				0.26	

42	CE	5.77	3.39	9.16				0.21	
43	CE	5.03	3.84	8.87				0.16	
44	CE	5.09	3.91	9				-0.02	
45	CE	4.11	3.43	7.54				-0.36	
46	CT	4.04	4.31	8.35	-3.1				
47	CT	2.5	3.47	5.97	-0.04				

		mq/l			Dolomite				
N	Nom	Ca	Mg	Ca+Mg	CT	CAL	CM	CE	CC
1	CT	3.84	0.31	4.15	-1.3				
2	CC	4.24	1.38	5.62					-1.34
3	CC	4	0.25	4.25					-0.67
4	CAL	5.2	1.87	7.07		-3.45			
5	CAL	5.2	0.37	5.57		1.09			
6	CT	4.01	0.35	4.36	-1.07				
7	CT	4.42	0.354	4.774	-0.47				
8	CM	3.2	0.25	3.45			-1		
9	CM	5.2	0.26	5.46			0.13		
10	CM	1.8	0.22	2.02			-2.38		
11	CE	4.2	0.28	4.48				-0.27	
12	CE	5.2	0.27	5.47				-0.8	
13	CE	3.2	0.26	3.46				-1	
14	CE	4.8	0.24	5.04				0.28	
15	CE	3.2	0.24	3.44				-1.7	
16	CT	6.01	2.31	8.32	1.2				
17	CT	3.76	2.92	6.68	0.55				

18	CT	4.6	2.6	7.2	0.73				
19	CE	3.78	2.39	6.17				-1.13	
20	CAL	11.75	0.32	12.07		-0.71			
21	CM	3.08	1.16	4.24			0.48		
22	CM	3	1.16	4.16			-0.39		
23	CM	5.08	1.31	6.39			-0.2		
24	CM	2.64	1.08	3.72			-0.59		
25	CM	3.44	1.14	4.58			-1.1		
26	CM	3.4	0.9	4.3			-1.37		
27	CM	3.01	0.22	3.23			-2.01		
28	CM	3.6	1.02	4.62			-0.9		
29	CM	2.16	1.25	3.41			-1.74		
30	CM	4	1.42	5.42			-0.05		
31	CM	3.6	0.24	3.84			-1.13		
32	CM	3.4	0.26	3.66			-1.42		
33	CM	2.8	0.26	3.06			-1.84		
34	CE	2.05	3.1	5.15				-1.56	
35	CE	4.8	28.3503043	33.1503043				0.58	
36	CM	3.1	1.3	4.4			-1.43		
37	CE	5.2	1.84	7.04	0.06				
38	CM	3.05	1.48	4.53			0.22		
39	CE	4.7	2.09	6.79				-1.14	
40	CE	4.6	1.44	6.04				-0.86	
41	CE	6.21	2.65	8.86				0.27	
42	CE	5.77	2.98	8.75				0.27	
43	CE	5.03	3.08	8.11				0.24	
44	CE	5.09	1.84	6.93				-0.35	
45	CE	4.11	3.1	7.21				-0.71	
46	CT	4.04	1.91	5.95	-0.18				

47	CT	2.5	2	4.5	-0.24				
----	----	-----	---	-----	-------	--	--	--	--

mg/l					Halite				
N	Nom	Na	Cl	Na+Cl	CT	CAL	CM	CE	CC
1	CT	0.5	1.32	1.82	-7.84				
2	CC	0.61	1.2	1.81					-7.9
3	CC	0.93913043	1.7	2.63913043					-7.45
4	CAL	3.14130435	9.3	12.4413043		-6.51			
5	CAL	3.75	6.5	10.25		-6.29			
6	CT	3.03347826	4.1	7.13347826	-6.57				
7	CT	3.56608696	5.75	9.31608696	-6.36				
8	CM	1.61130435	2.2	3.81130435			-7.11		
9	CM	1.81956522	2.5	4.31956522			-7.01		
10	CM	0.57	1	1.57			-7.88		
11	CE	1.02565217	1.3	2.32565217				-7.65	
12	CE	0.83565217	1.1	1.93565217				-7.79	
13	CE	0.60565217	1.8	2.40565217				-7.61	
14	CE	0.41565217	1	1.41565217				-8.04	
15	CE	0.35565217	1.08	1.43565217				-8.25	
16	CT	0.08869565	2.76	2.84869565	-8.29				
17	CT	0.02178261	2.2	2.22178261	-8.99				
18	CT	0.07730435	1.88	1.95730435	-8.51				
19	CE	0.75130435	2.96	3.71130435				-7.32	
20	CAL	12.8447826	8.25	21.0947826		-5.71			
21	CM	0.32565217	0.8	1.12565217			-8.24		

22	CM	0.64	1.3	1.94			-7.73		
23	CM	1.42086957	3.8	5.22086957			-6.94		
24	CM	0.75565217	1.2	1.95565217			-7.7		
25	CM	0.64565217	1	1.64565217			-7.85		
26	CM	0.24565217	0.9	1.14565217			-8.31		
27	CM	0.80565217	1.3	2.10565217			-7.63		
28	CM	0.50565217	2	2.50565217			-7.65		
29	CM	0.51565217	1	1.51565217			-7.94		
30	CM	1.23913043	2.5	3.73913043			-7.18		
31	CM	0.04	1	1.04			-9.05		
32	CM	1.46130435	0.98	2.44130435			-7.51		
33	CM	2.50130435	4.3	6.80130435			-6.62		
34	CE	0.74695652	1.19	1.93695652				-7.87	
35	CE	0.75173913	1.23	1.98173913				-7.71	
36	CM	0.64565217	1.5	2.14565217			-7.67		
37	CE	0.88	2.5	3.38				-7.33	
38	CM	0.72565217	1.3	2.02565217			-7.68		
39	CE	0.55304348	1.86	2.41304348				-7.73	
40	CE	0.70043478	2.01	2.71043478				-7.52	
41	CE	0.80173913	2.05	2.85173913				-7.59	
42	CE	0.74173913	3.96	4.70173913				-7.26	
43	CE	0.75173913	2.71	3.46173913				-7.4	
44	CE	0.61217391	1.23	1.84217391				-7.8	
45	CE	0.88	2.37	3.25				-7.4	
46	CT	0.07391304	1.02	1.09391304	-10.28				
47	CT	0.56521739	0.98	1.54521739	-7.92				

Q (l/s)	Date	H (cm)	Oued Bouakkous
3.25688259	07/12/2015	5.5	
1.21827411	07/12/2015	3.1	
9.87356818	07/12/2015	11.7	
10.5000665	20/12/2015	12.3	
10.2865854	22/12/2015	11.9	
13.3598292	12/12/2015	14.6	
35.3234181	03/01/2016	31.2	
45.5061658	05/01/2016	43.1	
338.042955	06/01/2016	108.33	
101.971442	07/01/2016	81.7	
65.9262447	08/01/2016	53.4	
407.569049	09/01/2016	122.98	
135.215775	10/01/2016	88.3	
40.4597701	12/01/2016	41.8	

407.715632	16/01/2016	121.9	
775.06103	16/01/2016	151.88	
720.589014	17/01/2016	149.8	
395.444112	17/01/2016	111.2	
299.800043	22/01/2016	98.7	
345.799952	23/01/2016	109.55	
396.829794	12/02/2016	101.22	
311.043725	13/02/2016	98.7	
138.418937	13/02/2016	68.8	
287.588116	16/02/2016	94.1	
138.418937	17/02/2016	65.8	
312.728239	21/02/2016	96.1	
317.73058	21/02/2016	91.88	
209.864519	25/02/2016	84.9	
712.038078	26/02/2016	146.1	
660.4001	27/02/2016	132.2	
629.618431	01/03/2016	125.3	

96.8714097	04/03/2016	77.5	
620.609431	11/03/2016	120.8	
122.463255	15/03/2016	77.9	
44.9864576	16/03/2016	39.8	
710.831078	28/01/2017	141.8	
29.8404681	06/02/2017	24.12	
87.7211724	28/03/2017	63.3	
14.8131127	30/08/2017	15.1	
22.6647801	15/09/2017	20.85	
16.9114342	17/09/2017	15.2	
15.7938697	19/09/2017	14.82	
14.9944751	22/09/2017	15.1	
14.0525037	27/09/2017	13.22	
16.6566114	03/10/2017	14.91	
15.9346184	09/10/2017	14.88	
17.3425892	10/10/2017	15.22	
18.4860542	27/10/2017	15.91	

16.0402472		02/11/2017			14.95						
18.3671769		09/11/2017			16.2						
Nom	CE	PH	Ca	Na	K	Mg	Hco3	Cl	SO4	NO3	
Ain El Miseb	188.8	7.12	76.8	11.5	0	3.72	191.54	46.86	27.84	0.372	
Ain Elkrama	163	6.7	84.8	14.03	0	16.56	225.7	42.6	25.92	0.992	
Ain Kamouge	164	7.72	80	21.6	1.4	3	109.8	60.35	34.56	0.9	
Ain Kourbil	426	7.51	1.8	72.25	0.2	3.6	38.43	152.65	3.696	0.062	
Ain Salhi	294	8.3	104	86.25	0	2.4	259.86	230.75	15.84	3.41	
Ain Lajred1	490	7.45	80.2	69.77	1.3	4.2	112.24	145.55	20.16	0.5	
Ain Lajred 2	625	7.6	88.4	82.02	1.7	4.248	157.38	204.125	24.48	1.13	
Ain Gattmayia	199	7.52	64	37.06	0.2	3	125.66	78.1	0.096	1.86	
Ain Gouraye	252	7.7	104	41.85	0.7	3.12	262.91	88.75	0.048	2.36	
Ain Gattara	123	7.35	36	13.11	0	2.64	49.41	35.5	24	3.4	
Ain Kababcha	291	7.6	84	23.59	0.1	3.36	206.79	35.5	0.048	0.558	
Ain Kabira	196	7.23	104	19.22	0.1	3.24	247.66	31.95	0.048	2.046	
Ain Gumal	124	7.8	64	13.93	0.1	3.12	64.66	63.9	27.84	0.9	
Ain Zouigha	129	7.9	96	9.56	0.1	2.88	206.79	35.5	18.72	3.55	
Ain Erkel 1	118	7.22	64	8.18	0.1	2.88	110.41	24.85	14.88	1.44	
T8(forage)	813	7.78	120.2	2.04	0.003	27.72	254.98	97.98	31.2	15.686	
T9(forage)	912	7.65	75.2	0.501	0.004	35.04	175.68	78.1	42.24	7.44	
T5(forage)	730	7.47	92	1.778	0.2	31.2	317.81	66.74	43.68	22.94	
Ain Erkel 2	233	7.6	75.6	17.28	0.2	28.68	98.82	105.08	84.96	2.41	
Boulaâba	517	7.88	235	295.43	13	3.84	72.59	292.875	749.76	0	
Ain youkous	91.8	7.8	61.6	7.49	0.1	13.92	178.73	28.4	17.76	1.116	
Ain el Annba	118.4	7.5	60	14.72	0	13.92	129.93	46.15	19.68	0.372	
Ain Sari	200	6.5	101.6	32.68	0.9	15.72	129.93	134.9	46.56	2.17	
Ain Ksar Tebinet	118.6	7.5	52.8	17.38	0.1	12.96	114.68	42.6	36	0.806	

Ain Djedour	113.3	7.02	68.8	14.85	0.1	13.68	165.92	35.5	26.88	0.806
Ain Megalib	108	7	68	5.65	0.1	10.8	140.91	31.95	19.68	8.99
Ain Belgaid	177	7.28	60.2	18.53	0.1	2.64	74.42	46.15	31.68	1.1
Ain Zueguigue	1100	7.4	72	11.63	0.1	12.24	89.67	71	25.92	1.488
Ain Saboun	120	7	43.2	11.86	0.1	15	94.55	35.5	27.84	6.448
Ain Manssoura	188	7.5	80	28.5	0.2	17.04	161.04	88.75	21.6	1.24
Ain Troubia	112	7.52	72	0.92	0	2.88	102.48	35.5	18.72	4.774
Ain Moustafa	203	7.41	68	33.61	0.2	3.12	100.04	33.725	55.68	3.1
Ain Serdiess	323	7.68	56	57.53	0.2	3.12	34.77	152.65	0.096	4.96
Ain Samaia	500	6.7	41	17.18	0.3	37.2	165.31	29.465	45.12	1.12
Ain Dibba	315	7.5	96	17.29	1.34	31.8	234.24	43.665	26.88	0.55
Ain Gaâga	116.1	7	62	14.85	0.1	15.6	114.68	53.25	22.56	1.054
Ain Elgalatte	337	7.29	104	20.24	3.2	22.08	238.51	88.75	15.84	1.55
Ain Kissa	120	7.8	61	16.69	0.1	17.76	118.95	46.15	27.84	1.984
Ain Saida	430	6.8	94	12.72	2	25.08	177.51	55.38	31.68	0.8
Ain Satara	398	7	92	16.11	1.6	17.28	189.71	71.355	37.92	1.21
Ain Trab 2	620	7.2	124.2	18.44	1.34	31.8	300.73	53.96	24.48	1.88
Ain Trab 3	298	7.37	115.4	17.06	1.34	35.76	196.42	126.38	24.96	0.88
Ain Trab 1	798	7.3	100.6	17.29	1.34	36.96	234.24	88.75	29.28	0.95
Ain Sliman	478	7.1	101.8	14.08	3.2	22.08	238.51	43.665	60.96	1.32
Ain Baida	461	7.05	82.2	20.24	1.34	37.2	148.23	75.97	47.04	0.558
thermal hamam	245	6.95	4.04	1.7	0.06	1.91	4.31	1.02	1.05	0
thermal hamam2	630	7.2	79.9	13	1	24	212	35	1.33	1

Modélisation et intérêt hydrogéologique des réservoirs carbonatés karstiques : contribution du SIG (2D/3D), des données géophysiques et approches hydrochimie et isotopique - cas du bassin Transfrontalier (Tébessa-Kasserine/ Algérie-Tunisie).

Résumé : Le devenir des ressources hydriques constitue l'un des axes majeurs de la réflexion sur la gestion durable de la ressource en eau. En effet, les variations des ressources en eaux souterraines sont étroitement liées aux fluctuations du taux de recharge hydraulique, assurée essentiellement par des précipitations contrastées dans l'espace et dans le temps. Ce qui crée un stress hydrique et un écart saisonnier et annuel qui se manifeste par un renforcement dans le futur par une sécheresse certaine surtout en région aride à semi aride avec une dégradation de la qualité des eaux. Le bassin transfrontalier (Tébessa-Kasserine/ Algérie-Tunisie) est caractérisé par un climat semi aride avec un régime pluvial très irrégulier engendrant une certaine fragilité des ressources en eaux souterraines. Le déséquilibre hydrique et la surexploitation des eaux souterraines conduisent sans doute à la dégradation de la qualité de ces eaux. De plus l'utilisation des engrais chimiques pour l'agriculture et les eaux usées de la région affectent sensiblement les aquifères karstiques dans les formations carbonatées du bassin transfrontalier.

Cette étude comporte plusieurs axes de recherches, pour une meilleure caractérisation du bassin transfrontalier Algéro-Tunisien du point de vue géologique, hydrodynamique, géochimique (analyses des éléments majeurs, traces et isotopique) et géophysique. Pour mieux comprendre les modèles de fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique de ces systèmes aquifères carbonatés karstiques et cerner les zones les plus vulnérables aux effets anthropiques. A cet objectif des études hydrologiques de surface, la climatologie, le SIG...etc sont d'une utilité incontestable.

La présentation géométrique des couches en 2D/3D, ainsi que leurs propriétés géologiques et karstologiques, ouvre la voie à un changement d'échelle pour caractériser le réservoir dans son ensemble. Cette approche lie les observations de surface et de subsurface pour définir le comportement hydraulique du bassin et cibler les intervalles les plus propices à l'exploitation de nouvelles ressources. Pour caractériser le réservoir carbonaté karstique dans le bassin transfrontalier (Tébessa-Kasserine). Des cartes construites à l'aide du géomodèle 2D/3D et d'une approche paramétrique de qualité des aquifères, intégrant les données statiques et dynamiques des forages sur la base de potentialité des ressources aquifères de la région.

Mots clés : eau souterrain, Salinité, Karst, GIS, bassin transfrontalier (Tébessa-Kasserine),

ABSTRACT: The future of water resources is one of the major axes of the reflection on the sustainable management of the water resource. In fact, variations in groundwater resources are closely related to fluctuations in the rate of hydraulic recharge, provided mainly by contrasting rainfall in space and time. This creates water stress and a seasonal and annual gap that manifests itself in a strengthening in the future by certain dryness especially in arid to semi-arid region with a degradation of water quality. The transboundary basin (Tébessa-Kasserine / Algeria-Tunisia) is characterized by a semi-arid climate with a very irregular rainfall regime generating a certain fragility of groundwater resources. Water imbalance and overexploitation of groundwater probably lead to the degradation of the quality of these waters. In addition, the use of chemical fertilizers for agriculture and wastewater in the region significantly affects karst aquifers in the carbonate formations of the transboundary basin.

This study includes many lines of research, for a better characterization of the Algerian-Tunisian transboundary basin from the geological, hydrodynamic, geochemical (major element, trace and isotopic analyzes) and geophysical. For more understand the hydrodynamic and hydrochemical functioning of these karstic carbonate aquifer systems and to identify the most vulnerable to anthropogenic effects. For this purpose, surface hydrological studies, climatology, GIS, are of undeniable usefulness. The geometrical 2D / 3D presentation of the layers, as well as their geological and karstological properties, opens the way to a change of scale to characterize the reservoir as a whole. This approach links surface and subsurface observations to define the hydraulic behavior of the basin and to target the most favorable intervals for the exploitation of new resources. To characterize the karstic carbonate reservoir in the transboundary basin (Tébessa-Kasserine). Maps constructed using the 2D / 3D geomodel and a parametric aquifer quality approach, integrating static and dynamic wells data based on the potential of the aquifer resources of the region.

Keywords: Groundwater, Salinity, Karst, GIS, Transboundary basin (Tébessa-Kasserine)