



HAL
open science

Quantification de la recharge naturelle et artificielle d'un système aquifère soumis à des contraintes climatiques et anthropiques en zone semi-aride (bassin de Sbiba et Foussana) Tunisie centrale

Zohra Hachaichi

► **To cite this version:**

Zohra Hachaichi. Quantification de la recharge naturelle et artificielle d'un système aquifère soumis à des contraintes climatiques et anthropiques en zone semi-aride (bassin de Sbiba et Foussana) Tunisie centrale. Hydrologie. Université d'Avignon, 2017. Français. NNT : 2017AVIG0053 . tel-01713224

HAL Id: tel-01713224

<https://theses.hal.science/tel-01713224>

Submitted on 20 Feb 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Sfax
École Nationale d'Ingénieurs de
Sfax
Ecole Doctorale
Sciences et Technologies

Thèse de DOCTORAT
Génie Géologique



Académie d'Aix Marseille
Université D'Avignon et des
pays de Vaucluse
Ecole doctorale 536
« Agrosciences et sciences »

Thèse de Doctorat
Hydrogéologie

THESE EN COTUTELLE

Présentée à

L'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax

En vue de l'obtention du

DOCTORAT

Dans la discipline

En Génie Géologique

Par

Hachaichi Zohra

**Quantification de la recharge naturelle et artificielle d'un système
aquifère soumis à des contraintes climatiques et anthropiques en zone
semi –aride (bassin de Foussana) Tunisie centrale**

Soutenu le, devant le jury composé de :

M.	Prénom NOM (qualité)	Président
M.	Nejib Kallel (Professeur)	Rapporteur
M.	Christian Leduc (Chargé de Recherche IRD)	Rapporteur
M.	Prénom NOM (qualité)	Examineur
M.	Kamel ZOUARI (Professeur)	Directeur de Thèse
M.	Yves TRAVI (Professeur)	Directeur de Thèse

Remerciements

La réalisation de ce manuscrit a été rendue possible grâce au concours de plusieurs personnes à qui je voudrais témoigner ma profonde gratitude.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à mes deux directeurs de thèses : ZOUARI Kamel et TRAVI YVES. Merci de m'avoir offert l'opportunité de travailler avec vous sur ce sujet. Votre implication et votre disponibilité à toute épreuve, vos conseils avisés ainsi que vos compétences, votre exigence, ont été des appuis indéniables.

Professeur ZOUARI est celui qui a guidé et initié mes premiers pas dans le domaine de recherche. Du DEA jusqu'à cette thèse, j'ai bénéficié constamment de son soutien à tous les niveaux. Pendant les missions de terrains à Kasserine a mis à notre disposition les moyens logistiques, financiers et humains. Dans le laboratoire, il nous a offert les matériels les plus sophistiqué et les plus importantes dans le domaine de la géochimie isotopique.

Monsieur TRAVI pour votre disponibilité et votre engagement durant le déroulement de la thèse. Il a suivi et guidé toutes les étapes de ce travail. Sa porte m'a toujours été ouverte malgré son indisponibilité.

L'expérience et la rigueur de Monsieur YVES m'ont été d'un apport capital. Il m'a permis de comprendre de nombreux concepts dans le domaine de l'hydrogéologie générale, Professeur, je vous remercie et je me souviendrai toujours de votre rigueur à travers ces termes : « soyez précis, directe, évite les redondances... ».

Je tiens également à remercier Mme Najiba Chkir et Mme Anne Laure Cagnard Plancq, pour les nombreuses discussions scientifiques, vos compétences et vos rigueurs scientifiques m'ont beaucoup appris.

Madame Anne Laure s'est exposé à des très nombreuses sollicitations et questions. Je tiens à le remercier à titre exceptionnel pour son soutien scientifique irremplaçable essentiellement dans les bases de la modélisation hydrogéologique, Les échanges que nous avons eus m'ont été très précieux.

Madame Najiba, merci pour votre confiance dont il a fait preuve à mon égard en me laissant la liberté nécessaire à l'accomplissement de mes travaux, tout en y gardant un œil critique et avisé. Je remercie Messieurs Nejib Kallel et Christian Leduc d'avoir accepté de rapporter sur mon travail de thèse.

Mes remerciements vont à l'endroit des Messieurs Vincent Marc, et Adriano Mayer maitres de conférences à l'université d'Avignon. Ces messieurs ont toujours répondu à mes préoccupations de manières précises et satisfaisantes. Soyez en remerciés Je tiens également à

remercier tout le personnel du laboratoire LRAE de Sfax et du laboratoire LHA d'Avignon sans oublier mes amis doctorants avec qui j'ai passé de bons moments, pour leur soutien pendant la dernière ligne droite.

Ce travail n'aurait pu voir le jour sans les données fournies par le commissariat régional des ressources en eau de Kasserine, la direction générale des ressources en eaux de Tunis.

Tous les travaux de terrain n'auraient pu être réalisés sans l'aide précieuse et l'encouragement des responsables du CRDA, de Kasserine qui m'ont facilité mes missions de terrains. Mes pensées vont principalement une fois de plus à Mr Abderrazak Frikha et Jamel Ouhichi chauffeurs de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax pour toutes les missions de terrains qu'on a effectués ensemble, qu'ils trouvent en ces quelques lignes toute ma reconnaissance pour cet aide et pour leurs encouragements.

La thèse a parfois été un moment difficile pour mes proches et surtout pour ma petite chehd. Elle est très preneuse de temps et je me suis investie dans ce travail au détriment du temps que je devais consacrer à ma famille Ma petite et mon mari, je te remercie pour tes encouragements et ton soutien. Malgré la période difficile que nous avons traversé, tu as toujours été disponible et compréhensif. Merci pour le temps et l'occupation que tu as accordé à notre petite que je la laisse à chaque fois ou je descends sur Avignon.

J'ai également pu compter sur l'aide de mes parents, mes frères, mes sœurs et mes beaux-frères et mes belles sœurs. Ils ont toujours cru en moi et j'espère être toujours à leur hauteur de leur espérance. Un remerciement spécial pour ma mère, sans qui, je n'aurai jamais eu l'opportunité de continuer mes études, elle était toujours à mes côtés malgré la distance qui nous sépare. Un grand merci ma chérie.

Chehdou, me voilà enfin arrivé à la fin de ces différents périodes d'absence régulières que je vous ai manquée. Saches que ces absences est pour une cause commune et sacrée. Merci pour ta patience ma belle.

Sommaire

INTRODUCTION	1
Partie 1 : Généralités.....	6
Chapitre 1 : Présentation de la zone d'étude.....	6
1. CADRE GEOGRAPHIQUE	6
1.1. Cadre physique du bassin versant du Foussana.....	6
1.1.1. Cadre géomorphologique.....	6
1.2. Cadre pédologique	8
1.3. Cadre lithologique	10
2. CLIMAT DU BASSIN DE FOUSSANA.....	10
2.1. Réseau de mesure	11
2.2. Pluviométrie	12
2.2.1. Précipitations annuelles	12
2.2.2. Evolution saisonnière de la pluviométrie	14
2.2.3. Evolution spatiale des précipitations dans le bassin de Foussana	16
2.3. Température.....	18
2.4. Humidité de l'air.....	19
2.5. Evaporation et Evapotranspiration	19
2.5.1. Evaporation potentielle.....	19
2.6. Recharge des nappes souterraines en zone aride.....	23
2.7. Recharge artificielle en zone aride	24
2.8. Bilan hydrique.....	25
3. RESEAU HYDROGRAPHIQUE DU BASSIN DE FOUSSANA	27
3.1. Bassin versant de l'Oued Zéroud.....	27
3.2. Branche Sud.....	27
3.2.1. Bassin versant du Foussana.....	28
3.2.2. Courbe hypsométrique.....	29
3.2.3. Hydrographie du Bassin de Foussana.....	30
3.3. Mobilisation des eaux de surface.....	35
3.3.1. Evolution des états de remplissage des barrages et les volumes lâchés	37
4. Conclusion	38
CHAPITRE 2 : CONTEXTE GEOLOGIQUE.....	40
1. introduction.....	40
2. Aperçu stratigraphique et paléogéographique.....	41
2.1. Présentation de la série stratigraphique régionale.....	41

2.1.1.	Mésozoïque	42
2.1.2.	Le Cénozoïque	48
2.1.3.	Quaternaire	50
2.2.	Paléogéographie du fossé et des structures avoisinantes	50
3.	Analyse structurale du bassin de Foussana.....	51
3.1.	Structure complexe de Jebel Chambi et de Jebel Semmama	52
3.2.	Structure de la cuvette effondrée de Foussana	65
3.2.1.	Zone centrale : Coupes géologiques (C1, C2, C3 et C4).....	67
3.2.2.	Zone Nord (Bled Zelfène ; Coupes géologiques C2, C4, C8 et C9).....	68
3.2.3.	Zone Sud : Coupes géologiques (C1, C3, C5 et C11).....	68
3.2.4.	Zone Ouest: Coupes géologiques (C5 et C6)	69
3.2.5.	Zone Est: Coupes géologiques (C7, C10 et C11)	69
4.	Conclusion	77
Partie 2 : ETUDES HYDROGEOLOGIQUE, HYDROCHIMIQUE ET ISOTOPIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU SOUTERRAINE DU BASSIN DE FOUSSANA		79
CHAPITRE 3 : ETUDE HYDROGEOLOGIQUE		79
1.	Introduction.....	79
2.	Caractéristiques hydrogéologiques du système aquifère PlioQuaternaire et Miocène ...	81
2.1.	Géométrie des réservoirs : les données des coupes hydro stratigraphiques)	82
2.1.1.	Forages de la rive gauche à la partie Nord de la cuvette : Coupe C8.....	82
2.1.2.	Forages de la rive droite ou partie sud de la cuvette : Coupe C6, Coupe C7	84
2.1.3.	Forages de la Partie centrale ou compartiment effondré : Coupes C2 et C3.....	87
2.1.4.	Forages de la Partie ouest: Coupe C4, Coupe C5	88
2.1.5.	Forages de la Partie Est : COUPE C1	90
2.2.	Géométrie des réservoirs : les données de la géophysique.....	92
2.2.1.	Interprétations des Coupes géoélectriques	93
2.2.2.	Conclusion	107
2.3.	Schéma général	108
2.4.	Hydrodynamique et conditions aux limites.....	110
2.4.1.	Paramètres hydrodynamiques	110
2.4.2.	Piézométrie.....	111
2.5.	Exploitation du système aquifère du Bassin de Foussana.....	116
2.6.	Recharge à partir des barrages.....	117
3.	Conclusion	119
CHAPITRE 4 : ETUDE HYDROCHIMIQUE		121
1.	Introduction.....	121

2.	Caractérisation chimique des eaux souterraines	121
2.1.	Présentation des données.....	121
2.1.1.	Travaux de terrain et de laboratoire	121
2.1.2.	Précision des analyses	122
2.1.3.	Paramètres physico-chimique des eaux.....	123
2.1.4.	Répartition spatiale de la salinité	124
2.2.	Faciès et parentés chimiques des eaux	127
2.2.1.	Diagramme de Piper.....	127
2.2.2.	Diagramme de Schoeller-Berkaloff	129
2.3.	Mécanismes de la minéralisation des eaux.....	131
2.4.	Calcul des indices de saturation vis-à-vis des phases minérales.....	132
2.4.1.	Notion d'activité ionique.....	132
2.4.2.	Notion d'indice de saturation.....	132
2.4.3.	Saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés.....	133
2.4.4.	Saturation vis-à-vis des minéraux évaporitiques	134
2.5.	Corrélations entre les éléments majeurs	135
2.5.1.	Processus principaux de la minéralisation	135
2.5.2.	Processus secondaires de la minéralisation	144
2.6.	Apport des éléments en traces	148
2.7.	Les apports anthropiques.....	153
2.8.	Analyse Statistique Multivariable.....	156
2.8.1.	Les nappes du Plio-Quaternaires PQ1 et PQ2	156
2.8.2.	La nappe des grés de Miocène	162
3.	Conclusion	167
CHAPITRE 5 : HYDROLOGIE ISOTOPIQUE		169
1.	Introduction.....	169
2.	Etudes des teneurs en isotopes des eaux souterraines du bassin de Foussana	170
2.1.	Echantillonnages et analyses.....	170
2.2.	L'oxygène-18 et le deutérium dans les eaux du bassin de Foussana.....	170
2.2.1.	PlioQuaternaire PQ1.....	171
2.2.2.	Pliocène PQ2.....	172
2.2.3.	Miocène.....	173
2.2.4.	Eaux de surface.....	174
3.	Origine et modes de recharge des eaux souterraines du bassin de Foussana	175
3.1.	Utilisation du diagramme global $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$	175
3.2.	Effet paléoclimatique	179

3.3.	Altitude de recharge.....	179
3.4.	Corrélation entre teneurs en isotopes stables et teneurs en chlorures	181
4.	Traçage des eaux souterraines par le tritium.....	182
4.1.	Relation entre les teneurs en tritium et les teneurs en isotopes stables	183
4.2.	Relation entre teneurs moyennes en tritium et les concentrations en chlorures	185
5.	Traçage des eaux souterraines du bassin de Foussana par le carbone-14	186
5.1.	Introduction.....	186
5.2.	Campagnes d'échantillonnage et de mesure du carbone 14.....	187
5.3.	Origine des eaux souterraines.....	189
5.4.	Application des modèles de correction des âges ¹⁴ C, âge des eaux	191
6.	Conclusion	195
Chapitre VI : Modélisation.....		197
1.	Modélisation hydrodynamique	197
1.1.	Rappels sur la modélisation numérique hydrodynamique	197
1.1.1.	Introduction.....	197
1.1.2.	Conditions initiales	199
1.1.3.	Conditions aux limites	200
2.	Dans l'optique d'une Modèle conceptuel hydrogéologique du bassin de Foussana.....	202
2.1.	.Fonctionnement et paramètres hydrodynamiques des aquifères du bassin de Foussana.....	203
2.1.1.	Nappes du bassin de Foussana.....	203
2.2.	Alimentation.....	204
2.2.1.	Entrée de la nappe de Foussana.....	204
2.3.	Sortie des eaux	207
2.3.1.	Exploitation par Puits de surface et Forages	207
2.3.2.	Emergences des sources	208
2.3.3.	Evaluation du volume perdu par évapotranspiration	209
2.4.	Bilan hydrogéologique global E/S.....	209
2.5.	Evolution de la piézométrie des aquifères du bassin de Foussana	210
3.	<i>ELABORATION DU MODELE NUMERIQUE DE L'AQUIFERE DE FOUSSANA</i>	210
3.1.	Introduction.....	210
3.2.	Méthodologie utilisée	211
3.3.	Géométrie du modèle	212
4.	Simulation en régime permanent	223
4.1.	Processus de calibration et validation.....	223
4.2.	Paramètres hydrodynamiques	224

Conclusion générale	226
Références bibliographiques.....	231

Listes des figures

Figure 1 : Localisation et contexte physique de la zone d'étude.	7
Figure 2 : Représentation géomorphologique du bassin de Foussana.....	8
Figure 3 : Carte pédologique du bassin versant du Foussana (Atlas du gouvernorat de Kasserine, 2011).....	9
Figure 4 : Chronique des pluies annuelles – Station de Foussana (1980-2012).....	12
Figure 5: Chronique des pluies annuelles – Station de Kasserine HER (1980-2012).....	13
Figure 6 : Chronique des pluies annuelles – Station d'Ain Amara (1980-2012).....	13
Figure 7 : Variation des moyennes mensuelles de pluviométrie dans les stations du bassin du Foussana (1995- 2012).	15
Figure 8 : coefficients pluviométriques mensuels de pluviométrie dans les stations du bassin du Foussana (1995- 2012).....	16
Figure 9 : Variabilité du total annuel de la pluie aux stations d'Adhira Henchir Bou Tabba,Ain Boughanem et Ain Khmouda (1995-2015).....	17
Figure 10 : Variation de la température moyenne annuelle en °C entre les 1965 et 2012	19
Figure 11 : Courbe de l'humidité moyenne mensuelle entre 1998 et 2012	19
Figure 12 : Evaporation PICHE annuelle en mm entre 1965 et 2012.....	20
Figure 13 : comparaison des méthodes de calculs de l'ETP pour la région de Kasserine	22
Figure 14 : Mécanismes de recharge en zone aride (essai de traduction,.....	24
Figure 15 : Bilan hydrique établi en utilisant l'ETR annuel TURC 1961, entre 1965 et 2012 (Station Foussana).....	26
Figure 16 : Position géographique du bassin versant de l'Oued Hatab par rapport aux grands systèmes hydrographiques de la Tunisie de centre-ouest et de l'Algérie orientale.....	27
Figure 17 : Courbe hypsométrique.....	30
Figure 18 : Carte du réseau hydrographique du bassin versant Hydrologique de Foussana.....	30
Figure 19 : Carte du réseau hydrographique du bassin de Foussana	31
Figure 20 a : Répartition trimestrielle du débit pérenne de l'oued El Hatab aux Stations de Khanguet Slougui et Boulaâba (respectivement entrée et sortie du bassin de Foussana).....	34
Figure 21: Répartition annuelle de la pluviométrie dans la station du Foussana Sonède et du débit pérenne d'oued El Hatab aux Stations de Khanguet Slougui et Boulaaba.....	35
Figure 22 : Localisation des barrages dans le bassin de Foussana.....	36
Figure 23: Apport des volumes d'eaux dans les Barrages Khanguet Slougui,.....	38
Figure 24: Carte géologique simplifiée de la région de Kasserine	40
Figure 25: Charte Lithostratigraphique de l'Oligocène au Quaternaire en Tunisie	41
Figure 26: Corrélation lithostratigraphique des formations du Crétacé en Tunisie centrale. (Ben Ferjani et al. 1990).....	44
Figure 27 : Schéma structural de la région de Kasserine	52
Figure 28: photo aérienne montrant la structure de la demi-combe anticlinale de Jebel Semmama (Zerai, 2006).	54
Figure 29: Evolution de la demi-combe de Semmama au cours de Quaternaire	54
Figure 30 : La structure géologique de Jebel Semmama (Hentati, 1977).	55
Figure 31 : Coupe géologique au niveau de Khanguet Boulaâba.....	57

Figure 32 : Jonction structurale entre Jebel Chambi, Fossé de Foussana	58
Figure 33 : Structure géologique de Jebel Essif (Bkhairi A., 2009).....	59
Figure 34 : Localisation des massifs d'El Hamra, l'Ajered et l'étranglement de Khanguet Slougui (Chihaoui, 2004).....	59
Figure 35 : Carte géologique des Jebels El Hamra et L'Ajered	60
Figure 36 : Schéma récapitulatif simplifié de la géométrie des séquences déposées sur le Jebel Hamra (Chihaoui, 2004).....	61
Figure 37 : Carte structurale de Jebel Hamra –Ajred montrant les différentes populations de fractures affectant ces structures ainsi que leurs analyses stéréographiques (Rigane, 2010).	62
Figure 38: (A) Albien Supérieur et Moyen : marnes et calcaires, (B et C) des calcaires de récif Aptien Supérieurs et dolomies, (D) Crétacées inférieurs : des argiles et le calcaire, avec des sables Barrémien. (E) Le Jurassique constitué avec calcaires et dolomites (F) Trias : évaporites, argiles et dolomites et (G) minéralisation de sulfure.	63
Figure 39 : Position structurale de Khanguet Slougui par rapport.....	64
Figure 40 : Contexte géologique et structural de Jebel Bérino.	65
Figure 41 : Carte géologique simplifiée montrant la position des coupes réalisées.....	67
Figure 42 : Carte de localisation des coupes	82
Figure 43 : COUPE C8.....	84
Figure 44 : COUPE C6.....	86
Figure 45 : COUPE C7.....	86
Figure 46 : COUPE C2.....	88
Figure 47 : COUPE C3.....	88
Figure 48 : COUPE C4.....	90
Figure 49 : COUPE C5.....	90
Figure 50 : COUPE C1.....	91
Figure 51 : Carte de localisation des coupes géoélectriques	93
Figure 52 : coupes géoélectriques	103
Figure 53 : Carte piézométrique de la nappe du PlioQuaternaire.....	113
Figure 54 : Carte piézométrique de la nappe profonde du Miocène de Foussana.....	114
Figure 55 : Evolutions piézométriques dans la nappe PlioQuaternaire du bassin de Foussana.....	116
Figure 56 : Evolutions piézométriques dans la nappe des grés du Miocène.	116
Figure 57 : Evolution du taux d'exploitation en fonction des nombre des points d'eau de différentes nappes du système aquifère du bassin de Foussana	117
Figure 58 : Evolution de la profondeur du niveau statique du Piézomètre Ouled Zid en fonction de : la pluviométrie (station de Khmouda) et volumes lâchés à partir du barrage Khmouda.....	119
Figure 59 : Evolution de la profondeur du niveau statique du Piézomètre Ouled el Hadj en fonction de : la pluviométrie (station de Boughanem) et volumes lâchés à partir du barrage Ain el Beidha.	119
Figure 60 : Localisation des points d'échantillonnage d'eau.	122
Figure 61 : Variation de la conductivité électrique en fonction.....	124
Figure 62 : Carte de salinité de la nappe du Plio-Quaternaire de Foussana	126
Figure 63 : Carte de salinité de la nappe profonde du Miocène de Foussana	127
Figure 64: Diagramme de Piper des eaux de la nappe du Plio-Quaternaire PQ1 (a),	128
Figure 65 : Diagramme Schoeller-Berkaloff des eaux de la nappe	130
Figure 66 : Diagramme Schoeller- Berkaloff des	130
Figure 67 : Saturation des eaux de la plaine de Foussana	134
Figure 68 : Saturation des eaux de la plaine de Foussana vis-à-vis des minéraux évaporitiques.....	135
Figure 69: Corrélations entre Na, Cl, Mg et SO ₄	137
Figure 70: Corrélations entre Ca, HCO ₃ et SO ₄	137

Figure 71 : Corrélation Ca vs HCO ₃ , et indice de saturation du Gypse.....	138
Figure 72: Variation du rapport Na/Cl des eaux de la zone d'étude	139
Figure 73 : Rapports Na / Ca des eaux souterraines	140
Figure 74 : Rapports Ca/Cl des eaux souterraines du bassin de Foussana	141
Figure 75 : Variation du rapport Ca ²⁺ / (HCO ₃ ⁻ + SO ₄ ²⁺) des eaux.....	142
Figure 76 : Rapport Mg ²⁺ / Cl ⁻ et Mg/ Ca des eaux souterraines.....	143
Figure 77 : Variation du rapport HCO ₃ ⁻ / (Cl ⁻ + SO ₄ ²⁻) – conductivité électrique	144
Figure 78: Corrélation [Ca ²⁺ +Mg ²⁺] vs [SO ₄ ²⁻ +0,5HCO ₃ ⁻] des eaux.....	145
Figure 79 : Evolution des teneurs en calcium et magnésium en fonction des teneurs	146
Figure 80 : Mise en évidence des échanges de base avec les minéraux argileux dans les aquifères de la plaine de Foussana.	147
Figure 81: Carte de distribution des teneurs en strontium.....	149
Figure 82 : Relation entre Sr et Mg et Ca	149
Figure 83 : Relation entre les rapports SO ₄ /Sr en fonction de (Ca/Sr)	150
Figure 84 : Corrélation Br/Cl	151
Figure 85 : Relation entre la teneur en Cl (meq/l) et le rapport Cl/Br dans.....	152
Figure 86 : Relation entre sulfate et nitrate des eaux souterraines (mg/L).....	154
Figure 87 : Relation entre chlorure et nitrate des eaux souterraines (mg/L)	155
Figure 88 : Relation entre (Sodium + Potassium) et nitrate.....	155
Figure 89 Projection des variables sur les plans factoriels F1 x F2 et F2 x F3.	159
Figure 90 : Projection des individus sur le plan factoriel (F1 x F2) et (.F2 x F3).	160
Figure 91: Dendrogramme des eaux du PlioQuaternaire (les noms des observations sont mentionnés au tableau des données chimique de l'annexe).....	161
Figure 92 : ACP des eaux de la nappe des Grés de Miocène.	164
Figure 93 : Projection des individus sur le plan factoriel (F1 x F2) et (.F2 x F3)	165
Figure 94 : Dendrogramme des eaux du Miocene.	166
Figure 95 : Diagramme oxygène-18/ Deutérium des eaux du	172
Figure 96 : Diagramme oxygène-18/ Deutérium des eaux de	173
Figure 97 : Diagramme oxygène-18/ Deutérium des eaux de	174
Figure 98 : Relation entre δ ¹⁸ O et δ ² H des eaux de surface.....	175
Figure 99: Diagramme δ ¹⁸ O/δ ² H des eaux souterraines de la cuvette de Foussana.	176
Figure 100 : Relation δ ¹⁸ O - Altitudes des eaux du bassin de Foussana	180
Figure 101 : Relation entre les teneurs en chlorures	181
Figure 102 : Le tritium dans les eaux de précipitation des stations GNIP de Sfax (N° :	183
Figure 103 : Corrélation entre teneurs moyennes en tritium et en oxygène-18.....	185
Figure 104 : Tritium en fonction des teneurs en Chlorures dans les eaux souterraines du bassin de Foussana.....	186
Figure 105: Teneurs en carbone-13 dans les eaux de différents aquifères du bassin de Foussana.	188
Figure 106 : Activités carbone -14 des eaux des différents aquifères du bassin de Foussana	188
Figure 107 : Carte de répartition des activités Carbone-14 des eaux Souterraines du bassin de Foussana.....	189
Figure 108 : Activités ¹⁴ C en fonction des teneurs en oxygène-18 et en deutérium dans les eaux souterraines du bassin de Foussana	190
Figure 109 : Activités ¹⁴ C en fonction des teneurs en ¹³ C.....	191
Figure 110 : Sens et vitesses d'écoulement déduites des activités ¹⁴ C des eaux du bassin de Foussana	195
Figure 111 : Modèle Conceptuel du système aquifère de la cuvette du Foussana.	202
Figure 112: Evolution de l'exploitation par nappe au niveau du bassin de Foussana. (DGRE).	208

Figure 113 : Evolution de l'exploitation au niveau des eaux de source	208
Figure 114 : . Evolution de nombre de forages et puits de surface au niveau du bassin de Foussana. (CRDA)	209
Figure 115 : topographie du bassin de Foussana en 3D	215
Figure 116: Géométrie des aquifères du bassin de.....	215
Figure 117 : Géométrie des aquifères du bassin de.....	216
Figure 118: Epaisseurs des couches du modèle	217
Figure 119 : Carte localisation des coupes.	217
Figure 120 : Localisation des points d'observation.....	223
Figure 121: Carte piézométrique de la nappe du PlioQuaternaire obtenue par Feflow après calage du modèle.....	225
Figure 122: Carte piézométrique de la nappe du Miocene obtenue par Feflow après calage du modèle.....	225

Liste des tableaux

Tableau 1: Proportions relatives des différentes unités cartographiques.....	9
Tableau 2 : Les Stations pluviométriques du bassin de Foussana.....	11
Tableau 3 : Données de l'ensemble des stations pluviométriques utilisées	14
Tableau 4 : barrages collinaires dans le bassin de Foussana en 2009	35
Tableau 5: Comparaison stratigraphique entre Djebel Chambi et celui de Semmama	56
Tableau 6: Les différentes unités lithologiques du Mio- PlioQuaternaire Rahoui (1971).....	79
Tableau 7: Représentativité des axes factoriels des eaux du PlioQuaternaire.....	157
Tableau 8: Matrice de corrélations sur les analyses globales des eaux du PlioQuaternaire.....	158
Tableau 9: Matrice de corrélations sur les analyses globales des eaux souterraines de la nappe des Grès de Miocène du bassin de Foussana.	163
Tableau 10: . Activités 14C, teneurs en 13C et âges apparents des eaux souterraines des différents aquifères du bassin de Foussana (Mai 2012).....	193
Tableau 11 : Porosité, perméabilité et coefficient d'infiltration de certaines roches réservoirs (Castany, 1982 et Banton, 1997).	205
Tableau 12: Apport et taux d'infiltration des barrages de bassin de Foussana pour l'année 2009/2010.	206

INTRODUCTION

I. Problématique

Les terres arides et semi-arides représentent plus de 40% des terres émergées du globe terrestre. Ces zones sont dotées de climats chauds et de ressources en eau très limitées suite à des fréquentes périodes de sécheresse. Ces régions sont notamment répandues en Afrique du Nord. La Tunisie, par sa situation géographique, est un pays à climat aride à semi-aride sur la majeure partie de son territoire et par conséquent on note de faibles moyennes de pluies en regard d'une forte demande évaporatoire (Henia L., 2008). Ce caractère fait de l'eau une ressource à la fois rare et irrégulièrement répartie dans le temps et dans l'espace, La rareté des ressources en eau conjuguée aux besoins en croissance, nécessite donc d'accorder au secteur de l'eau l'importance qu'elle mérite, notamment, en ce qui concerne les actions de valorisation, de planification et de gestion. « *La sécheresse météorologique est un phénomène récurrent en Tunisie avec une fréquence d'apparition d'années sèches successives relativement élevée* » (Henia L., 2015).

En Tunisie, le contexte semi-aride règne essentiellement dans la région centrale du pays et plus particulièrement dans la région de Kasserine qui se caractérise par une variabilité spatiale et interannuelle d'une pluviométrie globalement faible (300 mm/an) en regard d'une forte demande évaporatoire pouvant atteindre 1700 mm/an. La région de l'île de Kasserine présente un déficit hydrique croissant sous l'effet conjugué de ces caractéristiques climatiques et de la croissance des besoins (démographie galopante et extension des périmètres irrigués). Dans ces zones, plus de 80% de l'eau disponible est utilisée pour l'agriculture irriguée avec une efficacité d'utilisation relativement médiocre.

La surexploitation des eaux souterraines, liée à la forte pression démographique et aux activités agricoles, a accentué la tendance à la baisse des niveaux de la nappe de Foussana. Il s'avère donc nécessaire de mettre en œuvre, parallèlement à l'exploitation de cette nappe, des études globales pour la reconnaissance des ressources en eau en vue d'une gestion durable.

Sachant que l'accès à une eau de bonne qualité tant pour la consommation que pour l'agriculture est une condition essentielle au développement de la région, une meilleure connaissance de l'origine et des mécanismes de dégradation qualitative et quantitative des eaux est également nécessaire. Une bonne gestion nécessite une bonne compréhension du fonctionnement du réservoir sollicité, notamment pour le cas des zones arides où la baisse pluviométrique pèse sur la recharge de la nappe.

Le fossé de Foussana, l'un des plus grands fossés d'effondrement de l'Atlas tunisien, se situe à l'extrémité SW de la zone des fossés et au NW de la ville de Kasserine. Il présente une direction moyenne N120-130. Il correspond à une cuvette importante de direction majeure NW-SE. Les ressources en eau dans le fossé de Foussana représentent une ressource économique jugée prioritaire du fait qu'elle est utilisée dans les domaines de l'irrigation et de la consommation domestique. Ces ressources en eaux, deviennent de plus en plus rares, surexploitées, mal réparties et polluées.

Dans cette région, les nappes ont très tôt intéressé les géologues, et les premiers travaux datent du début du 20^{ème} siècle. Pervinquier (1903), le premier à prospecter les aquifères, a essayé de faire le point sur leur géométrie et comprendre leur fonctionnement hydrodynamique. A partir des années cinquante, Castany (1951-1956) a proposé un modèle géométrique des différentes nappes de la Tunisie centrale y compris celles de la région de Kasserine et de Foussana.

En 1977, Rahoui H. a largement contribué à la compréhension du système aquifère du bassin de Foussana. Cet auteur a bénéficié des apports géophysiques disponibles pour mieux définir la géométrie des aquifères du bassin de Foussana.

Cependant, l'état actuel des connaissances sur le système aquifère du bassin de Foussana reste bien limité. En effet, ces travaux proposent un schéma global de fonctionnement hydrogéologique des aquifères, mais, ils ne permettent pas de comprendre le processus de minéralisation des eaux sur l'ensemble de la zone, ni d'indiquer les origines de la salinité des eaux. De même, ils n'abordent pas, ou peu l'aspect quantitatif qui nécessite de préciser les zones de recharge de la nappe et la relation entre la nappe et les eaux de surface ainsi que la communication possible entre les différents niveaux aquifères qui y sont présents.

Au regard de toute cette panoplie de problèmes actuels et à venir, des études approfondies s'imposent afin d'améliorer la compréhension du fonctionnement du système aquifère du bassin de Foussana. Les outils de bases constitués par l'hydrochimie et l'hydrologie isotopique seront utilisés pour la première fois au cours de ce travail.

Le paysage de la zone d'étude se caractérise essentiellement par une structure hétérogène où alternent les cultures pérennes représentées surtout par les vergers de pommes. L'introduction de l'irrigation dans le secteur agricole au début des années 80 a entraîné une réorganisation des activités agricoles et par la suite des mutations dans le secteur agricole de la région. Elle s'est traduite par un développement assez intéressant des pommoïcultures qui couvrent à l'heure actuelle une superficie de vergers de pommiers équivalente à 50% de tout le secteur fruitier de la région. L'implantation de ces périmètres irrigués aboutit à l'heure actuelle à un paysage agricole fortement dépendant du facteur eau, et impactant significativement les ressources en

eau de la région. La priorité ayant été donnée à la mobilisation des ressources hydrauliques tendant vers le développement économique et social de la région, plusieurs forages, de profondeur variable, et puits de surface ont été réalisés. Cette demande accrue sur la ressource, a engendré une surexploitation de ces nappes qui s'est traduite par des baisses de la surface piézométrique

II. Objectif

Une bonne compréhension du fonctionnement d'un aquifère est fondamentale, en vue d'une gestion durable de la ressource en eau. Le présent travail vise à améliorer les connaissances sur le fonctionnement du système aquifère sollicité en relation avec les eaux de surface et la protection de la ressource en eau souterraine.

La compréhension de la baisse de plus en plus marquée des niveaux piézométriques des aquifères du bassin de Foussana, passe par la connaissance des causes du déséquilibre et des termes du bilan hydrique de la zone d'étude. Elle nécessite une meilleure maîtrise du fonctionnement de ce système aquifère de plus en plus exploité au gré de l'accroissement démographique galopant. Ainsi, pour établir un schéma de gestion prévisionnelle et rationnelle des ressources en eau, une des toutes premières conditions est de vérifier si les baisses piézométriques constatées sont imputables à la modification du bilan hydrique ou à l'augmentation de la demande en eau face à la prolifération des périmètres irrigués.

L'étude présentée dans le présent manuscrit a aussi pour objet la compréhension de l'ensemble des mécanismes régissant le chimisme des eaux de cet important système aquifère, et de sa relation avec les ressources en eau de surface permettant de localiser les zones de recharge de la nappe. Evaluer l'impact de l'anthropisation sur la qualité de l'eau est également un élément déterminant pour la préservation de la ressource. En résumé, ce travail vise l'élaboration d'un outil d'aide à la décision en vue d'une gestion durable et prudente de la ressource en eau.

III. Approche méthodologique

Pour atteindre ces objectifs, une méthodologie couplant des approches hydrogéologique, hydrogéochimique, isotopique et la modélisation mathématique, a été développée pour :

- Définir le comportement hydrogéologique de l'aquifère, caractériser le degré d'hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques et comprendre les mécanismes gouvernant l'écoulement souterrain en relation avec la nature des formations géologiques ;
- Caractériser les faciès chimiques des eaux souterraines du système aquifère, comprendre les processus de minéralisation des eaux, établir les interactions eau-roche et aussi l'origine de la salinité des eaux dans la cuvette de Foussana.

- Caractériser par les isotopes lourds de la molécule de l'eau, tels que l'oxygène-18 et le deutérium, l'origine de la salinité des eaux souterraines, des masses d'eau qui gouvernent la recharge du système aquifère et préciser les mécanismes qui assurent cette recharge ;
- Elaborer un modèle mathématique qui permettra de valider les paramètres hydrodynamiques spécifiques du système aquifère, de quantifier les débits naturels transitant dans la nappe et de simuler l'évolution de surface piézométrique.

IV. Structure de la thèse

Le manuscrit de thèse s'articule autour de trois parties précédées par une introduction qui décrit la problématique du sujet, les objectifs visés dans cette étude et les approches méthodologiques utilisées pour la mener à bon.

La première partie est une présentation des caractéristiques physiques, climatiques hydrologiques, géologiques et hydrogéologiques. Elle comprend trois chapitres :

- le chapitre I présente la situation géographique et les caractères physiques de la zone d'étude, ainsi que les paramètres hydroclimatiques tels que les précipitations et l'évapotranspiration ;
- le chapitre II synthétise les caractéristiques et l'agencement des différentes formations géologiques rencontrées dans la zone en s'appuyant principalement sur des prospections géologiques et géophysiques antérieures;
- le chapitre III est consacré aux caractéristiques hydrogéologiques. On s'intéresse à l'hydrogéologie de la région à savoir, la géométrie et l'extension géographique des aquifères, leurs caractéristiques hydrodynamiques ainsi qu'à l'étude de la piézométrie des nappes et l'historique de leur exploitation.

La deuxième partie présente la caractérisation hydrogéochimique du système aquifère. Elle implique la caractérisation géochimique et isotopique de l'eau souterraine, ainsi que des différents facteurs inhérents à son cheminement qui peuvent influencer sa composition. Parmi ces facteurs on distingue les propriétés lithologiques et hydrauliques du milieu, mais aussi l'interaction eau/roche, l'origine de l'eau, son âge ou son temps de résidence ainsi que les voies d'écoulement de l'eau à travers le milieu géologique. Cette partie s'articule autour de deux chapitres :

- le chapitre IV étudie la chimie des eaux souterraines et les différents processus géochimiques gouvernant la minéralisation des différents faciès d'eau rencontrés ; l'utilisation combinée de méthodes d'analyse statistique descriptive et des réactions chimiques permet de classer les eaux échantillonnées en différents groupes et d'étudier la signification de ces regroupements en relation avec l'évolution de l'eau souterraine dans le système hydrodynamique souterrain.

-le chapitre V correspond à l'étude isotopique (^{18}O , ^2H , ^{13}C et ^{14}C). Elle s'intéresse, en particulier, à la recharge actuelle nette ancienne des nappes souterraines. Elle conforte les hypothèses sur le fonctionnement des eaux souterraines du bassin de Foussana en fonction du type d'aquifère (libre ou captif) et les origines de la minéralisation en prenant en compte les temps de résidence de ces eaux.

La troisième partie est consacrée essentiellement à la modélisation numérique de l'écoulement des eaux souterraines. Cette partie est discutée dans le chapitre VI qui porte sur la définition des conditions aux limites et le calage du modèle.

Enfin, l'ensemble de ces différents résultats issus des différents chapitres constitue la synthèse qui fera l'objet de la conclusion générale à laquelle seront associées des perspectives.

Partie 1 : Généralités

Chapitre 1 : Présentation de la zone d'étude

1. CADRE GEOGRAPHIQUE

La plaine de Foussana se situe au niveau de l'avant pays de la chaîne alpine, dans les Hautes steppes tunisiennes sur la partie ouest de la Tunisie centrale au niveau de l'Atlas tunisien (Soit approximativement entre 8°30 et 8°42 de longitude et entre 35°15 et le 35°21 de latitude). D'une superficie de 1350 Km², elle s'étend des frontières Algéro-tunisiennes à l'Ouest jusqu'à la plaine de Kasserine à l'Est. Elle est limitée au Sud par la région de Kasserine sud et au Nord par la région de Siliana. On note un nombre relativement important de cours d'eau dont le principal, l'Oued el Hatab, prend en écharpe cette cuvette et la traverse sur toute sa longueur constituant ainsi son principal drain. Les principaux affluents sont l'Oued Oum El Fadgha, Guergour et Khmouda au Nord et Oued Riahi, Charchara, Bagra et Oued El Batoum au Sud. La cuvette de Foussana est couverte par quatre cartes géologiques au 1/50.000, Kasserine (feuille n°84), Jebel Semmama (feuille n°76), Jebel Bérino (feuille n°75) et Bouchebka (feuille n°83) (Fig.1).

Les principaux accès à ce bassin sont la route nationale de Thala - Kasserine qui traverse toute sa partie Nord, et la piste reliant le Jebel Chambi à l'Est au Jebel El Hamra à l'Ouest. Ces deux principales artères sont reliées par un réseau dense de pistes.

Les différentes politiques agricoles et pastorales, les systèmes d'exploitation économiques, les pressions démographiques, l'approche sociologique de l'espace par les populations et la dynamique récente du climat permettent de comprendre l'état actuel du bassin du Foussana. Les ressources en eaux souterraines, de plus en plus sollicitées, s'affaiblissent. Elles sont de plus mal réparties et surtout de plus en plus polluées.

Ce premier chapitre présente le cadre géographique général indispensable à cette compréhension des interactions entre le milieu physique, les conditions climatiques et la mise en valeur du bassin.

1.1. Cadre physique du bassin versant du Foussana

1.1.1. Cadre géomorphologique

Le bassin versant du Foussana est de forme grossièrement allongée suivant la direction NW-SE. Ce plateau appartient dans sa moitié Nord-Ouest à la dorsale occidentale (Dorsale et Tell).

Le reste du bassin appartient à la région des hautes Steppes Forestières, il est constitué de plaines, de plateaux et de vallées alluviales remplies de sédiments PlioQuaternaires (fig.1). Sa partie Amont est dominée par les grands axes montagneux de la dorsale Tunisienne. Le premier axe est formé par Djebel Biréno et Djebel El Hamra - Ajred séparés par l'étranglement de Khanguet Slougui. Ce dernier débouche sur une vaste plaine où se localise la ville de Foussana. Sur le deuxième axe le plus élevé de la dorsale, culminent les Djebels Chambi (1544 m) et Semmama (1300 m). Franchissant cet axe au niveau de Khanguet Boulaaba, « l'oued Hatab a profité du contraste lithologique, et des accidents tectoniques pour creuser son lit, et raccourcir son trajet vers l'exutoire ». (Zerai, 2006)

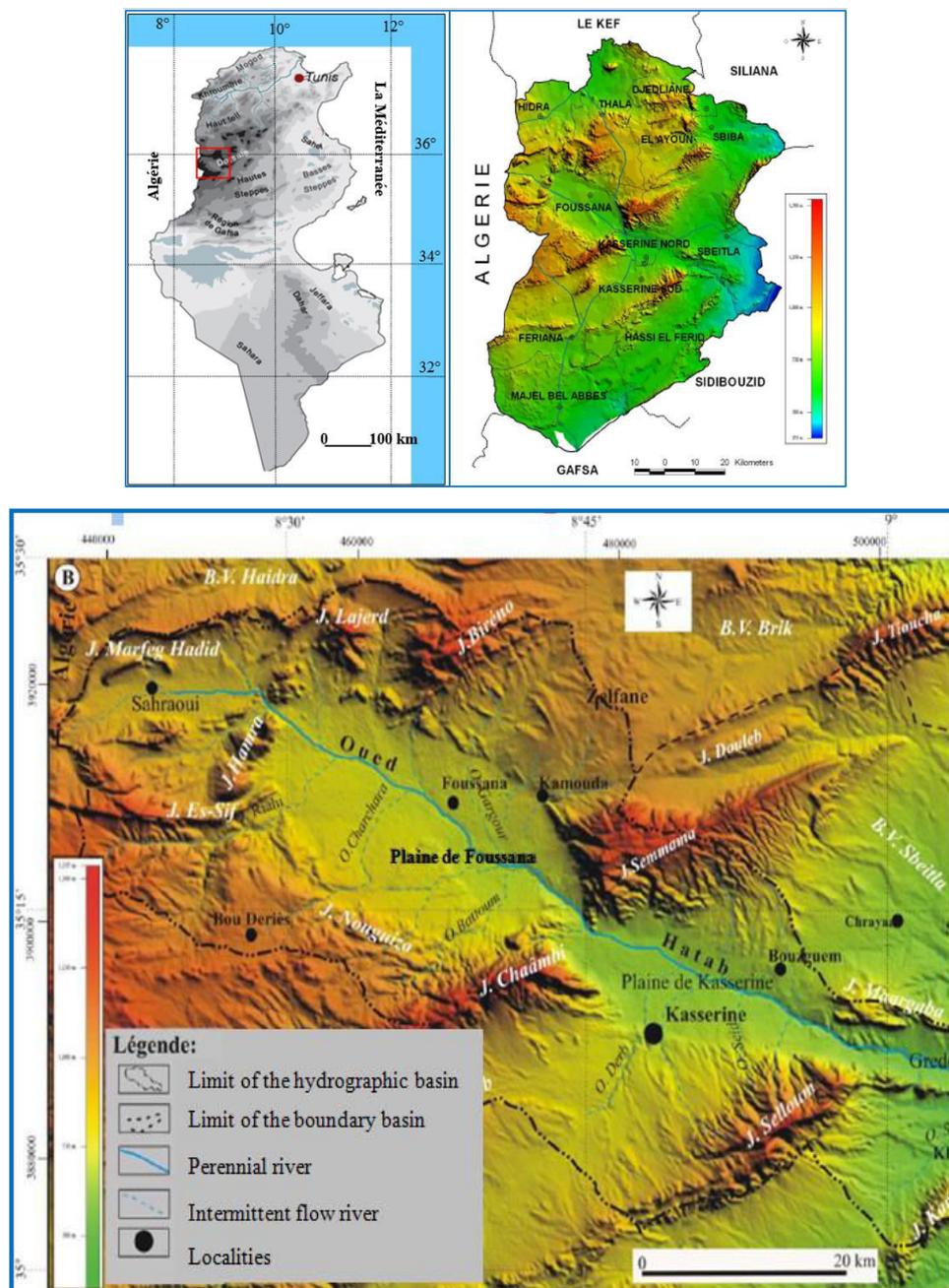


Figure 1 : Localisation et contexte physique de la zone d'étude.

Vers le Sud-Ouest apparait deux autres axes de moindre importance, qui, limitent le bassin de Foussana ce sont les axes de djebel Essif (1021 m) et djebel Nouguiza (1127 m).

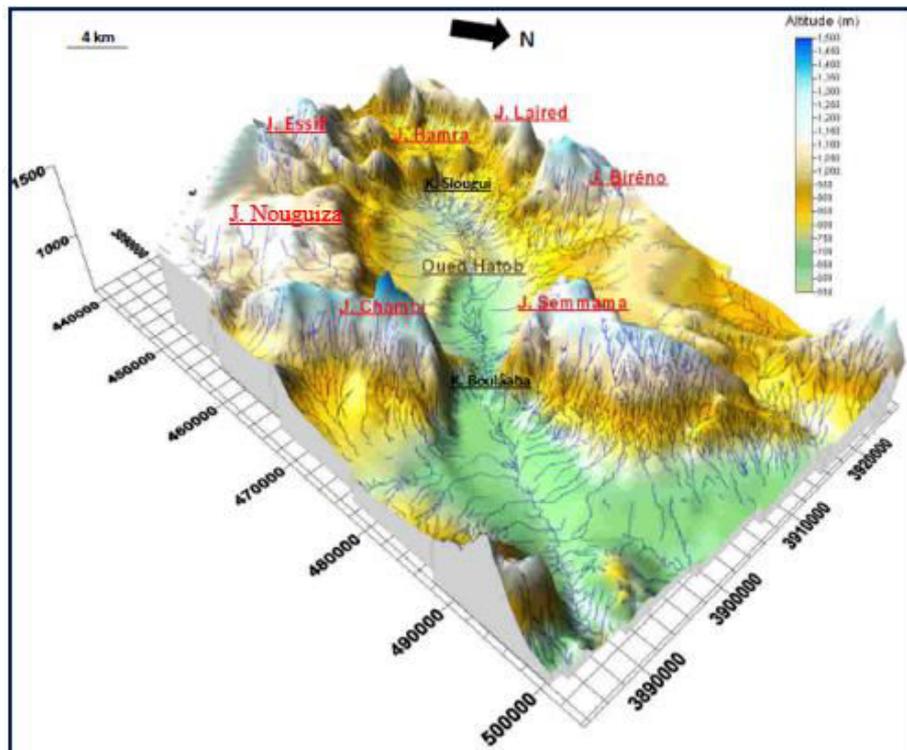


Figure 2 : Représentation géomorphologique du bassin de Foussana

L'ensemble géomorphologique du bassin versant peut être subdivisé en trois unités principales :

i) les étranglements ou « khanguets », qui correspondent à des dépressions cloisonnées entre les reliefs : « Khanguet Slougui » à l'amont du bassin entre les Djebel Biréno et El Hamra et « Khanguet Boulaâba » à l'aval du bassin entre les Djebels Chambi et Semmama. L'oued el Hatab traverse ces reliefs à ce niveau.

ii) les affleurements de bordures (montagnes) qui correspondent aux reliefs dont le Djebel Chambi constitue le point culminant avec une altitude de 1544 m.

iii) la plaine qui s'étale entre 680 mètres et 850 mètre d'altitude et se présente sous forme d'une série de plateaux interrompus de dépressions et entaillés par l'oued el Hatab et les affluents des oueds.

1.2. Cadre pédologique

Les sols de la plaine et plus globalement du Gouvernorat de Kasserine se répartissent en sols calci-magnésiques, sols d'apport alluvial, sols iso humiques, lithosols et régosols (fig.3).

On peut relever les caractéristiques suivantes :

- Une évolution largement marquée par les mouvements du calcium.
- De l'allomorphie et de l'hydromorphie dans les plaines basses et les fossés d'effondrement.

- Une relation nette entre types de sols et compartiment morphologique.
- La présence de sols minces, caillouteux, à texture grossière sur les versants des montagnes, et de sols allant de rendzines, bruns calcaires à des sols iso humiques.
- Sur les formations argileuses et marneuses des sols peu évolués, hydromorphes et vertiques.
- Sur le substratum gréseux des sols bruns steppiques profonds du type isohumique.

En général les sols présentent des aptitudes arboricoles et céréalières au nord, plutôt arboricoles à l'est contre des aptitudes de parcours pour les zones au sud du gouvernorat ([Atlas du gouvernorat de Kasserine, 2011](#)).

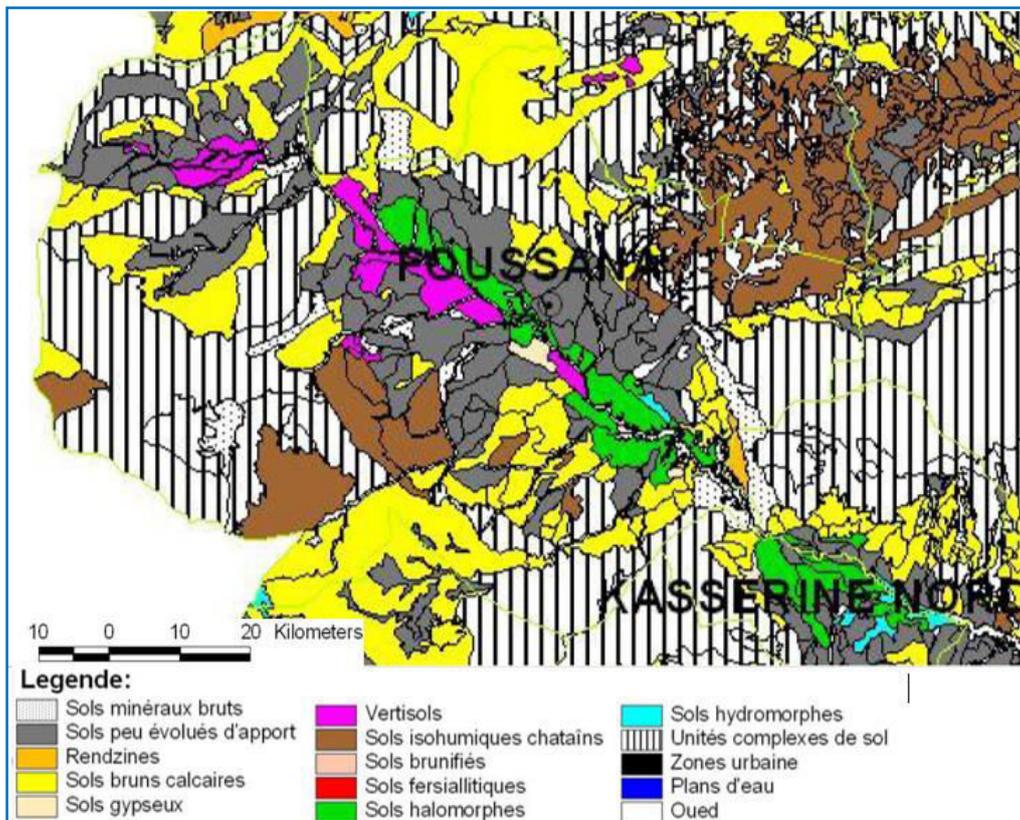


Figure 3 : Carte pédologique du bassin versant du Foussana ([Atlas du gouvernorat de Kasserine, 2011](#)).

Tableau 1: Proportions relatives des différentes unités cartographiques

Unités Cartographiques	Bassin Versant Sud d'oued Zéroud
1. Sols peu Evolués sur apports alluviaux	23%
2. Sols Hydromorphes et salés sur apports alluviaux	6.5 %
3. Sols Calcimagnésiques	

3.1. profonds sur matériaux d'épandages Tendres	-
3.2. dégradés, sur croute ou encroutement Calcaire	20.5 %
3.3. Bien conservés liés à la végétation forestière et associés à des sols d'érosion sur alternance de matériaux durs et tendres	11.5 %
4. Sols Isohumiques	
4.1. profondes, sur matériaux d'épandage tendre	13 %
4.2. tronqués, sur croute ou encroutement calcaire	3.5 %
5. Sols d'Erosion dominante associés à des sols Calcimagnésiques	
5.1. sur matériaux géologiques durs	7 %
5.2. sur matériaux tendres	6 %
5.3. sur alternance de matériaux durs et tendres	9 %

1.3. Cadre lithologique

La lithologie est caractérisée par la prédominance des affleurements calcaires, marneux et gypseux. Le gypse est assez fréquent dans des formations marneuses, en particulier d'âge triasique.

Les formations quaternaires à croûte calcaire assez tendre s'étendent sur les hauts et moyens piémonts, alors que les formations plus récentes constituant les bas glacis et les basses terrasses ne présentent pas de cimentation.

2. CLIMAT DU BASSIN DE FOUSSANA

Globalement, le climat de la Tunisie est caractérisé par une grande variabilité météorologique en allant du Nord vers le Sud. C'est un climat aride à semi-aride soumis aux influences méditerranéennes au Nord et sahariennes au Sud.

Cette grande différence est due en premier lieu à l'effet de la dorsale tunisienne qui sépare ces deux zones (Mamou, 1993) ; et en deuxième lieu aux variations nettes de la continentalité du climat qui va croissante avec l'altitude et l'éloignement de la mer. S'ajoutent d'autres variations locales dépendant de la forme de vallées, de l'exposition des versants et du couvert végétal.

Les précipitations sont très variables d'une région à l'autre. Dans le Nord, région la plus fertile, les pluies sont suffisamment abondantes la plupart des années. Elles varient entre 400 et 1000 mm par an. Le sud tunisien, qui représente 60 % de la superficie du pays, est une région désertique où les précipitations annuelles n'atteignent pas 200 mm. Quant aux régions centrales, et plus précisément la région de Foussana le niveau des pluies fluctue entre 200 et 400 mm par an.

2.1. Réseau de mesure

Le réseau pluviométrique du bassin de Foussana dispose de plusieurs stations. Dans le cadre de notre étude nous nous sommes recentrés sur les stations suivantes :

Tableau 2 : Les Stations pluviométriques du bassin de Foussana

Stations	N° mécano	Latitude (Gr)	Longitude (Gr)	Altitude (m)
Ain Amara	1486002509	39,2000	6,8510	1060
Ain Boughanem	1486009809	39,3360	6,9560	805
Ain Khmouda	1486029109	39,2650	7,0900	780
Adhira Hir Bou Tabba EP	1486057209	39,2730	6,8515	782
Foussana Sonède	1486273509	39,2710	6,9900	712
Kasserine Her	1486356209	39,0730	7,2100	676

Les stations d'Ain Amara, Ain Boughanem et Adhira Hir Bou Tabba EP appartiennent à la zone des montagnes. La station de Foussana appartient à une zone intermédiaire entre la zone du Nord-Ouest et la zone du Sud Est dont le suivi pluviométrique est contrôlé par les stations d'Ain Khmouda et celle de Kasserine Her.

Les données climatiques concernant la zone d'étude sont multi-sources (Institut Nationale de Météorologie (INM), Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE) et bibliographie). Les données pluviométriques sont disponibles depuis 1965 à la station de Foussana, depuis 1980 pour les stations de Kasserine HER et Ain Amara, et depuis 1995 pour les stations d'Ain Boughanem, Ain Khmouda et Adhira Hir Bou Tabba EP. En ce qui concerne

la température, les données sont disponibles de 1965 à 2012, seulement pour la station de Foussana.

2.2. Pluviométrie

Les pluies de la Tunisie Centrale sont peu abondantes rares mais orageuses et souvent brutales, réparties sur toute l'année avec un maximum au printemps et à l'automne. Les pluies sont liées à une humidité relative faible en été, assez élevée en hiver, et à des températures fortement continentales, à grande amplitude diurne et annuelle (18 à 20°) qui entraînent une variation importante de l'humidité relative entre le jour et la nuit accentuée par des vents souvent violents et desséchants.

2.2.1. Précipitations annuelles

La station pluviométrique de Foussana, située au centre du bassin d'effondrement de Foussana, enregistre une pluviométrie annuelle moyenne de 316 mm (période 1980-2012). Cette moyenne dissimule de grandes variations dans le temps (Fig.4). L'année 1990 apparaît comme l'année la plus pluvieuse de la série 1980-2012 avec une pluviométrie annuelle de 300 mm, et l'année 1994 la moins pluvieuse de cette série avec une pluviométrie annuelle de 118 mm. Le coefficient de variation est égal à 0.3%.

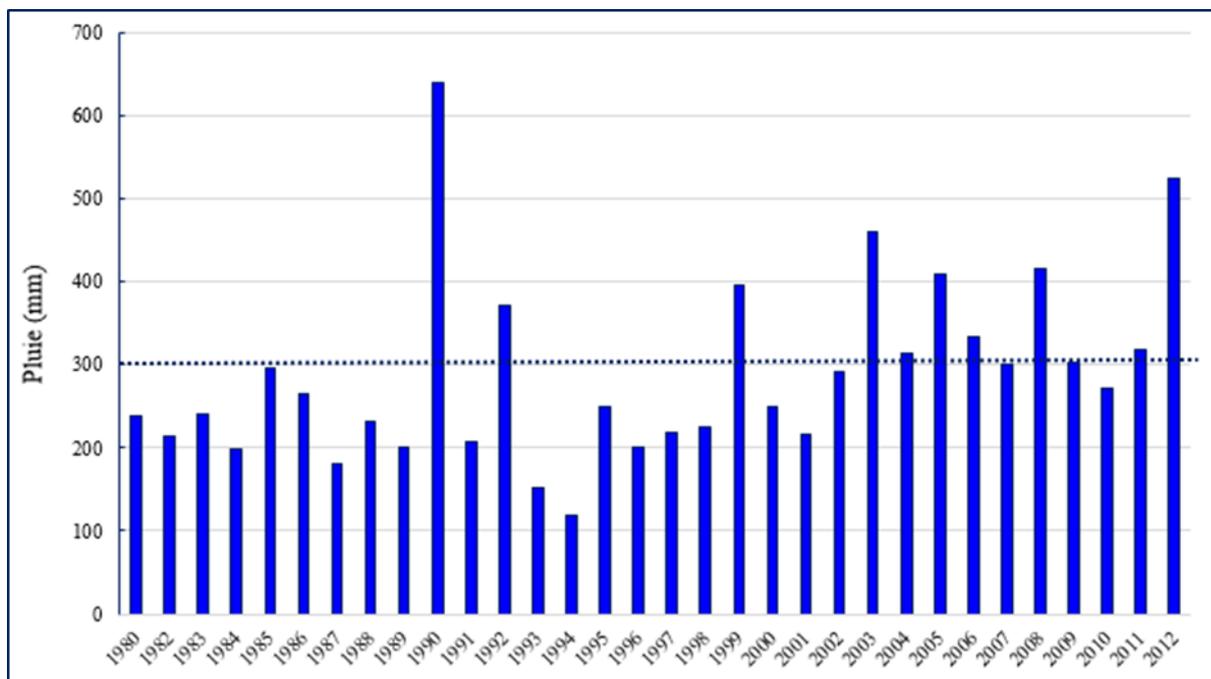


Figure 4 : Chronique des pluies annuelles – Station de Foussana (1980-2012)

Les précipitations annuelles mesurées sur 32 ans pour la station de Kasserine (Fig.5) voient les valeurs osciller entre un maximum de 523 mm pour l'année 1989/1990 et un minimum de 160 mm pour l'année 1993/1994.

La moyenne interannuelle quant à elle est de 285mm. De fait, l'écart observé entre la pluviométrie annuelle et la moyenne interannuelle montre une fluctuation importante traduisant la succession irrégulière des années humides et sèches.

Ainsi, on constate que le coefficient de variation est de 0,30 sur 32 ans, ce qui signifie que les pluies s'écartent en général de 30 % de la valeur moyenne des précipitations.

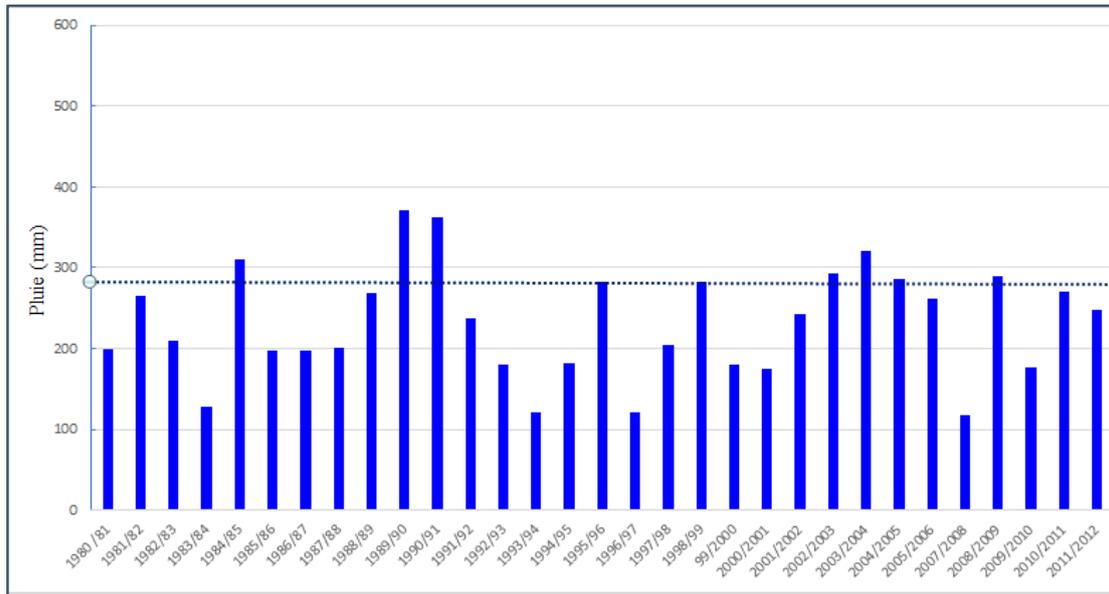


Figure 5: Chronique des pluies annuelles – Station de Kasserine HER (1980-2012)

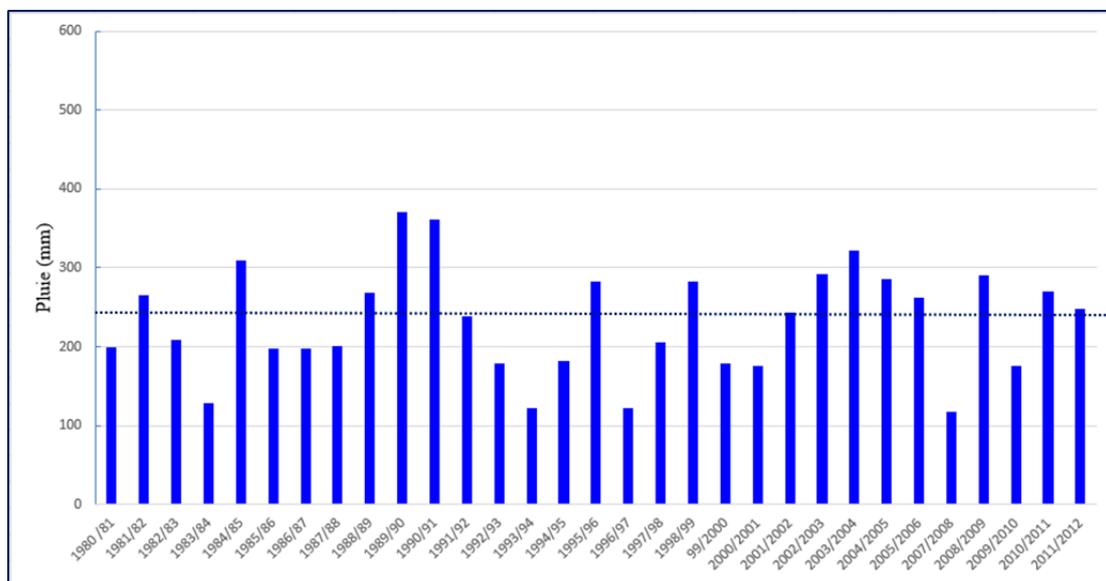


Figure 6 : Chronique des pluies annuelles – Station d'Ain Amara (1980-2012)

Les précipitations annuelles mesurées sur 32 ans pour la station d'Ain Amara (Fig.6) voient les valeurs osciller entre un maximum de 371mm pour l'année 1989/1990 et un minimum de 117,4 mm pour l'année 2007/2008.

La moyenne interannuelle quant à elle est de 230 mm. De fait, l'écart observé entre la pluviométrie annuelle et la moyenne interannuelle montre une fluctuation importante traduisant la succession irrégulière des années humides et sèches.

Tableau 3 : Données de l'ensemble des stations pluviométriques utilisées

Stations	Altitude (m)	Période de mesures	Pluie annuelle moyenne (mm)	Ecart-type	Coefficient de variation
Ain Amara	1060	32	235	68	0.29
Ain Boughanem	805	20	249	152	0.6
Ain Khmouda	780	20	99	38	0.38
Adhira Hir Bou Tabbà EP	782	20	218	107	0.49
Kasserine Her Foussana	676	31	275	83	0.3
Sonède	712	20	300	92	0.31

2.2.2. Evolution saisonnière de la pluviométrie

«*La Tunisie du centre Ouest à un régime pluviométrique bimodal très net avec un premier maxima en automne et un deuxième au printemps* » (Henia, 1993). La comparaison entre les caractéristiques climatiques de la Tunisie du Centre Ouest (Henia, 1993) et celle déterminée sur le bassin versant de l'Oued Hatab supérieur, montre une bonne cohérence indiquant que ce bassin versant est soumis aux mêmes influences.

Les variations des précipitations mensuelles d'une année à l'autre sont élevées. Elles sont généralement supérieures à 60% avec des pics de pluviométrie sont observés au mois de septembre (début de la saison pluvieuse) et de mai (fin de la saison des pluies). Les mois de novembre, décembre, janvier et février qui présentent un intérêt particulier pour la production agricole, principalement céréalières, subissent aussi d'importantes variations des quantités pluviométriques interannuelles.

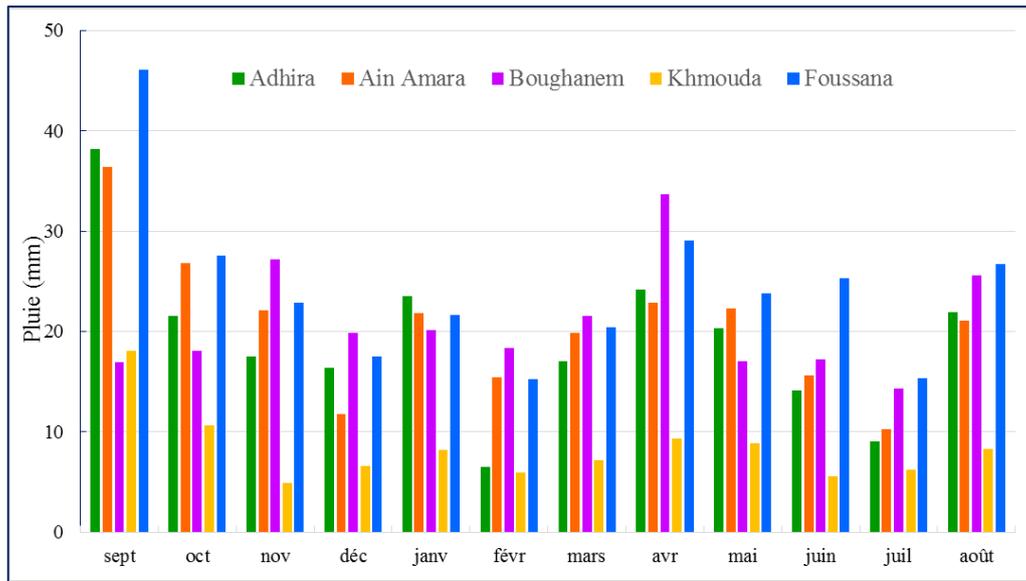


Figure 7 : Variation des moyennes mensuelles de pluviométrie dans les stations du bassin du Foussana (1995- 2012).

A partir des enregistrements effectués sur les 5 stations de notre réseau de mesure, nous confirmons que le mois le plus arrosé de l'année est celui de septembre (Fig.7) suivi du mois d'octobre. Un deuxième maximum est observé en avril. Par contre, le mois de février et celui de juillet enregistrent les valeurs minimum dans l'année.

La station d'Ain Boughanem montre une différence très claire même si la série garde les caractères généraux de la pluviométrie de la région. Les mois d'avril, août et novembre sont les plus arrosés.

Le coefficient de variation calculé pour les différentes stations est relativement élevé, (entre 30 et 60% ; tableau, annexe), ce qui démontre la variabilité interannuelle du régime pluviométrique de notre région, et constitue un caractère commun pour toutes les zones arides.

Ce paramètre qui augmente avec l'aridité a permis de faire ressortir deux familles de stations (Fig.7). Les stations, situées dans la partie amont (Adhira, Ain Amara et Boughanem), se caractérisent par une aridité plus intense et celles situées plus en aval et au nord du bassin (Foussana et Khmouda) se distinguent par une pluviométrie moyenne annuelle plus importante, pouvant atteindre 300 mm.

Ainsi, on constate que le coefficient de variation varie d'une station à l'autre sur une moyenne de 20 ans, il est de l'ordre de 0.5% pour la station d'Adhira, de 0.3% pour la station d'Ain Amara, de 0.6% pour la station de Boughanem, de l'ordre de 0.4% pour la station d'Ain Khmouda et de l'ordre de 0.31% pour la station de Foussana ce qui signifie que les pluies s'écartent en général de 30 % de la valeur moyenne des précipitations.

Les coefficients pluviométriques mensuels de l'ensemble des stations du bassin de Foussana (Fig.8) montrent une variation nette entre ces dernières. Ainsi, une explication plausible de ces résultats serait que ces variations étant dues à l'effet d'altitude.

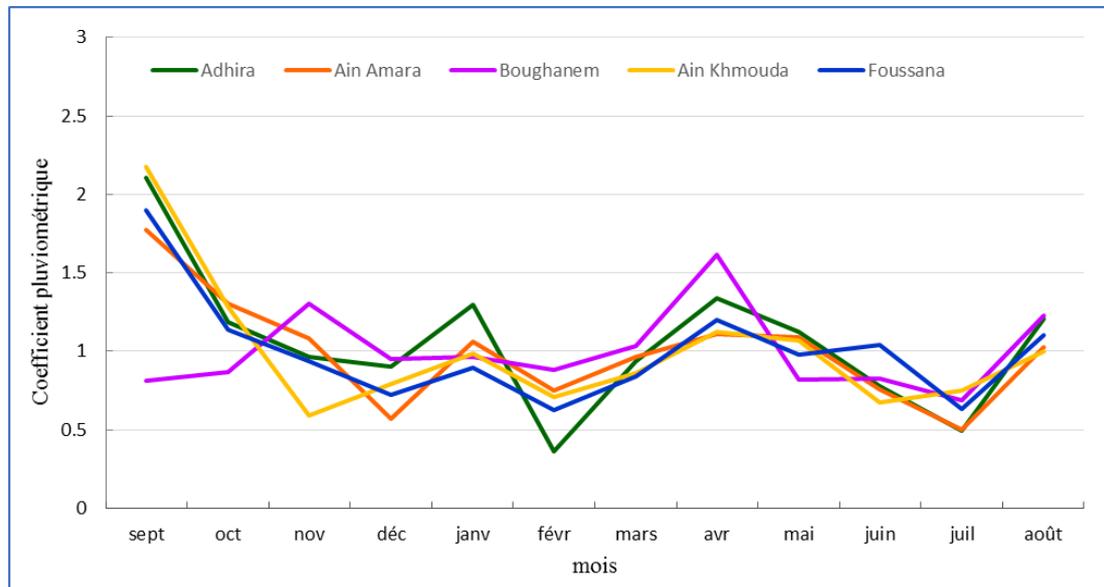


Figure 8 : coefficients pluviométriques mensuels de pluviométrie dans les stations du bassin du Foussana (1995- 2012)

2.2.3. Evolution spatiale des précipitations dans le bassin de Foussana

Grâce aux mesures des différents postes de mesures disponibles sur notre zone d'étude ou à proximité de cette zone, nous allons maintenant nous intéresser aux variations spatiales de la pluviométrie

Les précipitations moyennes oscillent entre 218 mm (Station d'Adhira, Henchir Bou Tabba), 246mm à Ain Amara, 250 mm pour la station d'Ain Boughanem, 99,6 mm à Ain Khmouda à, et 285 mm pour la station de Kasserine HER à l'Est du bassin de Foussana. Les nuances pluviométriques sont très importantes, et sont particulièrement marquées entre l'amont et l'aval, essentiellement du fait de l'influence orographique. Ainsi les alignements montagneux de direction atlasique barrent les perturbations climatiques venant du Nord-Ouest. Les versants nord-ouest, exposés à ces perturbations, sont plus arrosés que les versants sud-est, en position d'ombre pluviale (Boujarra.1986, Hamza.1988). Les figures ci-dessous montrent une régression très nette de la moyenne pluviométrique du Nord- Ouest vers le Sud- Est essentiellement entre les stations d'Ain Boughanem et d'Ain Khmouda.

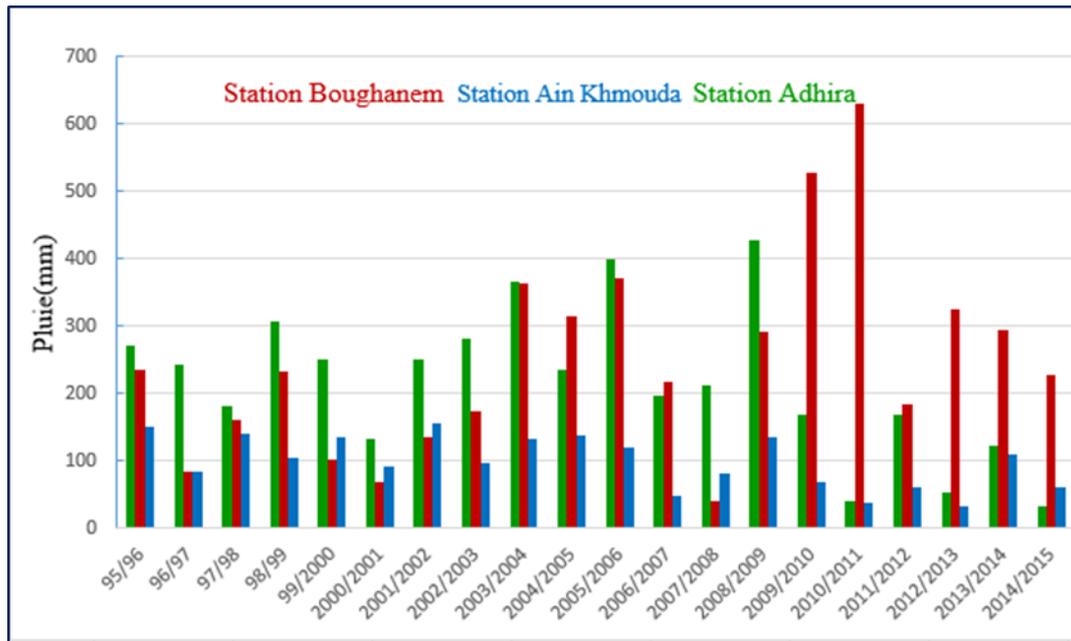


Figure 9 : Variabilité du total annuel de la pluie aux stations d'Adhira Henchir Bou Tabba, Ain Boughanem et Ain Khmouda (1995-2015).

1.1.1.1. Evaluation de la lame d'eau moyenne tombée dans la région étudiée

Vu le manque de données suffisantes pour pouvoir tracer des isohyètes interannuelles, nous allons nous contenter de définir une valeur moyenne de la pluviométrie annuelle pour toute la partie amont du bassin versant de l'Oued El Hatab, à partir des 3 stations existantes (Kasserine, Foussana et Ain Amara). Cette valeur doit être comprise entre celle d'Ain Amara (234mm) caractérisant la pluviométrie des reliefs bordant la cuvette de Foussana et celle de Foussana (300mm) et Kasserine (285 mm) caractéristiques des plaines.

La pluviométrie annuelle moyenne mesurée de la région étudiée est ainsi de l'ordre de 300 mm (1965-2012) avec une marge d'erreur de 5 à 6%, soit 280 ± 20 mm par an.

1.1.1.2. Calcul du volume d'eau annuel tombé dans le bassin versant

La superficie du bassin versant étudiée est de 1350 km^2 , le volume d'eau annuel tombé sur le bassin est donc :

$$V = 1350 \cdot 10^6 \times (340 \pm 20) \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{an}$$

$$V = (459 \pm 27) \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Il est évident qu'une partie de cette quantité va ruisseler et générer des écoulements dans les Oueds sous forme de crue, une autre partie au contraire va s'infiltrer et alimenter ainsi les nappes de Foussana. Le reste va s'évaporer.

Sur une portion de l'espace ainsi délimitée (bassin versant), il est possible d'effectuer un bilan entre les entrées et les sorties ainsi que les échanges entre les différents compartiments du cycle

hydrologique. L'équation générale établissant le bilan hydrologique peut s'écrire comme suit (éq. 1.1).

$$P - ET - R = \Delta S \quad (1.1)$$

Avec P les précipitations,

ET l'évapotranspiration,

R le ruissellement

Et ΔS la variation du stock dans le bassin versant.

La réalisation d'un bilan hydrologique représentatif exige la connaissance précise des limites du bassin versant pour cerner les entrées et les sorties. Elle demande aussi un choix de la période sur laquelle s'effectue le bilan, puisque cette dernière peut permettre de faire le choix de simplifier ou d'approfondir certains termes du bilan.

Les travaux menés en Tunisie centrale ([Nazoumou et Besbès, 2001](#)) et en Sahara septentrional ([Babsy, 2005](#)) reposent essentiellement sur des modèles hydrologiques et hydrodynamiques. Ils ont montré l'importance de l'alimentation des nappes à partir du ruissellement et ont mis en évidence des difficultés liées à sa quantification. Les résultats de ces modèles montrent que les coefficients d'infiltration sont de l'ordre de 2% dans le cas de la recharge directe et de 30% pour la recharge à partir des crues des Oueds.

2.3. Température

La carte de températures moyennes annuelles fait apparaître un gradient décroissant avec l'altitude évalué à 0,5°C pour 100m. Les amplitudes thermiques annuelles sont de 18° à 19°C dans les hautes steppes et de 19° à 20°C dans les zones montagneuses (Henia, 1993). L'examen des séries de températures enregistrées à la station de Foussana (1965-2012) (Fig.9) montre une température moyenne annuelle d'environ 17°C, valeur montant à 18.5 °C les années les plus chaudes et descendant à 15.2 °C les années les plus fraîches. On note une tendance à la hausse des températures, significative depuis les années 1970, en accord avec les observations classiquement rapportées dans la littérature et illustrant le changement climatique global à l'échelle de la planète. A l'échelle mensuelle, les températures varient entre 10,8 °C (janvier) et 17,4 °C (juillet). , Le climat semi-aride se traduit par un hiver froid et pluvieux et un été chaud et sec.

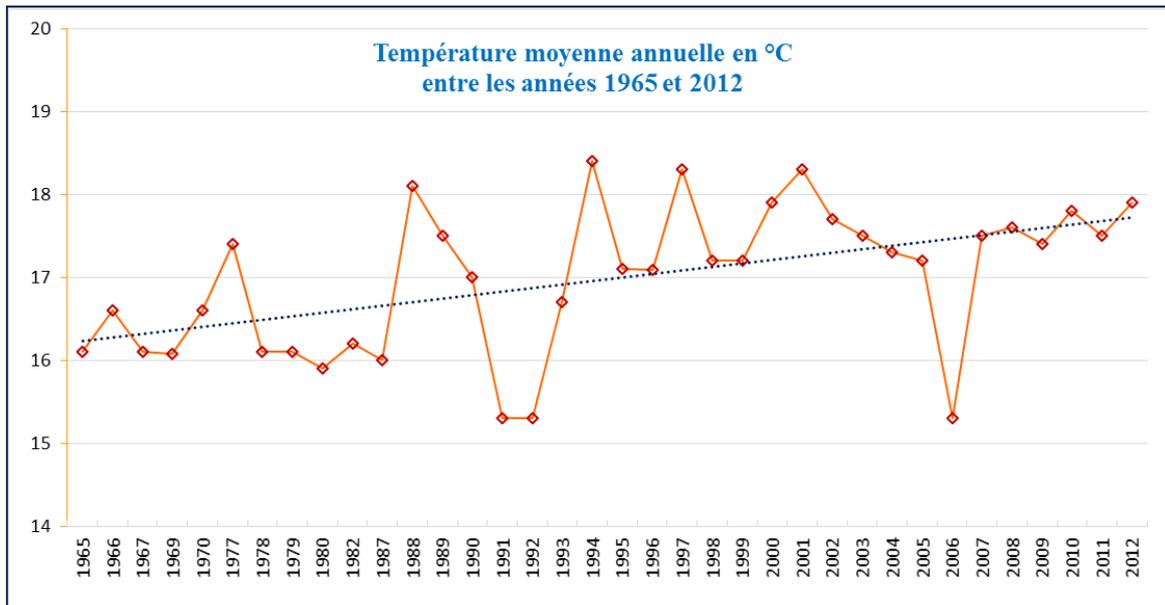


Figure 10 : Variation de la température moyenne annuelle en °C entre les 1965 et 2012 (Station Foussana).

2.4. Humidité de l'air

Elle dépend de la température et de la continentalité de la station. Les valeurs moyennes mesurées à la station de Foussana entre 1965 et 2012 (INM), varient de 54 à 62 % (fig.10).

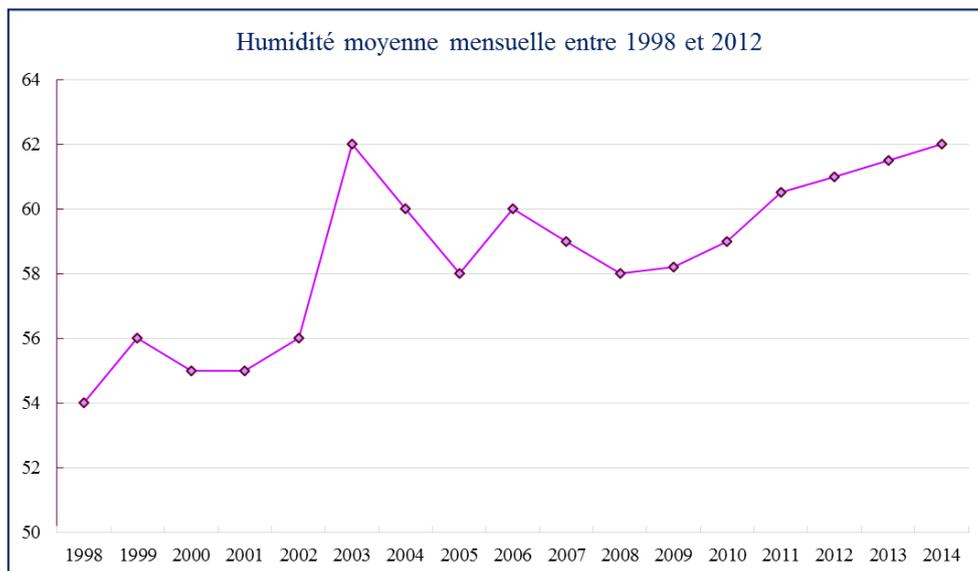


Figure 11 : Courbe de l'humidité moyenne mensuelle entre 1998 et 2012 (Station Foussana).

2.5. Evaporation et Evapotranspiration

2.5.1. Evaporation potentielle

En Tunisie, les premières mesures d'évapotranspiration (E.T.P) effectuées sur des évapotranspiromètres de type Piche datent de 1961. Cinq appareils de mesures ont été installés

dans les régions de Tunis, Sfax, Gabès, Kasserine et Ksar Ghilène. Seules les stations de Tunis et Kasserine continuent de fonctionner jusqu'à maintenant (Henia, 1993).

L'évaporation est maximale en été dans les zones les plus basses, elle est minimale en hiver dans les zones d'altitudes aux températures plus fraîches. Le total annuel évaporé (Evaporation Piche) est de l'ordre de 1492 mm (INM) à la Station de Foussana (Fig.11).

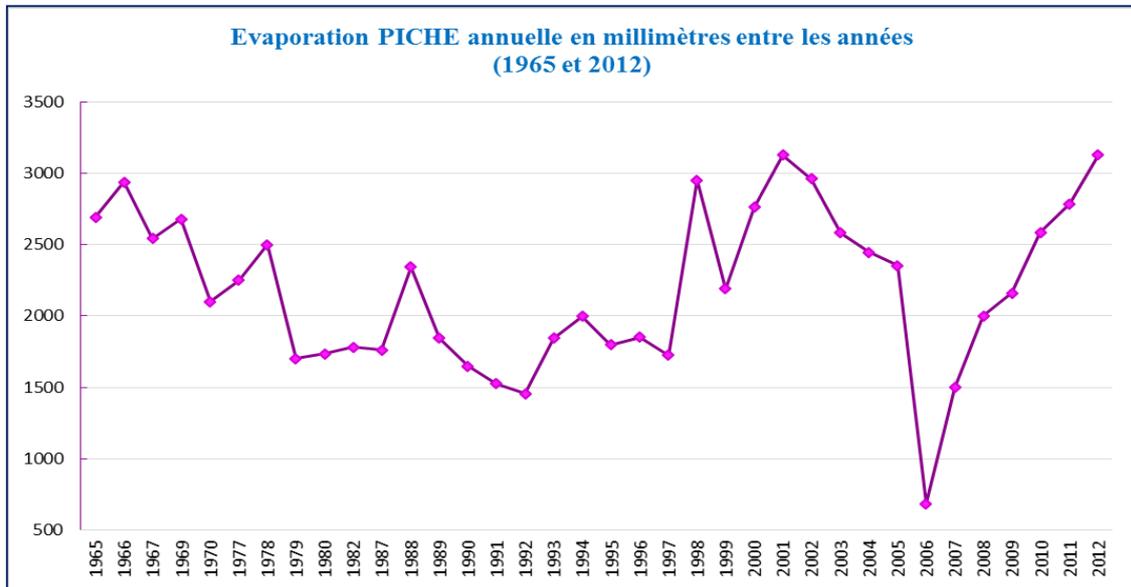


Figure 12 : Evaporation PICHE annuelle en mm entre 1965 et 2012 (Station Foussana)

L'évapotranspiration représente la quantité d'eau transformée en vapeur d'eau par l'évaporation directe au niveau du sol et par transpiration des végétaux. La vitesse d'évaporation est corrélée à deux facteurs :

L'état de l'atmosphère au voisinage de la surface évaporant

Le type de surface évaporant et son aptitude à alimenter l'évaporation

Ce paramètre climatique peut être mesuré directement sur le terrain par des appareils (évaporomètre, bacs d'évaporation). On la calcule par des formules empiriques de certains auteurs comme Thornthwaite, Turc, Contagne et Wundt.

Evapotranspiration potentielle (ETP).

Cela représente la quantité d'eau qui serait évaporée et transpirée si les réserves en eau étaient suffisantes pour compenser les pertes maximales.

De nombreuses formules peuvent être utilisées dont les plus fréquentes sont :

Formule de Turc modifiée

Pour l'évapotranspiration potentielle (ETP) mensuelle. L. Turc (1962) a proposé une formule simplifiée tenant compte de la durée de l'insolation et de l'humidité relative relevée dans la région d'étude.

$$\text{ETP (mensuelle)} = 0.4 t (I g + 50) K / (t + 15)$$

t : température moyenne mensuelle en °C du mois considéré.

I g : radiation solaire globale du mois considéré sur une surface horizontale, elle est exprimée en calories par cm² et par jour (cal/ cm² /jour)

0,4 : Coefficient valable pour les mois de 30 et 31 jours ; pour le mois de Février, on remplacera le coefficient 0,40 par 0,37.

$I g = I g A (0,18 + 0,62h/H)$, formule de calcul de la radiation solaire globale du mois considéré.

I g A : radiation maximale théorique calculée d'après les données astronomiques, à partir des tables d'Angot.

H : durée astronomique du jour ; durée du jour du lever du coucher du soleil, donnée par des tables.

h : durée d'insolation effective (mesurée par héliographe).

$K = 1$, si l'humidité relative mensuelle de l'atmosphère est supérieure à 50%

$K = 1 + (50 - Hr/70)$ L'humidité relative mensuelle de l'atmosphère est inférieure à 50%.

H r : humidité relative moyenne de l'air pendant le mois considéré (en %)

Formule Thornthwaite

La formule de calcul de l'évapotranspiration potentielle selon GW. Thornwaite (1944) tient compte de l'indice thermique et de la température moyenne mensuelle.

$$\text{ETP (mois, non corrigée)} = 16 (10t/I)^a \text{ avec } I = \sum i \text{ et } i = (t/5)^{1.514}$$

ETP (mois, non corrigée) est l'évapotranspiration potentielle non corrigée du mois considéré exprimée en mm.

I : Indice thermique annuel égal à la somme des douze indices mensuel $s(i)$ *i* : Indice thermique mensuel.

a : exposant dont la valeur est donnée en adoptant des simplifications de la longue formule de Thornthwaite proposée par Serra par l'expression.

$$a = (1.6 I / 100) + 0.5 = (16 I / 1000) + 0.5$$

K : coefficient de correction qui dépend de la latitude du bassin et de la durée moyenne d'ensoleillement du jour.

$$\text{ETP (mois, corrigée)} = 16(10t/I)^a .K$$

Il existe également les formules de Penman et l'INM (ou formule d'Espinar).

Toutefois dans le cas précis de la Tunisie, il a été constaté que les formules n'intégrant qu'un seul élément du climat, telle que celle de Thornthwaite, ne présentent pas de bons résultats, puisque à l'échelle annuelle, elles aboutissent à des valeurs inférieures de 30 à 40 % par rapport aux valeurs de l'ETP mesurée.

En effet, celle-ci ne s'appuie que sur le facteur température, sous estimant conséquemment l'ETP.

Ainsi il a été comparé différentes valeurs d'ETP obtenues avec les formules citées précédemment et les ETP réellement mesurées sur une période de 20 ans (1962 à 1982), notamment pour la région de Kasserine (Fig.12).

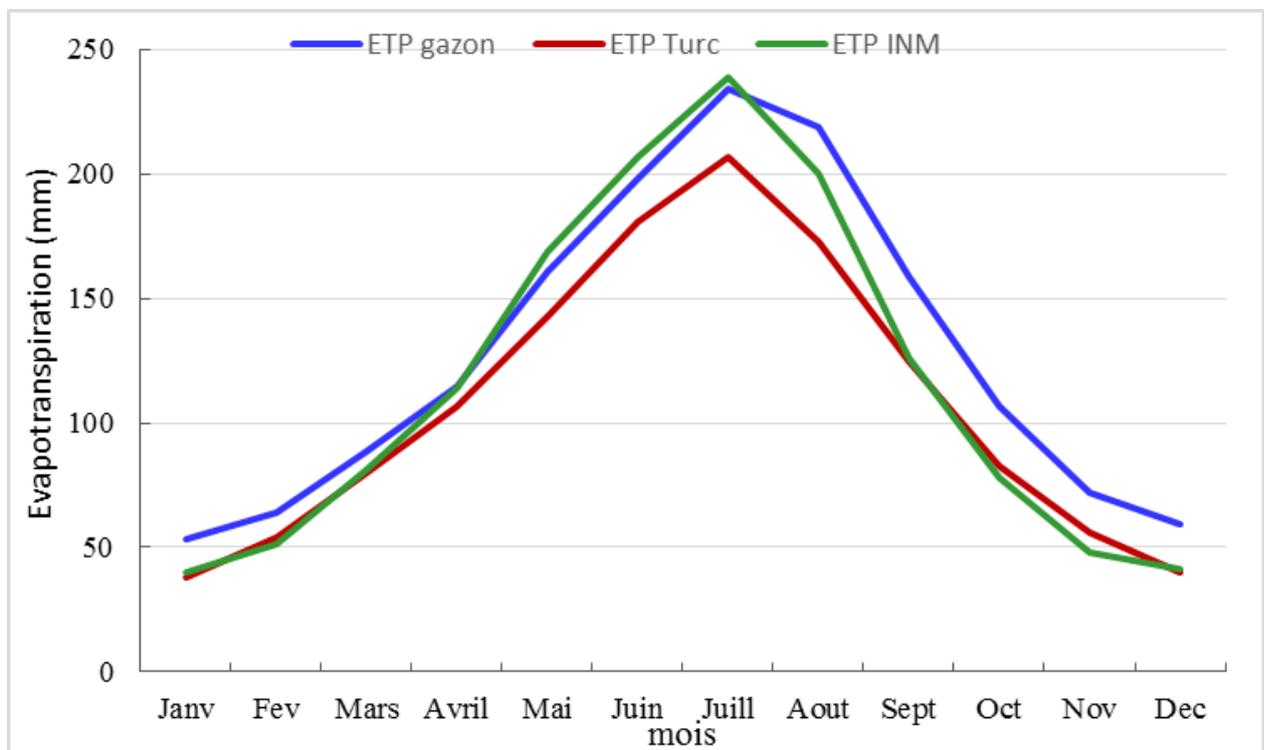


Figure 13 : comparaison des méthodes de calculs de l'ETP pour la région de Kasserine

Comme il est possible de le constater, c'est pour la formule de l'INM que l'on observe la meilleure adéquation avec les valeurs réelles mesurées. Il est important de souligner que ceci ne constitue pas une généralité mais est spécifique de la région de Tunisie centrale. En effet pour d'autres régions se sera la formule de Penman ou de Turc les plus en adéquation avec les valeurs réelles.

Ce travail de comparaison est très utile dans la mesure où il n'est pas possible dans de nombreux cas d'obtenir des mesures de l'ETP et par conséquent on peut calculer cet ETP de manière assez fiable pour la région considérée.

– Evapotranspiration Réelle ETR :

L'ETP est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant.

Evapotranspiration réelle peut donc être déduite de l'évapotranspiration potentielle en calculant le bilan hydrique à l'interface sol-végétation-atmosphère, et prendre ainsi en compte le déficit en évapotranspiration lorsque la teneur en eau des sols devient faible. ,

Cette procédure nécessite des données à minima mensuelles (si possible décadaires).

Nous ne disposons pas de données nous permettant d'évaluer l'ETP mensuelle sur des périodes représentatives. Nous avons utilisé la formule proposée par Turc en 1961, qui permet d'évaluer directement l'ETR annuelle à l'aide de la pluviométrie annuelle et de la température annuelle de l'air.

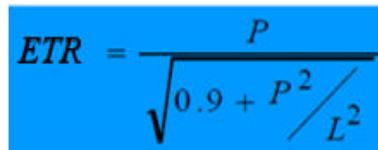
Formule de Turc (1961)

ETR : Evapotranspiration annuelle (mm)

T : T températures moyenne annuelle (°C)

P : pluie annuelle (mm)

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


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

2.6. Recharge des nappes souterraines en zone aride

Dans un sens général, la recharge peut être définie comme le flux de percolation d'eau qui parvient à la nappe constituant ainsi un apport additionnel à sa réserve (Simmers, 1988). Une nette distinction doit cependant être faite entre le volume potentiel d'eau disponible dans le sol et la recharge effective (infiltration efficace).

La recharge des eaux souterraines peut s'opérer naturellement (recharge naturelle) à partir des précipitations, des rivières (pérennes ou intermittentes), des canaux ou des lacs. Elle peut également survenir artificiellement (recharge artificielle) par intervention directe de l'Homme ou comme un phénomène induit par certaines de ses activités (irrigation, réseau d'adduction d'eau potable ...etc.).

Les principaux mécanismes de recharge naturelle des nappes en zone aride peuvent être classés en trois catégories (Simmers, 1997) conceptualisées sur la Figure 14 adaptée de Lloyd (1986).

– La recharge directe par percolation verticale des précipitations efficaces à travers la zone non saturée.

– La recharge localisée, forme intermédiaire de la recharge, résultant d'une accumulation de l'eau à surface en absence d'un chenal bien défini.

– La recharge indirecte par percolation dans le lit des cours d'eau généralement intermittents ou oueds.

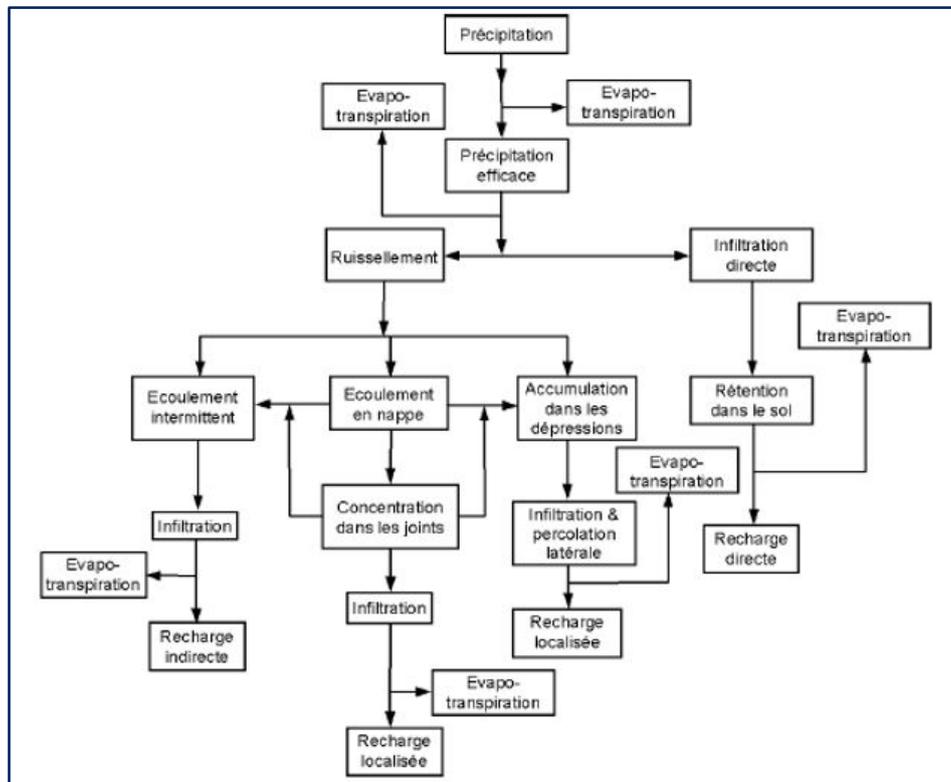


Figure 14 : Mécanismes de recharge en zone aride (essai de traduction, d'après [Lloyd, 1986](#))

2.7. Recharge artificielle en zone aride

Au sens large du terme, la recharge artificielle est définie comme le procédé qui consiste à introduire de l'eau dans une formation perméable en vue de sa réutilisation dans des conditions de régime et de qualité différentes ([Bize et al., 1972](#)). Il s'agit donc d'un stockage plus ou moins temporaire des eaux de surface dans un réservoir souterrain. Les objectifs peuvent être divers ([Kruseman, 1998](#) ; [Bize et al., 1972](#)) :

- Maintien ou augmentation de la recharge naturelle de l'aquifère dans le cadre d'un maintien du niveau piézométrique pour pallier les problèmes de la baisse de productivité des forages, d'intrusions de biseaux salés ou d'inversion des échanges entre les niveaux aquifères ;
- Modification de la qualité des eaux (lutte contre la pollution, mélange d'eaux de qualités différentes, traitement de l'eau par géo épuration) ;

– Stockage souterrain saisonnier ou pluriannuel des eaux de surface locales ou importées ;

Par rapport aux retenues de surface, le stockage souterrain présente les avantages suivants :

– Coûts réduits liés à la disponibilité naturelle des réservoirs ;

– Faibles pertes par évapotranspiration ;

– Amélioration de la qualité de l'eau infiltrée à travers les alluvions ;

– Disponibilité des surfaces habituellement occupées par les lacs des retenues ; Le stockage souterrain présente néanmoins les inconvénients de maintenir des coûts de pompage importants et certaines opérations de recharge artificielle comme l'injection sont souvent complexes.

Les techniques de recharge artificielle utilisées en zone aride peuvent être groupées en deux grandes catégories (Rushton et al, 1989 ; Bize, 1985 ; Kruseman, 1997) :

– Les épandages contrôlés qui consistent à augmenter la quantité d'eau infiltrée par accroissement de la surface ou du temps d'infiltration. Ils comprennent les bassins d'infiltration, les lâchers dans le lit naturel ou aménagé (en diguettes ou en bassins) de l'oued et les épandages sur des périmètres irrigués ;

– Les injections directes dans les puits, les forages ou les tranchées de recharge.

Les techniques de recharge artificielle par les lâchers dans le lit de l'oued sont les plus utilisées en raison de leurs efficacités techniques et économiques et de la disponibilité saisonnière de l'eau. Elles nécessitent un barrage réservoir en amont pour la régulation des écoulements de l'oued et éventuellement un aménagement du lit de l'oued. L'efficacité de la recharge par les lâchers de barrages dépend de la quantité d'eau mobilisable, sa qualité (matières en suspension et composition chimique), de la capacité de stockage et des caractéristiques de l'aquifère.

2.8. Bilan hydrique

Le bilan hydrique est établi pour un lieu et une période donnée par comparaison entre les apports et les pertes en eau. Il tient aussi compte de la constitution de réserves et des prélèvements ultérieurs sur ces réserves.

Les apports d'eau sont effectués par les précipitations. Les pertes sont essentiellement dues à la combinaison de l'évaporation et la transpiration des plantes, que l'on désigne sous le terme d'évapotranspiration. Les deux grandeurs sont évaluées en quantité d'eau par unité de surface, mais elles sont généralement traduites en hauteurs d'eau, l'unité la plus utilisée étant le millimètre. Ces deux grandeurs étant ainsi physiquement homogènes, on peut les comparer en calculant soit leur différence (Précipitations moins évapotranspiration), soit leur rapport (précipitations sur évaporation).

Le bilan est évidemment positif lorsque la différence est positive ou que le rapport est supérieur à un. On choisit l'une ou l'autre expression en fonction de commodités ou de contraintes diverses.

La figure 15 montre que les années excédentaires sont des années caractérisées par des événements pluvieux importants tels ceux des années 1969 et 1990, caractérisées par des grandes crues. Les années 92, 99, 2003, 2008 et 2012 sont des années très légèrement excédentaires, le reste des années montrant des états déficitaires.

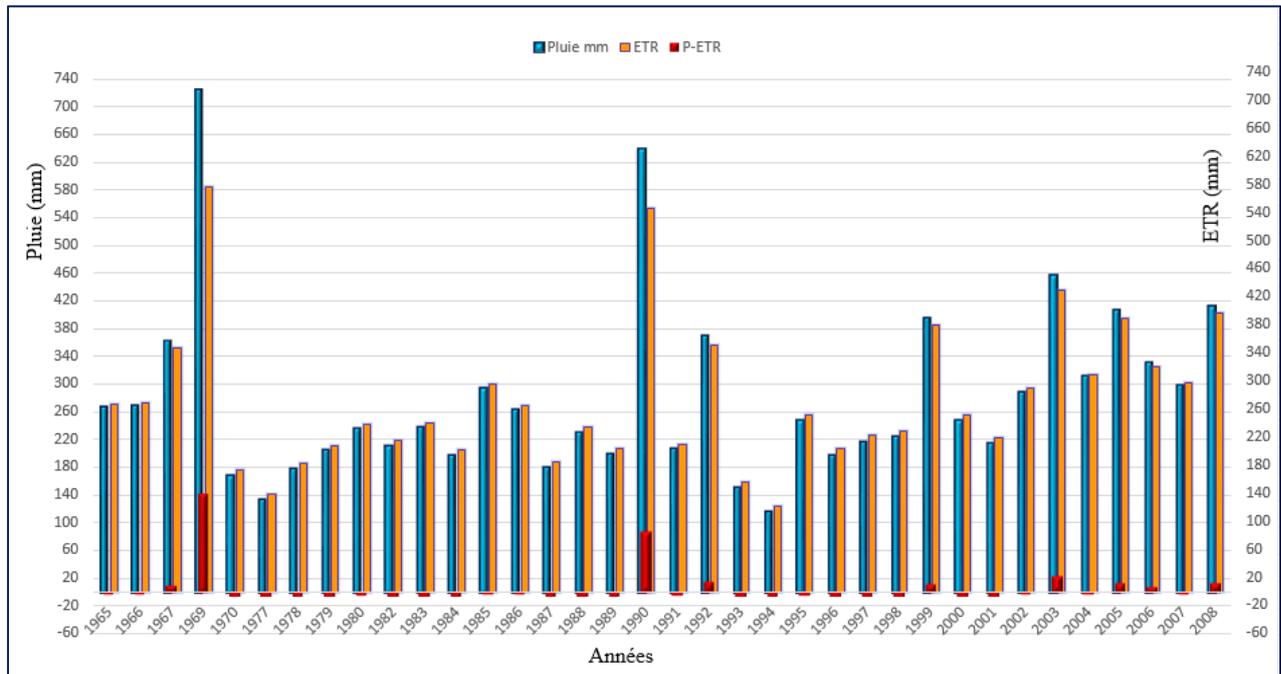


Figure 15 : Bilan hydrique établi en utilisant l'ETR annuel TURC 1961, entre 1965 et 2012 (Station Foussana)

Evaluation des apports pluviométriques et des pertes par évapotranspiration à l'échelle du BV étudié

Le suivi des transferts de masse et d'énergie au niveau d'une surface est prépondérant pour la gestion des ressources hydriques. Il est également nécessaire à la bonne compréhension des systèmes hydrologiques et climatiques. En fait, l'évapotranspiration constitue le lien entre l'équilibre hydrique et énergétique à l'interface sol-plante-atmosphère. La connaissance de ses variations spatiales et temporelles est indispensable pour les études climatiques et agro météorologiques. En fonction de la localisation géographique d'une surface terrestre, l'évapotranspiration représente généralement entre 60 à 80 % du retour vers l'atmosphère des précipitations (Balaji et Raghavan, 2000). Par conséquent, elle constitue un des phénomènes majeurs dans le bilan hydrique, surtout dans les régions semi-arides.

3. RESEAU HYDROGRAPHIQUE DU BASSIN DE FOUSSANA

3.1. Bassin versant de l'Oued Zéroud

L'Oued Zéroud ne prend son nom qu'à l'amont immédiat de la station de Sidi-Saâd où il est formé par la confluence des Oueds Hatob et Hadjel. Son bassin versant est très complexe et très hétérogène. On distingue deux parties inégales : la Branche Nord drainée par l'Oued Hatob et la Branche Sud nommé Oued el Hatab comportant elle-même plusieurs parties assez distinctes. Chacune de ces deux branches a été subdivisée en sous - bassins correspondant soit à des stations hydrométriques, soit à des entités morphologiques bien individualisées, soit à des sites remarquables (site de barrage, coupures de routes, etc.) (Fig.16).

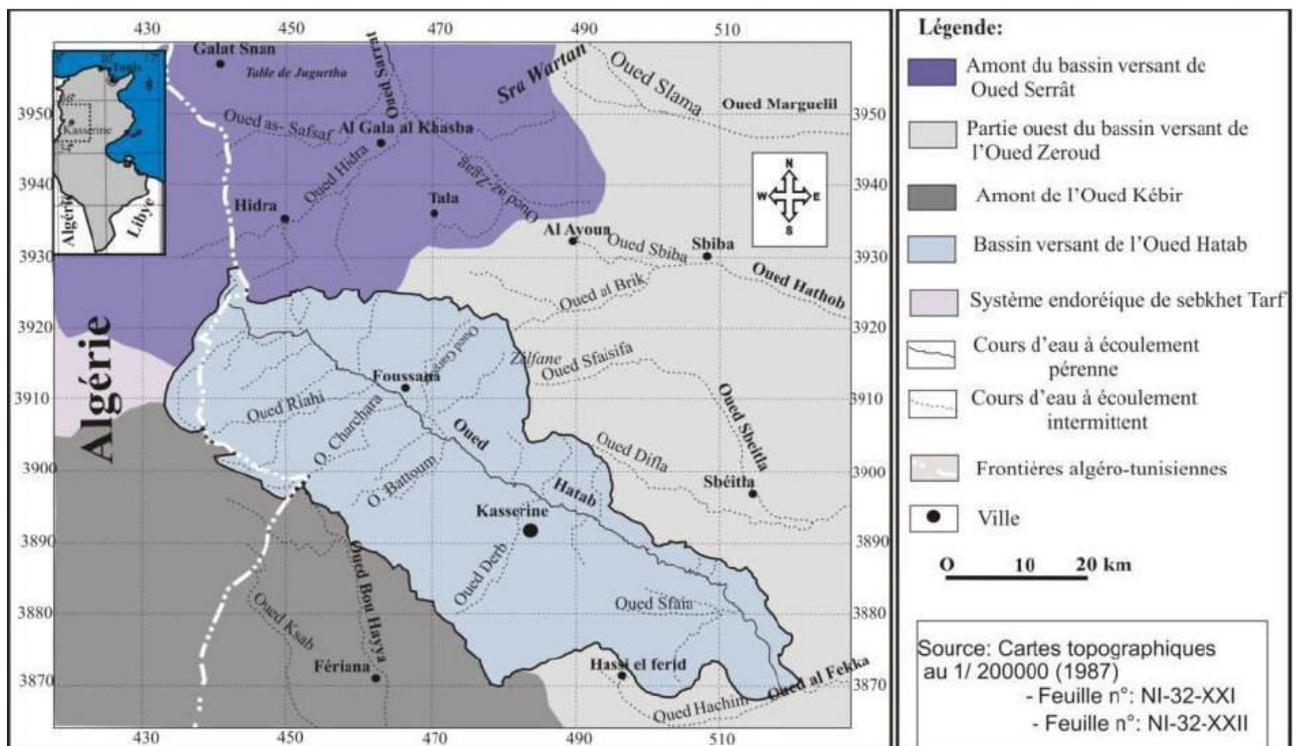


Figure 16 : Position géographique du bassin versant de l'Oued Hatab par rapport aux grands systèmes hydrographiques de la Tunisie de centre-ouest et de l'Algérie orientale.

3.2. Branche Sud

La partie amont de l'Oued Hatab draine les plus hauts Djebels de la Dorsale, (Dj Hamra, Dj. Bireno, Dj. Chambi, Dj. Semmama) qui dominent les larges plaines de Foussana et Kasserine où le cours de l'Oued Hatab suit une direction générale Nord-Ouest - Sud-Est. Après être passé au pied du Djebel Selloum et Djebel Kharroub, l'Oued Hatab débouche dans la vaste dépression de Sidi Bou Zid où il prend le nom d'Oued Fekka. Le tracé du lit est mal défini, il s'étant dans

une grande plaine cultivée où ses eaux peuvent être dérivées lors de petites crues, et draine des zones semi-endoréiques. La direction générale des écoulements est alors Ouest-Est.

Cette branche sud, beaucoup plus étendue que la branche Nord (5550 Km² au pont voie ferrée de l'Oued Hadjel) a été divisée en 10 sous bassins. Dans notre Etude on s'intéressera essentiellement aux bassins suivants :

1 – L'oued Hatab à Khanguet Sloughi = 260 Km². Une ancienne station limnimétrique contrôlait ce bassin versant quasi circulaire entièrement montagneux (Djebel Hamra 1112 m, Djebel Essif 1352 m).

2 – l'oued Hatab au barrage Chambi = 1170 Km², au pied du Djebel Chambi (1544 m) ; une station limnimétrique installée sur le déversoir de crue d'un ouvrage de prise d'eau permet de contrôler l'Oued Hatab à la sortie de la plaine de Foussana.

3.2.1. Bassin versant du Foussana

Le bassin versant de Foussana correspond au bassin de l'Oued' Hatab au Barrage Chambi, il fait partie du grand ensemble hydrologique d'Oued Zéroud. L'amont de ce bassin versant est drainé essentiellement par l'Oued Hatab qui s'écoule le long de l'axe de la cuvette de Foussana et débouche dans la plaine de Kairouan.

Le bassin de l'Oued Hatab au Barrage Chambi a une forme très ramassée (Fig.15), il se présente sous la forme de deux dépressions consécutives séparées par les gorges du Djebel Hamra, Djebel Bou Ghanem, et correspond au Bled Frane et Bhiret Foussana, une série de montagnes entoure ces deux plaines. On trouve :

Au Sud Djebel Chambi, à l'Ouest Djebel Essif, Djebel Oust, au Nord : Djebel L'ajred, Djebel Bireno et à l'Est : versant Est du Djebel Semmama

1.1.1.3. Géométrie du bassin versant

L'étude de la morphologie du bassin de Foussana a été extraite de l'étude détaillée ' Etude hydrologique préliminaire des Oueds Zéroud et Merguellil' (Bouzaiane et Lafforgue, 1986)

▪ *Forme et relief du bassin versant*

*Indice ou coefficient de compacité (C) qui est calculé par la formule suivante :

$$(C) = 0,28 * P/\sqrt{A} = 0,28 * 141 / \sqrt{1277} = 1,10$$

* Les dimensions du rectangle équivalent :

$$\text{Longueur (L)} : A^{1/2} * (C/1,128) * (1 + \sqrt{1 - (1,128/C)^2}) = 35 \text{ km}$$

$$\text{Largeur (l)} : P/2 - L = 35 \text{ km}$$

* Indice de pente de Roche :

$$I_p = L^{-1/2} \sum_{i=1}^n B_i (a_i - a_{i-1})^{1/2} = 0,132$$

Avec : B_i = fraction de la surface totale du bassin comprise entre les cotes a_i et a_{i-1}

* L'indice de pente global

$$I_G = \frac{H_5 - H_{95}}{L} = \frac{D}{L} = 13.14$$

(H5 = cote limitant les 5% de superficie les plus élevées = 1175)

(H95 = cote limitant les 5% de superficie les plus bas = 715)

(D = dénivelée est prise égal à H5 - H95 = 460)

$$DSm = I_G \times A^{1/2} = D (1/L)^{1/2} = 469 \text{ m}$$

DS est le produit du dénivelé D par un coefficient ne dépendant que de la compacité C du bassin, cela permet de comparer immédiatement les bassins entre eux et d'établir les classes de relief suivantes :

- **R1 : Relief** très faible $DS < 10 \text{ m}$
- **R2 : Relief** faible $10 < DS < 25 \text{ m}$
- **R3 : Relief** assez faible $25 < DS < 50 \text{ m}$
- **R4 : Relief** modéré $50 < DS < 100 \text{ m}$
- **R5 : Relief** assez fort $100 < DS < 250 \text{ m}$
- **R6 : Relief** fort $250 < DS < 500 \text{ m}$
- **R7 : Relief** très fort $DS > 500 \text{ m}$

La classe de relief du bassin étudiée est R6.

3.2.2. Courbe hypsométrique

La valeur $c = 1, 10$ de l'indice de compacité reflète bien la forme ramassée du bassin. Pour ce qui est du relief l'allure de la courbe hypsométrique révèle des cassures de pente nette.

- Une pente faible vers les basses altitudes entre 750 et 1050 m : présence de plaines de bled Zelfène et bled Foussana.
- Une pente forte entre 1050 et 1150, qui indiquent des hauts reliefs.
- Une pente très faible pour les côtes supérieures à 1100 : présence de relief haut et peu étendu, Dj Chambi, Dj Bireno, Dj Semmama, Dj Essif

Notons que plus de la moitié du bassin, soit 57 %, est situé à une altitude supérieure à 900 m, l'exutoire étant à 650 m (Fig.17).

Altitude médiane = altitude ayant 50% de la surface du bassin au-dessus d'elle = 950 m

Altitude maximum = H max = 1544 m

Altitude minimum = H min à l'exutoire = 650 m

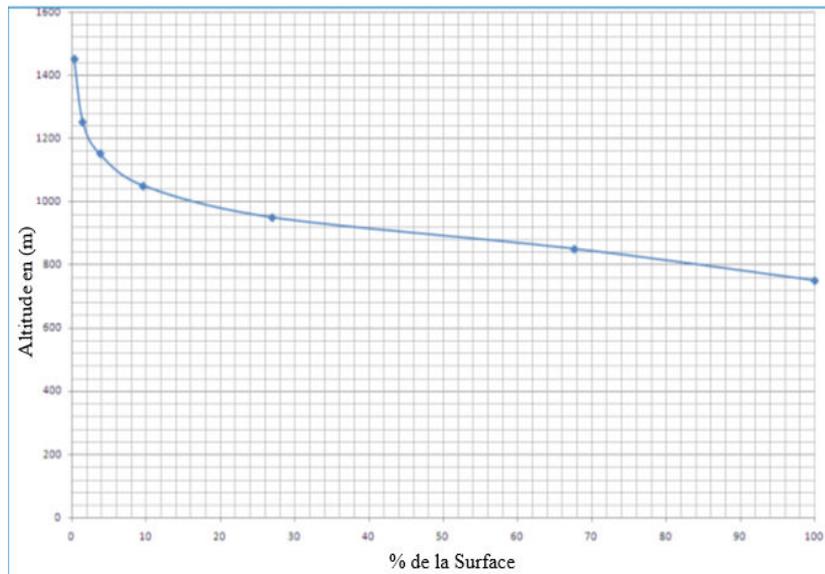


Figure 17 : Courbe hypsométrique.

3.2.3. Hydrographie du Bassin de Foussana

Le bassin de Foussana constitue une cuvette qui réceptionne plusieurs oueds dont le plus important l'oued El Hatab, branche sud de l'oued Zéroud (fig.18). Cet oued prenant naissance sur les hauteurs algériennes collecte les eaux de ruissellement de la structure de l'Oubira et continue son chemin en passant à travers une gorge entre Jbel El Hamra et Jbel Bou Ghanem tout le long de la cuvette de Foussana.

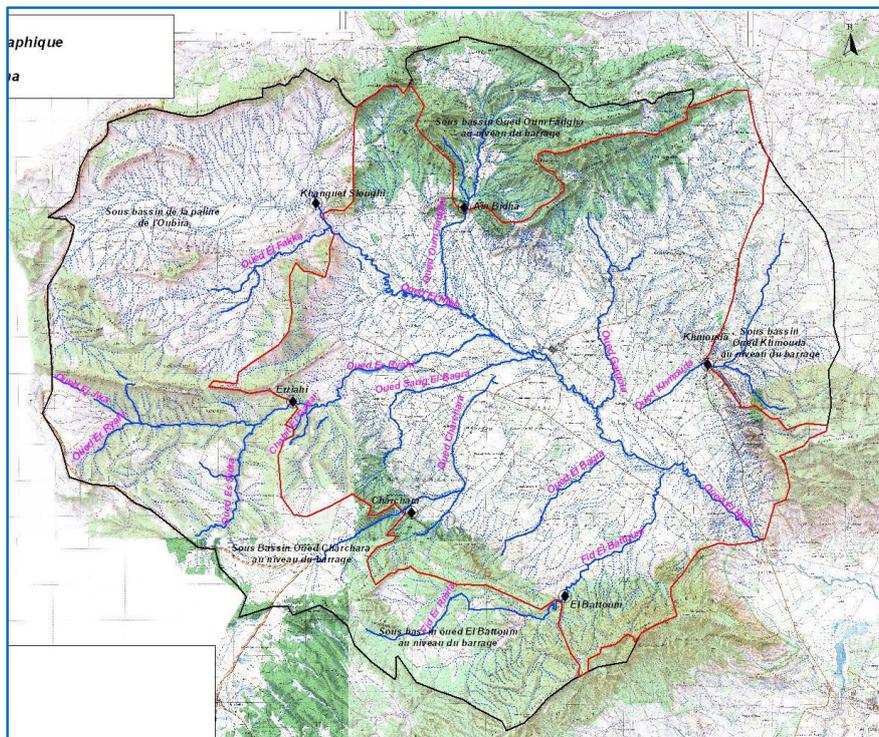


Figure 18 : Carte du réseau hydrographique du bassin versant Hydrologique de Foussana

Il reçoit sur sa rive droite les apports de l'oued Riahi drainant les reliefs de Jbal As Saba et Koudiet El Alam, l'oued Sarig El Bagra drainant les reliefs de Henchir El Gallel, l'oued El Bagra drainant le flanc Est de Jbel Nouguiza, et l'oued El Battoum drainant le flanc Nord de Jbal Chambi. Sur la rive gauche, l'oued Oum Fadgha drainant les reliefs de Jbal Lajred et l'oued El Gargour drainant le flanc Sud de Jbal Sotha constituent les principaux affluents. Notons encore que deux importants oueds se déversent dans la plaine sans atteindre l'oued El Hatab : le premier l'oued Charchara, prenant naissance dans la région de Bouderies en bordure de l'Algérie, se déverse dans la plaine dans un lit assez large ce qui permet l'épandage des eaux de ruissellement. Le second, l'oued Khmouda prend naissance dans les reliefs de Kef El Agab pour se déverser dans la plaine lui aussi avec un lit assez large. Ceci pourrait s'expliquer par la forte perméabilité des formations sur lesquelles s'écoulent ces oueds, constitués par des sables et des grés fortement fracturés (Fig.18).

En outre, il est à noter que la densité de drainage diminue du Nord de la cuvette vers le Sud en liaison possible avec un changement de la lithologie des formations affleurantes essentiellement argileuses au nord et sableuses au sud.

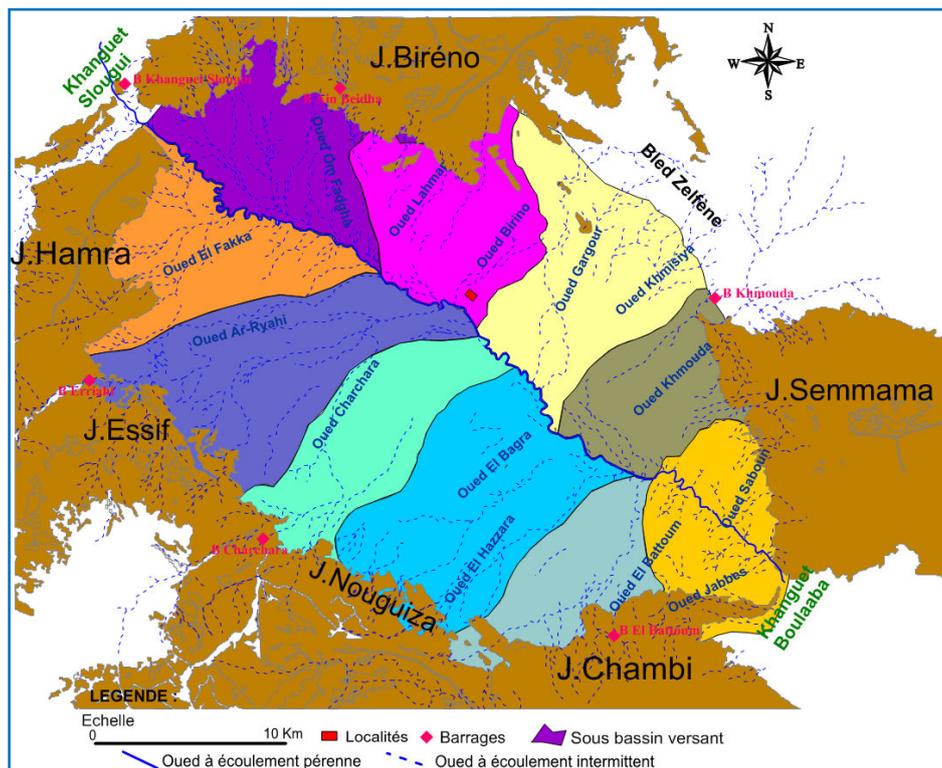


Figure 19 : Carte du réseau hydrographique du bassin de Foussana

Le bassin versant de Foussana constitue en grande partie le bassin Versant d'oued El Hatab au niveau de l'étranglement de Boulaaba. La superficie totale de ce bassin incluse dans le

gouvernorat de Kasserine est de 1170 Km². Ce bassin pourrait être subdivisé en deux principaux sous bassins :

La cuvette de l'Oubira dont les caractéristiques du bassin versant se résument dans le tableau suivant :

S (Km ²)	P (Km)	Hmax (m)	H 5% (m)	H moy	H 50 % (m)	H 95 % (m)	H min (m)	Kc	L (Km)	l (Km)	Ip (m/Km)	Ds (m)	Apport (Mm3/an)
221.2	63.9	1330	1070	752	680	470	415	1.39	52.2	13.78	11.5	30.8	7.3

* d'après Etude de planification intégrée et participative des aménagements de conservation des eaux et du sol gouvernorat Kasserine (Octobre 2007).

Le bassin de Foussana dont les caractéristiques sont les suivantes :

S (Km ²)	P (Km)	Hmax (m)	H 5% (m)	H moy	H 50 % (m)	H 95 % (m)	H min (m)	Kc	L (Km)	l (Km)	Ip (m/Km)	Ds (m)	Apport (Mm3/an)
948.8	143.2	1400	1180	937	900	705	660	1.31	54.11	17.54	8.8	270	16.3

* d'après Etude de planification intégrée et participative des aménagements de conservation des eaux et du sol gouvernorat Kasserine (Octobre 2007)

L'apport total de tout le bassin est estimé à 23.6 Mm³/an. A ce volume s'ajoute le débit pérenne d'oued El Hatab à Khanguet Slougui dont le volume écoulé est de l'ordre de 1 Mm³/an (CRDA, Kasserine, 2010)

Cependant et suite à la réalisation des différents barrages, les apports en eau de ruissellement à la cuvette de Foussana se sont réduits uniquement à : 24.6-17.1= 7.5 Mm³/an qui proviennent essentiellement de la cuvette en sens stricto et des apports d'oued El Fakka situé dans la structure de l'Oubira, affluent sud d'oued El Hatab.

1.1.1.4. Stations et points de mesures hydrométriques

Le réseau hydrométrique de l'oued El Hatab au niveau du bassin de Foussana comprend deux points de mesures :

La première en amont, au niveau de la gorge se situant entre Jbal El Hamra et Jbal Boughanem connue sous le nom de Khanguet Slougui (260 Km²), la deuxième en aval de la structure au niveau de l'étranglement de Boulaaba (1170 km²). Les mesures effectuées mensuellement correspondent généralement aux débits pérennes de l'oued El Hatab respectivement à l'entrée et à la sortie de la plaine de Foussana.

Les données de suivi des mesures au niveau de ces deux stations sont fournies par la direction des ressources en eaux de Kasserine.

Point de mesure Khanguet Slougui :

L'examen de l'évolution du débit pérenne de l'oued El Hatab au niveau de ce point montre deux cycles différents. Le premier correspond au début de l'historique disponible au niveau du CRDA (1983) jusqu'en 2002 et est caractérisé par un débit pérenne qui ne dépasse guère 20 l/s. Le second cycle se situe entre l'année 2002 et l'année 2008 au cours duquel le débit de l'oued enregistre une augmentation notable qui dépasse même 100 l/s (fig.19.a). Cette augmentation est causée par l'implantation du barrage de Khanguet Slougui dont les eaux d'apports s'infiltreraient actuellement complètement dans les calcaires turoniens, qui forment la bordure sud de la retenue, pour s'écouler par la suite dans le lit de l'oued à travers la source d'Ain Settara située en aval du barrage.

Notons en outre que les calcaires turoniens ne sont pas en mesure de stocker des réserves importantes d'eau infiltrées qui sortent rapidement sous la forme de sources ce qui explique les fortes variations du débit de l'oued.

Point de mesure de Boulaaba :

L'analyse des mesures observées depuis 1982 montre des variations notables de débit entre 28, 2 l/s (01/07/2008) et 200 l/s (01/03/1987) (fig.19.a). Le débit est variable d'une année à l'autre. En adoptant les valeurs des années les plus complètes, le débit pérenne moyen de l'oued varie de 75 l/s à un maximum de 133,5 l/s en 2003. Cette augmentation est liée à l'augmentation du débit de l'oued El Hatab à Khanguet Slougui, dont la majeure partie des eaux écoulées et non consommées par les agriculteurs, continue son chemin vers Boulaaba en l'absence d'infiltration dans le lit de l'oued comme semble l'indiquer l'augmentation du débit à la station de Boulaaba (fig. 19.a). Il faut noter une tendance à la baisse des écoulements sur les dernières années d'observations, baisse visible aussi sur les données de la station amont de Khanguet Slougui.

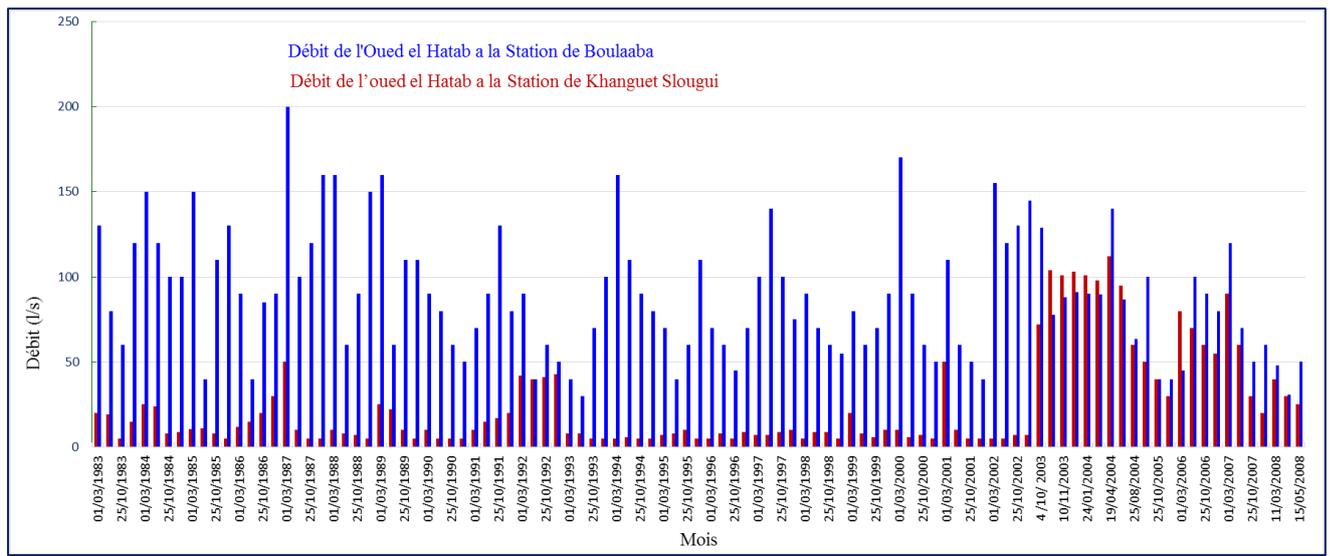


Figure 20 a : Répartition trimestrielle du débit pérenne de l’oued El Hatab aux Stations de Khanguet Slougui et Boulaâba (respectivement entrée et sortie du bassin de Foussana).

La représentation des lames écoulées aux deux stations du bassin de Foussana (Fig.19b), montre que la partie aval du bassin est la plus productrice d’écoulement (Station Boulaâba). Cette partie étant en relation avec les aquifères les plus importants, les écoulements sont renforcés par les débits de base qui proviennent des nappes.

L’amont du bassin est moins producteur d’écoulement. En effet la comparaison de la lame écoulée à la station de Khanguet Slougui avec celle de la station de Boulaâba, montre une nette différence.

On remarque aussi que la station de Khanguet Slougui produisait moins d’écoulement que la station de Boulaâba pour la période allant de 1983 à 2003, au-delà de l’année 2003 on note une augmentation du débit d’écoulement qui atteint la même valeur que celui de la station en aval du bassin. Cette augmentation est dû à la construction du barrage Khanguet Slougui où l’eau des pluies est rassemblé et sera déversé dans le lit d’oued el Hatab d’où l’augmentation du débit. De ce fait la lame d’eau dans l’oued est l’enjeu de contribution simultanée des eaux provenant des précipitations, aussi les eaux des nappes souterraines qui contribuent à l’alimentation de ce dernier une hypothèse qui sera vérifiée par l’étude hydrogéologique.

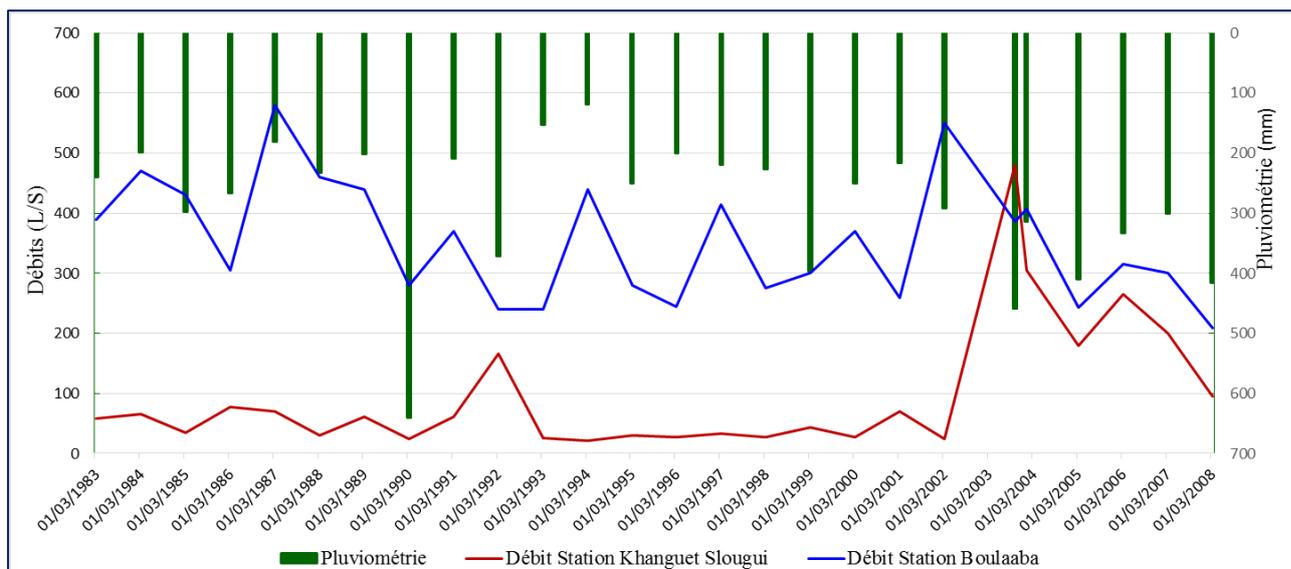


Figure 21: Répartition annuelle de la pluviométrie dans la station du Foussana Sonède et du débit pérenne d'oued El Hathab aux Stations de Khanguet Slougui et Boulaaba.

3.3. Mobilisation des eaux de surface

Dans le cadre de la stratégie de mobilisation et de conservation des eaux, plusieurs barrages et lacs collinaires (fig.22) ont été créés au niveau du bassin de Foussana. Leurs caractéristiques sont résumées dans le tableau 2.

Tableau 4 : barrages collinaires dans le bassin de Foussana en 2009

Nom du barrage	Délégation	Superficie b.v (km2)	Date fin des travaux	Objectif de réalisation
Khanguet Slougui	Foussana	40,1	30/09/1998	Recharge
Ain Beidha	Foussana	55,9	31/01/1999	Recharge +Irrigation
Charchara	Foussana	34,25	-	Recharge
Khmouda	Foussana	56	30/09/2002	Recharge
Riahi	Foussana	141	En cours	Recharge
Battoum	Foussana	80,8	En cours	Recharge

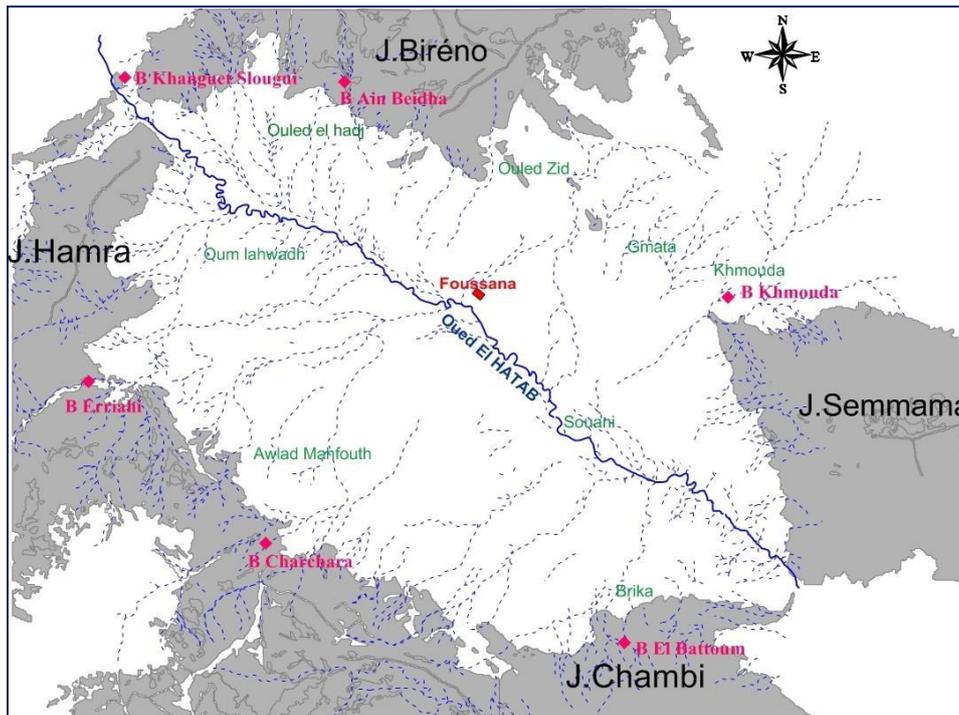


Figure 22 : Localisation des barrages dans le bassin de Foussana.

Suite à la création des barrages tout autour de la plaine, les apports des eaux de ruissellement de la plaine de Foussana, estimés à 6 Millions m^3 /an ont montré une nette diminution de volume. Ce freinage joue un rôle important dans la régularisation des ressources en eaux souterraines en particulier en période sèche. Ces barrages constituent actuellement un moyen de recharge de la nappe qui connaît une baisse piézométrique depuis une dizaine d'années.

Certains barrages se caractérisent par une infiltration importante des eaux retenues au niveau de leurs cuvettes (barrage Khmouda, Riahi, Khanguet Slougui).

Du côté nord est, l'Oued Khmouda s'écoulant sur des dépôts grossiers à forte perméabilité constitue une aire préférentielle d'alimentation. En effet, bien que l'apport de cet oued soit assez important, les eaux se propagent dans la plaine par épandage et n'arrivent pas à rejoindre l'oued El Hatab. Cet oued a connu la construction d'un barrage collinaire dont les apports s'infiltrent directement et totalement au niveau de la retenue. De ce fait et pour mieux favoriser la recharge, il est préférable de procéder périodiquement à des lâchés tant que le cheminement de l'eau à travers la retenue est encore mal connu. Le taux d'infiltration pourrait ainsi atteindre 75 % du total des apports annuels du barrage soit environ 1 Mm^3 /an.

Les barrages Charchara et Battoum implantés sur des formations imperméables constituées respectivement de marnes Emsériennes et d'argiles aquitaniennes participent particulièrement à la recharge de la nappe par les eaux lâchées dans les lits des oueds.

Le barrage Charchara a montré expérimentalement que si on libère une quantité d'eau avec un débit de 200 l/s pendant une période de 15 jours le ruissellement ne dépasse pas 500 m et toute la quantité d'eaux sera infiltrée.

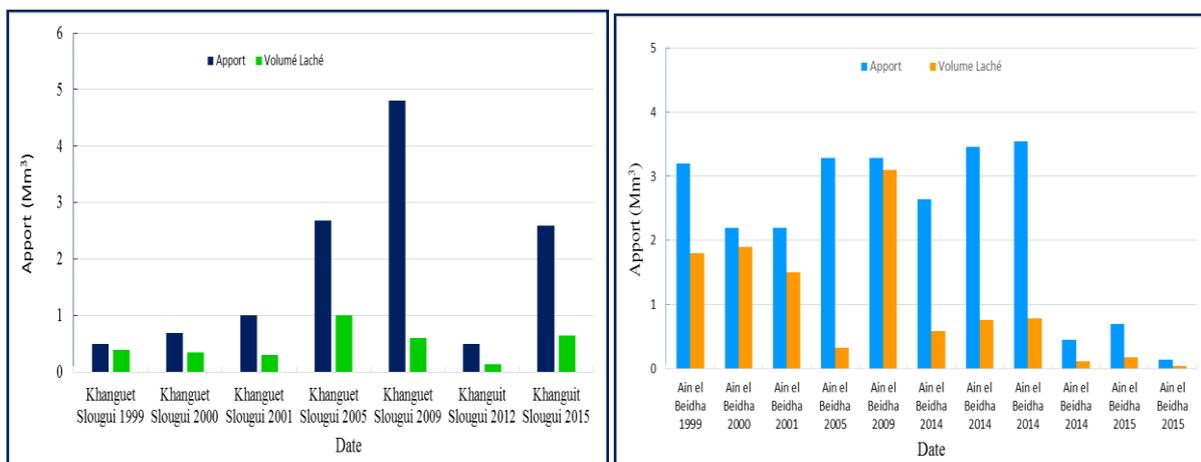
En revanche, le barrage Ain el Beidha contribue très modestement à l'alimentation de la nappe. L'évaluation de l'alimentation des eaux souterraines devrait actuellement tenir compte des apports des barrages collinaires construits tout autour de la plaine et l'alimentation du système tout le long du flanc est de Jbal Nougiza. Cette dernière paraît être aussi importante et provient essentiellement de l'infiltration des eaux météoriques et des apports des oueds de bordure en particulier l'oued Charchara, l'oued Riahi et l'oued El Battoum, facilitée encore par la construction des barrages.

3.3.1. Evolution des états de remplissage des barrages et les volumes lâchés

Le bassin d'effondrement de Foussana est doté de 6 barrages collinaires qui ont tous faits l'objet d'expérimentations, mais de manière plus poussée pour les barrages d'Ain Beidha et Khmouda.

* Les lâchers à partir du barrage Ain Beidha ont engendré une infiltration dans le lit de l'oued de l'ordre de 44 % (taux d'infiltration) du volume lâché, alors que le taux d'infiltration est évalué à 27 % du total du volume lâché pour le barrage de Khanguet Slougui.

* Le barrage Khmouda rempli à plusieurs reprises, présente un taux d'infiltration de l'ordre de 90 %. Le détail de recharge sera présenté dans le chapitre hydrogéologie



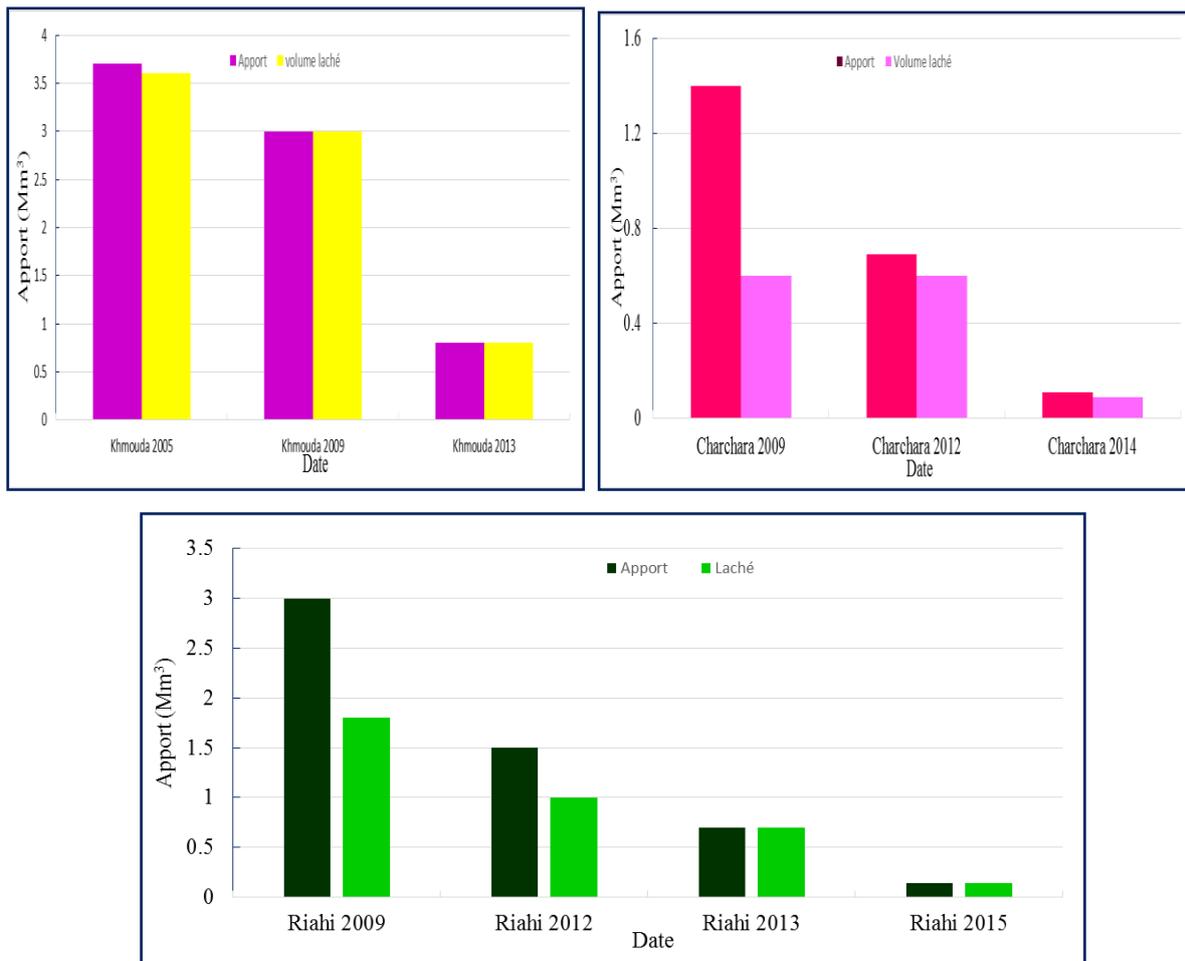


Figure 23: Apport des volumes d'eaux dans les Barrages Khanguet Slougui, Ain El Beidha, Khmouda, Charchara et Riahi.

4. Conclusion

Le bassin de Foussana est soumis à un climat semi-aride, caractéristique de la Tunisie Centrale. Il subit le double effet d'un climat tempéré caractéristique de la Tunisie du Nord et d'un climat aride des régions sahariennes. Entre un amont montagneux (1549m) et une vaste plaine d'altitude moyenne de l'ordre de 700 m, un bon contraste climatique spatial et temporel (température et pluviosité) bien marqué caractérise le bassin de Foussana.

Le bassin de Foussana se caractérise par une pluviométrie faible de l'ordre de 300 mm/an, le plus souvent à caractère orageux et torrentiel ce qui peut engendrer des débits très élevés durant un temps très court. De plus, les températures assez élevées de l'air et les valeurs importantes de l'évaporation par comparaison avec la pluviométrie engendrent un déficit hydrique important dans la région.

Cette cuvette est bordée par une série de reliefs de formes et de directions variées. Cette dépression est parcourue par un réseau dense de cours d'eau dont le plus important l'oued Hatab, collecteur des eaux, constitue la branche sud de l'oued Zéroud. Cet oued prenant

naissance des hauteurs algériennes collecte les eaux de ruissellement de la structure de l'Oubira et continue son chemin en passant à travers une gorge se situant entre Jebel El Hamra et Jebel Bou Ghanem tout le long de la cuvette de Foussana.

Dans le cadre de la stratégie de développement de l'infrastructure hydraulique dans le gouvernorat de Kasserine, depuis les années 1990, la plus grande part des investissements dans le secteur de l'eau a été destinée à la construction de grands barrages, des barrages et lacs collinaires.

Cette stratégie a permis de doter le bassin versant de la plaine d'effondrement de Foussana de six (6) barrages collinaires. Ces ouvrages servent à la mobilisation des ressources en eau de surface et peuvent être régulateurs de la ressource en eau souterraine pour assurer une adéquation permanente entre les besoins et les disponibilités en eau. L'étude des lâchers des barrages dans le bassin de Foussana montrent bien le rôle important de ces eaux dans la recharge des nappes, ceci est bien favorisé par la bonne perméabilité des lits des oueds qui permettent une infiltration importante des eaux lâchées.

CHAPITRE 2 : CONTEXTE GEOLOGIQUE

1. introduction

Le fossé de Foussana (fig.24), l'un des plus grands fossés d'effondrement de l'Atlas tunisien, se situe à l'extrémité SW de la zone des fossés et au NW de la ville de Kasserine. De direction moyenne N120-130, il possède des bordures courbes, concaves vers l'intérieur du fossé. Elles correspondent à une « méga-fracturation » importante de direction majeure NW-SE (Fig.24). La bordure nord est interrompt brutalement le pli anticlinal de Semmama qui s'avère donc sans terminaison périclinale SW. Les extrémités NW et SE du fossé de Foussana sont caractérisées par l'existence d'affleurements diapiriques de Trias salifère. La bordure SW du fossé de Foussana coïncide avec la faille majeure de Kasserine dont le jeu précoce se traduit par des variations d'épaisseur et de faciès des séries crétaées de part et d'autre de l'accident ([Bismuth et al. 1981](#)).

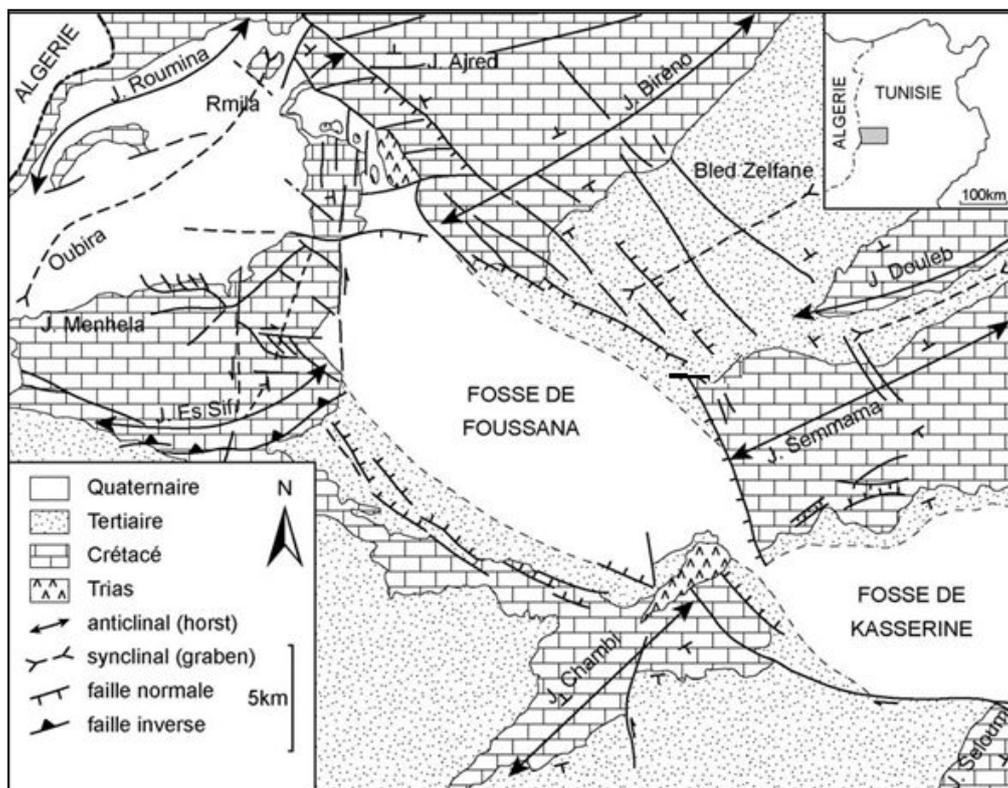


Figure 24: Carte géologique simplifiée de la région de Kasserine (D'après [Dupuis et al. 2003](#)).

2. Aperçu stratigraphique et paléogéographique

2.1. Présentation de la série stratigraphique régionale

De par sa situation à proximité de l'île de Kasserine, la région étudiée est caractérisée par la présence de lacunes stratigraphiques notamment celles de l'Eocène et de l'Oligocène. 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 qui se traduit dans ce secteur par l'apparition de faciès nouveaux comme les calcaires du Douleb, mais aussi par l'amincissement parfois poussé des formations géologiques. Le caractère néritique est bien net dans la plupart des dépôts mésozoïques de la région (Fig. 25).

Age	Formation	Log lithostratigraphique	Evénements tectoniques majeurs	Lithologie		
QUATÉRAIRE		le "Tyrrhénien" marin du Sahel		<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 pouppées calcaires 		
NÉOGÈNE	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		
		Messinien		<i>Discordance</i>		
	Miocène	Tortonien	Saouaf		Argiles sableuses légèrement gypseuses, à base gréseuse	
		Serravallien	Beglia		Sable et grès à stratifications obliques et à intercalations argilo-silteuses; la base est conglomératique	
			<i>Discordance</i>		Marnes et argiles vertes à grises plus ou moins sableuses	
		Langhien	Mahmoud		Dépôt grés-carbonaté, conglomératique à la base	
			Aïn Grab		<i>Discordance</i>	
			Oued El Hammam		Argiles vertes légèrement gypseuses à base conglomératique ravinante	
		Burdigalien	Oued El Hajel			Sable gréseux à alternances argilo-silteuses
			Messiouta			Dépôt argilo-silteux de teinte rouge brique à quelques horizons conglomératiques
PALÉOGÈNE	Oligocène	Fortuna		Sable gréseux à intercalations argileuses; conglomérats au sommet		

Figure 25: Charte Lithostratigraphique de l'Oligocène au Quaternaire en Tunisie Centrale et orientale (Belguith, 2010).

2.1.1. Mésozoïque

Le Trias

Les affleurements du trias occupent le cœur de la structure anticlinale du Jebel Chambi à l'Est et en bordure de l'anticlinal du Jebel El Ajred à l'Ouest. Ils caractérisent parfaitement le faciès germanique chaotique. On y trouve des argiles, des calcaires, des dolomies, du gypse, de l'anhydrite et des sables. A cause des mouvements d'ascension saccadés, les séries triasiques perdent progressivement leur stratification originelle pour donner cet aspect chaotique. Cette série triasique renferme beaucoup de minéraux néoformés tels que les quartzs bipyramidés et de la pyrite encaissée dans les argiles.

Le Jurassique

Nulle part, en Tunisie centrale, le Jurassique ne se retrouve en affleurement (Bismuth H. 1973). Le Jurassique n'a été retrouvé que dans le sondage pétrolier du Jebel Semmama. Il constitue le soubassement du Crétacé de l'Île de Kasserine.

Le Crétacé

Les différents faciès des formations du Crétacé, ainsi que leurs épaisseurs sont bien caractérisés dans la région (Fig. 25).

A- Le 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 Jebel el Ajred.

L'Hauterivien

Il correspond à la formation Meloussi (Burolet, 1956), et affleure au Kef Chambi.

Lors des différents projets de cartographie géologiques entrepris par l'ONM (Office National des Mines), cette série a été largement étudiée. L'Hauterivien apparaît formé essentiellement par des argiles et des argiles sableuses riches en détritiques organiques avec des intercalations de grès détritiques. Le tout est surmonté par des dolomies à intercalations de grès attribuées à l'Hauterivien supérieur. L'épaisseur de l'ensemble est estimée à 430 m.

Le Barrémien

Le Barrémien est bien représenté au Kef Chambi et au Jebel Semmama. Burolet (1956) a décrit la coupe du Kef Chambi qui fait apparaître des sables moyens à grossiers renfermant en plus des intercalations dolomitiques et des bancs de calcaires. L'épaisseur de cette série est évaluée à 70 m (SERMI. 1965), avec de fréquents changements latéraux de faciès.

L'Aptien

Connu dans les principaux reliefs de la région étudiée, notamment au Kef Chambi-Jebel Hamra et Jebel El Ajred, l'Aptien a été aussi recoupé par le forage pétrolier de la SEREPT (SEM 1). Au niveau de Kef Chambi, la formation Serj est représentée par des dolomies et/ou calcaires dolomitiques transgressifs sur l'Aptien inférieur ou sur le Barrémien.

La série est minéralisée en Plomb et Zinc. Son épaisseur totale varie de 30 à 40 m et de 100 à 120m (SERMI 1965).

Au niveau du Jebel El Hamra, la formation Serj est représenté par des calcaires noirs avec une alternance de calcaires marneux gris et de marnes. D'après la SERMI, l'épaisseur est de 65m.

Dans la localité de Jebel Ajred, L'Aptien se présente en demi-dôme périclinal qui plonge vers le NW avec un pendage de 40°; ce demi-dôme est affecté par la grande faille de Chebet El Hendi. La série Serj, de cette localité, est constituée de calcaires noirs alternant avec des calcaires marneux gris. Son épaisseur est évaluée à 65m (SERMI 1965). Le caractère récifal est net au Nord – Est du Jebel El Ajred prouvant qu'à cette époque, il existait un véritable récif.

A Jebel Semmama, les deux séries de l'Aptien, ont été recoupées en profondeur par le forage SEM 1 de la SEREPT (1967). La série est composée de deux membres; i) le membre inférieur constitué d'une succession de calcaire dolomitique à intercalation argileuse et de grès quartzitique, son épaisseur totale est de 140 m; on y trouve des lamellibranches, des orbitolines, ostréa, pectinidés et Terebratula sp. ii) Le membre supérieur épais de 260 m; il est essentiellement formé de calcaire argileux et de dolomies à interactions argileuses. Il faut signaler que ce niveau a été atteint par le sondage du Douleb (D11).

C'est dans les travaux de Burollet (1956) qu'ont été définies pour la première fois les unités lithologiques de la Tunisie Centrale, M'Rabet (1981) a repris l'étude de ces unités. Bismuth (1973) apporte de nouveaux éléments biostratigraphiques sur l'Aptien Albien en Tunisie Centrale et Septentrionale. Robaszynski *et al.* (1993) ont effectué un travail biostratigraphique détaillé basé sur les zonations de foraminifères planctoniques de l'Albien et du Cénomani en Tunisie. Memmi (1999) a réalisé une sorte d'inventaire des ammonites mentionnées dans la région d'étude, et plus généralement en Tunisie.

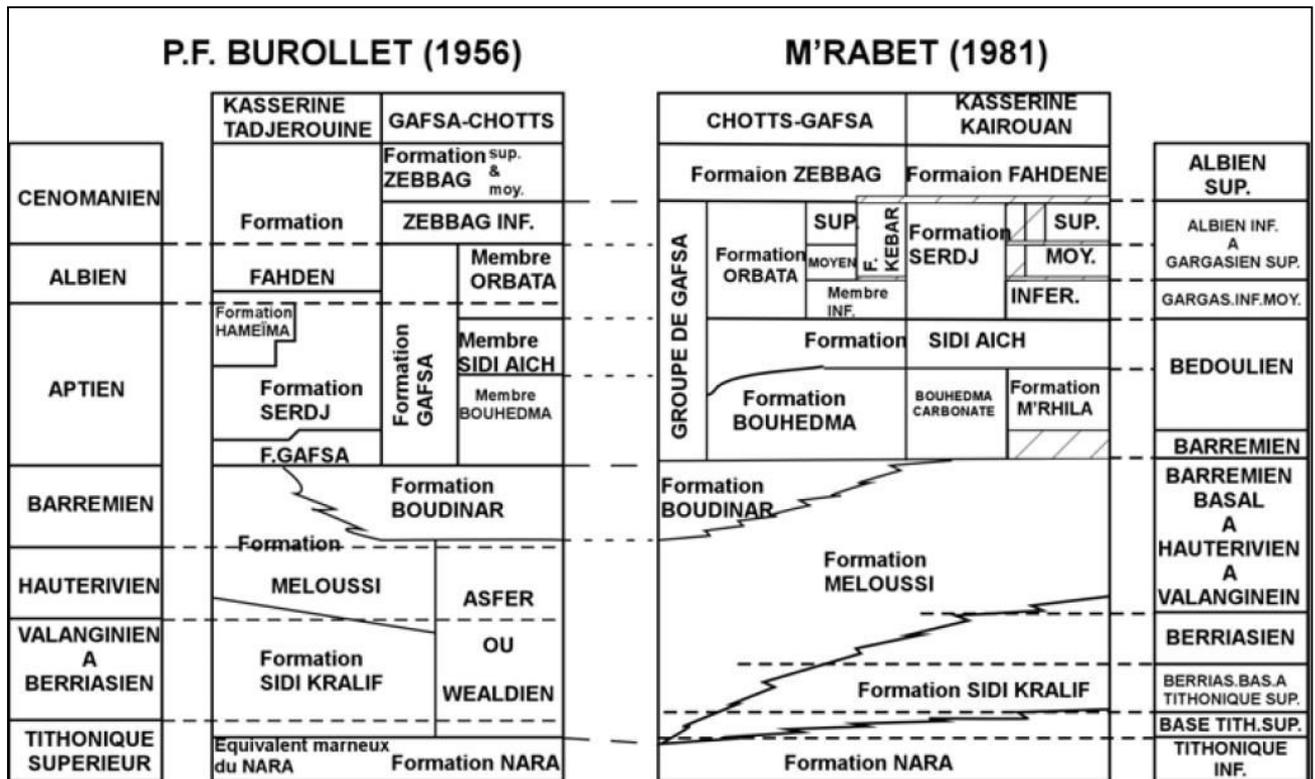
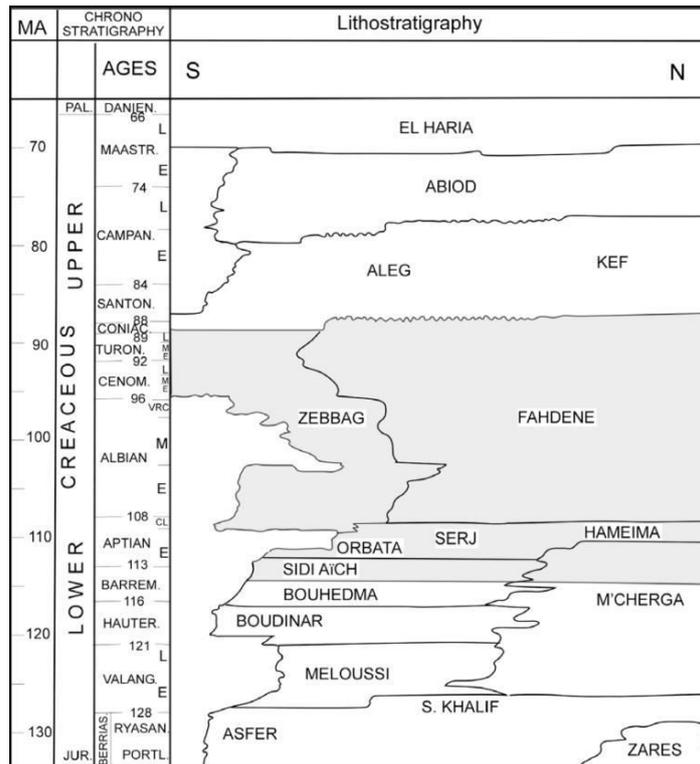


Figure 26: Corrélation lithostratigraphique des formations du Crétacé en Tunisie centrale. (Ben Ferjani et al. 1990).

B – Le Crétacé Supérieur

L’Albien

Dans la région étudiée, il correspond soit à la formation Fadhène composée essentiellement de marnes, soit à la formation Zebbag qui est constituée essentiellement de calcaire et englobe tout l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien inférieur.

Au niveau de Jebel Ajred, l'Albien se présente sous forme d'alternances de marnes et de calcaires marneux de 200 à 300 m d'épaisseur.

Le Cénomaniens

Le cénomaniens couvre au moins le quart des affleurements de la région étudiée. Nous le retrouvons à l'Ouest en bordure du Jebel El Hamra – Jebel El Ajred, constituant le cœur des anticlinaux du Jebel Bireno à l'Ouest et Chambi – Semmama à l'Est.

Au niveau de Jebel Bireno, la Formation Fadhène se présente sous un faciès marneux, nous comptons 140 m de marnes bleues avec de nombreuses intercalations calcaires.

A Jebel Hamra – Ajred, la formation Fadhène est caractérisée par la présence d'une puissante série de dolomies surmontant les marnes. La série est épaisse de 450m (d'après la [SEREPT 1967](#)) avec deux bancs de calcaires à la base et au sommet séparés par des argiles. Les marnes, assez puissantes sont de couleur grise à verte ou même noire; les intercalations calcaires sont fréquentes.

Au Kef Chambi, le Cénomaniens se présente sous un faciès différent permettant la distinction de plusieurs horizons. Il débute par des dolomies ou des calcaires dolomitiques avec des petites intercalations argileuses, niveau attribué par [Burolet \(1956\)](#) aux calcaires inférieurs de la formation Zebbag. Les calcaires moyens, de 150m d'épaisseur, de cette même formation sont attribués par la [SERMI \(1967\)](#) au Cénomaniens supérieur. Il est utile de signaler que [Pervinquière \(1903\)](#) a distingué deux grands faciès nommés : faciès méridional du type Cénomaniens du Jebel Semmama – Kef Chambi caractérisé par une grande épaisseur et l'abondance des dolomies, et le faciès intercalaire tel que celui du Jebel Hamra – Ajred connu par la dominance de ces marnes et la réduction de son épaisseur.

Le Turonien

Dans la région étudiée, le Turonien est plus développé à l'Ouest (au Jebel Bireno) qu'à l'Est (au Jebel Semmama). Dans l'ensemble, le Turonien se présente sous forme de deux séries de calcaire séparées par un niveau argileux, mais il est fréquent de rencontrer des lacunes telles que celles au niveau de Jebel Selloum (en dehors de la région). [Burrolet \(1956\)](#) a distingué trois séries attribuées au Turonien :

La série calcaire inférieure ou calcaires de Bahloul ou calcaire à Inocerames ([Pervinquière, 1903](#)) : calcaire lités ou en plaquettes avec rares interactions marneuses, de 40 à 50 m de puissance.

Les marnes et argiles grises ou argiles d'Annaba. Ce sont des marnes bleues, calcaires avec prédominance de calcaires au sommet.

La série calcaire au sommet ou calcaire de Bireno. Ce terme affleure sur une zone étendue de la région étudiée. Au niveau de Jebel Bireno, cet horizon se présente sous forme de calcaire blanc rose à Rudistes.

A Kef Chambi, se trouve une grande variété de calcaires tel que calcaires marneux gris, calcaires sublitographiques à silex, dolomies ou calcaires dolomitiques de 40m d'épaisseur. Plus au Nord, à Jebel. Agab et Zebbeus, le faciès change, la série passe à des calcaires dolomitiques de 30 m d'épaisseur.

La même succession se trouve au Jebel Semmama :

Calcaires blancs (50 m) : Membre Bahloul.

Marnes grises avec lits de calcaire marneux (45 m) : Membre Annaba.

Calcaires détritiques à dolomitiques (50 m) : Membre Biréno.

A l'Ouest au Jebel Hamra – Jebel Ajred, le Turonien est plus épais; la SERMI a étudié en détail ce niveau qui présente un grand intérêt minéralogique. La coupe de Nouvel Bornuat présente 60 à 80 m de marnes vertes à intercalations de bancs calcaires marneux, de petits passages gréseux et de bancs de lumachelles surmontés par 5 m de calcaires gris à Gastéropodes et Ammonites. Par contre le Turonien supérieur est constitué essentiellement de trois bancs de dolomies rousses (de 7 à 15 m) dont la première correspond à la principale roche magasin de petits gites plombo zincifères des Jebels Hamra et Ajred. Au niveau de Jebel Bou Ghanem El Guedim, la coupe est semblable à la précédente surtout pour le niveau supérieur.

Le Sénonien

En partant de la région étudiée et en remontant vers le Nord, nous constatons une augmentation nette de l'épaisseur des différentes séries d'autant plus qu'il existe même des lacunes dans le Sénonien des régions de bordure du fossé de Foussana. Il faut signaler aussi que dans les régions où le Sénonien est complet, l'épaisseur des séries diminuent successivement vers le sommet. En certains endroits de la région étudiée, le Coniacien-Santonien, à constitution essentiellement marneuse, atteint aisément 500 m d'épaisseur (Pervinquière, 1903); alors que le Campano-Maastrichtien, représenté dans la plupart des cas par des calcaires blancs à silex ne dépasse guère les 100m. Pervinquière (1903), attribue cette série au « faciès méridional » caractérisé par une sédimentation en relation avec une faible profondeur de la mer marqué par des mollusques littoraux et des Ostracés. L'ensemble de ces facteurs prouve que la région étudiée avait commencé à émerger dès la fin du Turonien sous l'effet de l'orogénèse Alpine (Burollet,

1956 et 1967). A la fin du Sénonien notre région a complètement émergé donnant ainsi naissance à l'île de Kasserine.

Le Coniacien-Santonien

Ce sous étage est bien développé aux Jebels Ajred, Bireno et Hamra. Aux Jebels Ajred, Bou Ghanem et El Guedim le Sénonien inférieur affleure au Nord et à l'Ouest des affleurements triasiques de l'Henchr En Nakhla. Il débute par des marnes vertes gypseuses (50 m) et se termine par un niveau calcaire de 6m en petits bancs. Au Djebel Bireno, au Nord-Ouest, [Pervinquière \(1903\)](#), a décrit en détail la coupe d'Ain Glaà qui met en évidence une série marneuse à ostracés de 250 m d'épaisseur renfermant quelques bancs de calcaires sableux et ferrugineux et 5 à 6 bancs de lumachelles. Au Jebel Bouderies au Sud, afin de préciser la nature du contact des grès miocène et des formations sénoniennes, la coupe de Pervinquière le long d'Oued Charchara en allant du NE au S.W a été levée sous les grès miocènes affleurant sur une grande étendue, des calcaires marneux de 5 m d'épaisseur, présentant plusieurs fossiles. Ce banc est soutenu par des marnes calcaires de 6 m d'épaisseur sous lesquelles se trouve un banc repère de lumachelles de 1 m d'épaisseur, puis 2 niveaux de marnes grises séparés par un banc de calcaire dur de 7 m. Il est possible que ce dernier appartient au Coniacien-Santonien; il présente un faciès particulier représenté essentiellement par des calcaires connus sous le nom des calcaires de Douleb.

Le Coniacien affleure surtout au Jebel Semmama et au pied du Jebel Chambi. Il faut signaler que les marnes coniaciennes s'amincissent énormément en bordure Nord du fossé de Foussana. A l'Est au Jebel Semmama, le Coniacien affleure sur une grande étendue mais il est incomplet bien que son épaisseur atteigne par endroits 100 m. Nous trouvons des calcaires massifs beiges souvent dolomitiques soutenant 45 m de marnes attribuées au Santonien. L'épaisseur totale du Sénonien inférieur est de 145 m (130 m d'après le SERMI).

Au Sud-Ouest de Chambi, les intercalations marneuses sont nombreuses et l'épaisseur est plus réduite. L'étude stratigraphique détaillée a montré que le Sénonien inférieur marneux est complet ([Rahoui, 1971](#)).

Le Campanien –Maastrichtien

La région étudiée compte très peu d'affleurements de Campano-Maastrichtien. Ces affleurements sont localisés essentiellement en bordure nord du fossé de Foussana. Cette période est représentée généralement par des calcaires à grains fins et des calcaires crayeux à silex de couleur grise à blanchâtre, très altérés en surface et même karstifiés; ces karsts sont, parfois, de grande dimension. Trois sondages : Zelfène III (8413 / 4), Zelfène I (8092/4) et Zelfène II (8213/4), implantés au Nord du fossé et ayant respectivement 360, 192 et 100 m de

profondeur, montrent d'une part que le Campano-Maastrichtien dans cette région est discontinu. Il n'existe qu'au Nord à Bir Chabbane et au Nord Est à Koudiat el Chabia et au pied du Jebel Semmama. D'autre part, son épaisseur est très réduite de l'ordre de 12 m à Bir Chaabane et de 405,5 m au Nord du Jebel Semmama. Cette série calcaire, correspond aux calcaires à Incérâmes (Pervinquière, 1903) et à la formation Abiod (Burolet, 1956). Elle peut avoir un intérêt hydrogéologique remarquable.

2.1.2. Le Cénozoïque

Paléocène

Cette série n'apparaît nulle part dans la région étudiée. Burolet (1965) en s'appuyant sur les données fournies par l'étude de l'ensemble des formations secondaires et tertiaires explique la lacune sédimentaire du Paléocène aux abords immédiats du fossé de Foussana, par l'émergence de l'Ile de Kasserine sous les processus de l'orogénèse Alpine. Cette série apparaît à l'affleurement lorsqu'on s'éloigne du centre de l'Ile de Kasserine où ce niveau est absent.

Eocène

Cet étage affleure largement dans la région de Sbiba, mais il est totalement absent dans la région étudiée. Nous signalons, à titre d'information, que l'Eocène inférieur présente normalement une série phosphatée à sa base et des calcaires à nummulites alors que l'Eocène moyen et supérieur équivalent à la formation Souar est plutôt à tendance marneuse.

Oligocène

Les forages en bordure de la Foussana (Zelfène I, II et III) n'ont traversé ni l'Oligocène ni l'Eocène. Les travaux antérieurs ont montré que l'Oligocène affleure au Nord de Sbiba et à l'Est de Tiouacha. L'épaisseur de ces formations croît en allant de Foussana vers le Nord.

Miocène

Avec le début du Néogène commence une importante transgression marine. Cependant « l'Ile de Kasserine », totalement émergée à la fin du Crétacé, est totalement épargnée. 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 à proximité de la série calcaire du Campanien. En dehors de la zone étudiée, nous retrouvons ces dépôts, moins fossilifères, dans la région de Fériana, au flanc sud du Kef el Hammam et au Jebel Goubel. Burolet a défini une relation étroite entre ces dépôts et ceux qui sont connus en Algérie. Partout ailleurs, au Nord comme au Sud, le Miocène est connu sous son faciès continental.

Aquitaniien

C'est un faciès de conglomérat, d'argiles rouges latéritiques et de marnes gypseuses. Il s'agit d'un faciès lagunaire, témoin d'un début de transgression marine après la longue émergence

durant l'Eocène et l'Oligocène. Ces formations ont une trentaine de mètres d'épaisseur sur le flanc sud de Chambi (Roumiguière, 1946); une quinzaine de mètres au Nord de Foussana.

Les forages de Bled Zelfène (I, II et III) et certains forages de Kasserine montrent que ces formations ne sont pas continues mais sont plutôt lenticulaires. Il faut signaler que dans la région étudiée, ces formations, si elles existent, reposent sur le Crétacé.

Burdigalien - Miocène Moyen (Langhien- Serravallien)

On attribue au Burdigalien et au Miocène moyen, les grès grossiers à vertèbres et marnes gypseuses. Ces dépôts affleurent largement au Nord de la Foussana à Sidi Merzoug et à Sbiba; au Sud l'affleurement est limité à quelques km².

La série gréseuse rencontrée dans la région étudiée, est attribuée par la plupart des auteurs au Burdigalien. Elle est représentée dans la plupart des cas par des grès avec sables grossiers tendres à stratifications entrecroisées et de granulométrie variée. Les dragées de quartz sont fréquentes surtout à la base de la série qui débute généralement par un conglomérat souvent ferrugineux très dur donnant ainsi naissance à des dalles de quelques mètres d'épaisseur; de 5 à 10 m à Ain Khmouda, 20 m à Bir Chaabane, 41 m au sondage de Zelfène I, 2 à 3 m au flanc est de Chambi (Roumiguière, 1941 et 1942). En revanche, sur le flanc sud de Foussana, ce conglomérat est absent, de sorte que les grès reposent directement sur le Sénonien. Il y a lieu de signaler que le niveau supérieur de la série renferme des débris de bois silicifiés et des traces de végétaux. Les intercalations marneuses sont fréquentes, mais leur épaisseur dépasse rarement les 5 mètres. L'épaisseur de la série gréseuse atteint, au cœur de Sidi Merzoug – Sbiba et en bordure de Foussana, 400 m. La série marno-gréseuse rencontrée dans la région étudiée est attribuée au Miocène moyen (Langhien-Serravallien) et affleure en large partie au sud de la cuvette de Foussana à Sidi M'Barek Kcherid; où son épaisseur apparente dépasse les 200 m. Elle est constituée d'alternances d'argiles et de marnes bariolées (rouge et verte) avec des petits passages de sables et quelques niveaux de lignites.

Cette série a été recoupée par les forages SF1, SF4 et SF5 à des profondeurs variables mais son épaisseur maximum se situe à l'endroit du SF1 qui occupe le centre de Foussana. Les données géophysiques ont montré que ces dépôts s'amincissent considérablement vers les bordures du fossé et parfois même disparaissent pour laisser place à des dépôts plus grossiers.

Mio – Pliocène

Il s'agit d'une formation continentale très hétérogène constituée essentiellement de sables, d'argiles, de conglomérat et de marnes azoïques, attribuée à la formation Segui. Bien visibles au Nord de Chambi, ces dépôts couvrent toute la cuvette de Foussana. L'épaisseur de ces dépôts semble atteindre sa valeur maximum au centre de la cuvette de Foussana.

2.1.3. Quaternaire

Les dépôts du Quaternaire sont très diversifiés; ils sont constitués essentiellement d'éléments détritiques très variés de grande perméabilité couvrant l'ensemble des bassins de subsidence, ce qui leur donne d'énormes épaisseurs. Ils donnent souvent naissance à des nappes perchées qui sont intensément exploitées par la population pour l'alimentation humaine et animale. Grâce leur grande perméabilité, les dépôts quaternaires, jouent le rôle de collecteur d'eau alimentant dans certaines conditions le système miocène. Nous distinguons dans le Quaternaire :

Les éboulis de cônes de déjections : Ce sont des dépôts de pente affleurant en grande surface au pied du Jebel Semmama à l'Est, aux Jebel Hamra et Jebel Ajred à l'Ouest; ces dépôts sont très grossiers et perméables.

Les affleurements sableux: Il s'agit de sol sableux ou argilo – sableux parfois limoneux, affleurant surtout sur le haut plateau de Sidi Merzoug - Sbiba au Nord et dans le synclinal d'Ain Bouderies au Sud.

Les alluvions : Elles sont représentées surtout par des argiles, parfois gypseuses, des cailloutis, des sables et du gravier. Les dépôts détritiques occupent les bordures de la cuvette de Foussana alors que la partie fine, plus ancienne, affleure le long de l'Oued Hatab.

2.2. Paléogéographie du fossé et des structures avoisinantes

La région de Foussana constitue la partie sud 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 ([Castany, 1953](#); [SERMI, 1965](#)) 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 Berriasien, de l'Aptien et de l'Albien dans les régions voisines. Au cours de l'Hauterivien et du Barrémien les influences marines sont nettement diminuées et la sédimentation marine devient continentale ou littorale. Les dépôts détritiques présents sont caractérisés surtout par des sables à stratification entrecroisée avec au sommet des restes de végétaux silicifiés. [Ilvasky \(1967\)](#), attribue ces changements de faciès et d'épaisseurs ainsi que la stratification entrecroisée à un début d'évolution diapirique du trias suivant des axes NE-SW qui correspondent aux anticlinaux du Jebel Hamra-Biréno et Chambi - Semmama.

Au cours de l'Aptien, l'Ile de Kasserine devient une zone néritique ou littorale, caractérisée par des niveaux conglomératiques de base, des brèches et des horizons détritiques. Sur les hauts fonds ont pris place des faciès subrécifaux. L'ensemble de ces facteurs traduit l'importance des

mouvements tectoniques qui ont affecté l'île de Kasserine. Cette zone va ainsi jouer le rôle de barrière aux influences marines venant du Nord. L'Albien par contre est caractérisé par une sédimentation marine représentée par des dépôts marneux traduisant une transgression de la mer relativement importante.

Cette sédimentation marneuse se poursuit au Cénomaniens et au Turonien inférieur, cependant les fossiles retrouvés dans ces dépôts (ostracés, lumachelles) sont témoins d'une mer peu profonde – épinéritique. Au Turonien supérieur, le caractère régressif s'accroît favorisant la mise en place d'un faciès subrécifal. La dernière phase a eu lieu au Sénomien supérieur qui est caractérisée par une sédimentation épinéritique. A la fin de cet étage, la partie méridionale de l'île de Kasserine a totalement émergé.

Au Paléocène et à l'Eocène, l'île de Kasserine est toujours émergée. Le Miocène voit apparaître un changement de la paléogéographie et une grande activité orogénique qui est à l'origine de la formation de bassins continentaux où les dépôts grossiers sont très abondants. A la fin du Miocène moyen, a eu lieu la phase orogénique principale qui a donné naissance à des grands reliefs. Au cours du Pliocène, toute la Tunisie a émergé, et les dépôts continentaux provenant de la grande érosion, des reliefs se sont déposés dans les parties basses donnant ainsi naissance à des grands bassins subsidés qui se sont effondrés au Villafranchien (Castany, 1953) à la suite de plissement Atlasique accentué par les grandes poussées des séries triasiques. Les failles longitudinales et transversales, formées au Miocène moyen, ont joué au Villafranchien donnant naissance à des grandes plaines d'effondrement telles que la plaine de Foussana.

3. Analyse structurale du bassin de Foussana

La tectonique du fossé d'effondrement de Foussana est d'autant plus compliquée qu'elle est en liaison étroite avec l'évolution de toute la région de Kasserine qui a émergé à partir de l'Aptien et durant le Crétacé supérieur. Notre esquisse tectonique est fondée sur l'intégration des travaux de Pervinquière 1922, Castany 1953, Burollet 1956, Bornuat (SERMI 1965), Ilvasky 1969, Ben Ayed 1993, 1979 et 1986, Chihi 1984 et 1995, Dlala 1984 et 1995, Zouari 1984, Rigane 2009, Chihaoui 2004, Ladab 2006, Belguith 2010, Zouaghi 2010 et Ezzine 2012.

La plupart des structures atlasiques de la Tunisie centrale se sont formées à la suite de mouvements orogéniques qui ont eu lieu au cours du Crétacé inférieur jusqu'au Pléistocène. En effet, les études récentes des faciès du Crétacé inférieur (Berriasien, Aptien, Albien) ont montré que l'île de Kasserine a émergé, en partie, au cours de la lacune Trias-Crétacé inférieur donnant ainsi naissance à une zone de haut fond relativement stable qui a totalement émergé au Crétacé

supérieur (Fig.27). Les plis et les flexures engendrés, qui sont à grand rayon de courbure, ont donné naissance à de grandes unités orientées Ouest-Est (Castany, 1953).

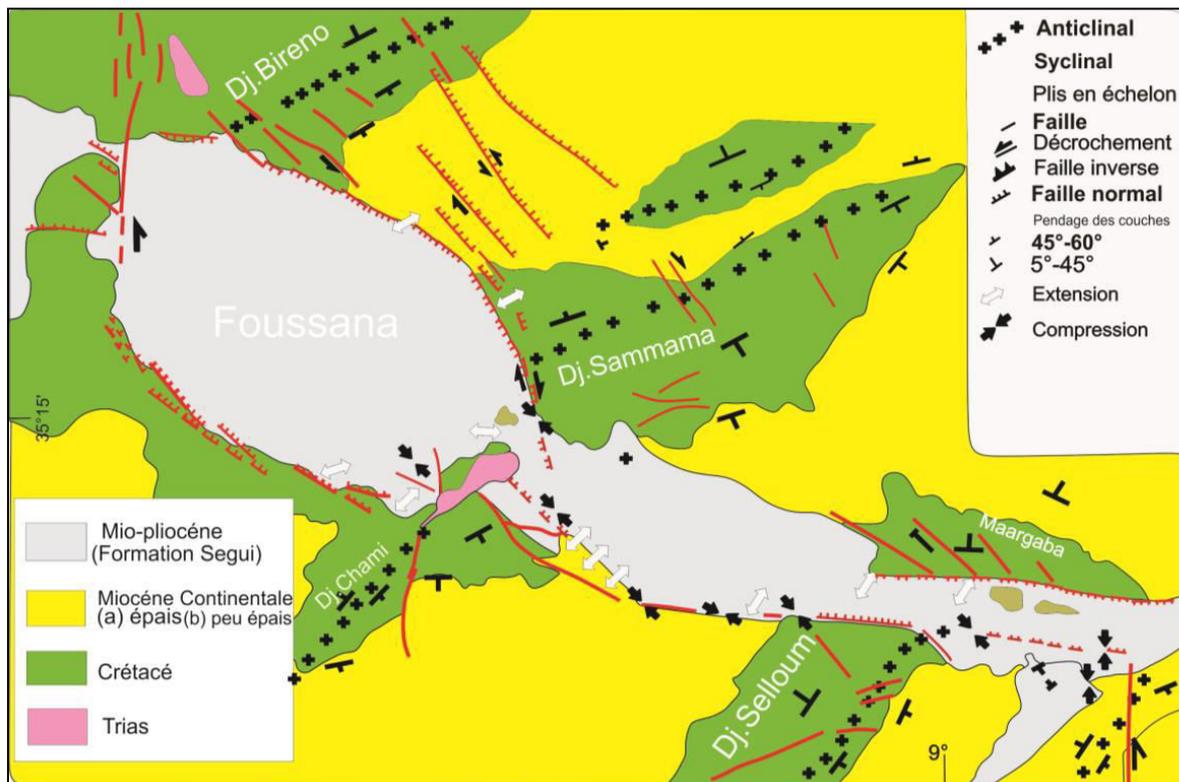


Figure 27 : Schéma structural de la région de Kasserine (D'après Philip, Andrieux, Dlala, Chihi et Ben Ayed, 1986).

L'ensemble des mouvements orogéniques alpins dans le fossé de Foussana, a donné naissance à deux structures complexes, la structure de Jebel Hamra et Jebel Ajred et celle de Jebel Chambi et Jebel Semmama situées respectivement à l'Ouest et à l'Est du fossé.

3.1. Structure complexe de Jebel Chambi et de Jebel Semmama

Ces structures constituent la limite est du fossé d'effondrement de Foussana et délimitent ainsi la partie aval du bassin de l'Oued Hatab. Elles présentent une forte complexité tectonique du fait de la succession des mouvements tectoniques qui se sont déroulés du Crétacé inférieur jusqu' au Quaternaire. Certaines failles créées au Miocène ont rejoué au Quaternaire, date de la phase du plissement le plus important. A cet effet, vient s'ajouter l'extrusion du diapir triasique qui a éventré la structure de Chambi créant ainsi plusieurs séries de failles affectant le cœur de l'anticlinal et sa bordure, le rejet pouvant atteindre, par endroit, 500 m.

La direction dominante de ces failles est NW-SE. Elles sont orthogonales à celle de l'axe de l'anticlinal. Cependant, Jebel Semmama est aussi le siège de failles orientées parallèlement à

l'axe du pli. Les flancs nord et sud respectivement du Jebel Chambi, Jebel Semmama sont bordés par 2 failles d'un rejet plus important de l'ordre de plus de 600m, limitant une partie effondrée de 2 km de longueur à remplissage de dépôts Mio-Plio-Quaternaire.

Jebel Semmama

L'anticlinal de Semmama est un pli fortement déjeté vers le Nord-Ouest où le pendage dépasse par endroits 70° alors qu'il ne dépasse pas les 30° sur le flanc sud-est (Fig. 28). Cette structure est tronquée par une multitude de failles perpendiculaires à son axe dont certaines ont facilité l'accès des eaux courantes aux couches tendres sous-jacentes aux calcaires des deux formations d'Abiod et de Douleb (Fig. 28). Une coupe longitudinale tout le long de l'axe de Semmama montre que la charnière du pli du Semmama s'abaisse progressivement vers la retombée péri-anticlinale nord-est avant qu'elle ne s'enneie sous les dépôts du Néogène (Fig.29).

La demi-combe du Jebel Semmama

Sur le côté nord-est du Jebel Semmama, se développe une demi-combe une ampleur assez importante. Les crêts formés par les calcaires campaniens-maastrichtiens dessinent la demi-combe de Semmama d'une hauteur de presque 100 m (Fig. 30).

La fermeture anticlinale orientale du Jebel Semmama déjeté vers le Nord-Ouest, a légèrement favorisé l'extension de cette combe vers le Sud-Est. La tectonique a joué un rôle déterminant dans la géomorphologie actuelle et l'évolution de la demi-combe de Semmama. Parmi les indices et les signes de cette tectonique on notera le cheminement et le creusement des réseaux hydrographiques responsable au niveau du Jebel Semmama.

A l'aide d'une vue stéréoscopique de quelques photographies aériennes couvrant cet endroit et qui ont montré un léger décalage à jeu sénestre apparent, entre les crêtes calcaires de part et d'autre des cols de Bou Okka et d'Ounayis, on remarque que la répartition et la disposition des cours d'eau et des réseaux hydrographiques, cataclinaux et anaclinaux de part et d'autre des crêtes de la combe, ont été influencés par la présence d'une faille transversale au sens des crêtes de Semmama (Zerai, 2006) (Fig. 26).

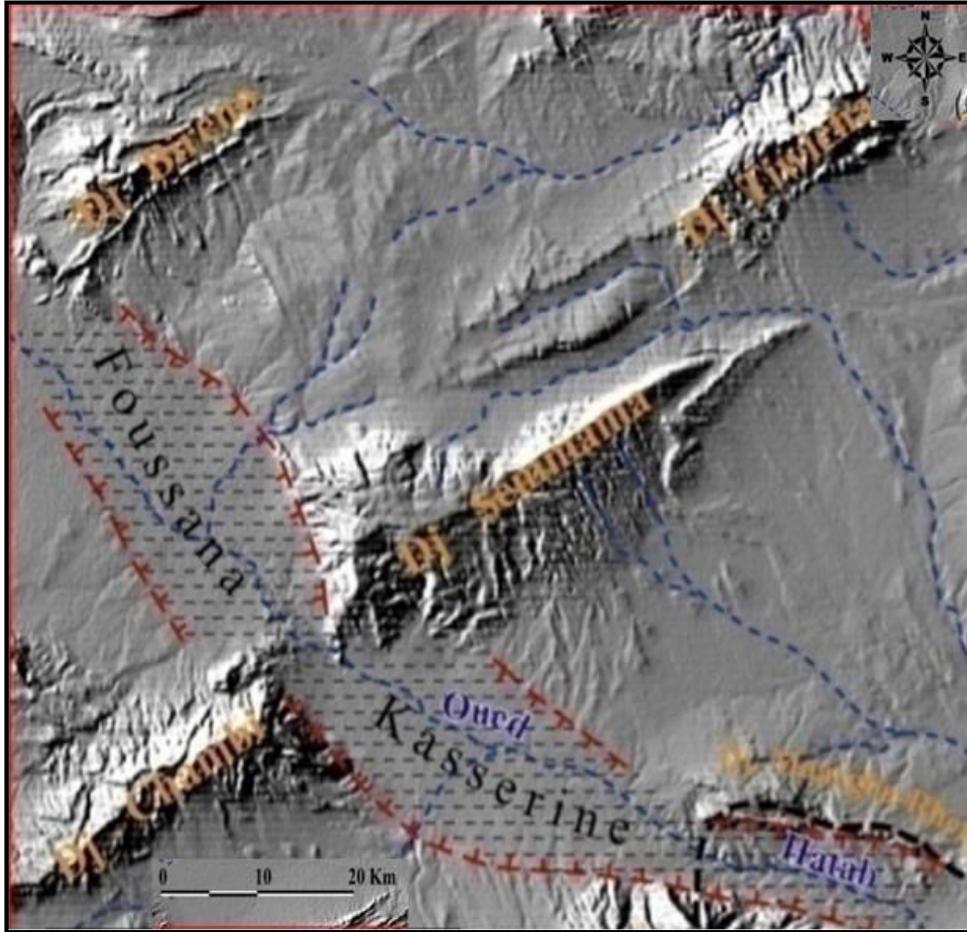


Figure 28: photo aérienne montrant la structure de la demi-combe anticlinale de Jebel Semmama (Zerai, 2006).

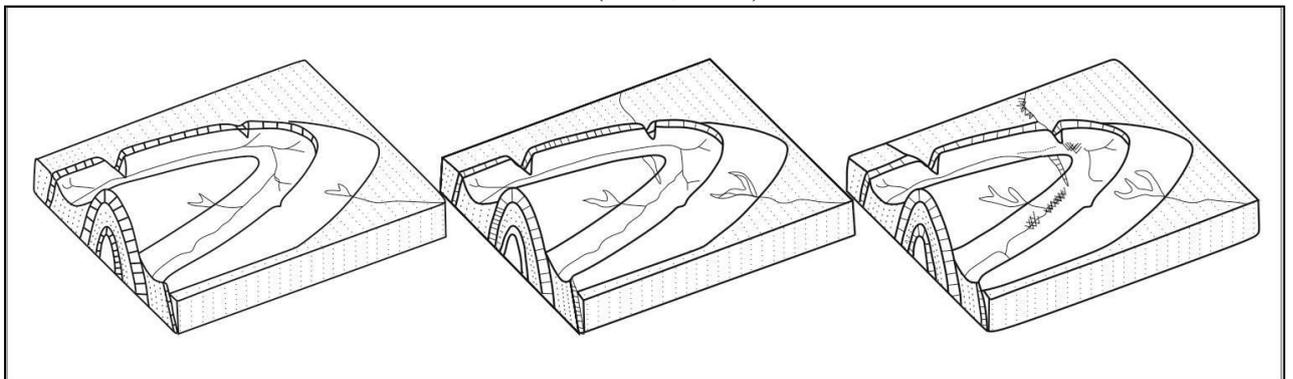


Figure 29: Evolution de la demi-combe de Semmama au cours de Quaternaire (Zerai, 2006)

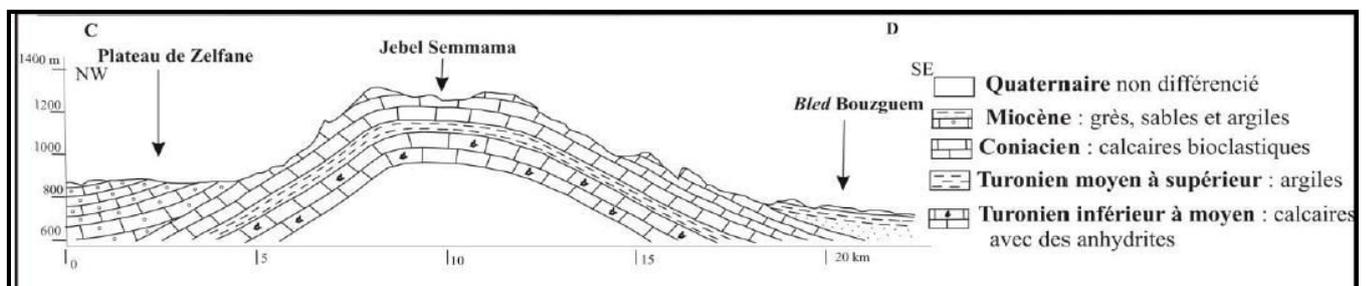
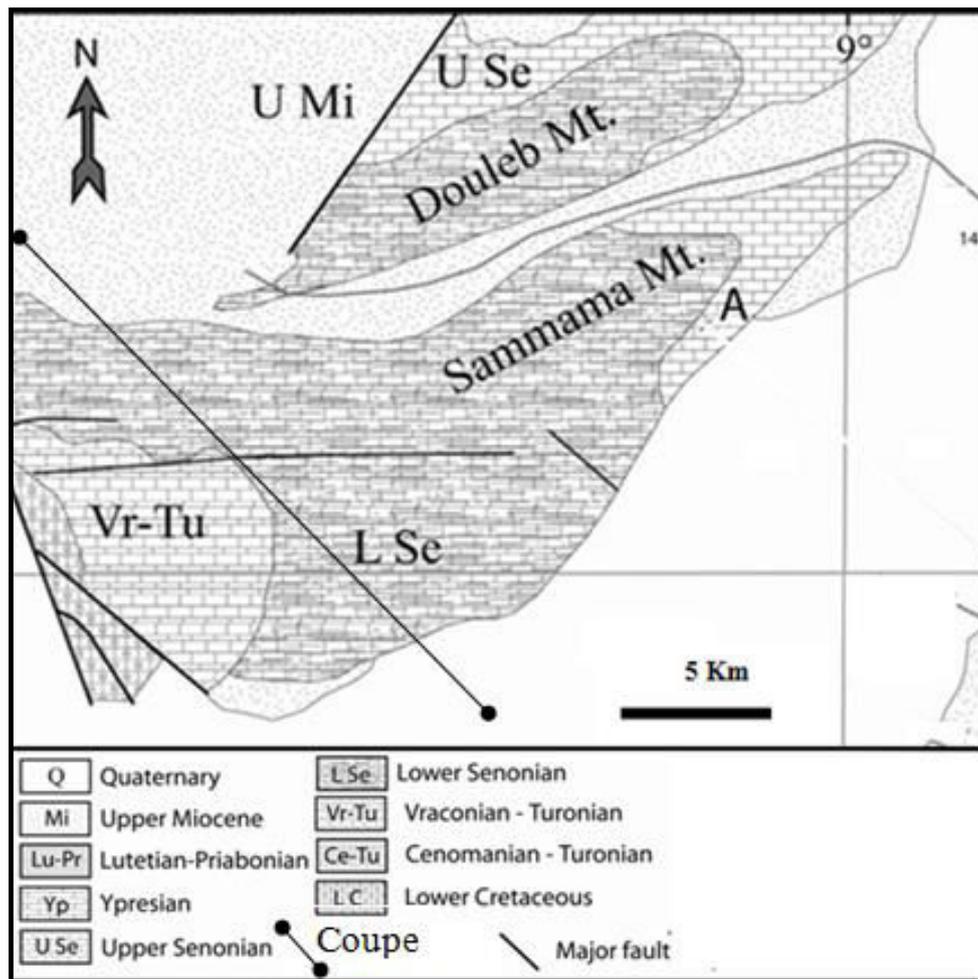


Figure 30 : La structure géologique de Jebel Semmama (Hentati, 1977).

Du point de vue morpho-structural, l'anticlinal de Semmama correspond en grande partie à un mont dérivé étendu. Ce dernier est façonné dans les calcaires coniaciens et santoniens qui affleurent largement dans la partie sud et ouest de la voûte anticlinale (Fig. II.7b). Le profil longitudinal montre que l'extrême nord-est correspond à un mont dérivé typique dégagé au milieu d'une demi-combe annulaire (Hentati, 1977). En profil transversal, l'élaboration de ce mont est le résultat d'une érosion totale des argiles et des calcaires.

Jebel Chambi

La structure de Jebel Chambi se présente comme un anticlinal de direction SW-NE 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, a contrôlé la terminaison périclinale de Jebel Chambi (Fig. 30).

De plus cette structure subit une torsion axiale de plis de 60° amenant l'axe de la structure à la direction EW à ENE-WSW.

Tableau 5: Comparaison stratigraphique entre Djebel Chambi et celui de Semmama (Zerai, 2006).

ETAGES		Série de J. Chambi	Epaisseur	Série de J Semmama	Epaisseur
Quaternaire des compartiments Effondrés		Alluvions récentes ; Limons et sables.	23m		
		Alluvions anciennes ; sables et argiles.			
		Alluvions anciennes ; argiles jaunes à gypse.			
Quaternaire des plateaux		Cône de déjections ; éluvions et alluvions de pente avec ou sans cailloutis de surface.	Quelque mètres		
		Carapace travertineuse continue ou discontinue, des cônes de déjection et éluvions de pente.			
Pliocène.		Alternances de conglomérats, de grès et d'argiles.			
Miocène Moyen Miocène supérieur		Grès et argiles à végétaux silicifiés... Grès dominant à la base, grès et argiles au sommet. Episode de calcaire lacustre au Nord du Chambi.	2.000m.		
Miocène Inférieur		Argiles rouges à gypse.		Plusieurs centaines à quelques mètres	
Santonien Campanien Maestrichtien		Calcaires et calcaires marneux surmontant des alternances de marnes et de Calcaires.	400m 200 à 250m	Calcaires alternant avec des marnes.	115m
Coniacien		Alternances de marnes et de calcaires surmontant des marnes jaunes.	0 à 50m 500m	Marnes jaunes calcaires grumeleux et lumachelles.	130m
Turonien	Inférieur	Calcaires marneux et marnes.	50m à 100m	Calcaires marneux et marnes.	65m
	Moyen	Marnes grises.	50 m	Marnes jaunes.	85m
	Supérieur	Calcaire compact.	60 m	Calcaire compact	35m
Cénomanién	Inférieur	Calcaire dolomitique à lumachelles de surmontant des marnes très gypseuses.	140m à 60 à 100m	Calcaire dolomitique à lumachelles de surmontant des marnes gypseuses.	100m 220 m
	Moyen	Marnes grises et bancs d'Huitres	Env. 100m	Marnes grises et bancs d'huitres.	150m
	Supérieur	Calcaire dolomitique grossier à intercalations marneuses.	180 m	Calcaire dolomitique grossier à intercalations marneuses.	150m
Aptien		Complexe de marnes, dolomies et grès.	600m	Dolomies, grès et marnes bariolées	15m
Barrémien		Calcaire brique à Ammonites pyriteuses			
Trias		Argiles bariolées. Roches broyées. Roches vertes.			

Khanguet Boulâaba

La Khanguet Boulâaba ou la trouée de Sidi-Boulâaba (ou Khanguet Boulâaba) correspond à un point de communication entre le fossé d'effondrement de Foussana avec celui de Kasserine.

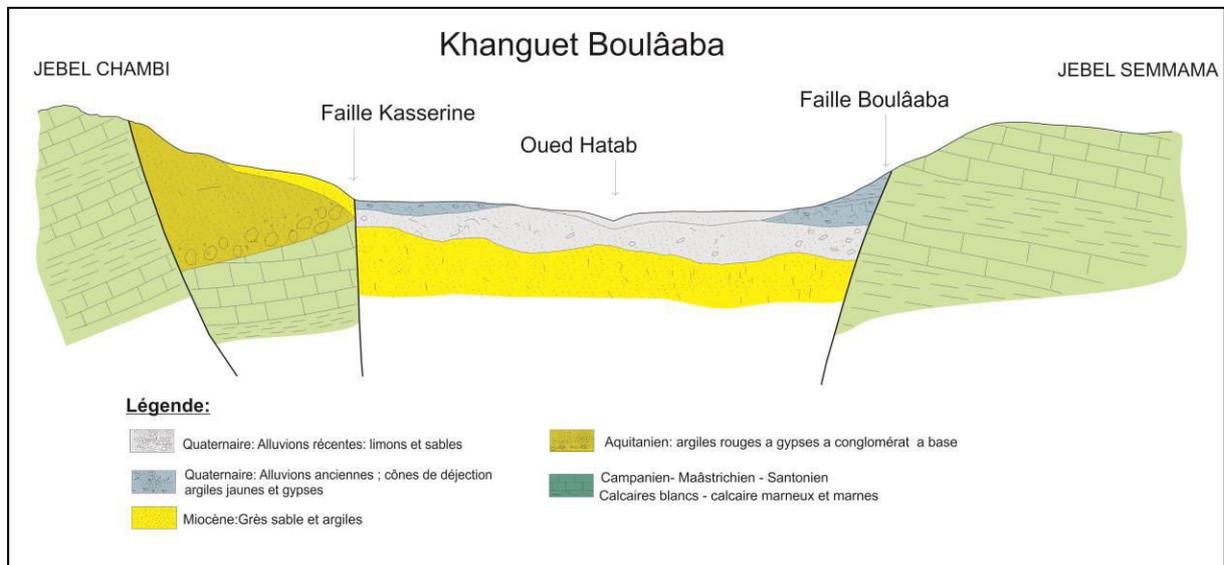


Figure 31 : Coupe géologique au niveau de Khanguet Boulâaba.

Une coupe de direction moyenne NE-SW (Fig.30) levée au niveau de cette localité montre le rôle joué par les failles bordières à cette khanga dans la délimitation du fossé. En effet, ces deux failles à caractère d'effondrement enregistrent un rejet vertical qui se chiffre à quelques centaines voire même des milliers de mètres. A proximité de Jebel Chambi, une faille normale affecte les dépôts du Campanien-Maastrichtien affaisse la partie NE de quelque centaine de mètres créant un escarpement énorme qui sera rempli par des dépôts quaternaires.

Ceci montre l'ampleur de l'épisode effondrant daté au Quaternaire de cette structure de Foussana (Fig. 31). De plus, les dépôts du Miocène se trouvent face à face avec ceux du Campanien-Maastrichtien au centre du fossé. Ceci argumente d'avantage et la précocité de l'installation du fossé et l'ampleur des rejets de ces failles qui ont contrôlé l'affaissement du fossé. Ces deux failles correspondent à celles de Boulâaba au NE et de Kasserine au SW.

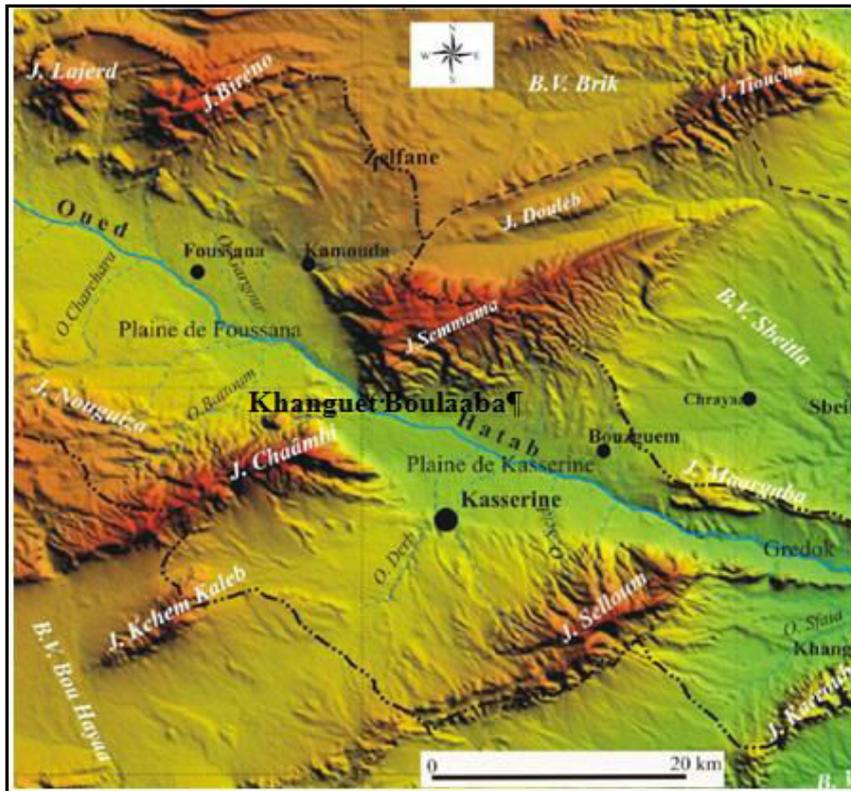


Figure 32 : Jonction structurale entre Jebel Chambi, Fossé de Foussana et Jebel Semmama (Bkhaïri, 2009)

Tectonique de l'axe de l'anticlinal du Jebel Hamra - Jebel Ajred

L'axe l'anticlinal du Jebel Hamra - Jebel Ajred orienté NE - SW, constitue la limite occidentale du bassin de Foussana. Il fait partie de la feuille de Bireno n°75.

Jebel Essif

Les sédiments miocènes constituent l'ossature de Jebel Essif (Figs. 32et 33). Ces dépôts sont constitués par :

- des bancs de grès à ciment carbonaté,
- des niveaux conglomératiques,
- des marnes à gypse.

La puissance de ces dépôts est difficile à estimer mais il s'agit d'une série épaisse dépassant les 200 m.

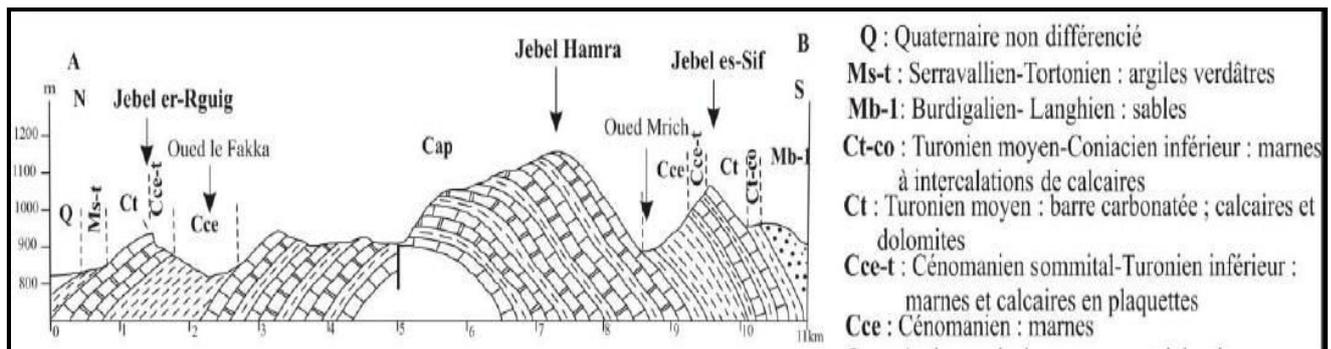


Figure 33 : Structure géologique de Jebel Essif (Bkhairi A., 2009).

Jebel Hamra

Le massif d'El Hamra est situé à une cinquantaine de kilomètres de la ville de Kasserine et à une quinzaine de kilomètres de la frontière algérienne. Il est délimité au Nord par la ville de Thala, au Sud par la ville de Fériana, à l'Est par la ville de Foussana et à l'Ouest par la ville de Tébessa (Algérie). Ce massif constitue le soubassement occidental de la plaine de Foussana (Sainfeld, 1952), et fait partie d'une unité méridionale et sud occidentale décrite dans la thèse d'El Euch (El Euch, 1993).

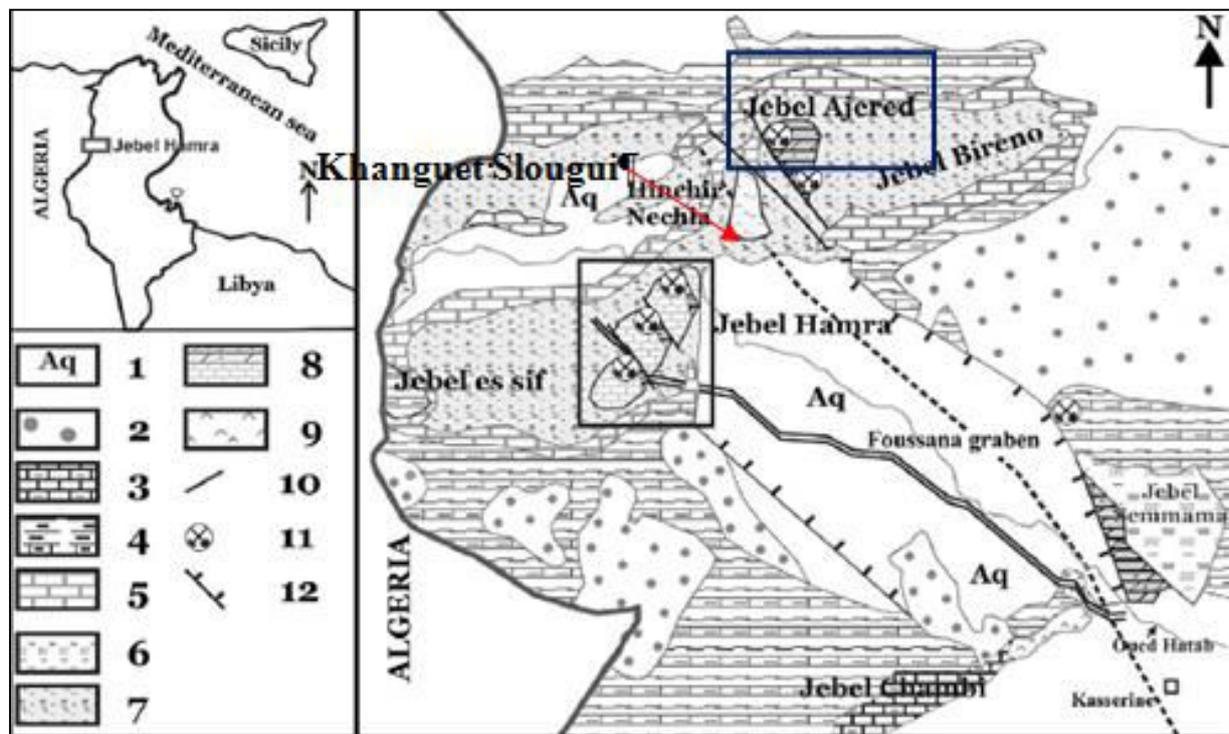


Figure 34 : Localisation des massifs d'El Hamra, l'Ajered et l'étranglement de Khanguet Slougui (Chihaoui, 2004)

Le massif est découpé en trois blocs distincts par deux failles transversales de direction WNW-ESE (Fig. 34). Les failles sont marquées par les dépressions de Fej el Fekkah et de Khanguet

Zitoune. Dans ses travaux de [Sainfeld \(1952\)](#) décrit des indices de galène et de smithsonite disséminés dans tout le massif d'el Hamra. Des gîtes de fracture sans grandes importances sont localisés dans les blocs nord et sud du massif. Les principaux gîtes sont ceux des fractures ou sont localisés dans les dolomies aptiennes ainsi que dans les alternances de l'Albien de Bir el Forza ([Sainfeld, 1952; Chihaoui, 2004](#)).

Le flanc Sud de l'anticlinal connu sous le nom du Jebel Hamra est caractérisé par la présence de deux systèmes de failles orientées E-W et NW-SE (Fig. 35), de rejet variable mais apparemment plus important pur le 1^{er} groupe qui affecte même la formation Albo-Cénomanienne affleurant à l'Est et à L'Ouest du massif ([Rahoui, 1977](#)).

En 1977, Rahoui a démontré l'existence d'une grande faille parallèle à l'axe du massif qui a effondré la partie occidentale de la cuvette mettant ainsi les dolomies aptiennes en contact avec les dépôts Mio-Pliocènes.

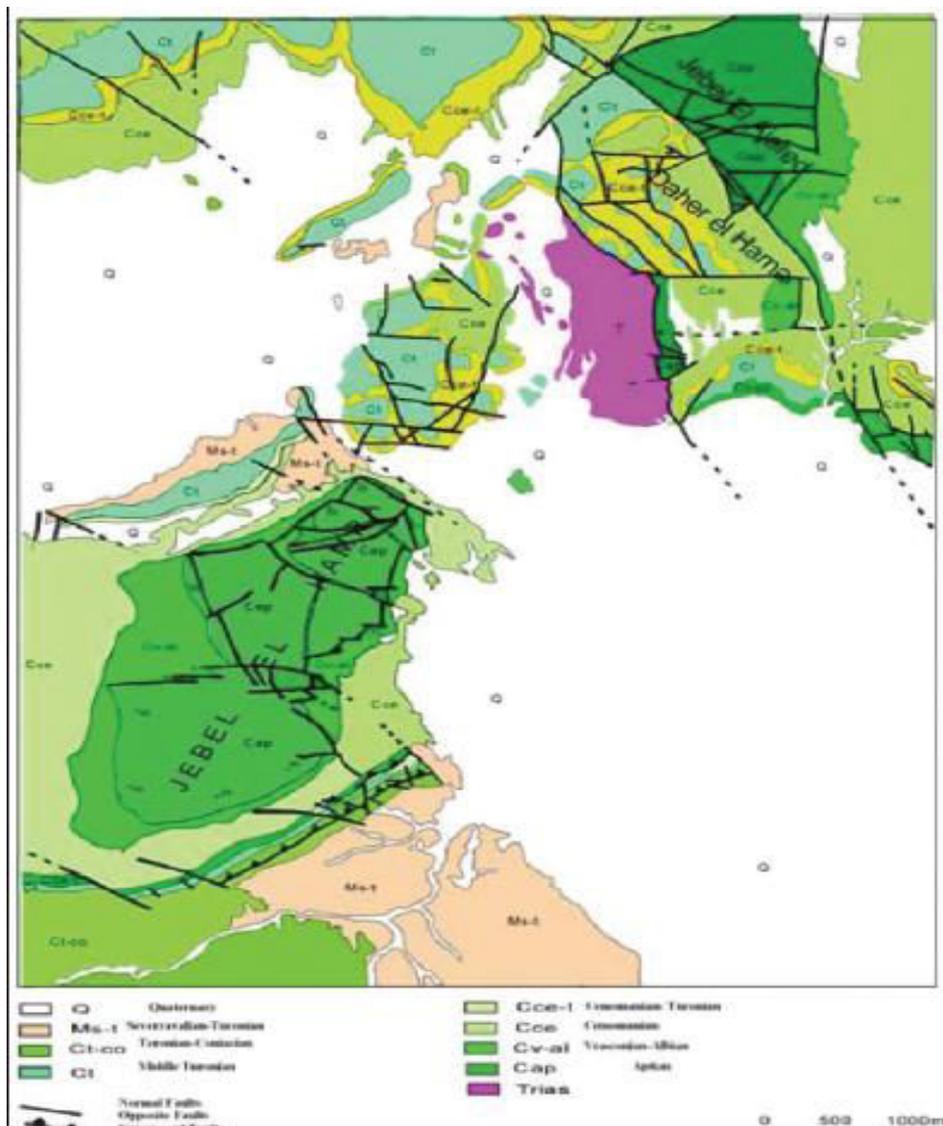


Figure 35 : Carte géologique des Jebels El Hamra et L'Ajered

En ce qui concerne la tectonique synsédimentaire, aucun mouvement tectonique important n'est décelable au sommet de la Formation Serdj (S2). En particulier, on remarque l'absence totale de karsts importants et de discordances entre la Formation Serdj et la « Série intermédiaire».

Les premiers mouvements tectoniques décelables affectent les séquences 2, et sont marqués par la création de pentes significatives, provoquant des glissements localement spectaculaires, mais n'impliquant que de faibles volumes de sédiments, et induisant de légères discordances locales de la séquence 3 (Fig. II.13).

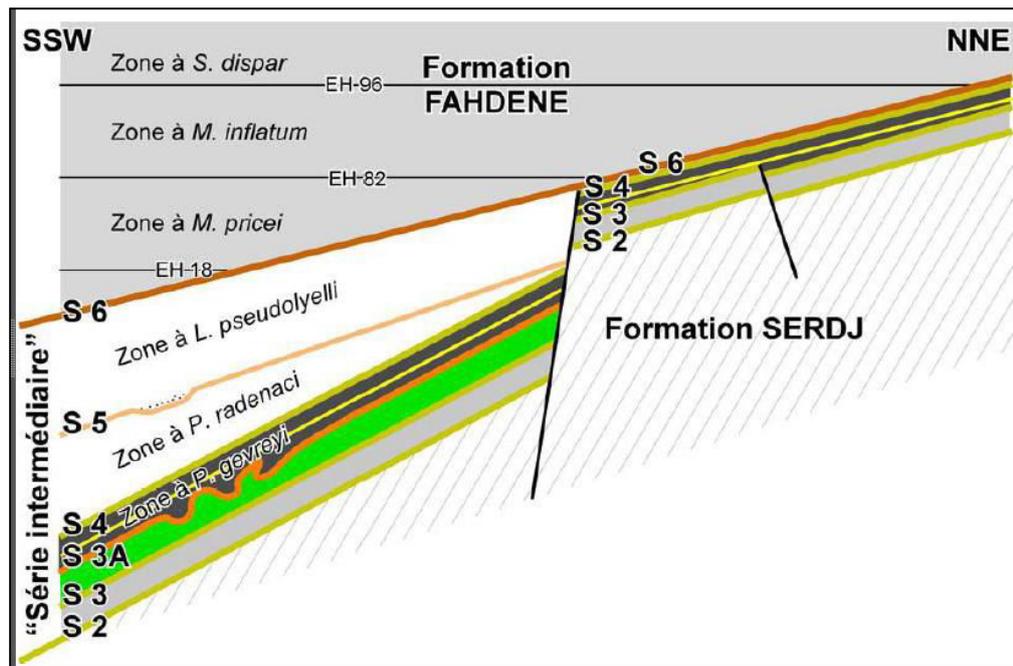


Figure 36 : Schéma récapitulatif simplifié de la géométrie des séquences déposées sur le Jebel Hamra (Chihaoui, 2004).

La déformation majeure est enregistrée à l'Albien moyen. En effet, les séquences 5 et 6 sont séparées par un hiatus et des érosions et remaniements importants, qui remanient des dépôts marins de l'Albien moyen. Cette période s'accompagne du jeu pluri-décamétrique de failles normales (semi graben de M'rich), et du basculement vers le Sud ou l'Ouest de l'ensemble du massif, qui se traduit en particulier par une transgression ultérieure plus précoce au SSE du massif qu'au NNE du massif (Rigane, 2010) (Fig.36).

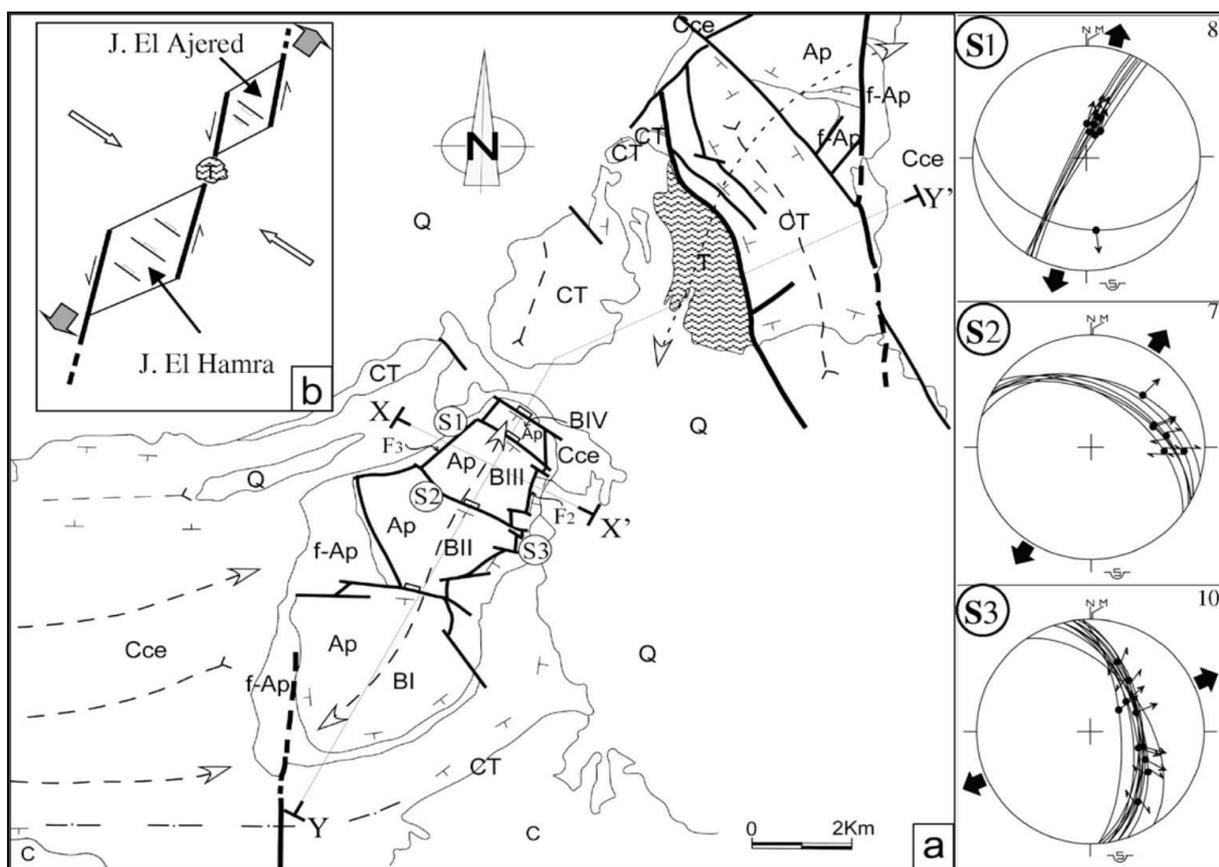
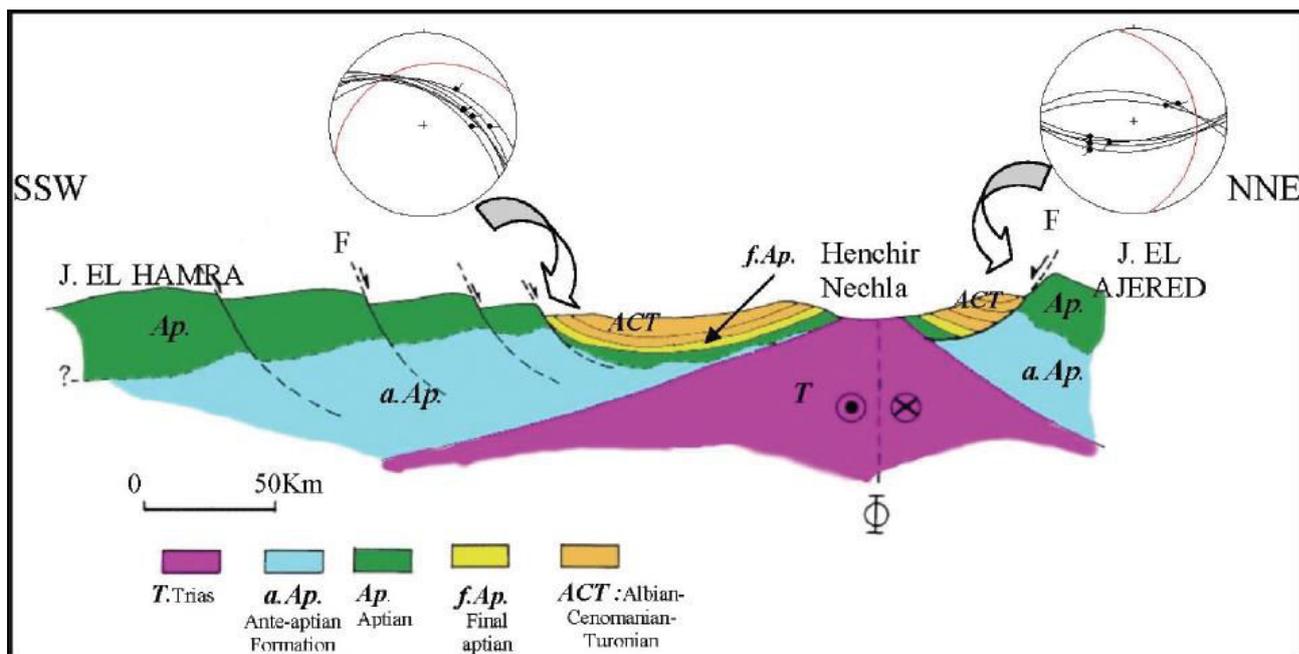


Figure 37 : Carte structurale de Jebel Hamra –Ajred montrant les différentes populations de fractures affectant ces structures ainsi que leurs analyses stéréographiques (Rigane, 2010).

Jebel Ajred

L'axe l'anticlinal du Jebel Hamra - Jebel Ajred orienté NE-SW, constitue la limite Ouest du bassin de Foussana. Sa tectonique de bordure est en général souple, contrairement à celle du

cœur de l'anticlinal qui est plutôt cassante. Les directions dominantes de ces failles sont 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 Chebet el Hendi de 500 m de rejet a mis en contact la formation aptienne et la puissance série albo-cénomanienne affleurant à la limite Sud du demi-dôme Aptien qui est haché par une série de faille secondaire de direction E-W (Fig. 37).

Khanguet Slougui

Le troué de Slougui ou Khanguet Slougui se trouve entre l'anticlinal du JEBEL Hamra et celui de JEBEL Ajred, il constitue la partie amont du bassin d'Oued Hatab et il s'intègre dans la feuille de Bireno n°7, exactement au niveau de la zone de Henchir Nechla. Ce troué permet la communication entre les deux bassins de Foussana en Est et de Sahraoui en Ouest (Figs. 38 et 39).

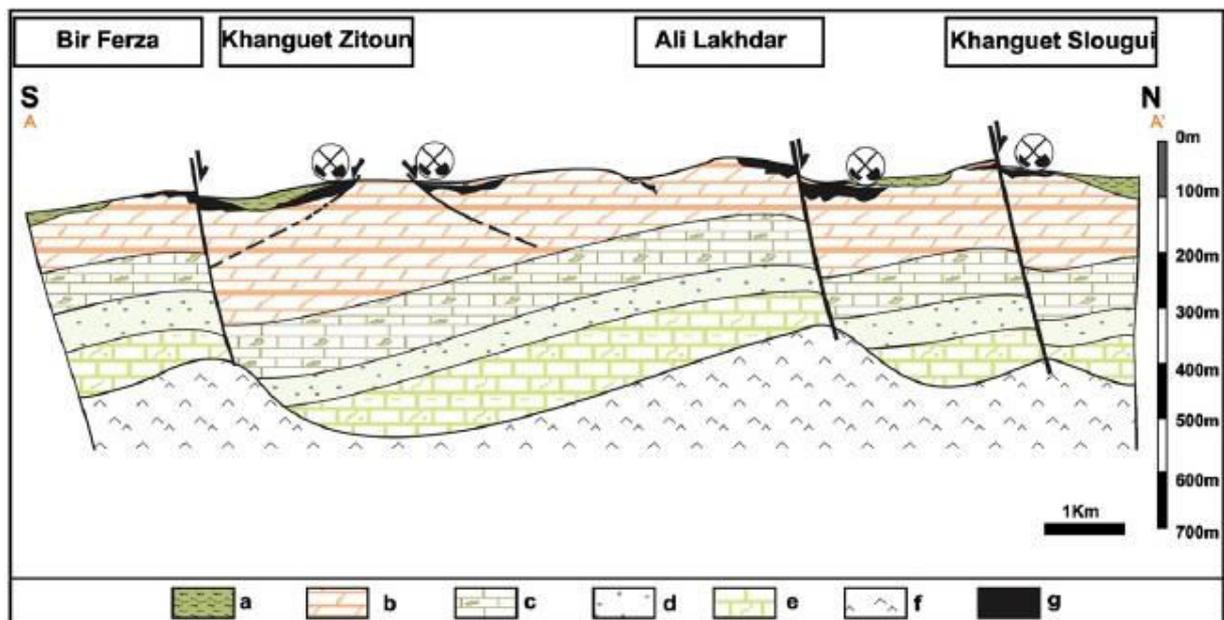


Figure 38: (A) Albien Supérieur et Moyen : marnes et calcaires, (B et C) des calcaires de récif Aptien Supérieurs et dolomies, (D) Crétacées inférieurs : des argiles et le calcaire, avec des sables Barrémien. (E) Le Jurassique constitué avec calcaires et dolomites (F) Trias : évaporites, argiles et dolomites et (G) minéralisation de sulfure.

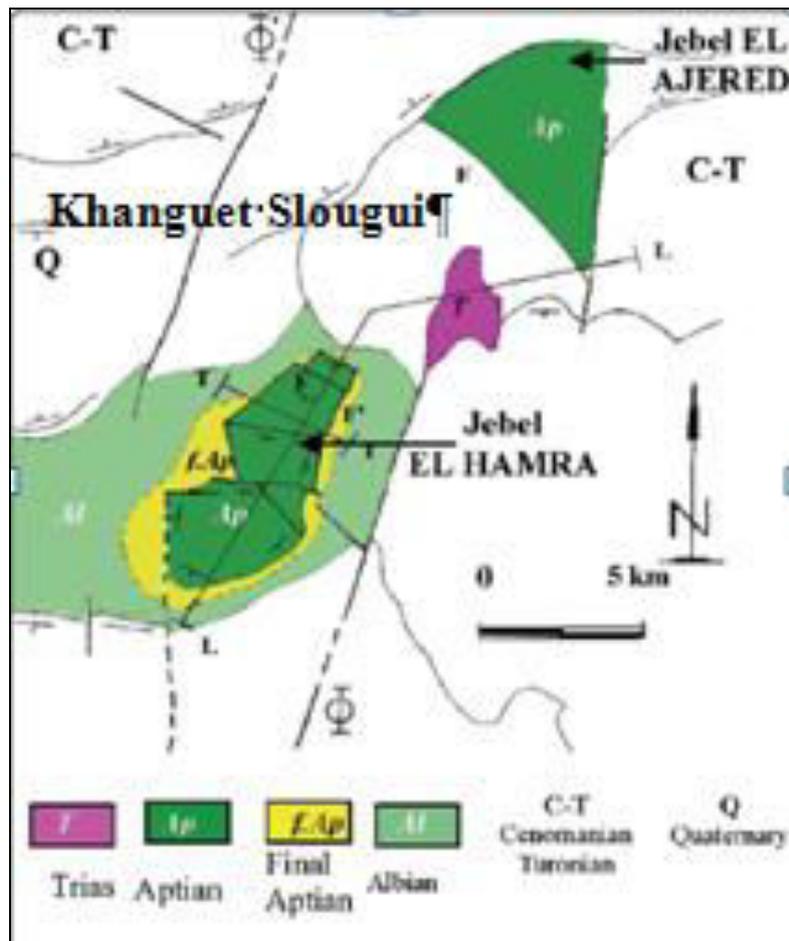


Figure 39 : Position structurale de Khanguet Slougui par rapport aux structures avoisinantes.

Rigane et al. (2009) ont mentionné la présence d'une faille normale qui coupe ce troué et qui a joué un rôle important dans la formation des blocs basculés du Jebel Hamra et les dômes diapiriques au niveau du flanc sud de Jebel Ajred (Fig. 39).

Jebel Bireno

Le Jebel Bireno (Fig. 40) comporte un banc calcaire d'âge turonien qui se développe sur son pourtour dessinant la structure anticlinale du Jebel et qui présente une fissuration intéressante faisant jouer au Jebel Bireno le rôle d'un aquifère calcaire. Cet aquifère se manifeste par des sources sur son pourtour ainsi qu'au sommet du Jebel (Aïn El Glaa) dont certains présentent des débits relativement intéressants.

Dans le flanc sud-ouest de l'anticlinal de Biréno, au niveau de l'Oued El Garjouma, les calcaires de la formation Abiod, affectés par la faille majeure de Ras Sif, montrent également plusieurs bancs contenant des conglomérats de différentes tailles, associés à des microplis de glissement dont les axes indiquent un sens d'écoulement vers l'est. Ces indices témoignent d'une instabilité

sédimentaire pour cette période. (Dlala, 2002). Au Jebel Bireno, dans certains secteurs, les Marnes de l'Annaba reposent directement sur la Formation Fahdene, le Bahloul étant absent.

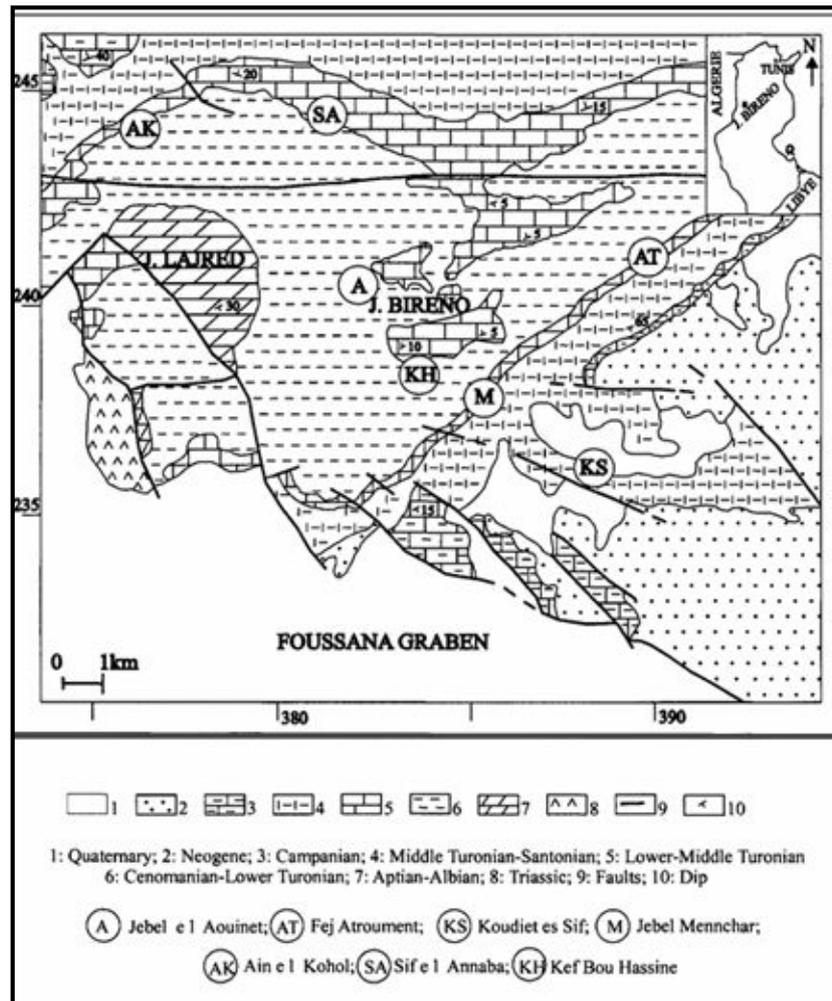


Figure 40 : Contexte géologique et structural de Jebel Bérino

3.2. Structure de la cuvette effondrée de Foussana

Comme ailleurs en 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 les régions avoisinantes comme celui de Bled Zelfène qui limite le bassin étudié au Nord (Zerai, 2006).

L'étude structurale du bassin effondré, est basée largement sur les coupes géologiques localisées sur la Figure. 41 et établies à partir des cartes géologiques, des données des forages

et des données des deux campagnes géophysiques effectuées en 1973 et 1975 sous la direction de Mr. Marcel Andrieu. Ces dernières seront détaillées au niveau du chapitre hydrogéologie.

Elle met en évidence l'importance de deux failles majeures :

La faille Sud, visible, en partie en surface, débute 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 la suivre avec exactitude dans toute sa partie ouest. Sa partie est par contre 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 Jebels Hamra - Bireno. Les deux failles nord et sud 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 Jebel Semmama et Jebel 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 Jebels Hamra – Biréno.

Zone Sud : comprise entre le Jebel Nuiguiza et l'accident sud, c'est la zone d'alimentation Sud.

Zone Ouest : représentée par le petit bassin effondré situé au pied des Jebel Hamra – Biréno.

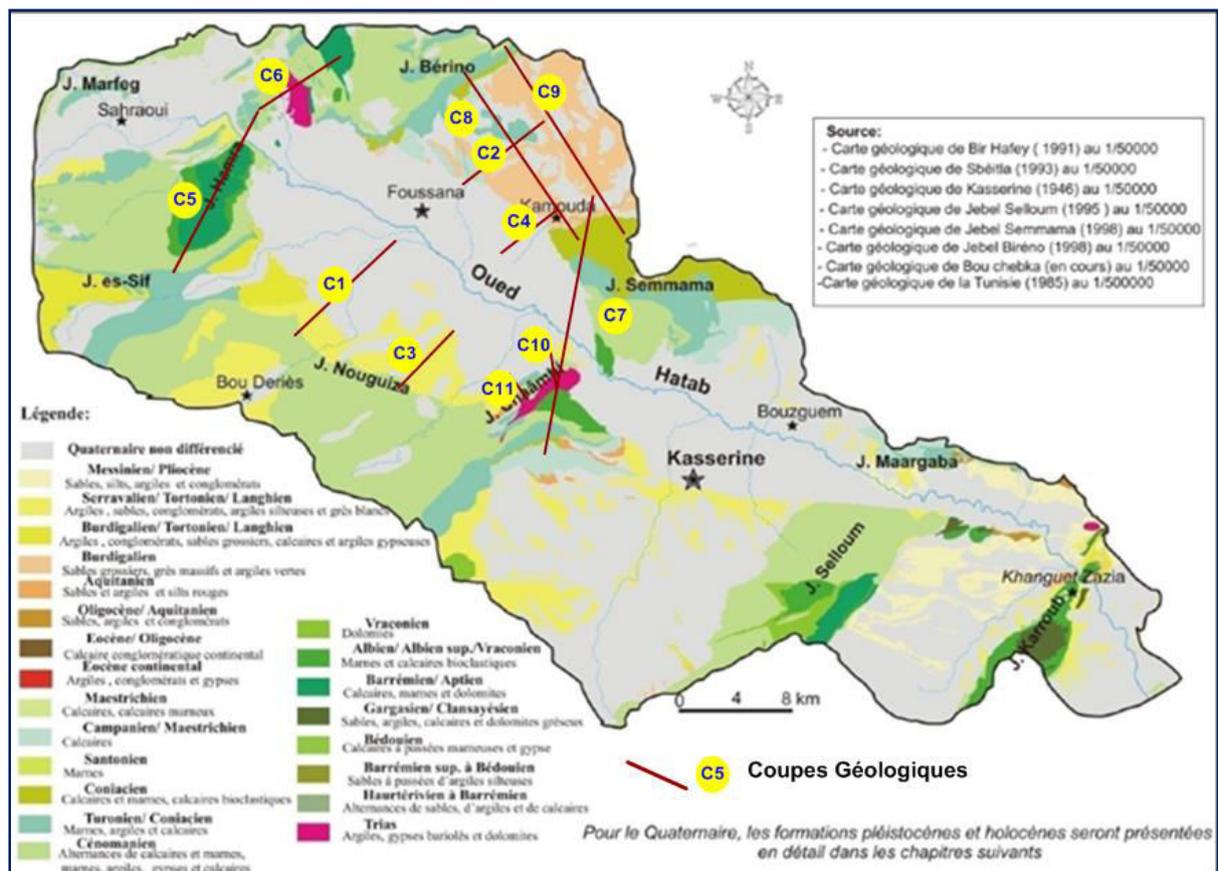


Figure 41 : Carte géologique simplifiée montrant la position des coupes réalisées pour la compréhension de la géométrie du bassin de Foussana.

Sur la base des coupes géologiques la structure peut être précisée pour chacune de ces zones.

3.2.1. Zone centrale : Coupes géologiques (C1, C2, C3 et C4)

C'est la partie la plus effondrée, formée essentiellement par les dépôts du Plio-Quaternaire renfermant des niveaux gréso-sableux, siège 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 argilo – 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 sédimentation 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.

3.2.2. Zone Nord (Bled Zelfène ; 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 Jebel 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. 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 Zelfène passerait donc dans les dépôts quaternaires assez hétérogènes et alimentant ainsi la nappe phréatique de cette cuvette.

3.2.3. Zone Sud : Coupes géologiques (C1, C3, C5 et C11)

La structure de la zone Sud est mal connue, ce manque de renseignements provient essentiellement de la faible densité de sondages électriques et de forages dans cet endroit. Nous avons donc été amenés à utiliser les coupes géologiques C1, C3, C5 et C11 et à tracer la faille bordière à partir des 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 du fossé de Foussana. 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 (Rahoui, 1977).

Ces coupes montrent qu'il s'agit plutôt d'un certain nombre de compartiments juxtaposés et non d'une zone homogène avec une variation latérale du faciès en allant de la coupe C5 au niveau du piedmonts du Jebel Hamra jusqu'à la coupe C11 au niveau de Jebel Chambi . 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 chacun ses propres caractéristiques physiques et dont les connexions ne sont pas toujours évidentes (Rahoui, 1977). Cette partie est effondrée par rapport aux deux autres voisines et le rejet de cet effondrement atteint par endroits 500 m.

3.2.4. Zone Ouest: Coupes géologiques (C5 et C6)

La partie Ouest est la partie aval du bassin, limité par Jebel Chambi au Sud et Jebel Semmama au Nord, et Khanguet Boulâaba 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 Zeitoun 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.

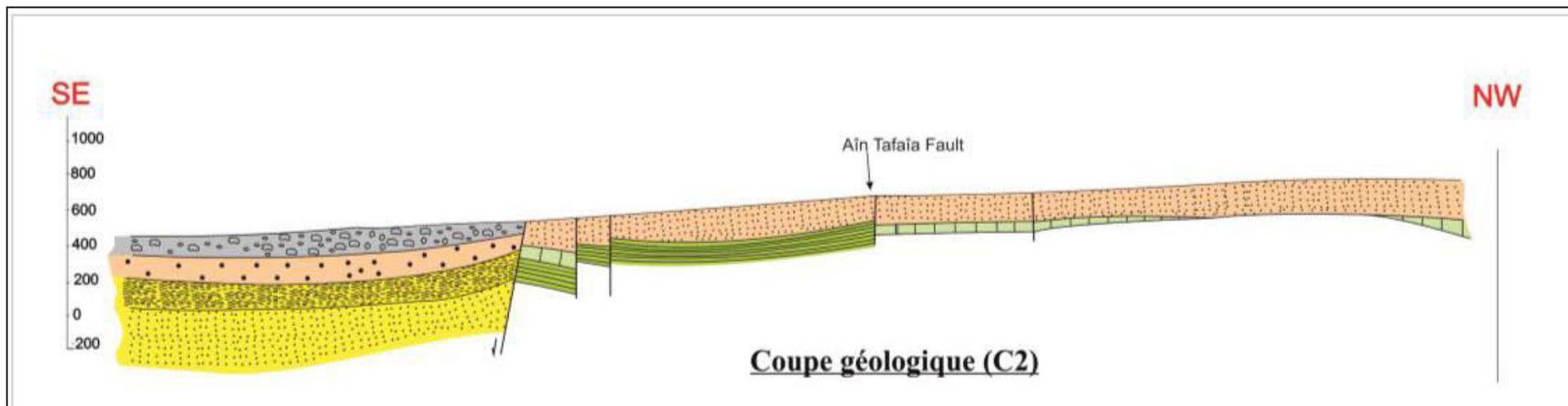
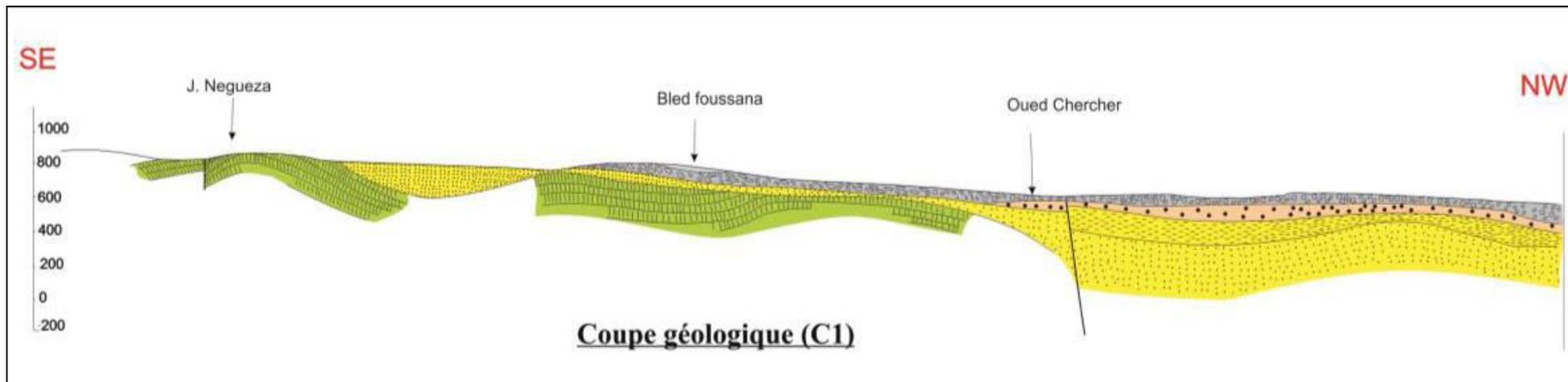
La coupe 6 de direction moyenne NE-SW passe par Jebel Ajred et met en relief l'appareil triasique de Henchir Asaila. Nous pouvons souligner à partir de cette coupe le rôle joué par un ensemble de failles de direction NW-SE dans la délimitation de Jebel Ajred ainsi que son effondrement du côté SW. Ces 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.

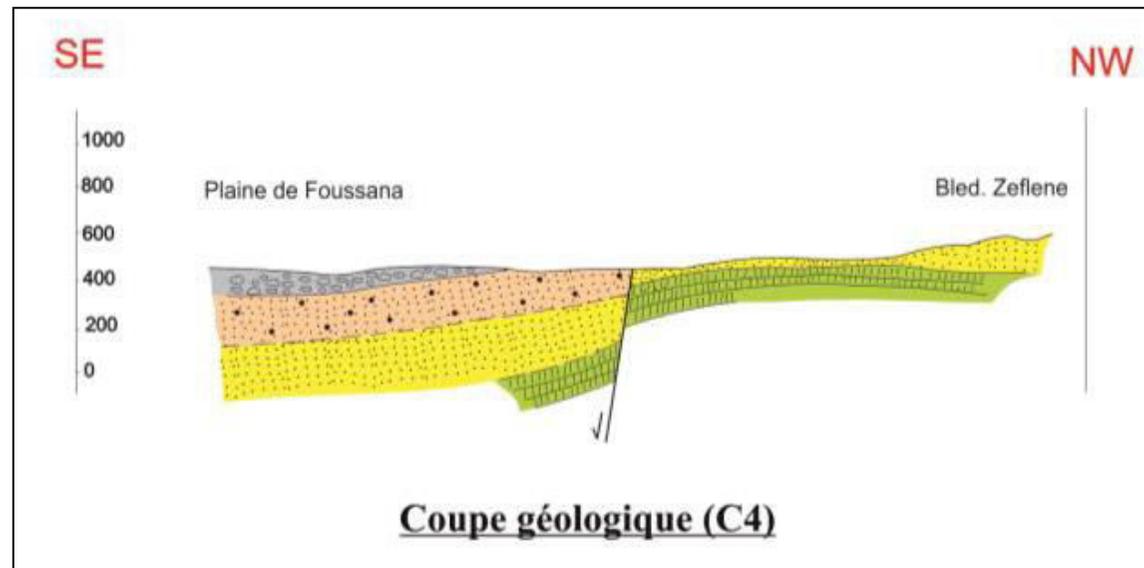
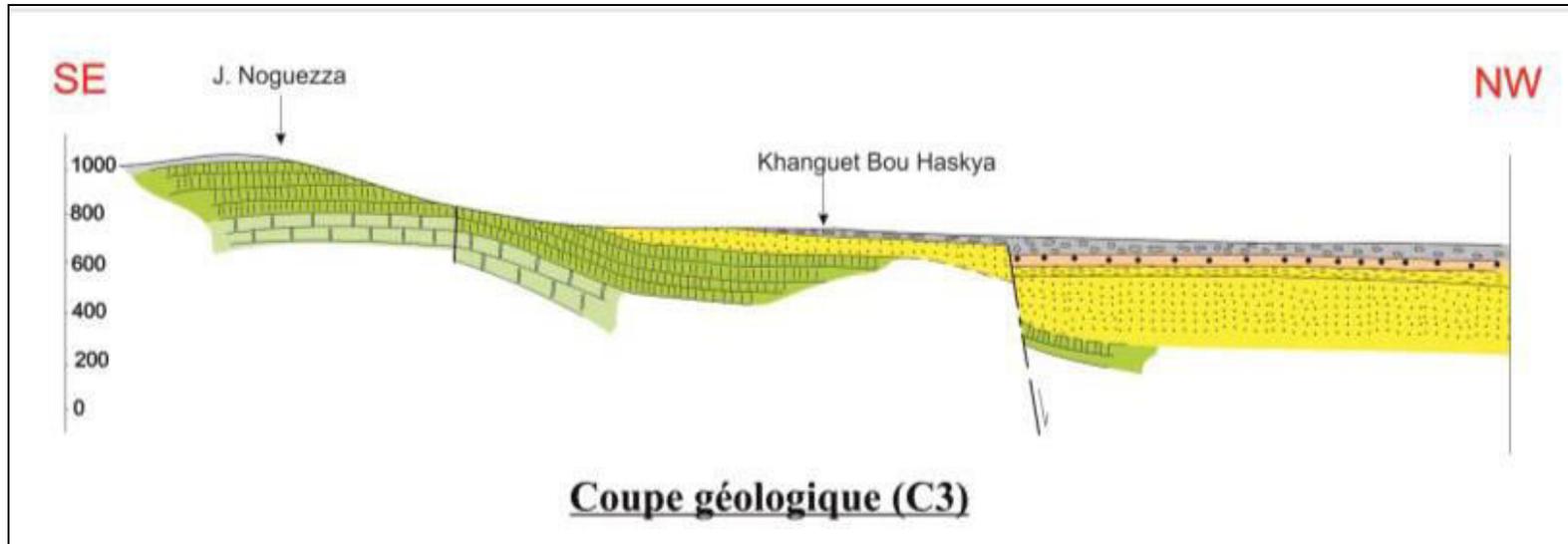
3.2.5. Zone Est: Coupes géologiques (C7, C10 et C11)

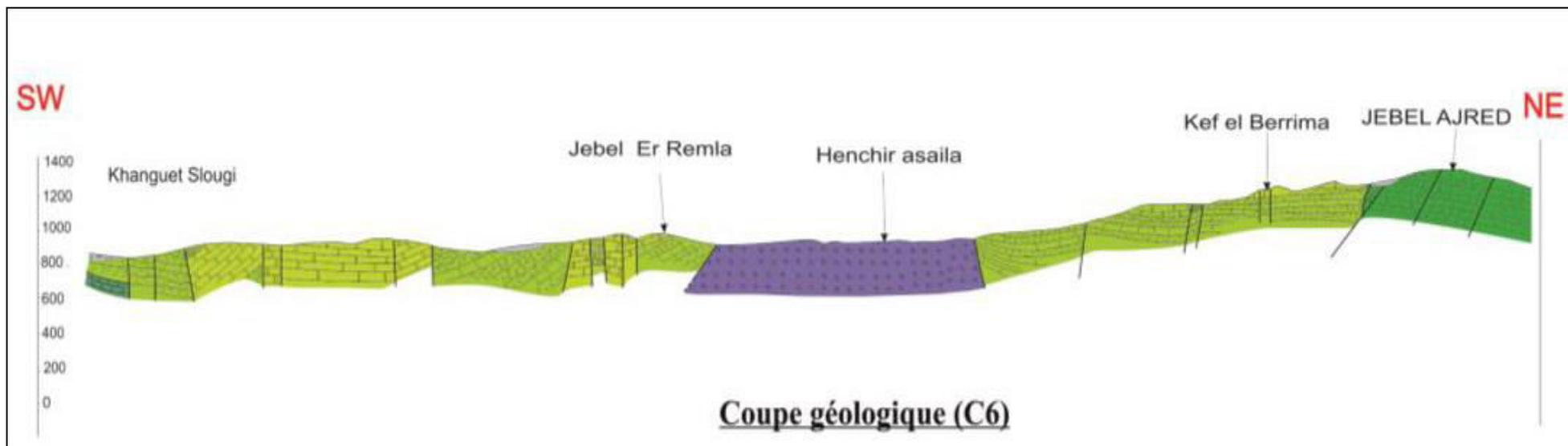
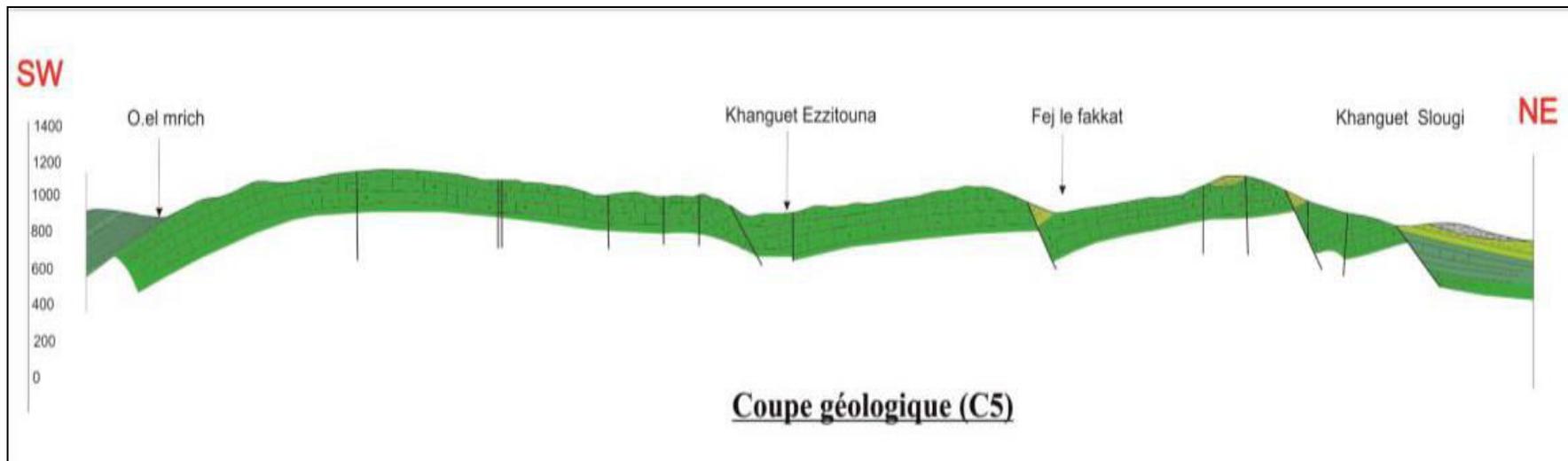
La coupe 7 tracée suivant une direction moyenne NE-SW traverse les reliefs escarpés de Jebel Semmama et se prolonge vers le massif de Chambi. Cette coupe montre en fait que la gorge formée entre ces deux massifs évolue suivant deux failles à caractère effondrant. En effet du côté NE, une faille de direction 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 mètre. Du côté de Jebel 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.

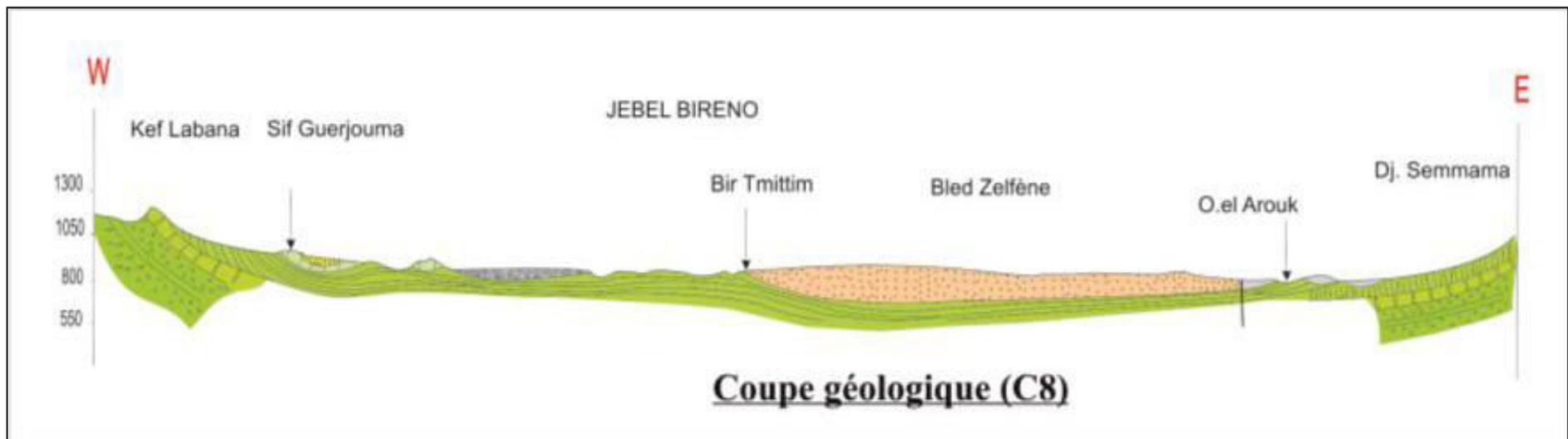
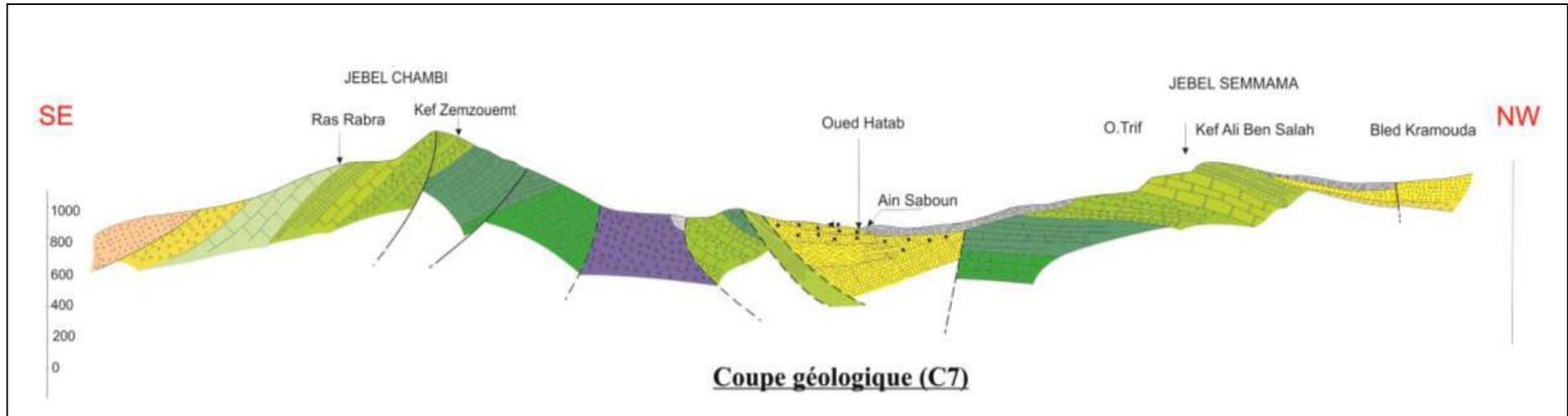
L'effet combiné de ces deux failles forme la dépression à travers laquelle se creuse l'Oued Hatab. Au centre de cette partie effondrée sont déposées des séries quaternaires relativement très épaisses.

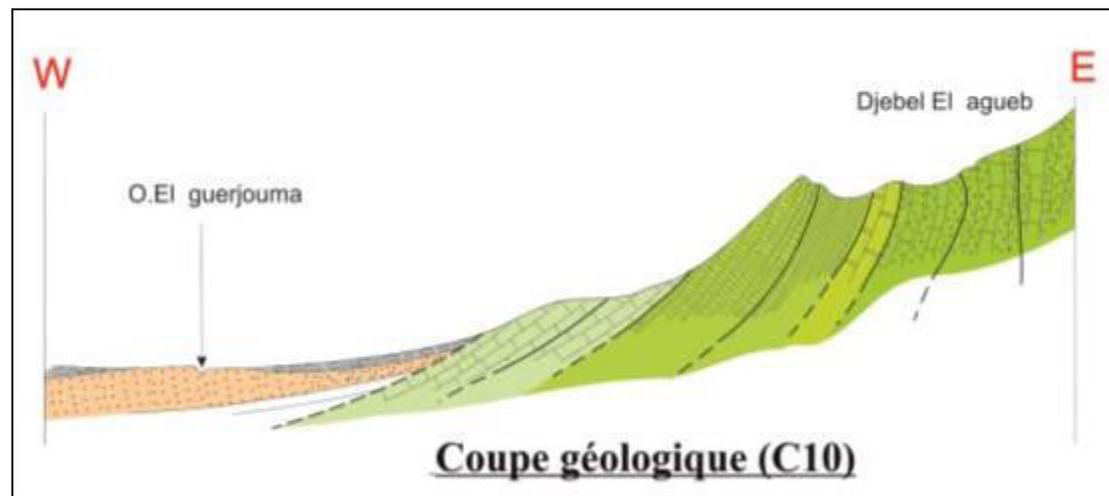
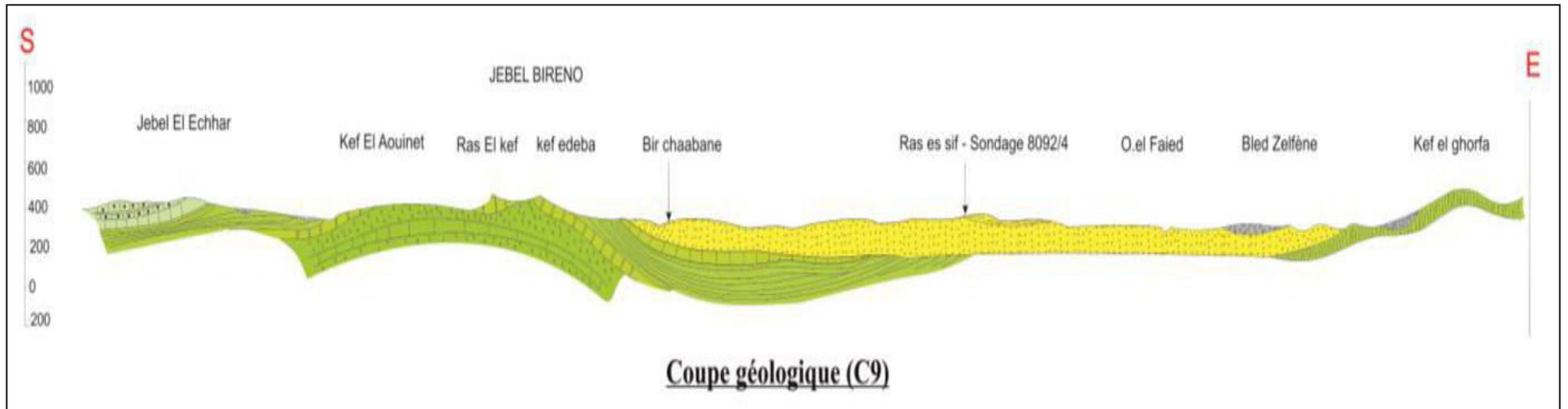
Les coupes 10 et 11 sont levées au niveau du versant NW de Jebel Chambi. La coupe 11, prend naissance au niveau du piton triasique de Jebel Ezzebes et se prolonge vers le NW. Elle expose une série crétacée lacuneuse et verticalisée par les mouvements ascensionnels du Trias salifère de la dite structure Jebel 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 failles normale de direction moyenne N-S. cette dernière correspond au prolongement dans l'espace de la faille étudiée sur la coupe 11.

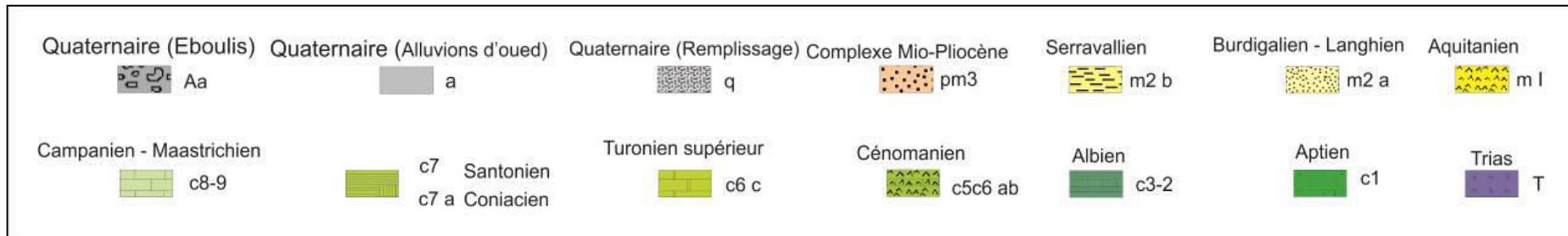
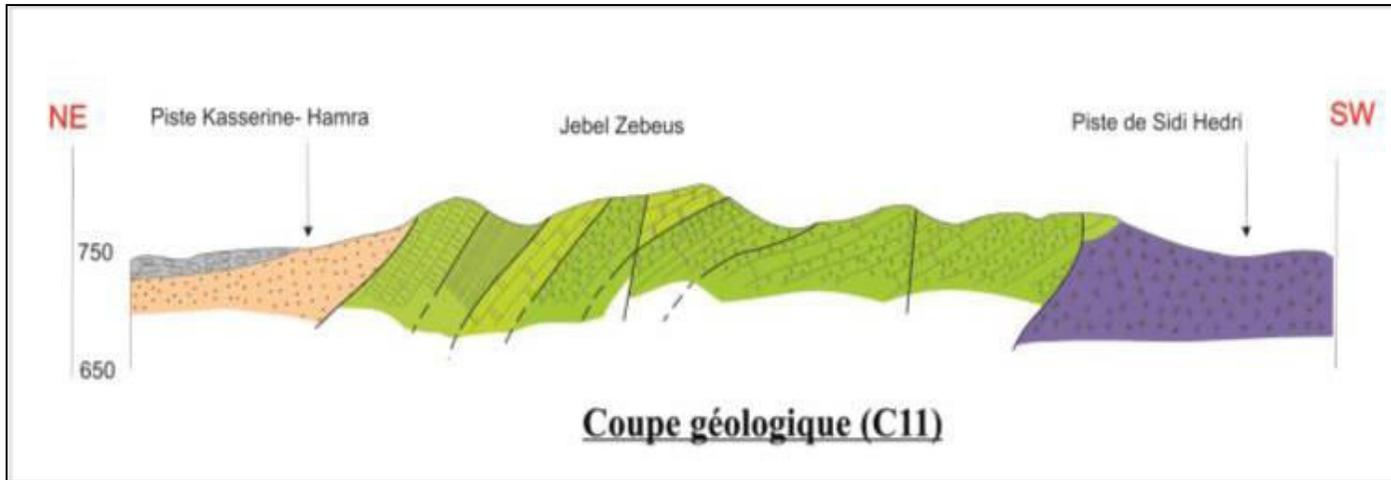












4. Conclusion

Les études géologiques structurales et sédimentaires du terrain, dans le fossé de 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° . Deux failles majeures ont été remarquées; celle de Kasserine au Sud, visible en partie en surface, 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 Boulaâba au Nord, symétrique de celle du Sud par rapport à l'axe du bassin. Elle est dans la plupart des cas visible en surface dans sa partie ouest, et forme 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.

A l'Est de Jebel Semmama, on retrouve la structure anticlinale de Douleb de direction NE SW et déjeté vers le Sud-Est. Deux zones d'étranglement ont été également notées au cours de ce travail. Ces zones se présentent sous forme de trouées appelées Khanguet. On cite, en particulier, celle à l'Est surnommé Khanguet Slougui qui constitue aussi la partie amont du bassin de Foussana et qui se situe entre l'anticlinal du Jebel Hamra et celui de Jebel Ajred orienté NE - SW, constituant ensemble la limite occidentale du bassin de Foussana.

L'axe de l'anticlinal du Jebel Hamra - Jebel Ajred est orienté NE-SW, Les directions dominante de ces failles sont 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 Chebet el Hendi de 500 m de rejet a mis en contact la formation aptienne et la série albo-cénomaniennne. Le massif d'El Hamra est découpé en trois blocs ou encore molles qui sont séparées par deux failles transversales de direction WNW-ESE. Dans cette zone les coupes géologiques (C5 et C6) ont nettement mis en évidence la présence d'une zone effondrée d'axe NE-SW, située au pied des Jebels Hamra - Bireno.

La deuxième zone d'étranglement se trouve à l'Est, appelée Khanguet Boulâaba elle marque la partie aval du bassin, entre Jebel Chambi et Jebel Semmama. La structure de Jebel Chambi se présente comme un anticlinal de direction SW-NE 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 a contrôlé la terminaison périclinale de Jebel Chambi. Au niveau de Jebel Semmama, la direction

dominante de ces failles est NW-SE. Elles 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. Le fossé Foussana 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 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, 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'émergence de certains compartiments de cette Ile. Ces hauts fonds expliquent bien les épaisses séries gréseuses déposées au cours du Berriasien, de l'Aptien et de l'Albien dans les régions voisines.

Les deux failles N et S définies précédemment; 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 à quatre zones :

Zone Nord : limitée par l'accident nord, de Jebel Semmama et le Jebel 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 D.j Hamra – Biréno.

Zone Sud : comprise entre le Jebel Nouguiza et l'accident Sud, c'est la zone d'alimentation Sud.

Zone Ouest : représentée par le petit bassin effondré situé au pied des Jebel Hamra – Biréno.

Partie 2 : ETUDES HYDROGEOLOGIQUE, HYDROCHIMIQUE ET ISOTOPIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU SOUTERRAINE DU BASSIN DE FOUSSANA

CHAPITRE 3 : ETUDE HYDROGEOLOGIQUE

1. Introduction

Les premières études sur le bassin de Foussana datent des années 1940 et ont particulièrement porté sur la géologie, et en particulier la stratigraphie et la géologie structurale ([Roumiguieres et Uguet 1946](#), [Jauzein 1976](#), [Castany 1953](#) et [Rahoui 1971](#)).

[Rahoui \(1977\)](#), qui fut le premier à effectuer des études hydrogéologiques dans le bassin de Foussana, a découvert l'importance de l'eau souterraine dans cette région, dans le cadre de ses travaux de thèse. Il a réalisé une étude géologique et hydrogéologique afin de comprendre le fonctionnement du système aquifère. Depuis, les études ont été rares et se limitent à des rapports techniques inédits; on trouve peu de travaux de recherche innovants et les travaux établis se contentent souvent d'interpréter des données préexistantes.

Les rapports techniques sont associés à des campagnes d'implantation des forages pour l'alimentation en eau potable et pour l'irrigation. Ces rapports contiennent souvent les données élémentaires que nous avons analysées en détail afin de tenter d'apporter des précisions sur la structure et la géométrie des aquifères dans notre zone d'étude.

Le tableau III.1 résume la lithologie du Mio-Plio-Quaternaire d'après [Roumiguieres et Uguet \(1946\)](#), [Jauzein \(1976\)](#), [Castany \(1953\)](#) et [Rahoui \(1971\)](#).

On voit déjà que les différentes divisions du Mio-Plio-Quaternaire contiennent des niveaux grésosableux susceptibles de contenir des nappes aquifères pouvant être au moins localement indépendantes.

La présence de grès continentaux dans le Miocène et le Pliocène a pu créer parfois des confusions stratigraphiques et Castany a distingué le Mio-Pliocène et la partie supérieure du Miocène moyen.

Sur la carte géologique, les affleurements tertiaires de la bordure est du bassin sont cartographiés comme Miocène continental, alors que sur la rive ouest ils sont représentés par le Mio-Pliocène.

Tableau 6: Les différentes unités lithologiques du Mio- PlioQuaternaire [Rahoui \(1971\)](#).

Âges (1^{ère} colonne) et formation géologiques (2^{ème} colonne)

Quaternaire des zones effondrées		Sables-limons (alluvions récentes) Argiles-gypses-sables (alluvions anciennes)	Puissance supérieur à 300m
Quaternaire des plateaux		Sables argileux (carapace sur alluvions anciennes) Cônes périglaciaux (près des reliefs)	Plusieurs dizaines de mètres de puissance
Pliocène Continental		Grès (alternances de conglomérats et de marnes)	
M I O C È N E	Miocène Moyen	Argiles	Puissance pouvant atteindre 2000 m
	Burdigalien	Grès à stratification entrecroisée	
Aquitaniens		Argiles rouges	Puissance très variables

Les études géologiques et stratigraphiques de la région étudiée mettent en évidence la présence de plusieurs réservoirs dont l'importance est liée à plusieurs facteurs tels que l'extension, l'épaisseur, la nature des dépôts, la karstification (pour les réservoirs calcaires).

Parmi tous ces réservoirs deux seulement sont hydrogéologiquement intéressants : il s'agit des formations du Plio-Quaternaire et des grès miocènes. Cependant, pour donner un caractère complet à cette étude nous allons citer brièvement les différents réservoirs secondaires qui, pour la plupart se vidangent à partir de sources.

- Les calcaires du turonien

D'après les études géologiques de terrain et les sondages électriques effectués, nous constatons que seul le niveau supérieur du Turonien (calcaire Bireno) est susceptible de renfermer une nappe. En effet aux Dj. Bou Ghanem et Bireno, ces calcaires sont relativement étendus ce qui a donné naissance respectivement aux sources d'Ain Settara et Ain Dechra.

Le débit maximum de ces sources ne dépasse guère les 15 l/s ce qui traduit non seulement une faible extension du réservoir mais aussi une karstification réduite, avec également une épaisseur peu importante (de 30 à 50m).

- Les calcaires du Douleb

Ils se présentent au niveau des calcaires affleurant aux pieds des Jebel Semmama – Jebel Douleb, sur le flanc nord ouest de Jebel Chambi et s'étendent jusqu'au Jebel Bou Dries.

- Les calcaires campaniens ou calcaires de l'Abiod

L'étude stratigraphique montre que le bassin versant de Foussana ne présente que quelques affleurements de ces calcaires. Nous les trouvons surtout dans le synclinal de Sidi Merzoug Sbiba, aux pieds du Jebel Bireno, du Jebel Douleb et dans les steppes des "Fraichiches" et "Madjers". A l'Ouest de la cuvette de Foussana et au Sud d'Ain Bou Dries se trouve également un lambeau de ces calcaires.

2. Caractéristiques hydrogéologiques du système aquifère PlioQuaternaire et Miocène

Sur le bassin versant on observe un petit affleurement de Pliocène au pied du Jebel Chambi (Sidi M'barek Kechrid). Cette formation est constituée essentiellement de marnes grises parfois gypseuses, de sable, de cailloutis en surface. Sur cet affleurement, nous retrouvons un banc de calcaire blanchâtre, légèrement karstifié.

Le quaternaire, par contre, couvre toute la cuvette. Sa constitution varie selon les régions. En bordure, nous retrouvons les éboulis de pente formés de gros éléments de calcaire sub-arrondis, parfois bien cimentés par de l'argile rouge. Ces dépôts laissent la place au centre de la cuvette de l'Oued Hatab à des dépôts plus fins constitués de sol sableux ou argilo-sableux avec une certaine proportion de limon.

Le quaternaire est extrêmement épais surtout au centre de la cuvette. Les alluvions, anciennes et récentes, couvrent la partie médiane de la plaine de l'amont à l'aval et des deux côtés de l'Oued el Hatab. Elles sont caractérisées par la présence fréquente de lits de sables et de graviers en alternance avec de minces couches d'argiles sableuses.

La nature des grès miocènes varie d'une région à l'autre selon que l'on est dans les zones élevées ou dans des fosses. Ces grès affleurent en grande partie au Nord de la cuvette de Foussana et couvrent tout le Bled Zelfène pour arriver jusqu'à Sbiba, limite nord approximative de l'Ile de Kasserine.

Ces grès sont de nature plus fine et plus hétérogène que les grès de surface et les alternances argilo-marneuses plus fréquentes ont tendance à diminuer la transmissivité de cet aquifère en charge. Cette formation s'effondre brusquement au Nord de la fosse de Foussana jusqu'à une profondeur maximale de 500m (forage 5426 /4). Ces effondrements plus ou moins accentués ont pour origine les grandes failles qui ont joué au cours du Quaternaire ([Rahoui.1977](#)).

Les coupes que nous avons pu établir à partir des données de forages et des sondages électriques permettent d'appréhender la géométrie de ce système aquifère très morcelé.

2.1. Géométrie des réservoirs : les données des coupes hydro stratigraphiques)

Les forages anciens et nouvellement créés se répartissent sur les deux rives de l'Oued el Hatab (Fig. 42). Leur profondeur est variable selon les objectifs poursuivis lors de leur réalisation. L'interprétation des sondages électriques (CRDA, Kasserine) confirme l'existence de trois aquifères gréseux dont deux sont libres (au Nord et au Sud) séparés par deux grands accidents. Cette subdivision a été identifiée par Rahoui (1970).

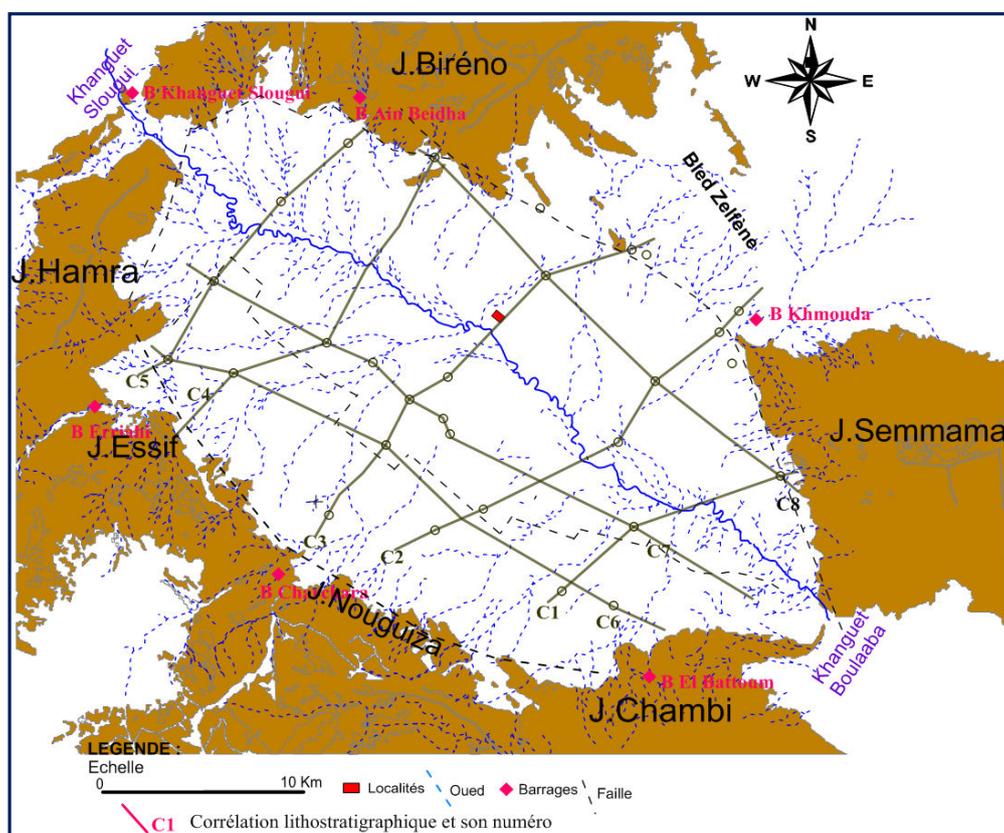


Figure 42 : Carte de localisation des coupes

2.1.1. Forages de la rive gauche à la partie Nord de la cuvette : Coupe C8
 Cette coupe (Fig. 43) orientée NO- SE débute au niveau du flanc sud de Djebel Bireno et se termine à côté du flanc ouest du Djebel Semmama. Elle passe par les forages Ouled Boughanem, SF1, SF3 et Khmouda 1. Cette coupe permet de suivre l'évolution de la géométrie du système aquifère et d'examiner les changements latéraux du faciès lithologique et les épaisseurs des niveaux réservoirs dans la partie nord du bassin de Foussana (bled Zelfène, zone de partage des eaux souterraines avec le bassin de Sbiba).

Sur la plupart des forages on retrouve les terrains suivants :

- une couverture Plio-Quaternaire.
- Des niveaux imperméables argilo - marneux renfermant parfois du gypse.
- La série des grès miocènes et du calcaire créacé (ou substratum résistant, voir paragraphe géophysique)

Les dépôts du Plio-Quaternaire présentent deux niveaux perméables et grossiers susceptibles de constituer des aquifères:

L'aquifère Superficiel: PQ1

Le plus superficiel, correspond au quaternaire, alluvions de l'Oued El Hatab et éluvions probables. Ce niveau couvre toute la partie effondrée de la cuvette. Son épaisseur variable, atteint souvent une cinquantaine de mètres. Malgré les intercalations argileuses, il peut constituer au moins localement un bon aquifère accessible par les puits.

L'aquifère profond : PQ2

Appartient vraisemblablement au Pliocène grossier, étant donné ses importantes épaisseur et extension, il paraît constituer l'aquifère superficiel le plus important.

La nature grossière des terrains traversés par le forage Ouled Boughanem indique la présence de dépôts de bordure, contrairement à ceux traversés par les forages SF1 et SF3 où les argiles et les marnes sont dominantes.

Cette coupe montre bien le rôle important de la faille du Nord, provoquant l'effondrement important de la nappe de Miocène (SF1) à plusieurs centaines de mètres et son recouvrement par des dépôts continentaux très épais du PlioQuaternaire.

Dans la région nord –ouest on remarque un épaississement des terrains du Mio-Pliocène avec une remontée des différents horizons. Les dépôts du Plio-Quaternaire sont très grossiers. La partie sud-est de la coupe indique un enfouissement des différentes formations avec une diminution des épaisseurs des argiles et des marnes,

Cette coupe montre nettement qu'au Nord, l'accident majeur de direction NW-SE qui va de Djebel Semmama jusqu'au Djebel Bireno, met en contact les grès du Miocène avec les formations continentales du PlioQuaternaire qui sont assez perméables et qui constituent le principal drain des eaux de ces grés.

Pour conclure ce paragraphe, nous citons la conclusion de Mr. M. ANRIEU (1986) qui a souligné «l'amenuisement progressif vers le Sud - Est du marqueur conducteur (argiles et marnes) situé au toit des grès miocènes. Dans cette région le Mio –Plio-Quaternaire sableux semble s'amorcer à partir du flanc Nord – Est de la fosse».

Dans cette région, Nord du bassin de Foussana, l'aquifère du Miocène, Malgré sa grande extension, s'avère ne pas présenter de bonnes caractéristiques hydrodynamiques du fait de la présence d'une couche d'argile très puissante qui rend ainsi la productivité et la perméabilité des ouvrages très faible sauf aux bords immédiats des grands accidents. A ces deux inconvénients il faut ajouter la grande profondeur du niveau piézométrique qui dépasse 90m par endroit.

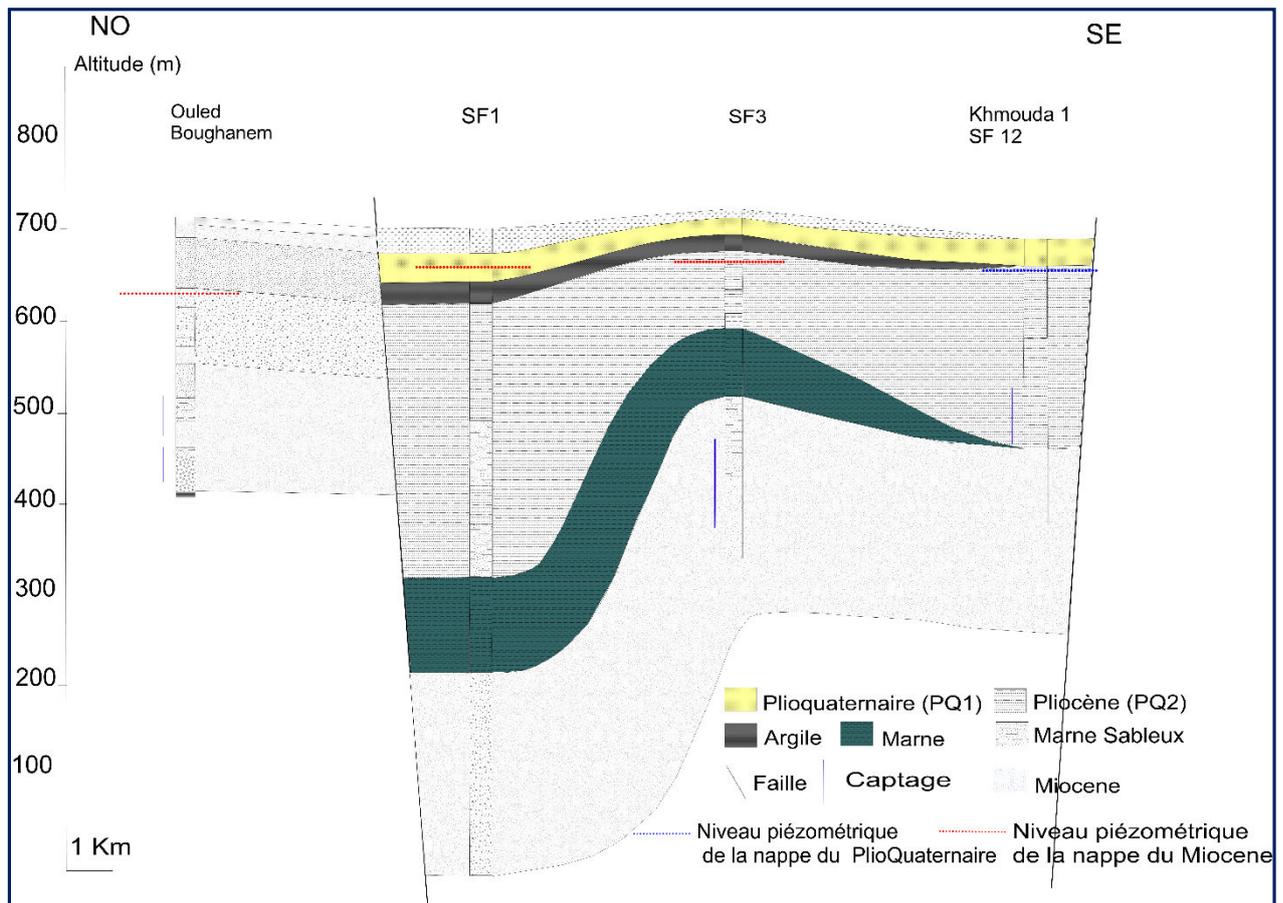


Figure 43 : COUPE C8

2.1.2. Forages de la rive droite ou partie sud de la cuvette : Coupe C6, Coupe C7
 Suivant une direction nord-ouest -sud est, la coupe C6 (Fig. 44) décrit l'évolution des séries du PlioQuaternaire et du Miocène depuis la région d'El Assilet, flanc Est de Djebel el Hamra jusqu'à la région d'awled Mansour, Flanc nord du Djebel Chambi. Elle passe parallèlement à l'axe de la plaine à travers les forages, Adhira 2, Adhira (19047/4), Ouled Mouallah, SF18, SF8, et Jlel.

La coupe C7 (Fig. 45), orientée sensiblement NW-SE, est dressée dans la partie sud de la cuvette de Foussana. Elle s'étend depuis la région d'Om Lahwadh au Nord-Ouest jusqu'aux piémonts

de Djebel Chambi au Sud-Est du bassin. Cette coupe, parallèle à la coupe précédente, passe par les forages Om Lahwadh, SF6, Ouled Mahfoud 2, SF4, SF11, SF15 et Ouled Messoud.

Ces deux coupes ont permis de mettre en évidence la contribution de la faille du Sud à la compartimentation des formations réservoirs, donnant ainsi lieu à des entités hydrogéologiques différentes. En effet, cet accident qui se trouve au Sud de la cuvette, de direction SE-NW (déduit de l'étude géophysique), constitue l'accident majeur de l'effondrement ouest et il semble avoir été stoppé aux abords du Jebel Hamra par la structure anticlinale. Son rejet est important, il est de l'ordre de 500 m. Il faut toutefois signaler qu'il ne s'agit probablement pas d'un accident unique et le rejet indiqué peut correspondre au rejet cumulé de plusieurs failles en escalier disposées en relais vertical.

L'interprétation de ces deux coupes illustre le changement latéral des épaisseurs des différents niveaux aquifères du Plio-Quaternaire. En effet le Plio-Quaternaire est plus épais et de constitution plus fine, en allant du Nord-Ouest vers le Sud-Est de la cuvette. L'épaisseur de ces niveaux réservoirs devient de plus en plus importante dans la partie centrale de la nappe (Forage SF6, SF4, SF11, SF15). Il peut atteindre 200 m pour passer entre 50 et 100 mètres au Sud-Est de la plaine (SF18 SF8 et forage Jlel). Ces variations d'épaisseur et de faciès sont liées aux conditions de sédimentation, qui dépendent du plissement du substratum profond.

Le substratum de l'aquifère du Plio-Quaternaire est représenté par un niveau marneux imperméable qui constitue le mur de cette nappe, il est situé à 200m/TN. Ce mur présente une épaisseur très importante qui peut atteindre 200 m par endroit.

Les grès miocènes, dont les eaux sont mises en charge dans la partie effondrée, sont bombés au niveau des forages SF4, SF11 alors qu'ils présentent un « creux » au niveau du SF 6. Cet aquifère est séparé de la partie effondrée en charge par la grande faille sud. Son extension est relativement importante.

Il se dégage de ces deux coupes que les grés du Miocène sont relativement grossiers et homogènes sur les bordures tandis qu'ils sont plus hétérogènes et fins dans la partie effondrée. L'aquifère du Miocène montre une grande variation d'épaisseur, De plus, ce niveau aquifère a montré une variation importante d'épaisseur en allant du Nord-Ouest vers le Sud-Est, et atteint son maximum d'épaisseur dans la partie effondrée de la cuvette.

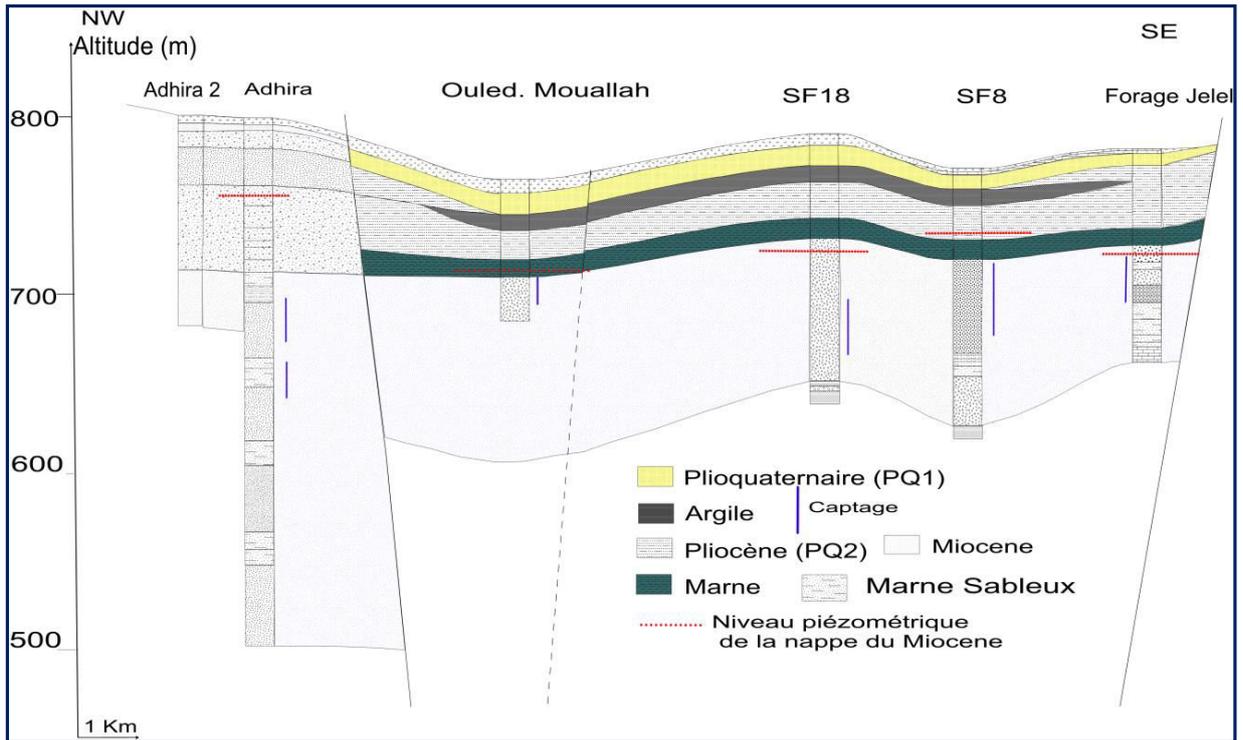


Figure 44 : COUPE C6

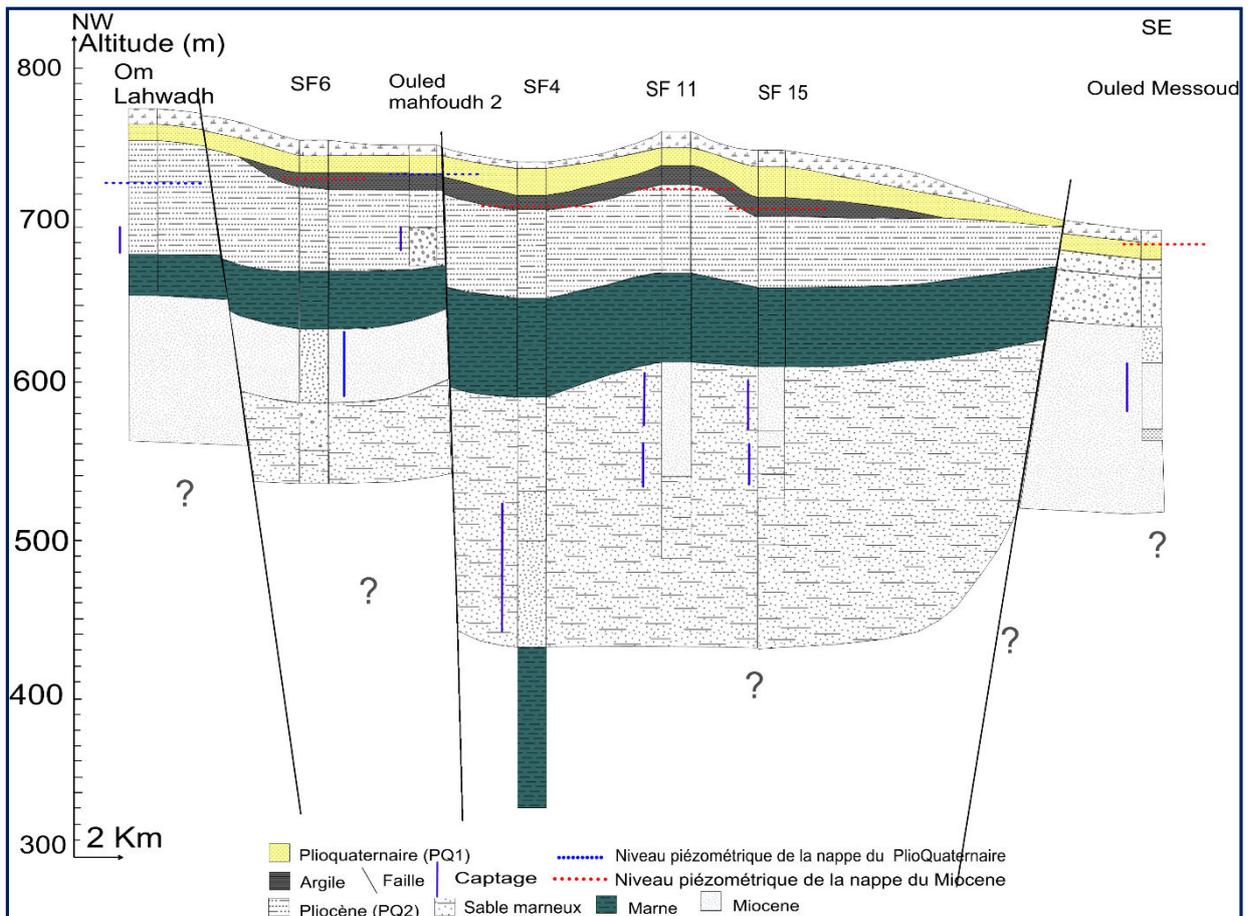


Figure 45 : COUPE C7

2.1.3. Forages de la Partie centrale ou compartiment effondré : Coupes C2 et C3
De direction nord-est sud ouest la coupe transversale C3 limitée au Sud Ouest par Jebel Charchara s'arrête au Nord Est au niveau de la région de Henchir Satour. Cette coupe passe par les forages SF7, Charchra2, Ouled Mouallah, SF4, SF5, SF1, SF14.

Parallèlement à la coupe C3, la coupe C2 est jalonnée par les forages SF8, SF18, Omri Boubaker, Gharsalli, Souani (piézomètre) SF3 et Khmouda 3.

Cette coupe montre l'importance des dépôts du Plio-Quaternaire au niveau de l'axe de la plaine. Ces dépôts dépassent 500 m d'épaisseur au niveau du forage SF1 mettant en évidence l'importance de l'effondrement au niveau de cette zone par le jeu des failles. En plus, la série est plus argileuse du Sud Ouest au Nord Est (coupe C3, fig. 47)

Les coupes C2 et C3 présentent les mêmes caractéristiques que les coupes précédentes avec un épaissement et un enrichissement en argiles des dépôts Plio-Quaternaire des bordures vers l'axe de la plaine. Nous avons vu que ces horizons se trouvent dans la région centrale où il est certain que les différents niveaux se sont déposés avec leur maximum de puissance et sont les plus individualisés. (Forage SF1, SF4, SF5 et SF3).

Dans les régions de bordure, les dépôts du Plio-Quaternaire très grossiers, sont directement superposés aux grès miocènes (Coupe C2, fig. 46). Il s'en suit donc, que la nature et la connexion des aquifères varient selon les régions.

Dans la partie centrale de la zone d'étude (zone effondrée), l'aquifère du PlioQuaternaire repose sur des séries marneuses qui le sépare de la nappe des grés. Ces séries marneuses dont l'épaisseur peut atteindre 200 à 300m constituent alors le toit de l'aquifère du Miocène ce qui lui confère le caractère d'un aquifère à nappe captive.

La caractéristique essentielle de ces deux coupes est l'effondrement de la nappe du Miocène à plusieurs centaines de mètres et son recouvrement par des dépôts continentaux très épais du Plio - quaternaire. Dans la partie effondrée la nappe en charge est séparée des nappes de bordure par la grande faille sud. Son extension est relativement importante.

Les failles de bordures ont engendré le soulèvement et l'affleurement des aquifères du Miocène. Ces derniers sont en contact direct avec les niveaux du Plio-Quaternaires. Ceci a permis d'assurer la continuité hydraulique entre ces deux formations aquifères. La nappe des grés de Miocène affleure aux bordures de la zone effondrée avec des épaisseurs assez variables. Cependant, on peut constater que les grés en affleurement sont plus grossiers et plus homogènes, ce qui donne aux aquifères libres une grande perméabilité contrairement aux aquifères gréseux en charge, qui sont plus hétérogènes et où les alternances fréquentes d'argiles et de marnes réduisent considérablement leur perméabilité.

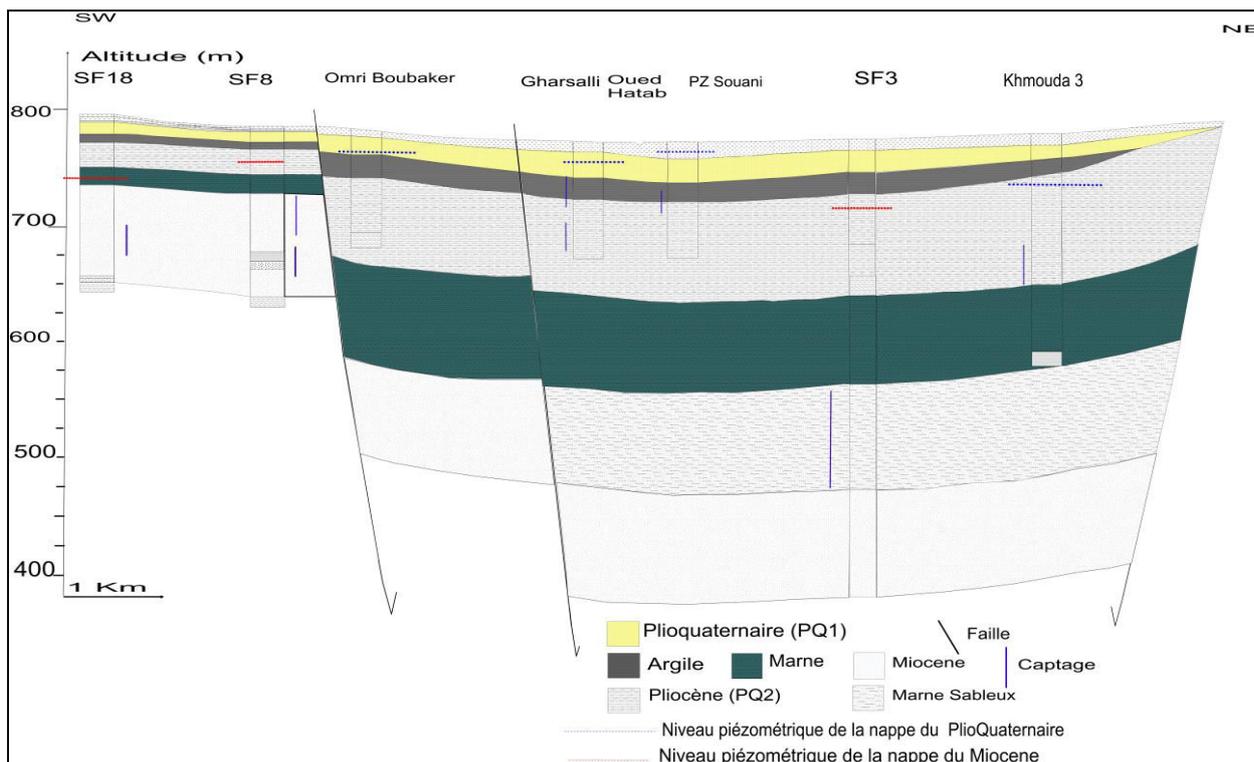


Figure 46 : COUPE C2

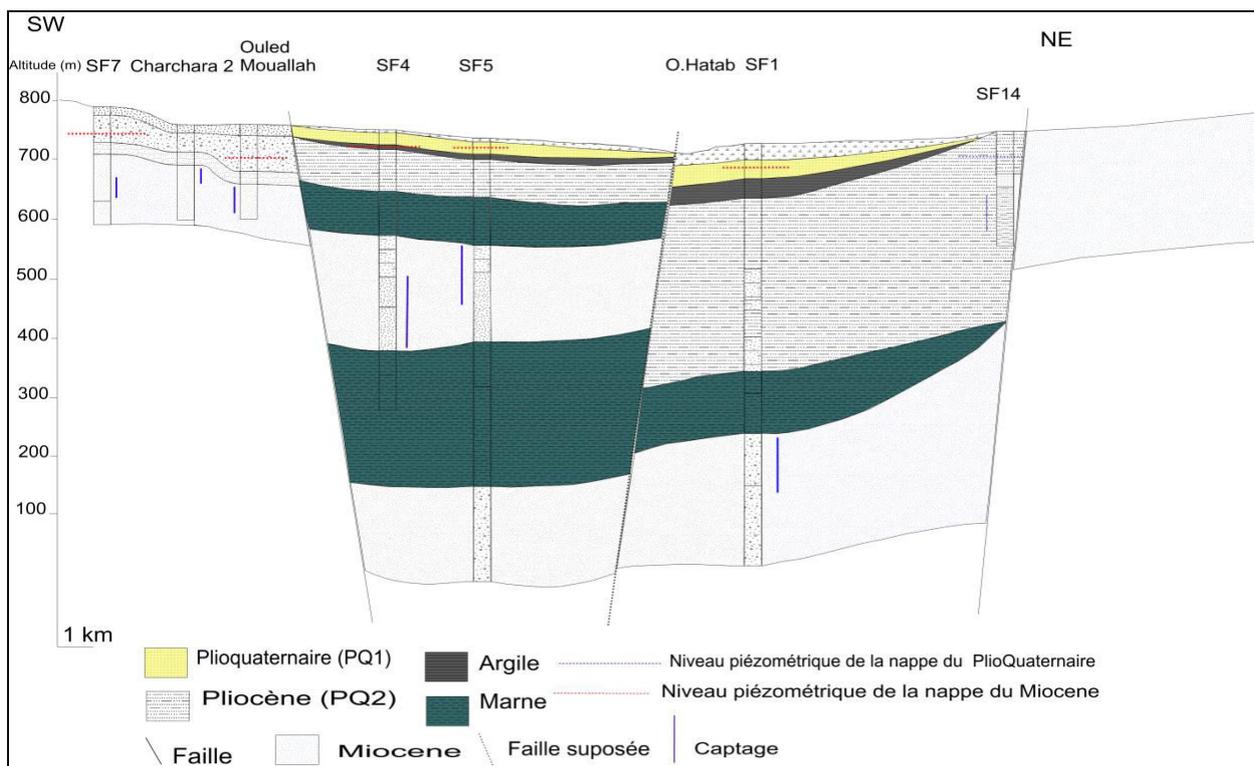


Figure 47 : COUPE C3

2.1.4. Forages de la Partie ouest: Coupe C4, Coupe C5
 De direction nord est-sud-ouest les coupes transversales C4 et C5 longent la partie amont du bassin du Foussana.

La coupe C4 (Fig. 48) limitée au Sud Ouest par les prolongements de Djebel Nouguiza passe par les forages El Adhira, SF6, et Ouled Boughanem situé au piémont de Djebel Biréno. Un peu plus au Nord de la coupe C4, la coupe C5 (Fig.49) passe par les forages Adhira 2, Om Lahwadh, Nasraoui Cherif et Ouled el Hadj.

Ces deux coupes montrent les mêmes caractéristiques que les coupes précédentes avec un épaissement et un enrichissement en argiles des dépôts Plio-Quaternaires des bordures vers l'axe de la plaine.

Au Nord-Ouest et au Sud-Est, ces coupes montrent que les failles Nord et Sud ont joué un rôle déterminant dans l'affleurement de grés du Miocène aux bordures de la cuvette.

Dans la partie centrale, cet aquifère est rencontré à une profondeur relativement importante, pouvant atteindre 250m. Dans cette partie du bassin, l'aquifère du Miocène est surmonté par les deux niveaux aquifères du PlioQuaternaire qui sont en communication généralement sur les deux côtés du bassin.

Ces coupes ont permis également de mettre en évidence le changement latéral des épaisseurs et de la lithologie des différents niveaux aquifères du Plio-Quaternaire et du Miocène. En effet, l'épaisseur des grés du Miocène devient de plus en plus importante en allant du Sud-ouest vers le Nord-est contrairement aux niveaux aquifères du PlioQuaternaire qui deviennent plus épais au Nord-est de la plaine.

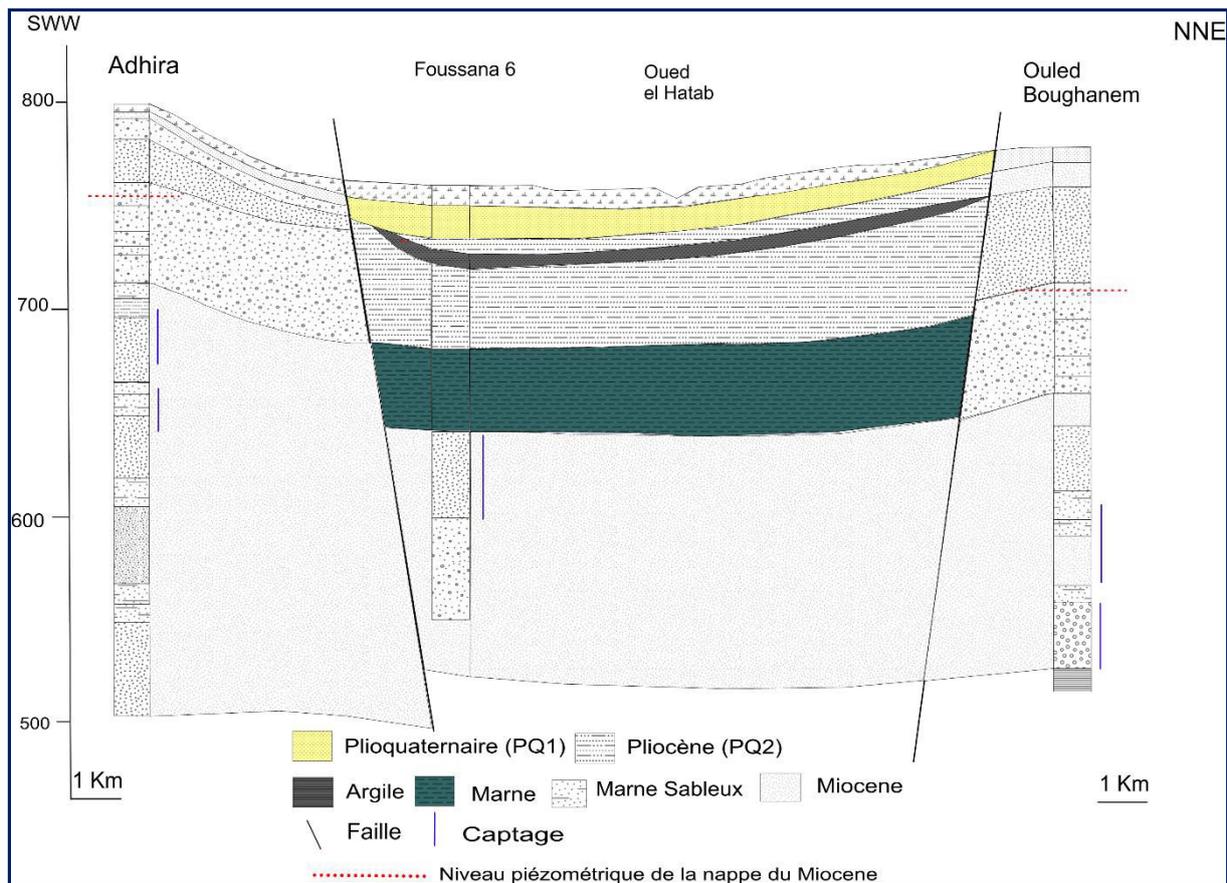


Figure 48 : COUPE C4

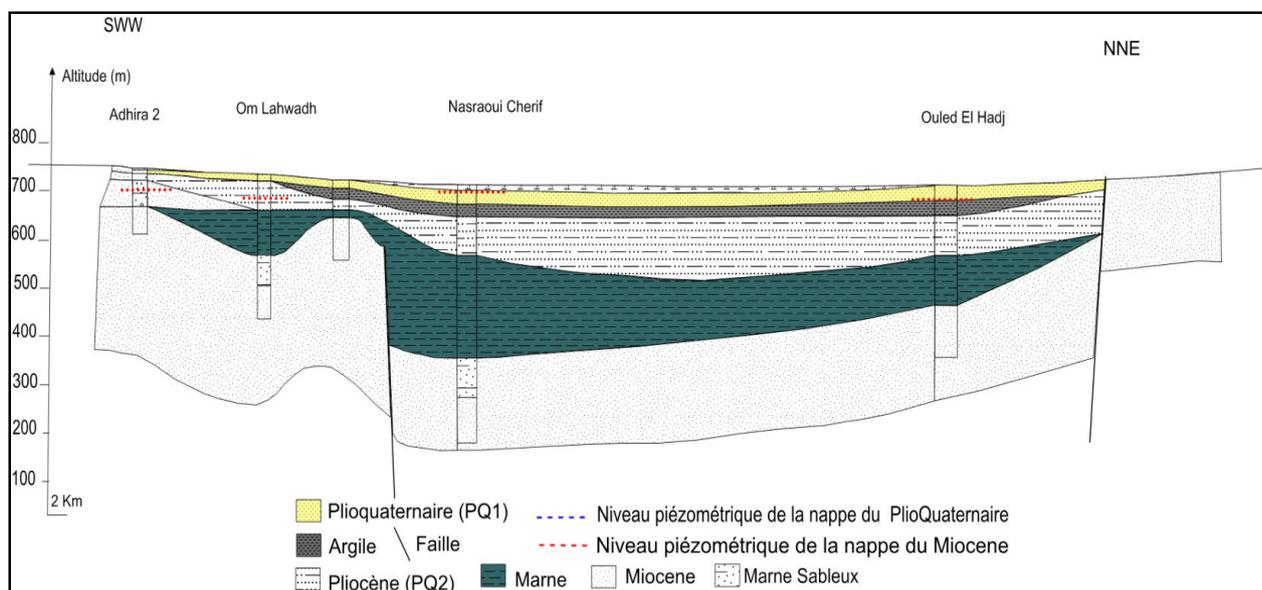


Figure 49 : COUPE C5

2.1.5. Forages de la Partie Est : COUPE C1

De direction Nord Est-Sud-Ouest la coupe transversale C1 (Fig. 50) longe l'extrême Est de la zone d'étude, limitée au Sud-Ouest par les piedmonts nord de Jebel Nougouza, en passant par

les forages Ouled Nasrallah, Ouled Messoud et enfin Khamouda 1 situé à proximité du flanc est du Djebel Semmama.

Cette coupe montre le rétrécissement progressif de la zone effondrée à l'approche de l'axe anticlinal Chambi-Semmama. Elle montre aussi une augmentation de l'épaisseur des dépôts du Plio-Quaternaire en allant du côté sud-ouest vers le nord-est. En outre, ces dépôts se caractérisent par un enrichissement particulier en argiles vers le centre. Le contact des grès miocènes avec le remplissage Plio-Quaternaire est un contact tectonique par le jeu de faille du côté nord-est.

L'aquifère Miocène est capté à des profondeurs assez variées allant de la surface aux piémonts de Djebel Nouguiza à plus de 300m au centre de la cuvette.

D'un point de vue tectonique, la faille sud séparant le fossé d'effondrement de Foussana de l'anticlinal de Djebel Nouguiza, a mis en contact les dépôts plus ou moins perméables du Plio-Quaternaire avec les séries gréseuses du Miocène. Ceci a permis ainsi une continuité hydraulique entre les deux nappes adjacentes.

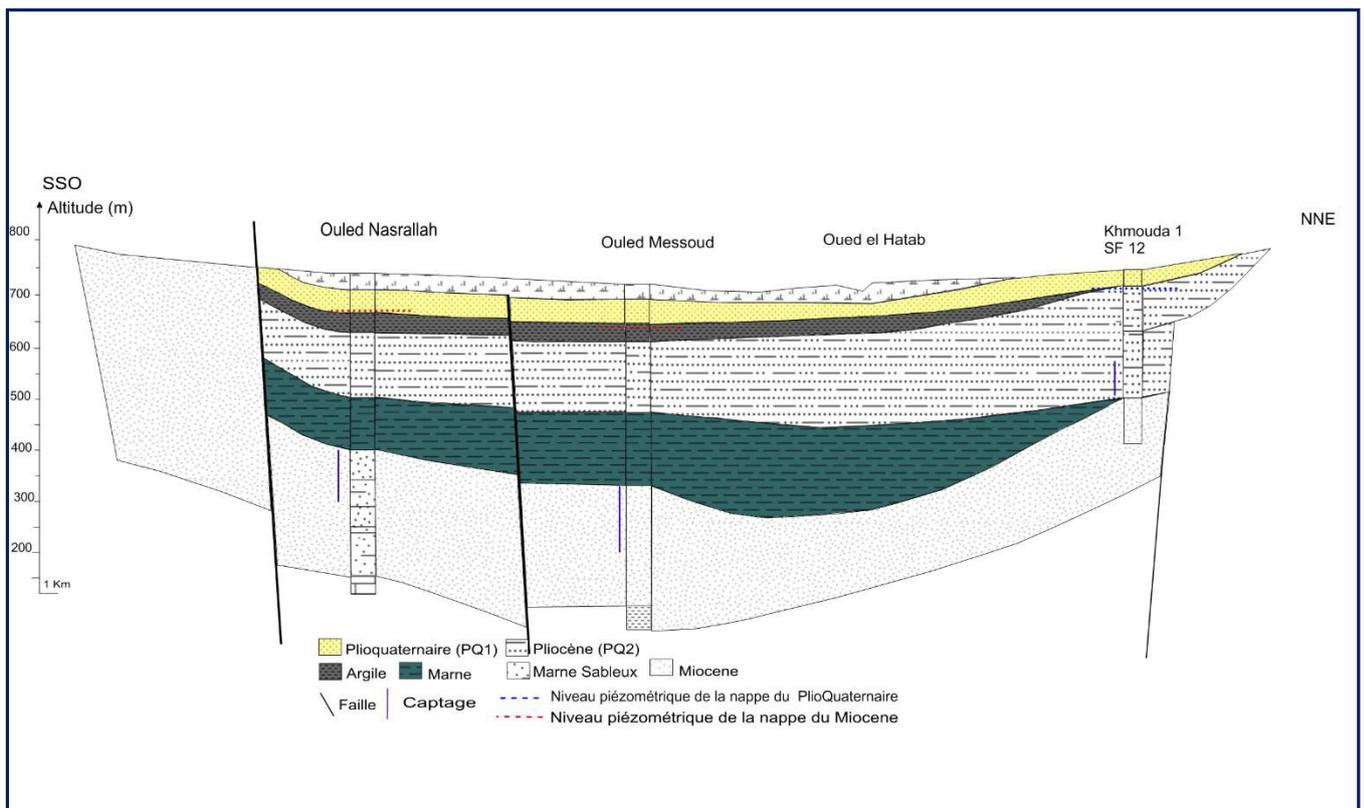


Figure 50 : COUPE C1

2.2. Géométrie des réservoirs : les données de la géophysique

La géophysique est parmi les approches les plus utilisées dans les domaines de l'eau et en particulier la prospection électrique par sondages verticaux. Cette approche, couplée avec les données de surface, permet d'esquisser la structuration du bassin et donne une image plus claire sur la Subsurface.

Les résultats que nous présentons dans ce document sont issus de l'analyse et de l'interprétation de 102 sondages électriques à partir des rapports de Marcel Andrew et Roumiguière et des travaux de terrain, conduits par Ammar, Ingénieur Principal, qui ont duré du mois d'Avril au mois de Novembre 1973. L'interprétation de ces nombreux sondages électriques verticaux nous a permis de mieux appréhender le schéma structural du système aquifère de Foussana en permettant de :

- Localiser les zones susceptibles de présenter un intérêt aquifère.
- Délimiter l'extension des horizons aquifères PlioQuaternaire et Miocène.
- Déterminer les meilleurs emplacements pour l'implantation des ouvrages de captage (forages) destinés à l'alimentation en eau des populations et à l'irrigation.
- Déterminer le rôle joué par les failles dans la communication ou la compartimentation des aquifères.

Ces 102 sondages électriques se répartissent tous les 100 m environ, sur 4 profils principaux parallèles au grand axe de la cuvette, et sont distants entre eux de 3 km. Deux sondages étalons ont été réalisés sur le forage SF1 (5426/4). Cet ouvrage implanté près de la station ferroviaire de Foussana et réalisé en 1946-1947 est le seul de la région à avoir atteint et traversé en partie le Miocène gréseux basal dans les fosses d'effondrement. Il donne une image des caractéristiques géologiques régnant la partie centrale de la cuvette de Foussana que l'on peut résumer ainsi ([Roumiguière et Uguet, 1946](#))

- 0 - 70 m : Sables et argiles appartenant au Quaternaire récent.
- 70 - 122 m : Croutes calcaires du Quaternaire ancien et calcaires lacustres avec quelques passées de sables et argiles du sommet du Pliocène.
- 122 - 420 m : Argiles jaunes du Pliocène.
- 420 - 512 m : marnes bleues considérées comme appartenant au Miocène supérieur.

Les grès de la base du Miocène (Miocène inférieur et Burdigalien) auraient ici une épaisseur considérable dépassant 284 m.

On notera que dans la partie centrale du bassin; le Pliocène comporte une importante fraction argileuse, les dépôts plus grossiers (sables) étant localisés sur les bordures et à l'extérieur.

2.2.1. Interprétations des Coupes géoélectriques

En se basant sur les résultats des SE étalons mais le plus souvent en faisant des hypothèses sur les valeurs des résistivités variés nous avons établi les coupes géoélectriques localisées sur la figure .52.

Les coupes géoélectriques réalisées permettent

-d'évaluer l'épaisseur et la résistivité des différentes formations, notamment des aquifères potentiels qui sont ici représentés par les marqueurs résistants : alluvions quaternaires, PlioQuaternaire grossiers, grès du Miocène, calcaires du Crétacé.

-Etudier leur mode de gisement et leurs connexions éventuelles, enfin de tracer le passage des discontinuités électriques pouvant correspondre à des accidents pour mieux cerner la géométrie du système aquifère de la cuvette de Foussana.

L'interprétation de ces sondages électriques nous a permis d'établir 30 coupes géo électriques (Fig.51) que l'on va interpréter par zones géographiques :

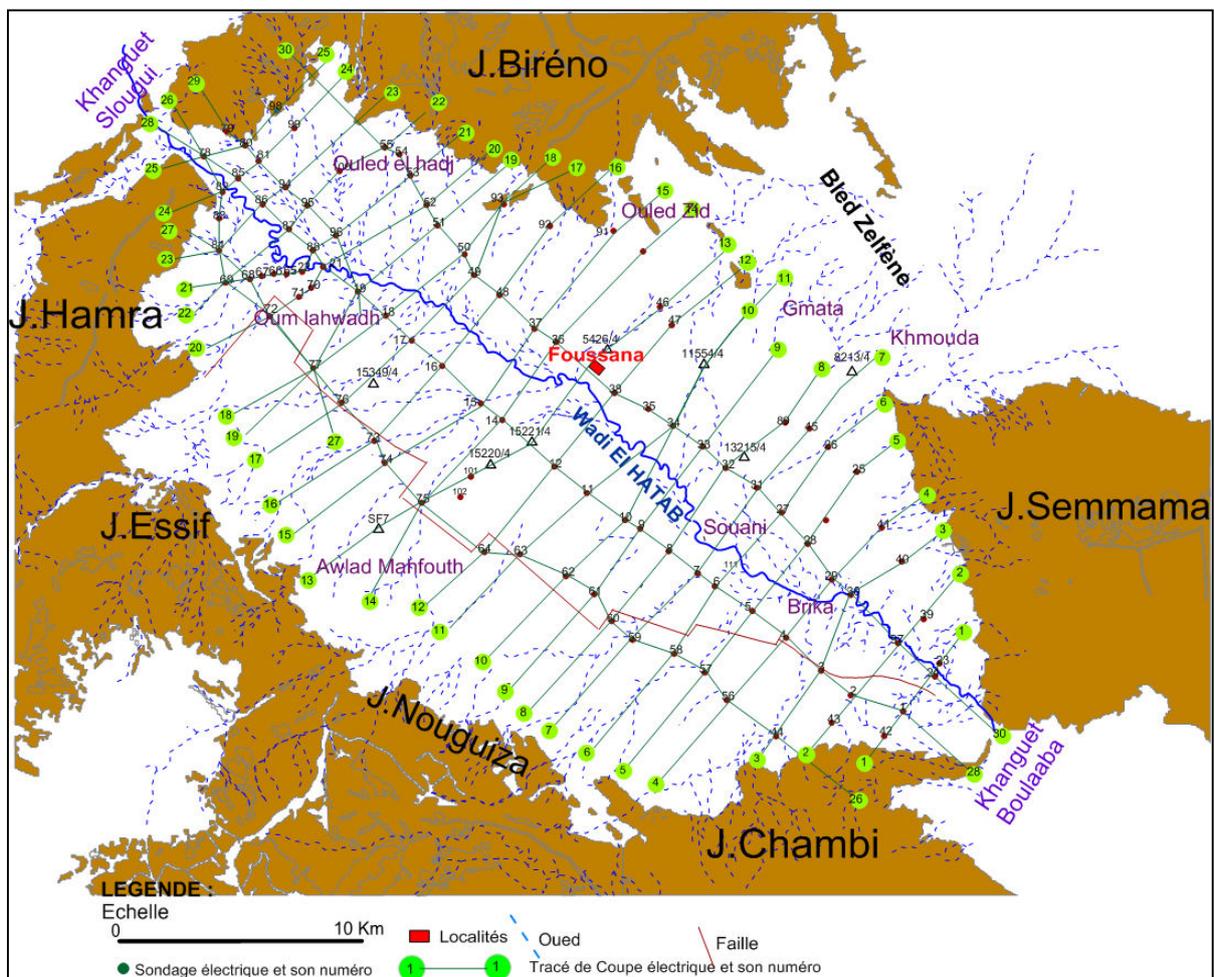
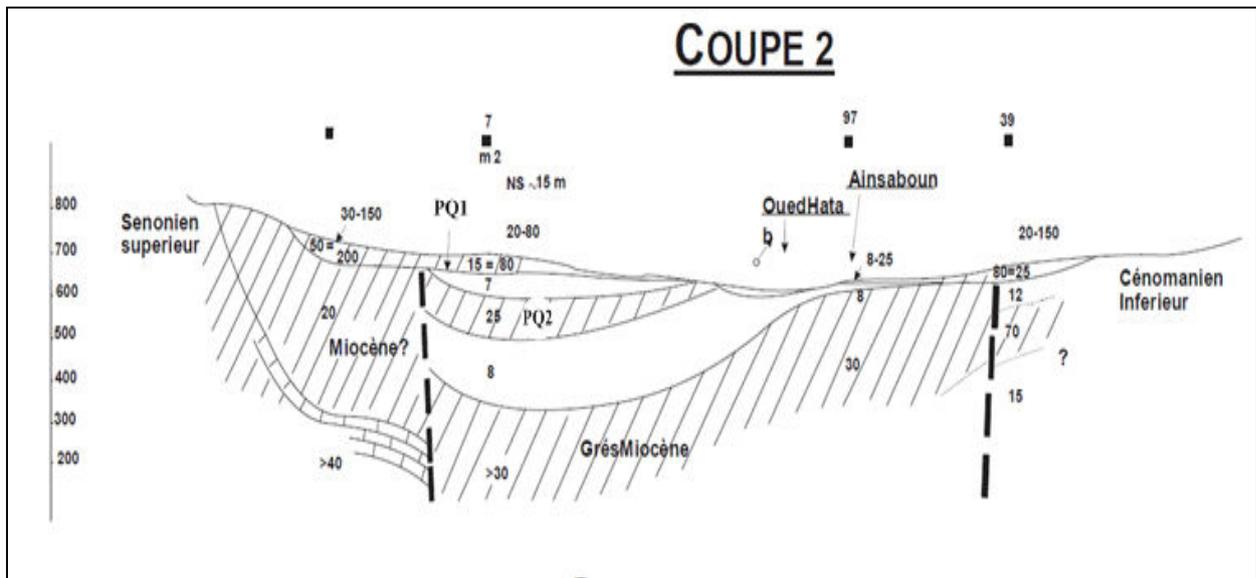
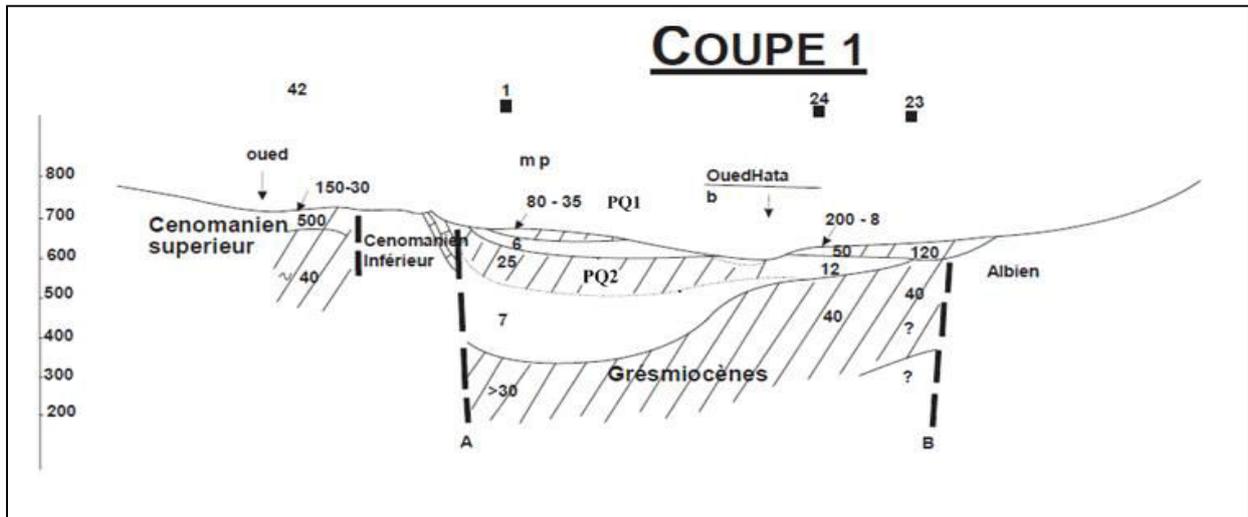
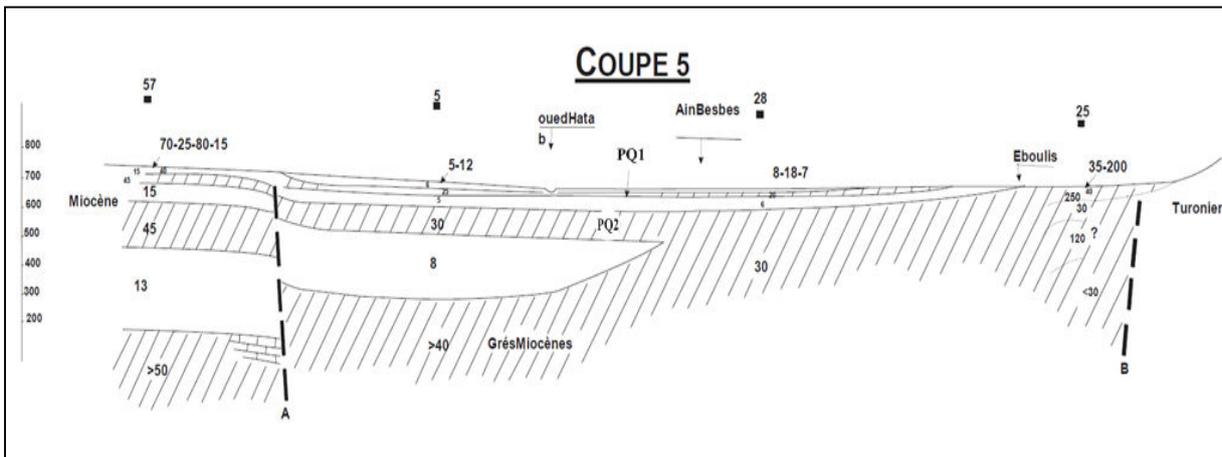
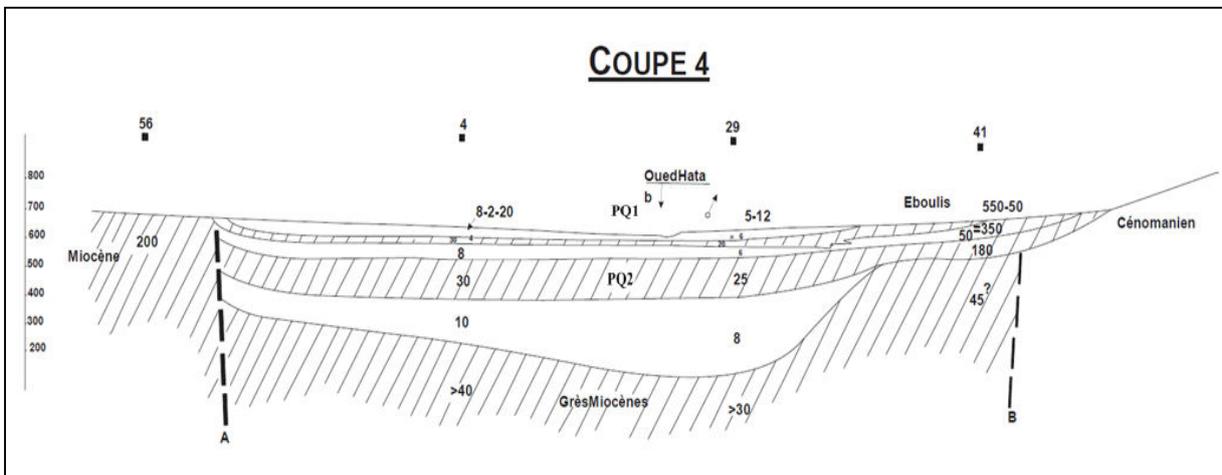
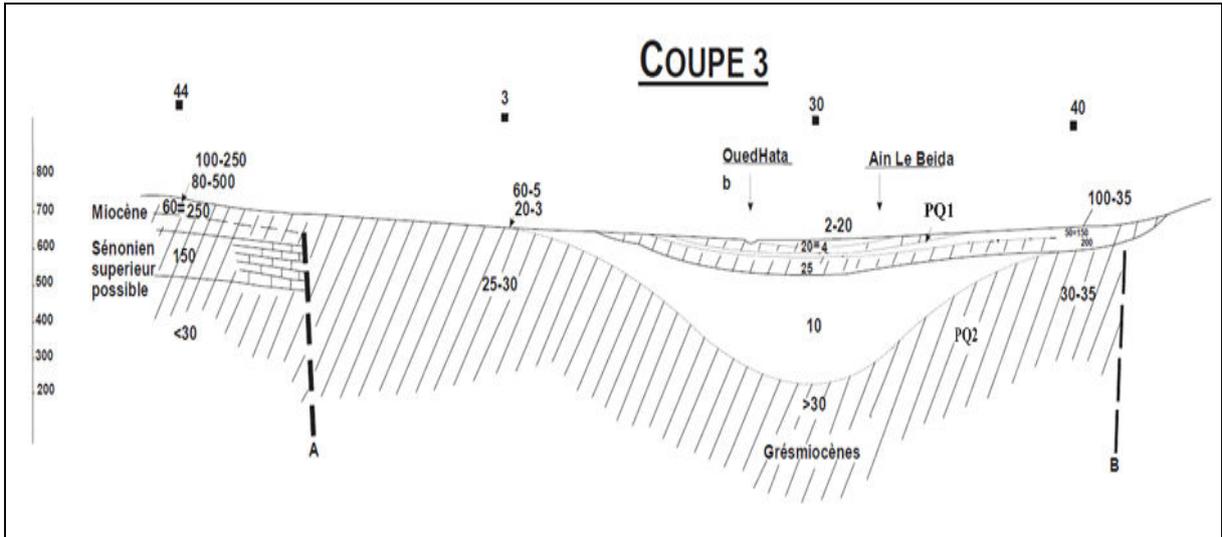
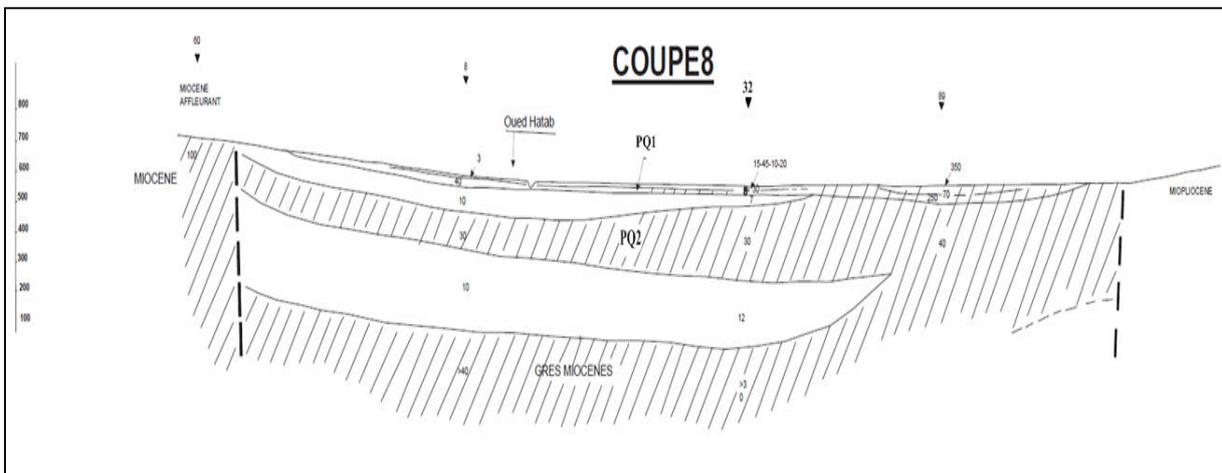
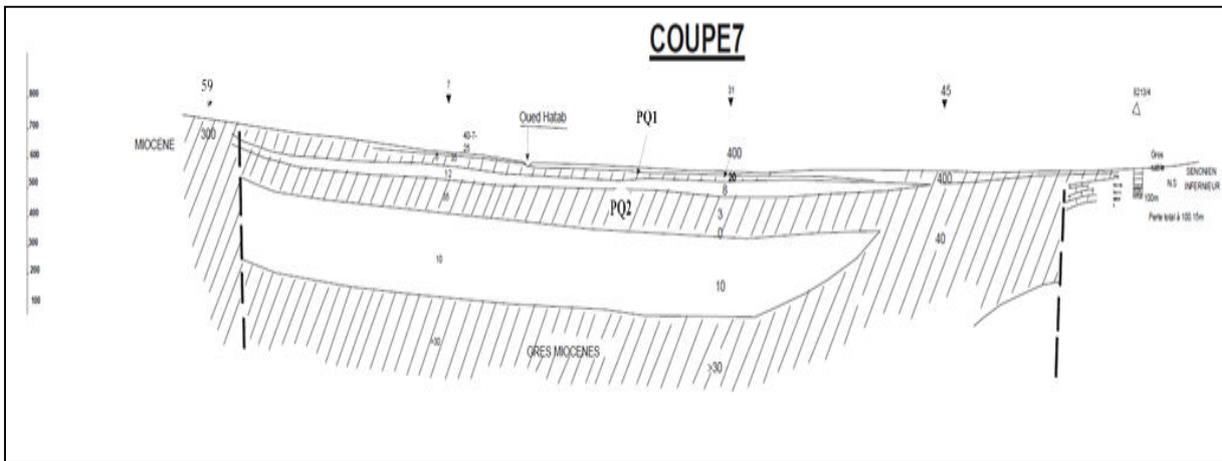
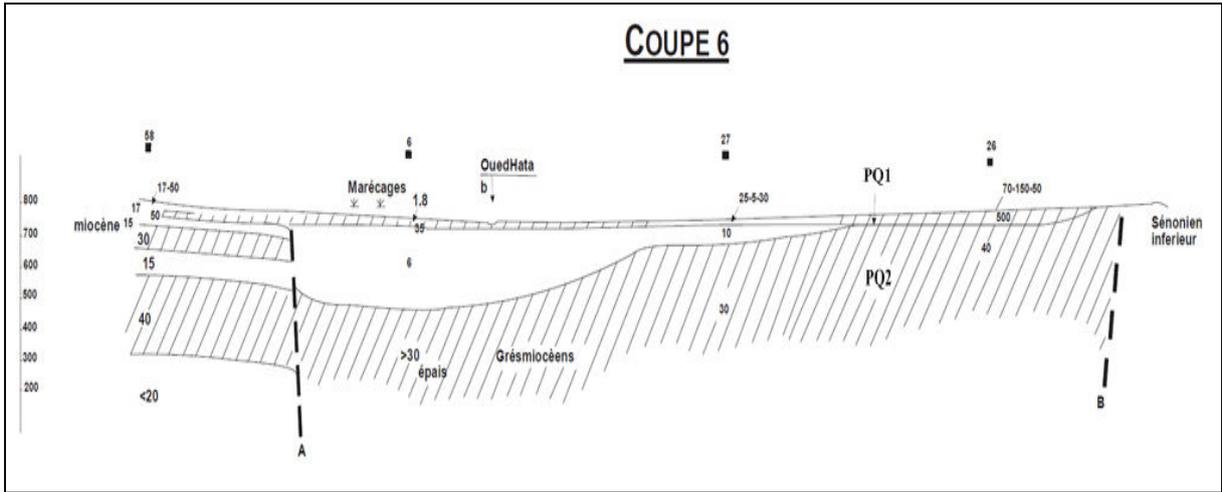
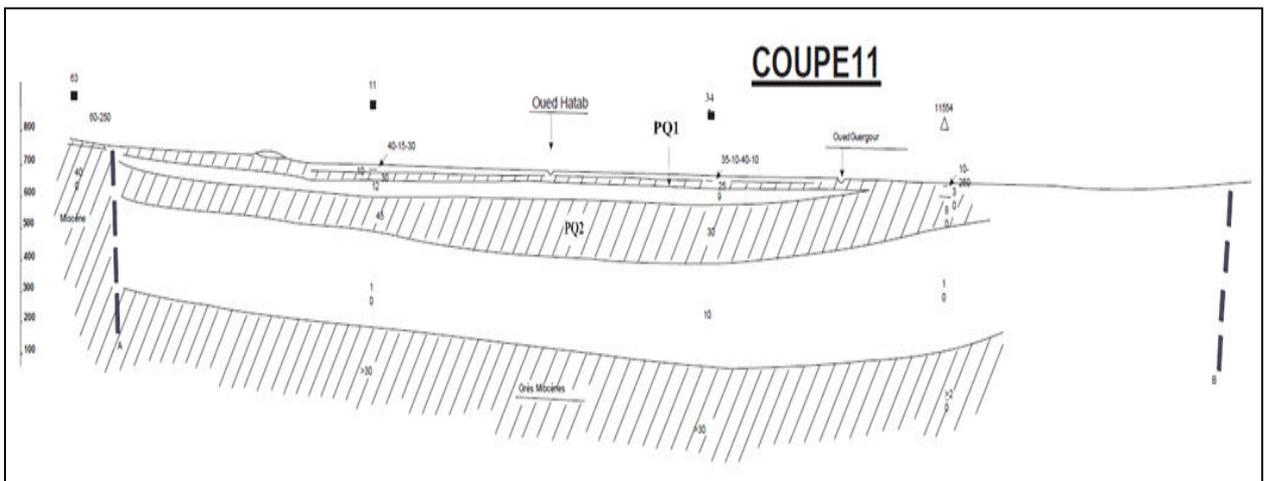
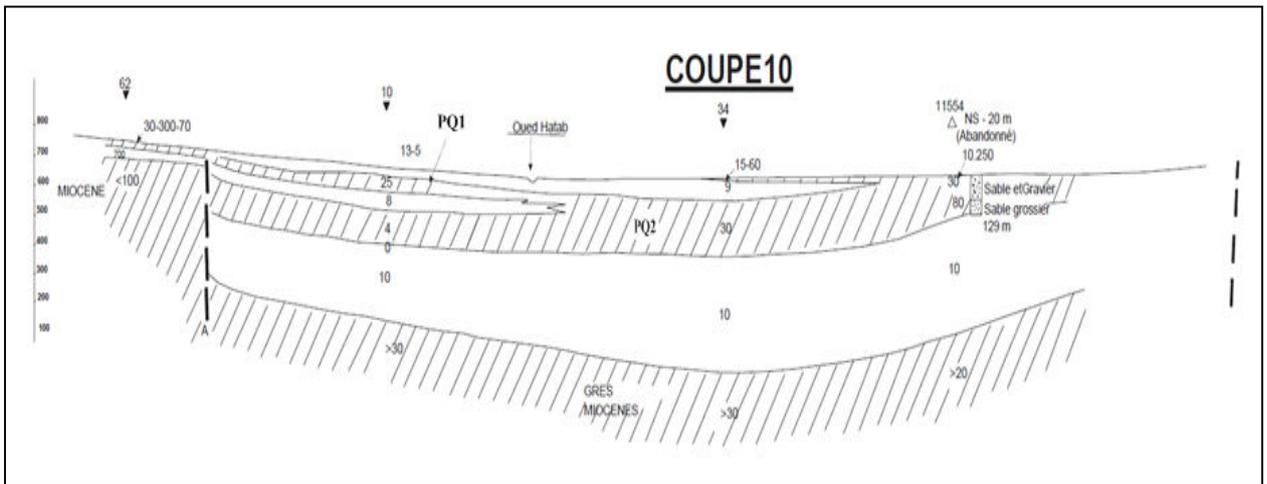
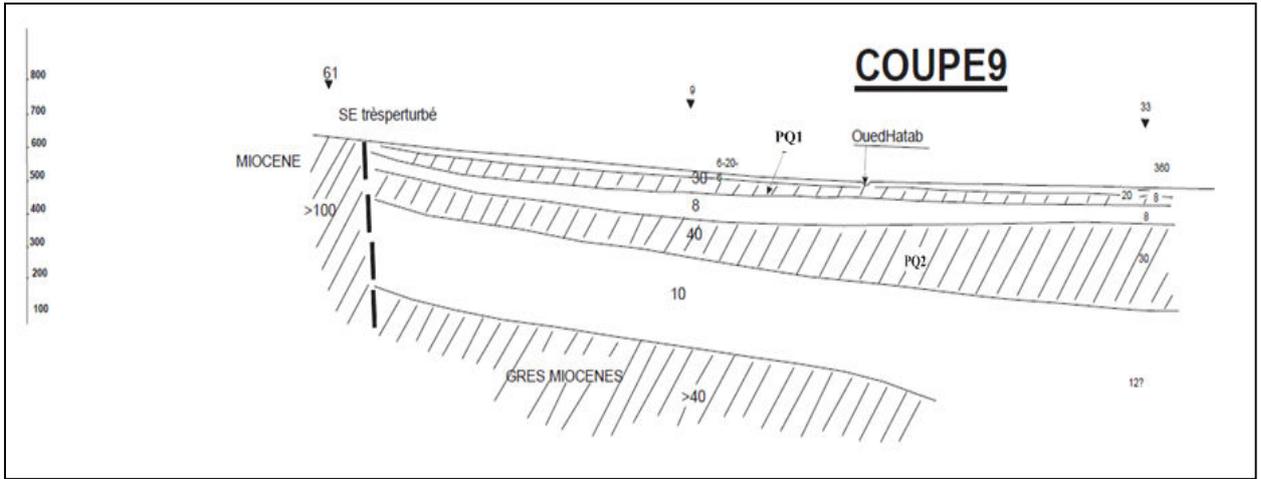


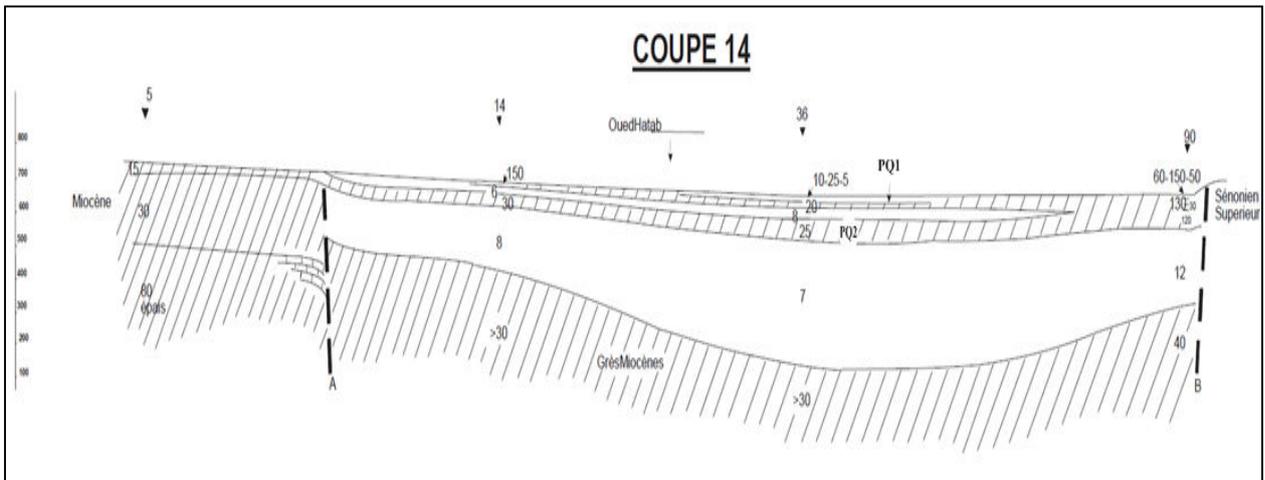
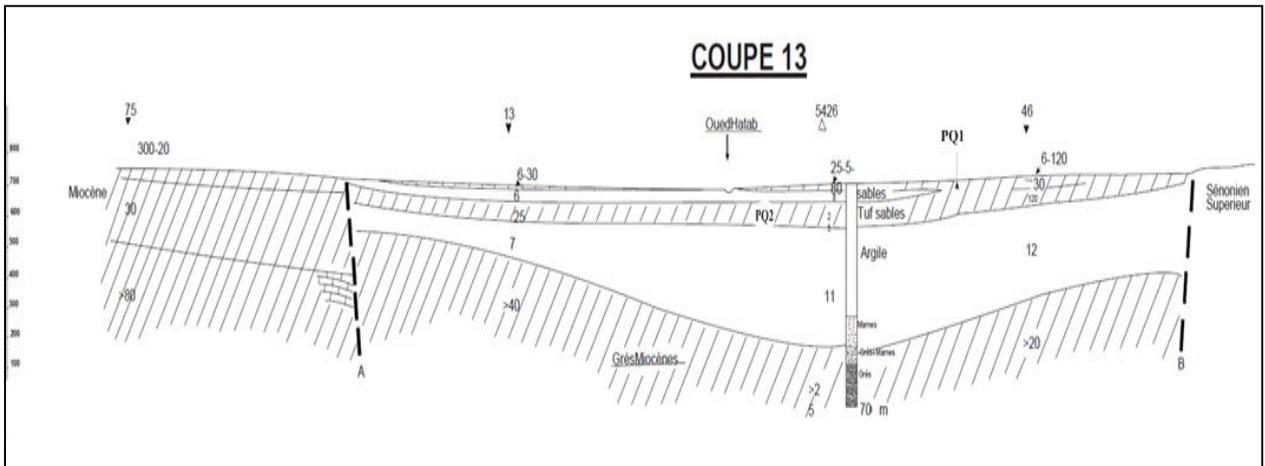
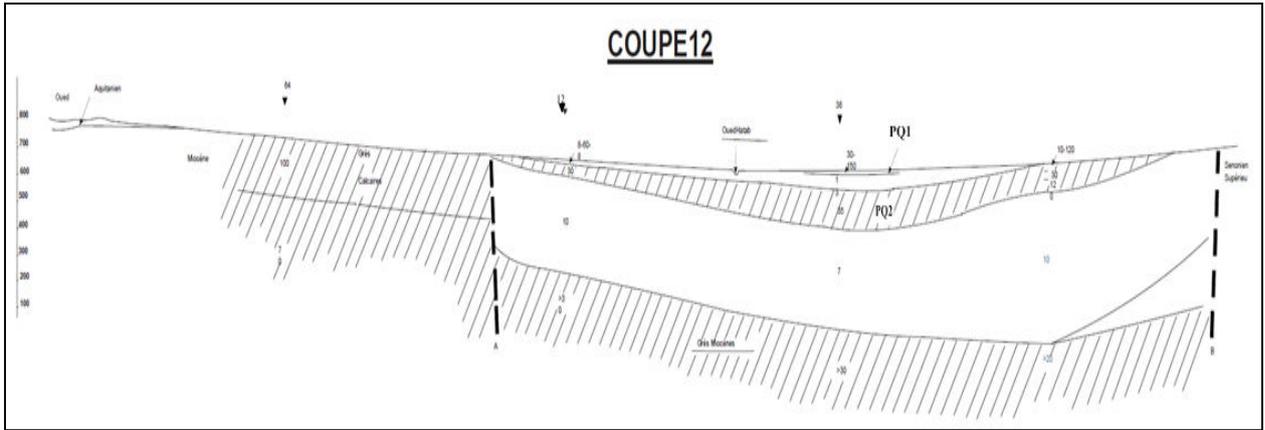
Figure 51 : Carte de localisation des coupes géoélectriques

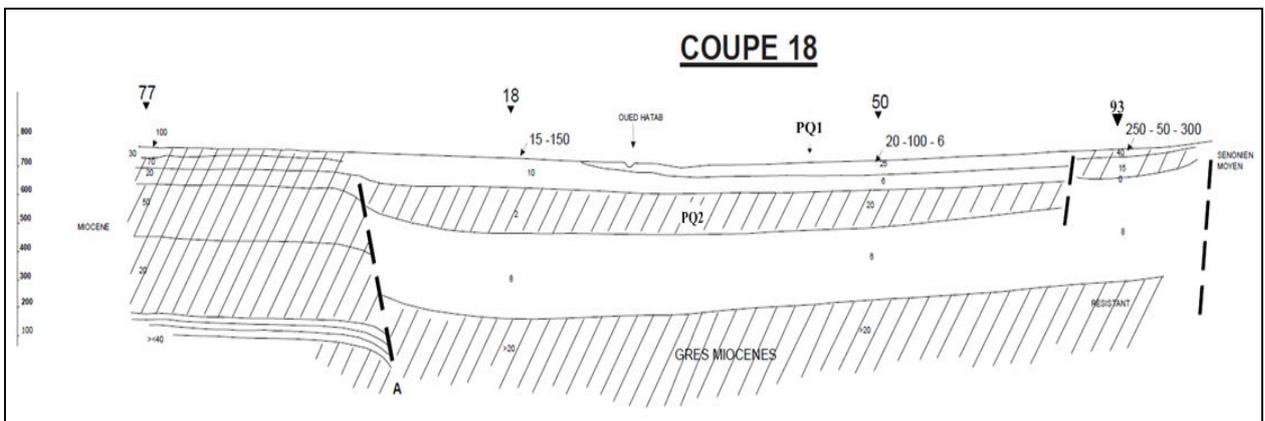
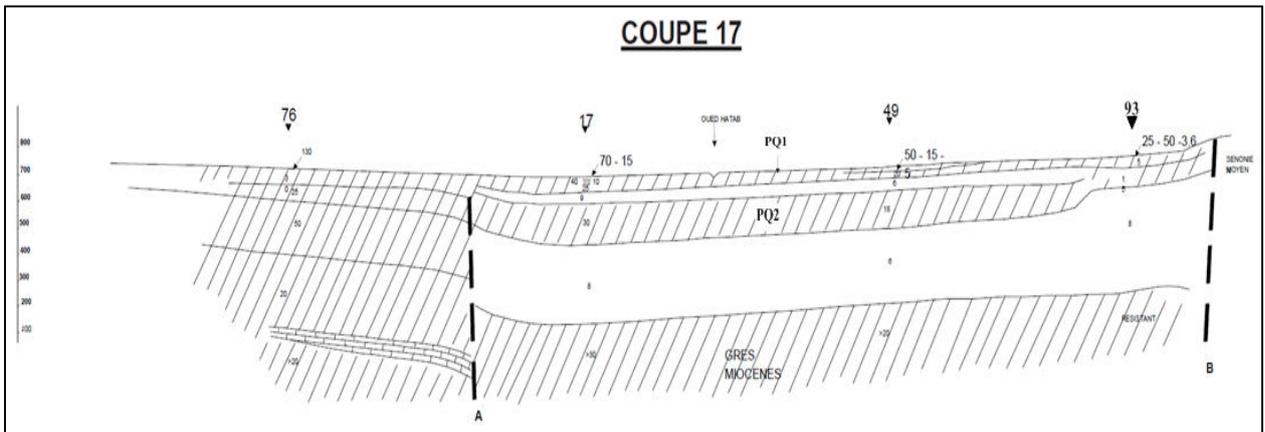
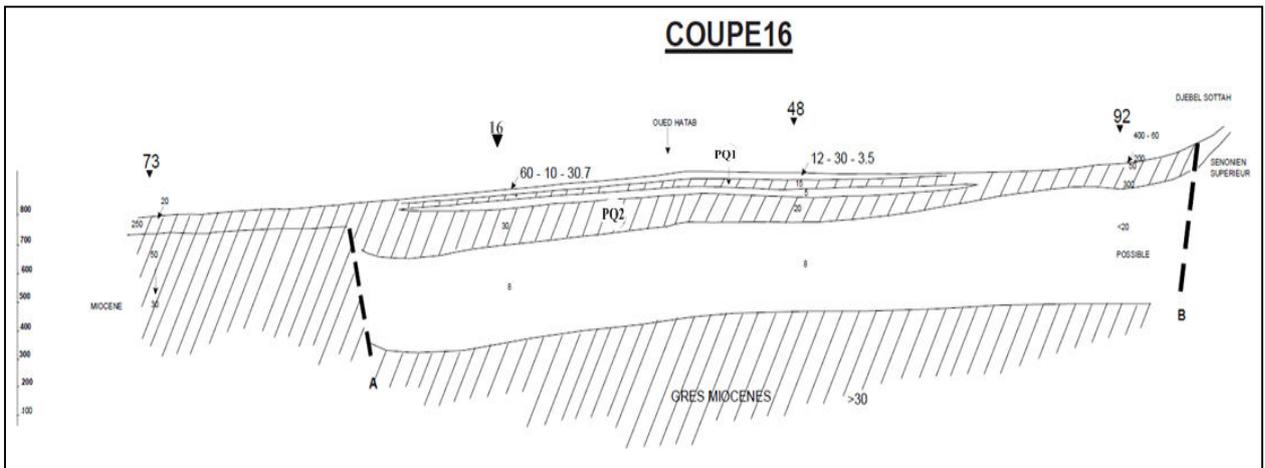
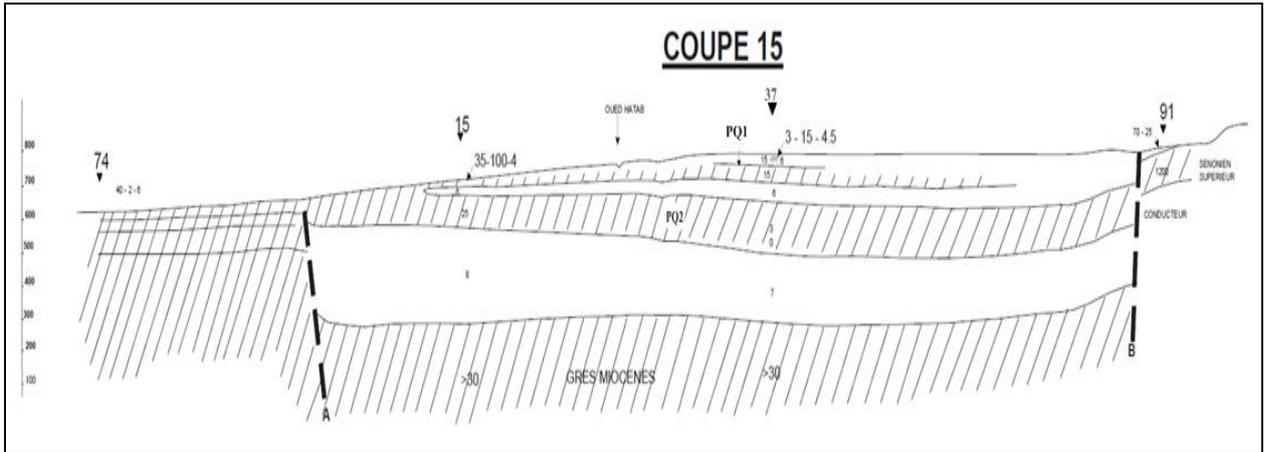


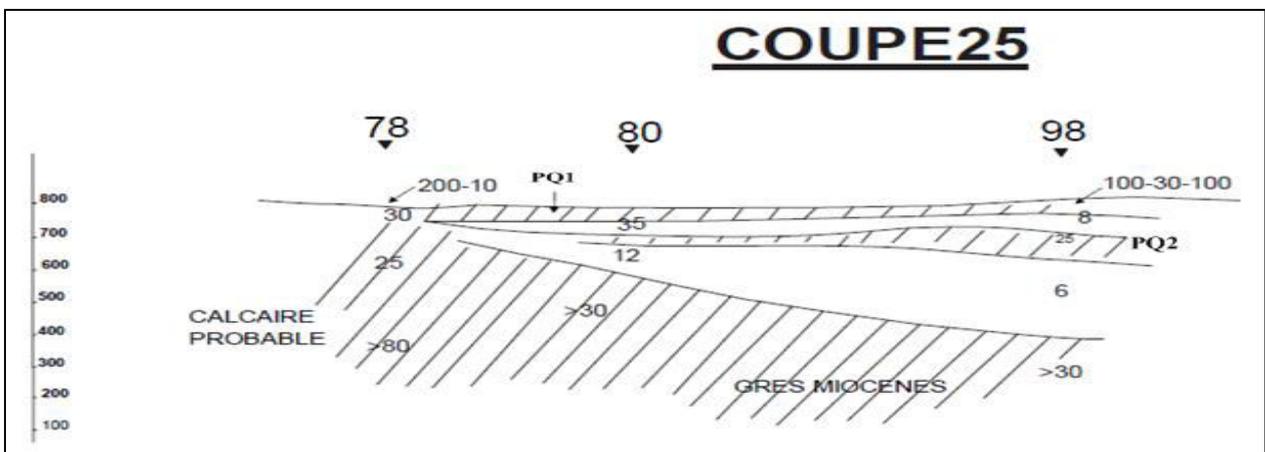
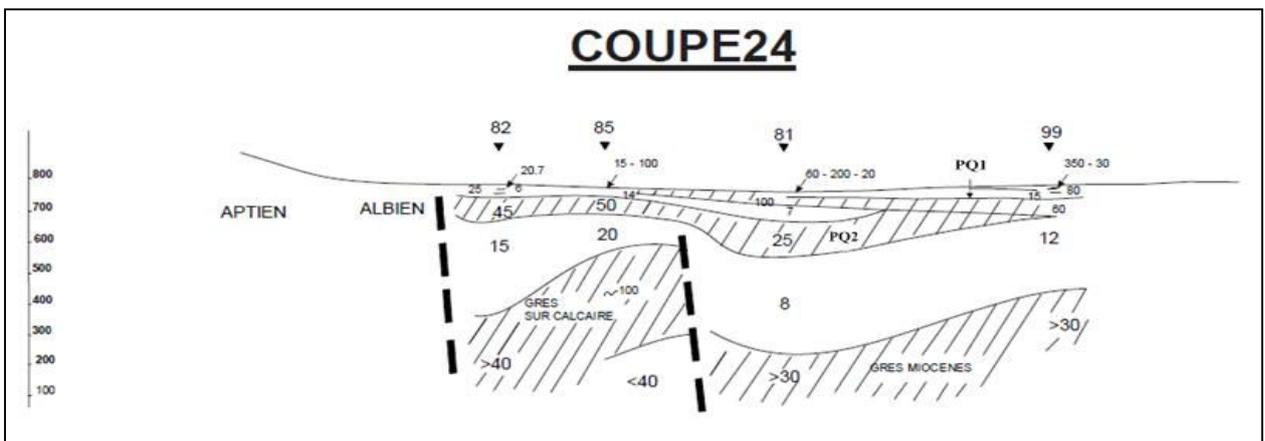
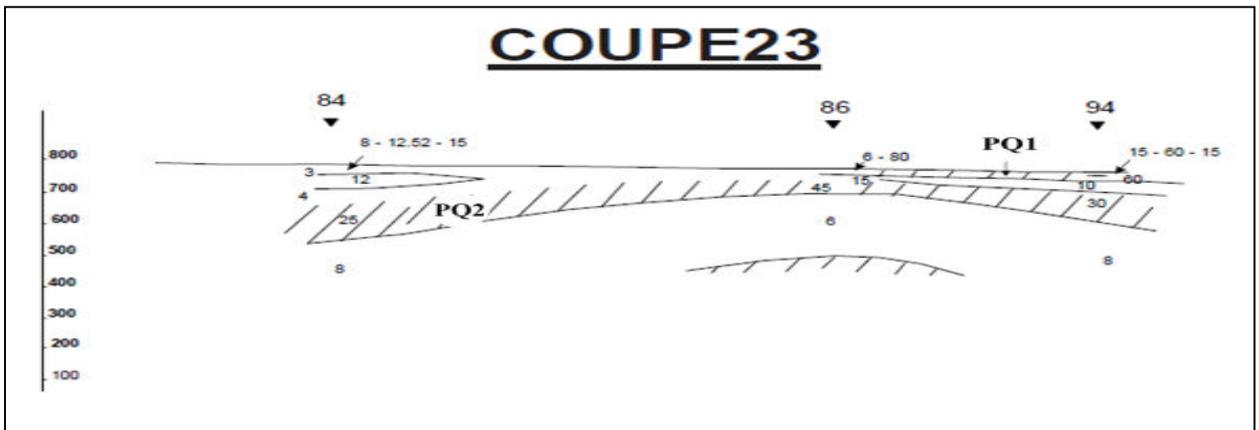
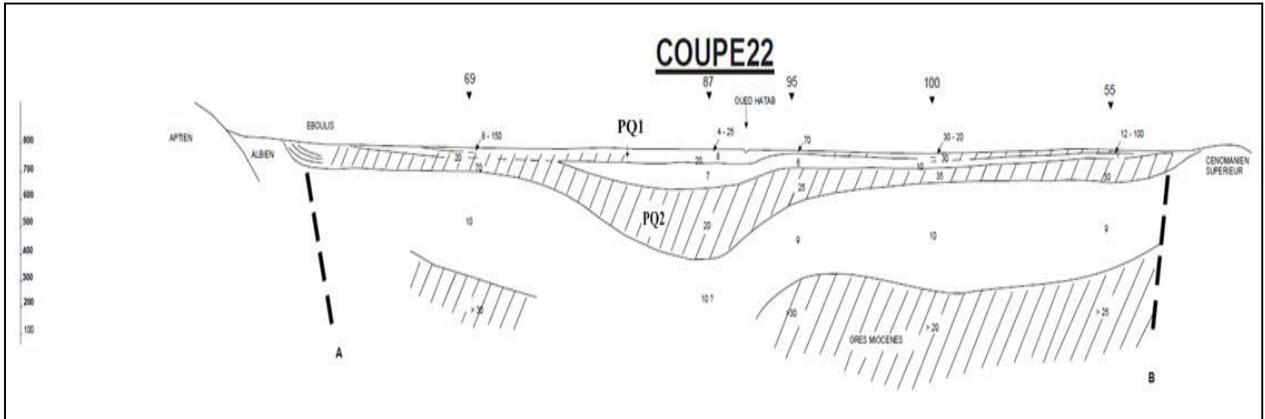


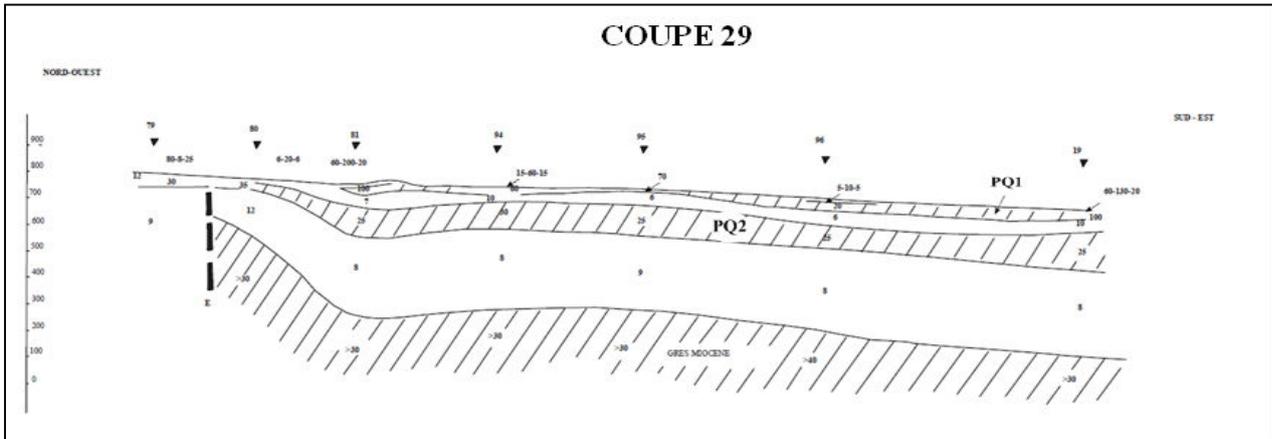
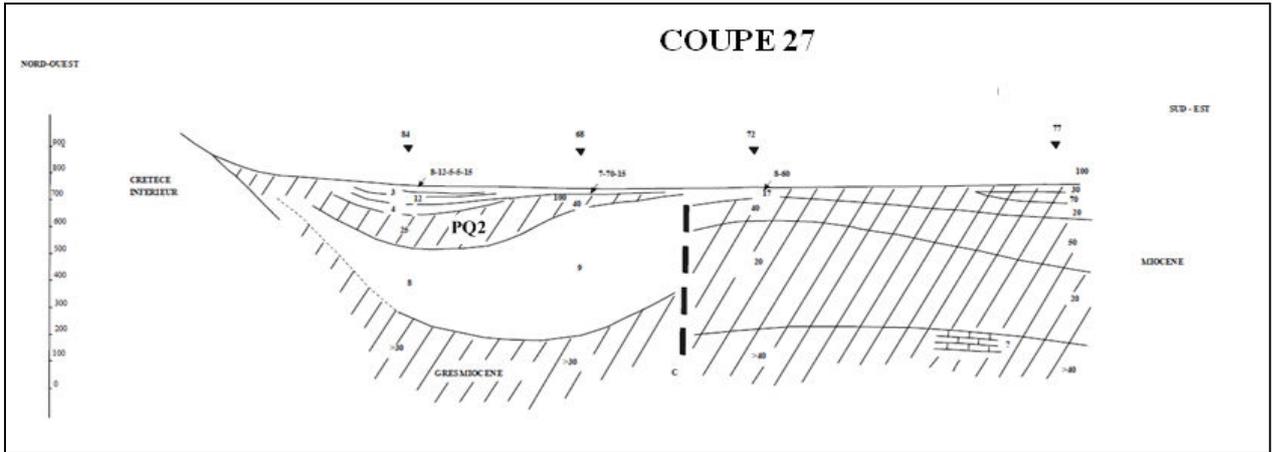












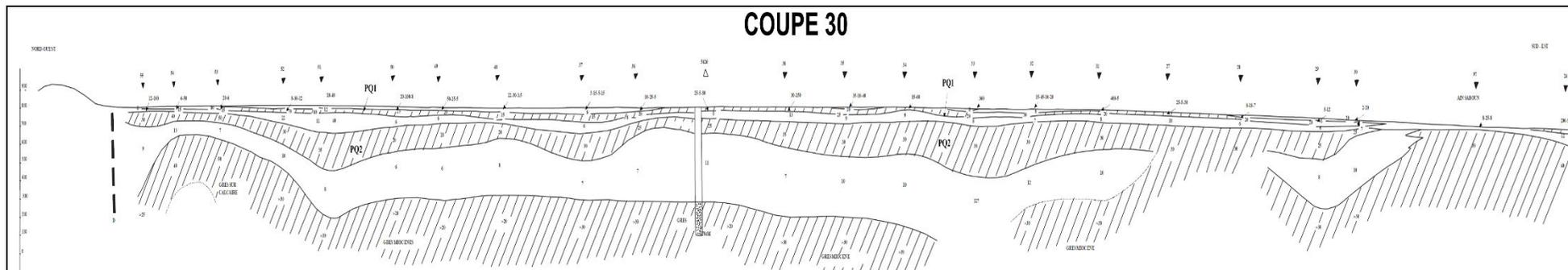
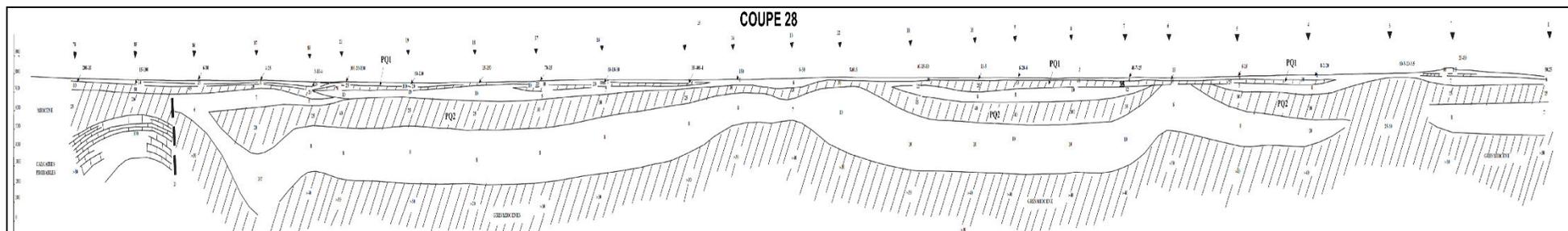
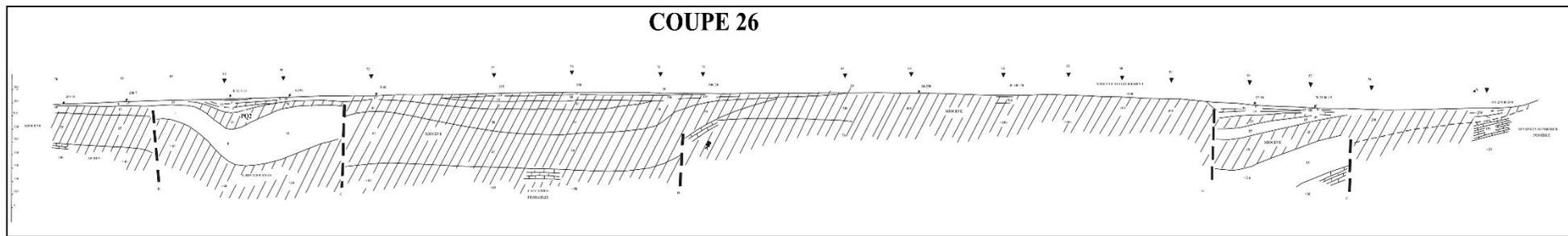


Figure 52 : coupes géoélectriques

D'un point de vue tectonique, les coupes géoélectriques transversales qui se poursuivent de la coupe 1 (la plus méridionale) à la coupe 20, ont permis de mettre en évidence la présence d'un accident A parallèle au grand axe de la cuvette de Foussana. Cet accident qui se trouve au Sud de la cuvette, est l'accident majeur de l'effondrement ouest et il semble avoir été stoppé aux abords du Jebel Hamra par la structure anticlinale. Son rejet est important, il est de l'ordre de 500 m. il faut toutefois signaler qu'il ne s'agit probablement pas d'un accident unique et le rejet indiqué peut correspondre au rejet cumulé de plusieurs failles en escalier disposées en relais verticale. Toutefois, le grand espacement des SE dans le sens transversal ne permet pas de tracer sa trajectoire avec précision

Sur la bordure orientale du fossé, les profils n'ont pas recoupé l'accident B qui longe la bordure de la cuvette de Foussana. Néanmoins en se basant sur les affleurements crétacés et les indications des SE situés parfois très près de l'accident, son rejet paraît du même ordre que celui de l'accident A c'est à dire à 500m.

Zone Nord (la barre Turonienne Jebel Hamra –Jebel Bireno) :

- L'accident B se poursuit jusqu'à la fermeture de la cuvette. Il est probablement décroché à la hauteur de la coupe 17 par un accident transversal C, au Nord du SE 93, qui le décale vers l'axe de la cuvette.

- l'accident A semble stoppé aux abords de la barre turonienne par le prolongement de l'accident C, et reprendre plus au Nord après l'accident transversal D.

Les accidents C et D délimitent aux pieds du Jebel Hamra une zone effondrée d'axe E-W qui vient se raccorder à la cuvette principale.

Dans son trajet sud, l'accident A semble décroché par des failles transversales F, G et H.

Zone Est (Entre Djebel Semmama et Djebel Chambi)

Les coupes transversales 1 à 4 montrent le rétrécissement progressif de la zone effondrée à l'approche de l'axe anticlinal Chambi-Semmama. Sur la coupe 1 la largeur de l'effondrement est encore voisine de 2 Kms et les grès miocènes à environ 300 m de profondeur au SE1. Il est donc probable que ces derniers se raccordent normalement à ceux de la fosse de Kasserine ; ils pourraient au passage de la zone la plus rétrécie subir un relèvement et venir sur toute la largeur au contact du Plio-Quaternaire grossier.

Zone centrale de la cuvette ou Zone Effondrée :

La cuvette de Foussana a été couverte par des sondages électriques; les principaux accidents A et B délimitent la partie effondrée, cette cuvette est divisée en trois zones à savoir :

La zone I : Elle correspond à la partie effondrée où les diverses formations ont pu se déposer avec leur maximum d'épaisseur. Le Miocène a pu se déposer sur la bordure où les failles parallèles à l'accident principal ont pu créer des dépressions dans lesquels on pourrait rencontrer les grès avec une épaisseur intéressante.

On y distingue le fossé principal orientée NW-SE et le fossé situé au pied de Jebel Hamra qui lui est sensiblement perpendiculaire. Ces deux unités sont bien marquées par leurs importantes profondeurs situées entre 200 et 300 m.

Dans ces dépressions, on note bien l'existence généralisée des grès de la base du Miocène formant la partie supérieure du substratum résistant des SE. On ne peut pas estimer leur épaisseur mais il est probable que ces grès atteignent plusieurs centaines de mètres comme au forage SF1 (5426/4). Leur profondeur est toujours importante et peut atteindre 650 m (voir coupes 10, 11, 12).

Les coupes géoélectriques montrent que l'effondrement des grès paraît plus brutal sur le flanc oriental que sur le flanc occidental. Malgré le grand espacement des SE, le toit des grès semble avoir un pendage SW-NE (direction des coupes transversales) et on peut espérer les atteindre à des profondeurs acceptables entre 250 m et 400 m à l'Est immédiat de l'accident A, par exemple dans la région des SE 12, 13, 14 et 15 (coupes 12 à 15).

Au dessus des grès, généralement bien isolés par les épaisses formations argilo-marneuses du Mio-Pliocène, on trouve sur la plupart des SE deux marqueurs résistants susceptibles de constituer des aquifères potentiels (SE11).

Le PlioQuaternaire, PQ1 :

Le plus superficiel, correspond au Quaternaire : alluvions de l'Oued Hatab et éluvions probables. Son épaisseur variable, atteint souvent une cinquantaine de mètres pour une résistivité de même ordre que celle du Pliocène grossier: 20-30 ohm-m. Malgré la présence d'intercalations argileuses, il peut donc constituer au moins localement un bon aquifère car la basse résistivité peut s'expliquer par la présence d'une nappe phréatique relativement chargée en sel. Parfois sub-affleurant, il est donc accessible par puits. .

Le PlioQuaternaire, PQ2 :

Il appartient vraisemblablement au Pliocène grossier ; étant donné son extension (on le retrouve sur la plupart des SE) et sa puissance qui peut atteindre plus de 200 m (par exemple au SE33 coupe 9) il paraît constituer l'aquifère superficiel le plus important. Sa résistivité est généralement assez faible notamment dans le centre du fossé et souvent comprise entre 20 et 40 ohm-m ; au forage SF1 (5426/4), il correspond au passage tufeux (croûtes calcaires), mais

étant donné son épaisseur, il est probable qu'il corresponde ailleurs à des sables plus ou moins argileux avec des faciès plus grossiers près des bordures.

Au forage SF1 (5426/4), il est constitué de 70m d'alternances de sables, argiles et graviers mais n'a malheureusement pas été testé du point de vue hydraulique.

le Pliocène PQ2 est plus grossier sur les bordures que sur la partie effondrée, notamment dans la partie septentrionale où on voit aux extrémités des coupes 20, 21 et 22 que son épaisseur totale avoisine les 100 m pour des résistivités parfois égales à 100 ohm-m. Il en est de même très fréquemment le long de l'accident B où la plupart des SE les plus orientaux des coupes transversales indiquent la présence en surface d'un résistant épais de plus de 100 m et dont la résistivité varie de 100 à 500 ohm-m. Le forage 11554/4 (Coupe 10) est resté dans ce marqueur jusqu'à 129 m de profondeur et a rencontré des sables grossiers et des graviers. Il s'agit des dépôts de pente avec cailloutis, parfois substratifiés avec un pendage marqué vers le centre du bassin.

Les puits situés près des SE 25 et 26 n'ont pas rencontré de nappe jusqu'à 30m de profondeur il est possible que ce marqueur soit parfois complètement exondé au dessus du Pliocène argileux, pour des côtes des surfaces élevées.

La zone II: Elle correspond en majorité aux affleurements du substratum crétacé sauf dans la partie centrale ou synclinal de Bled Zelfène où en bordure de la cuvette où l'épaisseur du Miocène est probablement très réduite. Dans cette zone on ne dispose pratiquement pas de mesures électriques, il semble cependant d'après la géologie de surface que l'effondrement soit brutal et le Crétacé affleure aux abords immédiats de la cuvette.

La zone III: Correspond au compartiment occidental de l'accident A et est étudié par le profil 26 (voir coupe 26), où il semble qu'on puisse rencontrer le Miocène avec des épaisseurs très variables au-dessus du substratum Crétacé.

Au Sud, le SE 44 est situé très près des affleurements du Sénonien supérieur dont les calcaires pourraient être représentés par le marqueur résistant le plus profond à 150 ohm-m et se poursuivent probablement jusqu'au SE 56 où le Mio-Plio-Quaternaire résistant (épaisseurs réduites) est juxtaposé aux calcaires formant un marqueur unique à 200 ohm-m. Les calcaires pourraient être relativement voisins de la surface comme semble l'indiquer la présence localisée dans cette zone de croutes calcaires. Entre les SE 56 et 57 les calcaires paraissent s'approfondir brusquement (accident transversal probable : F), et seraient déjà à plus de 500 m de profondeur au SE 57 (substratum résistant dont la résistivité est supérieure à 50 ohm-m). Ils reviennent probablement près de la surface entre SE 59 et 64 dans les mêmes conditions qu'au SE 56 (marqueur résistant unique à 80-400 ohm-m), après l'accident transversal G.

Les SE 57 et 58 sont situés dans une dépression où on retrouve probablement des conditions de sédimentation voisines de celles de la fosse profonde mais où les grès du Miocène affleurant de part et d'autre, constituent l'essentiel du remplissage (marqueurs profonds à 40- 20 ohm-m).

Entre les SE 73 et 72 on retrouve des conditions identiques dans la dépression encadré par des accidents transverses H et C. On remarquera que la zone "haute" où les grès de base du Miocène sont probablement juxtaposés aux calcaires au voisinage de la surface (SE 59 à 75), est située dans le prolongement de la zone d'affleurement du Sénonien inférieur (calcaire du Douleb) qui apparait comme une ride anticlinale se prolongeant à l'Est de la cuvette et parallèle aux axes des deux anticlinaux principaux Chambi-Semmama et Hamra-Bireno.

Dans la partie nord du profil on recoupe, du SE 69 au SE 83, la fosse secondaire bordant le Jebel Hamra où on retrouve le Mio-Pliocène argileux-marneux et le substratum résistant incluant les grès de base Miocène.

Au SE 82 les grès affleurent très peu: 150 m environ. Aux SE 82 et 78, au Nord de l'accident D il semble que l'on retrouve encore les grès du Miocène directement sur le substratum créacé qui pourrait appartenir ici à l'Aptien.

La coupe 27 met également en évidence l'accident C et la présence du fossé secondaire (SE 68 et 84).

Dans la zone étudiée outre les calcaires Sénoniens qui peuvent être productifs près de l'accident A (fractures), les calcaires probablement Aptiens (partie nord des coupes 26 et 28) peuvent également constituer un excellent aquifère dans les mêmes conditions.

2.2.2. Conclusion

On retrouve sur la plupart des sondages électriques les marqueurs mis en évidence sur les deux SE étalons :

- Les dépôts grossiers du Plio-Quaternaire ou la couverture résistante dont la résistivité très variable est comprise entre 20 et 100ohm-m.
- Les argiles du Pliocène et les marnes du Miocène, conducteur intermédiaire, dont la résistivité est comprise entre 6 et 12 ohm-m.
- Les grès du Miocène et Crétacé, ou le substratum résistant, dont la résistivité est toujours supérieure à 20 ohm-m.

Ce sont là les marqueurs que l'on retrouve généralement dans la région centrale de la cuvette où il semble que les différents horizons se soient déposés avec leur maximum de puissance et soient les plus individualisés.

En se rapprochant des bordures on peut avoir les types de SE suivants :

- SE 60 et 64 juste à la limite de la faille sud, où le marqueur très résistant (100 -200ohm-m) débutant à la surface indique probablement la présence voisine des calcaires crétacés surmontés par les grès du Miocène, les deux horizons étant inséparables électriquement.
- SE 3-27 où le marqueur très puissant, dont la résistivité est voisine de 30-40 ohm-m, représente vraisemblablement le Plio-Quaternaire grossier directement superposé aux grès miocènes, le Pliocène argileux étant pratiquement inexistant.
- SE 75 et 77 (partie sud ouest) où la succession des terrains alternativement résistants et conducteurs mais dont la résistivité est toujours au moins égale à 20 ohm-m et représente probablement la base du Miocène reposant sur un substratum résistant. Ce dernier a une résistivité voisine de 100 ohm-m et représente ici le substratum Crétacé (calcaires ou dolomies probables).

2.3. Schéma général

Les formations aquifères de la région de Foussana sont intéressantes, tant par leur nature lithologique (sables grossiers, sables fins, sable argileux séparés par des niveaux de marnes et d'argiles) que par leur extension dans l'espace. Vers les bordures, les grès Miocènes affleurent puis s'effondrent dans la partie médiane de la cuvette par le biais des failles bordant cette dépression. Ces grès sont surmontés par des dépôts Plio-Quaternaires constituant ainsi un ensemble de réservoirs important.

Les dépôts du PlioQuaternaire présentent deux niveaux perméables et grossiers (PQ1 et PQ2) susceptibles de constituer un fort potentiel aquifère. Les coupes géologiques, hydrostratigraphiques ainsi que les données de la prospection électrique, montrent que la nappe phréatique Plio-Quaternaire atteint son maximum de profondeur au milieu de la cuvette de Foussana, suivant une bande NO-SE le long d'Oued El Hatab. Vers les bordures les niveaux PQ1 et PQ2 sont souvent confondus, PQ2 prenant une importance considérable (SF3, Coupe C2).

La nappe phréatique de Foussana correspond approximativement à la partie effondrée du bassin de Foussana. Elle est donc limitée :

- Au Nord : par l'accident majeur de direction NW – SE qui va du Dj. Semmama jusqu'au Dj. Biréno.
- A l'Est : par le Dj. Semmama – Chambi séparés par le seuil de Boulaâba.
- A l'Ouest : par la chaîne des Dj. Hamra, Bou Ghanem – Biréno, l'entrée de la nappe est représentée par la dépression ou le rétrécissement de Khanguet Slougui.

- Au Sud-ouest : les affleurements de grès qui se trouvent à environ 2 km de la grande faille. Cet accident, relativement profond, met en contact les grès miocènes et le Plio-Quaternaire. Toutefois les horizons de la nappe Plio-Quaternaire et surtout le Quaternaire s'étendent plus vers le sud jusqu'aux affleurements des grès qui constituent en réalité la vraie limite de cette nappe. De ce fait, dans cette région, les niveaux piézométriques de la nappe superficielle du Plio-Quaternaire et de la nappe des grès miocènes sont confondus, car les dépôts les plus en surface de nature grossière sont directement superposés aux grès miocènes en l'absence de tout écran imperméable susceptible de mettre ces derniers en charge.

Les grès miocènes s'étalent sur les deux bordures nord et sud de la plaine et ils sont masqués au cœur de la structure par les dépôts Plio-Quaternaires sur des profondeurs comprises entre 50m et 250m. Il en résulte globalement 3 compartiments de Miocène (grès de la partie effondrée et grès affleurant aux bordures nord et sud de la cuvette) séparés par des «écrans » marneux plus ou moins épais et dont la superposition est définie par les conditions de sédimentation et l'évolution tectonique

Le réservoir du Miocène montre ainsi une large variation d'épaisseur et de faciès. Cet aquifère atteint son maximum d'épaisseur dans la partie médiane de la plaine et aussi dans la zone nord ouest. Dans ces zones les grès Miocènes sont couverts par une couche marneuse d'épaisseur importante qui peut atteindre 200 m.

- Dans la zone Nord [Zebidi \(1963\)](#) a mis en évidence au niveau du Synclinal de Sidi Merzoug (Bled Zelfène) la présence d'une limite de partage des eaux souterraines « correspondant à celle des eaux de surface et à un écoulement probable vers la Foussana ». Il s'en suit donc que les grès miocène de cette structure présentent une certaine indépendance par rapport au reste de la structure. Elle représente la majeure partie de ressources en eau souterraines dont une fraction sort aux droits de grands accidents. Dans cette structure les limites hydrogéologiques correspondent à peu près à la limite des bassins versants de l'Oued Gargour et celui de Felat Smala qui se jettent dans la plaine de Foussana.

- Le compartiment sud est presque symétrique de celui du Nord par rapport à la partie effondrée. En effet, sa limite est constituée par le grand accident Sud, par contre partout ailleurs ces limites sont définies par les crêtes de reliefs qui l'entourent à savoir : Jebel Chambi, Jebel Nouguiza et Jebel El Hamra. Cependant, nous devons signaler que certains apports d'eau de ce compartiment proviennent du petit synclinal d'Ain Bou Diries, en particulier via l'Oued Charchara qui traverse les affleurements calcaires du Jebel Nouguiza et dont une bonne partie du débit, s'infiltré nécessairement dans ces calcaires coniaciens très karstifiés. Les limites sud – est et ouest ne correspondent pas tout à fait à celle du bassin versant amont de l'Oued Hatab.

Vers la zone est et au flanc nord de Djebel Chambi la nappe des grès Miocènes est parfois libre, parfois semi captive, son état de charge dépendant de la nature des dépôts sus-jacents (voir coupes hydrogéologiques C1, C6, C7 et C8).

- Dans la partie centrale de la cuvette de Foussana, les Sondages Electriques (SE) sont caractérisés par la présence d'un substratum résistant profond dont la partie supérieure est formée par les grès de base du Miocène qui forment l'aquifère principal de la zone. Ce substratum est surmonté par un épais marqueur conducteur (6-10 ohm-m) représentant les argiles Pliocènes et les marnes du Miocène moyen.

Les Sondages Electriques présentent un schéma analogue d'une extrémité à l'autre de la cuvette comme le montrent SE 1, 32, 18, 94 et SF1 (5426/4), situés dans l'axe de la fosse et espacés de 10 km. Il semble donc que les conditions profondes de gisement du Miocène inférieur soient similaires d'un bout à l'autre de l'effondrement

Cette partie médiane est limitée par les deux compartiments que nous venons de décrire. Ces limites sont représentées par le tracé des grands accidents.

A l'Est et à l'Ouest par contre les bordures sont définies par des étranglements ou gorges, à savoir l'étranglement de Boulâaba à l'Est qui fait communiquer ce compartiment avec la plaine de Kasserine, et celui de Khanguet Slougui à l'Ouest qui le met en contact avec la cuvette d'El Oubira.

2.4. Hydrodynamique et conditions aux limites

2.4.1. Paramètres hydrodynamiques

La conductivité hydraulique (K) et la transmissivité (T) sont deux paramètres hydrodynamiques très importants dans la détermination des caractéristiques d'un aquifère.

La nappe phréatique du Plio-Quaternaire

-Coefficient d'emmagasinement

Il est certain que dans la nappe de Foussana, caractérisée par une variation latérale nette de faciès, ce paramètre varie d'une valeur maximale dans les zones de bordure nord et sud où les dépôts sont sableux et relativement homogènes et que nous pouvons estimer à 20%, à une valeur minimale de 10 % dans la zone centrale à constitution argileuse.

-Transmissivité

Nous avons donc les zones de bordure de part et d'autres d'Oued El Hatab (nord et sud), caractérisées par une transmissivité de l'ordre de 5.10^{-3} m²/s, et la zone centrale avec des valeurs voisines de 1.10^{-3} m²/s.

-Conductivité hydraulique

La zone axiale caractérisée par des dépôts alluvionnaires fins à fort pourcentage d'argile montre une faible perméabilité de l'ordre de $0,3 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$. Celle des bordures est plus importante, elle est de l'ordre de $2,7 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$.

La nappe profonde du Miocène

Comme nous l'avons indiqué plus haut, la nappe profonde du Miocène présente plusieurs unités de structure ayant des compositions différentes. Il est ainsi possible d'attribuer à chacune de ces zones les valeurs de transmissivité et de coefficient d'emmagasinement suivantes.

-Transmissivité

- Au niveau de la région de Bled Zelfène ou zone Nord : $T = 5,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
- Zone de bordures Sud : $T : 6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$

La nappe effondrée du Miocène présente elle-même 3 zones :

- Zone Centrale : $T = 2,88 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
- Zone Est et Sud Est : $T = 8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
- Zone de bordure $T =$ comprise entre $3 \cdot 10^{-3}$ et $6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.

-Coefficient d'emmagasinement

- zone de Bled Zelfène ou zone Nord : $S =$ de 0,6 % à 98 %
- zone sud : $S = 5 \%$
- Zone effondré (partie centrale) : $S = 5 \cdot 10^{-4} \%$

2.4.2. Piézométrie

Piéométrie de la nappe du PlioQuaternaire

La carte piézométrique (2011) de la nappe superficielle de PlioQuaternaire montre que la surface piézométrique suit sensiblement la topographie qui descend de la périphérie vers l'axe de la plaine (Fig.53).

L'examen de cette carte montre que les courbes piézométriques sont assez régulières, presque toutes concaves vers l'aval. Le sommet de leur courbure se situe en général au niveau de l'oued el Hatab. L'espacement des courbes, traduisant le gradient hydraulique est très variable. Cependant, ce gradient croît non seulement des bordures vers l'axe de la plaine mais aussi de l'amont à l'aval jusqu'à la zone marécageuse où il atteint sa valeur maximale.

La direction générale de l'écoulement est de direction Nord Ouest-Sud Est mais on peut distinguer d'autres axes d'écoulement dans la nappe PlioQuaternaire, qui convergent vers la partie médiane de la plaine. L'interprétation piézométrique nous permet de dire que l'axe du drainage de l'Oued sépare les zones suivantes :

- *Zone Nord*

La nappe PlioQuaternaire dans cette région est constituée par des éléments relativement grossiers. Le niveau piézométrique est de l'ordre de 730m. Les isopièzes sont généralement équidistantes traduisant un gradient relativement constant de l'ordre de 7 à 8 %. Dans cette région, ils suivent la limite nord de la plaine traduisant ainsi une alimentation importante et une bonne perméabilité.

- Zone Centrale

Elle est caractérisée par la présence de sources dues à l'affleurement de la surface piézométrique pendant la saison humide. Au cours de la saison sèche, l'évapotranspiration devient intense et toute la surface du sol est couverte par une pellicule de sel de quelques millimètres d'épaisseur. La texture fine de dépôts de cette région est à l'origine d'une montée capillaire qui favorise l'évapotranspiration.

- Zone Est

Comprise entre Djebel Semmama et Djebel Chambi, cette zone est caractérisée par un écoulement faible, les isopièzes sont presque fermées avec un sens d'écoulement vers la zone d'évaporation qui constitue l'exutoire principal de la nappe superficielle du PlioQuaternaire.

- Zone Sud

Les isopièzes sont relativement espacées, ce qui a donné un gradient de l'ordre de 5%. Elles sont parallèles à la limite de la nappe indiquant une alimentation par toute la bordure sud. Cette alimentation provient essentiellement des grès miocènes affleurantes.

- Zone Ouest

Les isopièzes très rapprochées sont souvent perpendiculaires à la limite de la nappe. L'alimentation de ces niveaux provient essentiellement des reliefs de bordures tels que Djebel El Hamra et Djebel Essif.

La zone où les isopièzes sont presque fermées, autour de la zone d'évaporation, caractérisée par une forte variation saisonnière du niveau piézométrique de la nappe constitue donc l'exutoire principal, par évaporation, de la nappe phréatique.

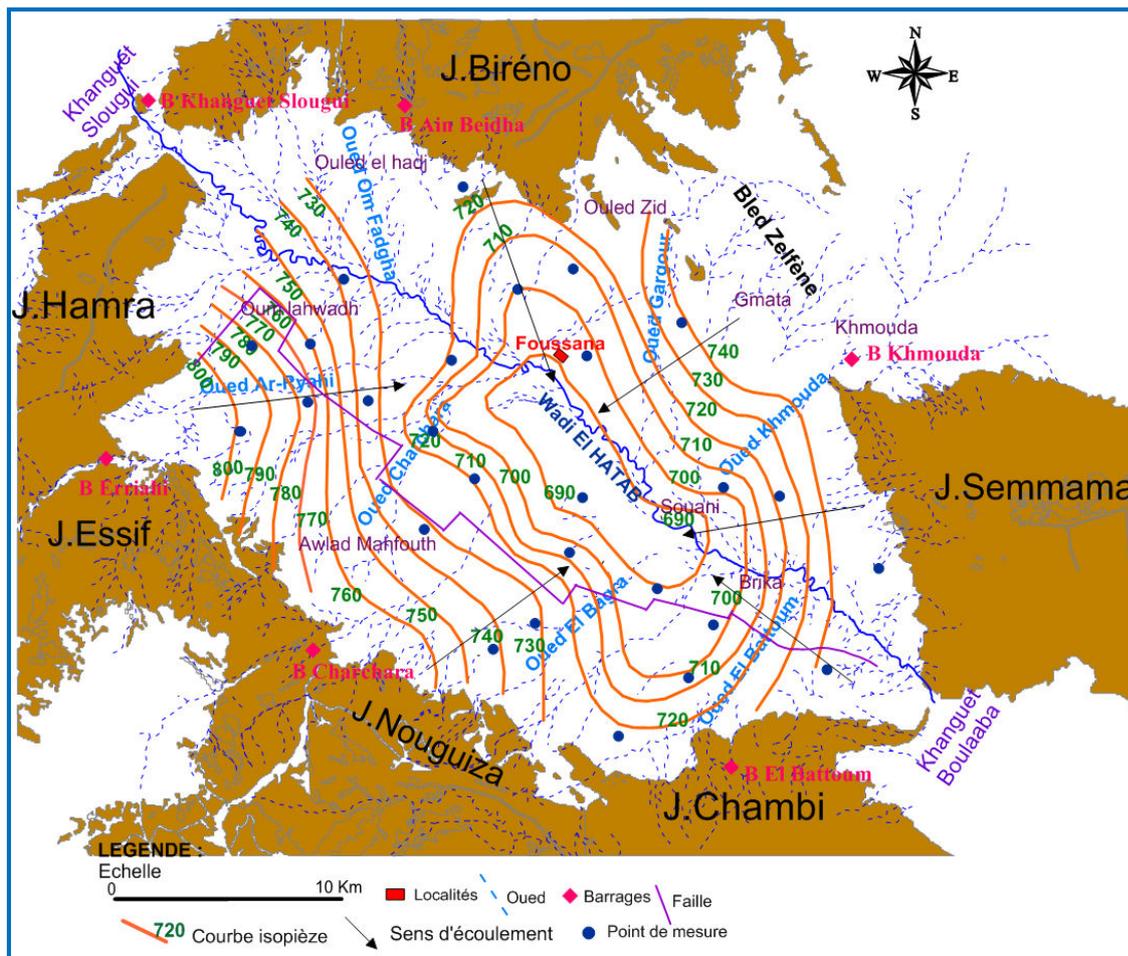


Figure 53 : Carte piézométrique de la nappe du PlioQuaternaire

Piézométrie de la nappe profonde du Miocène

La piézométrie des nappes des grés miocènes de la plaine de Foussana connaît une certaine variation liée non seulement à la structure des nappes mais aussi à leur tectonique.

La carte piézométrique (Fig. 54) confirme les hypothèses établies sur la base des observations géologiques, à savoir que les deux aquifères, du miocène et du PlioQuaternaire, sont connectés. Ils forment un seul système dans la majeure partie du bassin et en particulier là où ils sont en communication directe et en cas d'absence d'aquitard argileux.

L'étude piézométrique de cette nappe montre une allure générale des courbes isopièzes qui est grossièrement semblable à celle de la nappe phréatique. Elle correspond à une alimentation par les zones périphériques en affleurement. Cette piézométrie est conditionnée non seulement par l'allure du substratum mais aussi par la perméabilité qui décroît sensiblement des zones de bordures vers le milieu de la nappe où les grés sont fins et hétérogènes, en alternance, avec plusieurs niveaux de marnes et d'argiles.

La surface piézométrique de la nappe profonde est presque confondue avec celle de la nappe phréatique dans la partie sud-ouest de la plaine où les grés du Miocène affleurent. Dans cette

zone, la nappe gréseuse est caractérisée par une forte porosité et une grande perméabilité, elle est donc le siège d'une bonne infiltration et alimentation. L'écoulement se fait des zones de bordures vers l'axe de la plaine.

Dans la partie effondrée, la surface piézométrique de la nappe profonde est légèrement plus haute que celle de la nappe phréatique.

Au Sud Est et vers l'exutoire de Boulaaba, la surface piézométrique de la nappe profonde est confondue avec celle de la nappe de surface. On note la présence de certaines sources plus douces et plus chaudes que les eaux de la nappe phréatique et qui ont les mêmes caractéristiques que les eaux des niveaux miocènes. Ces eaux proviennent très probablement des remontées depuis les aquifères profonds par le biais des failles.

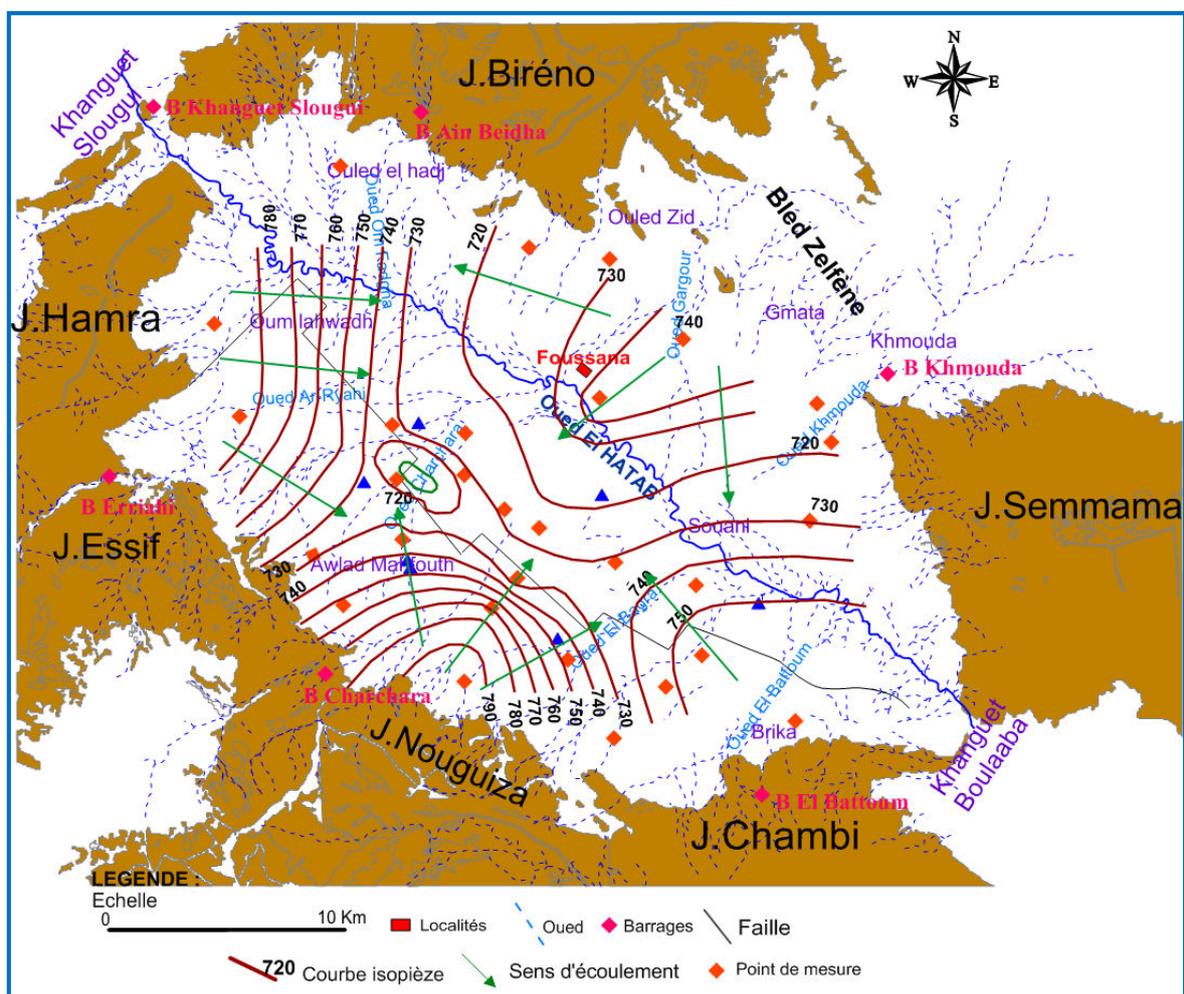


Figure 54 : Carte piézométrique de la nappe profonde du Miocène de Foussana.

Evolution de la piézométrie

Suite à la prolifération des superficies irriguées, à partir des années 1990, où la priorité a été donnée à la mobilisation des ressources hydrauliques tendant vers le développement économique et social de la région, plusieurs forages d'une profondeur supérieure ou égale à 50

m et des puits de surface ont été réalisés. Il est donc important de considérer l'évolution des niveaux piézométriques des nappes étudiées en se basant sur les données des piézomètres de surveillance de la nappe phréatique du PlioQuaternaire ainsi que ceux de la nappe des grés.

L'analyse de l'évolution du niveau statique des différents piézomètres montre une tendance à la baisse quasi-générale. Les courbes sont généralement descendantes avec des remontées locales.

L'évolution du niveau statique du piézomètre le plus ancien «Foussana 1» (Fig.55) montre une rupture de l'équilibre de la nappe au début des années quatre vingt dix au cours desquelles la baisse commence à se sentir. En effet, avant cette date, les fluctuations piézométriques sont assez stationnaires avec des remontées assez importantes de telle sorte que les niveaux mesurés atteignent parfois des valeurs supérieures aux niveaux initiaux. Alors qu'après l'année 1991, la baisse est de plus en plus accentuée causée par la prolifération des puits de surface et par la sécheresse qu'a connue la région durant cette décennie. La nappe retrouve un état d'équilibre vers la fin des années 1990, rapidement bouleversé avec une baisse plus accentuée d'environ 3 m pendant 6 années. Ce piézomètre a ainsi connu une baisse de -5.7 m durant une période d'observation de 23 ans.

L'évolution du niveau statique des piézomètres captant les niveaux Plio-Quaternaires et dont l'historique est assez long témoigne d'une tendance à la baisse depuis les années quatre vingt dix. Cette baisse s'amplifie encore à partir de l'an 2000 à partir de laquelle la baisse devient encore plus importante et ce malgré une recharge importante durant ces années.

La variation du niveau statique au niveau des piézomètres captant le niveau des grés miocènes paraît moins touchée par la baisse qui a commencé à partir de l'an 2000 où on a assisté à une prolifération considérable de forages d'eau profonds (Fig.56).

La baisse considérable au niveau du piézomètre M'ziraa 1 ne peut être expliquée que par l'influence des pompages des forages voisins, relativement proches. Notons que ce piézomètre capte une formation à prédominance argileuse et de faible perméabilité.

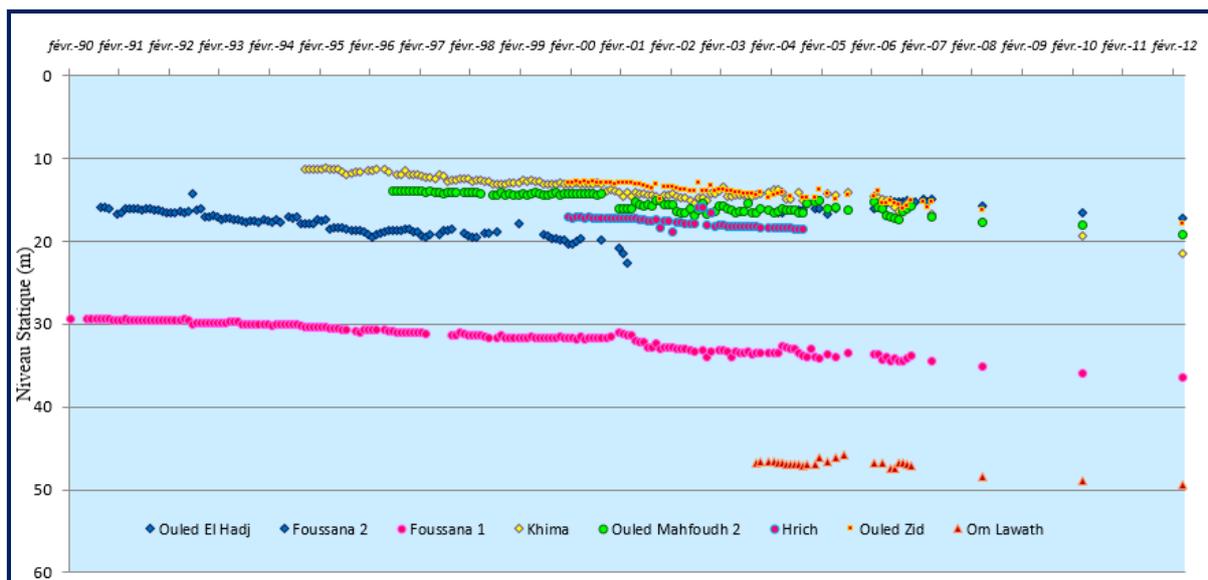


Figure 55 : Evolutions piézométriques dans la nappe PlioQuaternaire du bassin de Foussana.

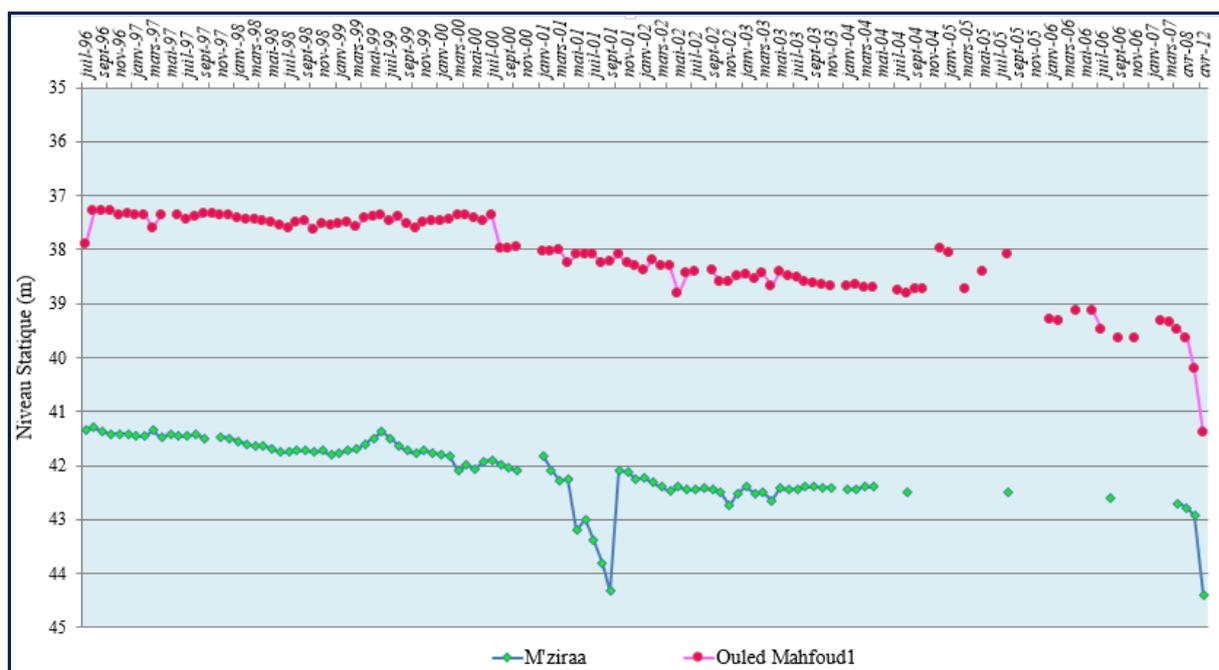


Figure 56 : Evolutions piézométriques dans la nappe des grés du Miocène.

2.5. Exploitation du système aquifère du Bassin de Foussana

Le système aquifère de Foussana n'a pas fait l'objet d'inventaire systématique. Le compte des points d'eau est tenu régulièrement par l'équipe DGRE de Kasserine et leurs évolutions dans le temps sont relativement bien connues. Par contre, l'estimation des débits exploités est beaucoup moins fiable dans la mesure où il est impossible de déterminer un régime d'exploitation par des enquêtes dont les réponses ne peuvent être vérifiées par des mesures directes et systématiques.

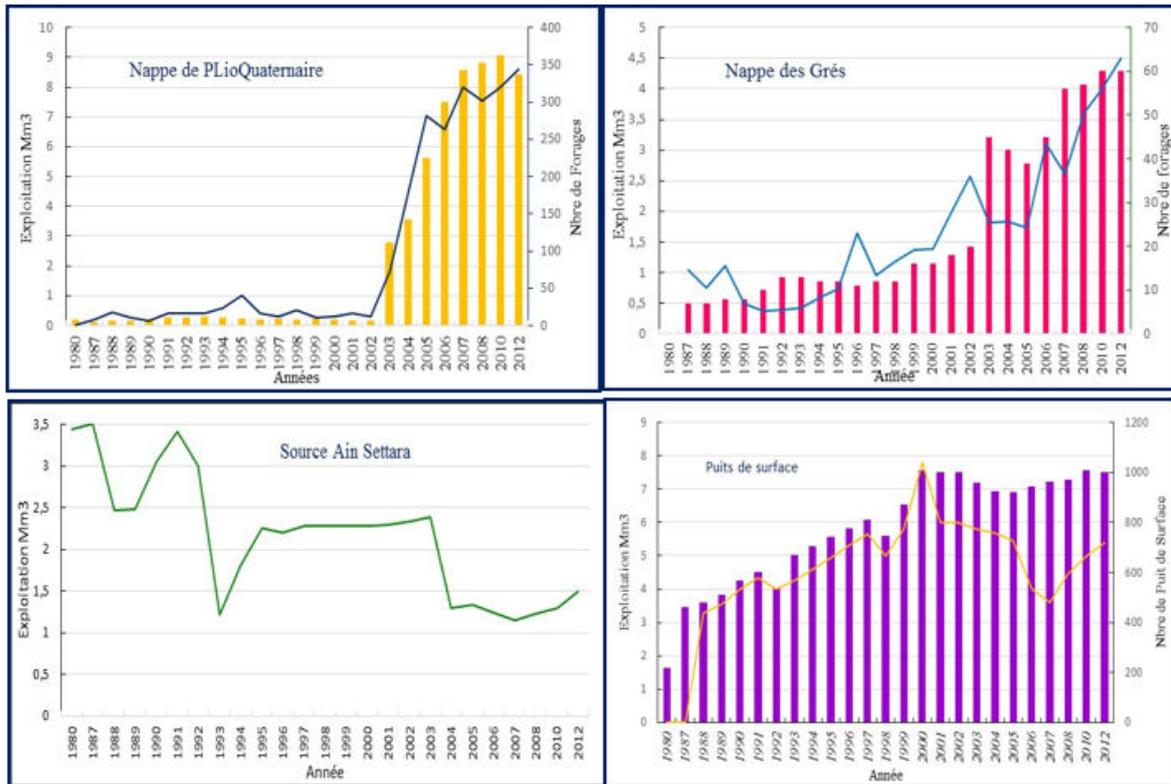


Figure 57 : Evolution du taux d'exploitation en fonction des nombre des points d'eau de différentes nappes du système aquifère du bassin de Foussana

La figure 57 montre clairement une prolifération importante des puits de surface qui a du commencer dans les années quatre-vingt-dix pour atteindre 1010 puits en 2000, exhaurant 7.8 Mm³/an contre 216 puits en 1980. L'exploitation par forage s'est développée vers l'an 2003 où leur nombre atteint 157 contre 26 en 2002. Ce chiffre a continué à grimper pour atteindre actuellement 410 forages d'eau. L'exploitation par puits de surface dont le nombre a atteint 922 en 2005 régresse progressivement. Les forages plus faciles à creuser et plus productifs constituent actuellement le principal type d'exploitation. Les puits abandonnés sont de plus en plus nombreux. En outre, les régions où le niveau statique est peu profond et où la salinité est correcte sont les plus chargées en points d'eau. Le volume total exhauré pour l'année 2008 est de l'ordre de 16.84 Mm³. Ce volume ne cesse pas d'augmenter, il est de l'ordre de 20 Mm³ pour l'année 2012. (CRDA).

2.6. Recharge à partir des barrages

L'étude des signaux piézométriques en réponse à des processus de recharge ou de vidange permet d'obtenir des renseignements sur les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères. Dans le cas d'aquifères poreux les renseignements tirés des piézomètres ont une certaine représentativité spatiale, alors qu'en milieu fracturé ou très hétérogène, cette représentativité

est souvent bien moindre (Wong *et al.*, 2012). Dans ce travail, l'étude de l'impact de la recharge artificielle est basée sur un suivi spatial et temporel de la piézométrie.

L'oued El Hatab, objet de lâcher des eaux du barrage Khanguet Slougui n'a pas présenté de perméabilité étant donné que cet oued constitue un drain naturel de la nappe PlioQuaternaire de Foussana.

Certains barrages du bassin de Foussana se caractérisent par une infiltration importante des eaux retenues au niveau de leurs cuvettes (barrage Khmouda, Riahi, Khanguet Slougui, Ain el Beidha).

Le barrage Khmouda, et suite aux pluies des mois de Septembre 2004 et 2005 compte 3.0 Mm³ d'eau infiltrée derrière la digue. Ces indices d'infiltration constituent un soutien appréciable pour la régularisation des ressources renouvelables de la nappe de Foussana dans le secteur aval (Zone El H'rich). On note l'augmentation du niveau statique au niveau du piézomètre Ouled Zid (Fig.58) situé en aval du barrage Khmouda, d'où l'importance de vitesse d'infiltration des eaux.

La remontée observée au niveau du piézomètre d'Ouled Hadj ne peut être que temporaire et locale suite à l'alimentation de la nappe par les lâchés d'eau du barrage de Ain El Beidha pour l'irrigation des périmètres irrigués (fig. 59).

L'étude de suivi de la piézométrie montre que les niveaux statiques des piézomètres se situant à proximité des reliefs de bordures et à proximité du barrage Erriahi, en particulier « Ouled Mahfoudh 1 » et « Ouled Mahfoudh 2 » du côté Ouest sont globalement moins touchés par la baisse piézométrique que les autres témoignant une recharge assez importante tout autour à partir d'oued Riahi.

En conclusion, pour mener, à terme et dans les meilleures conditions, la recharge des nappes de la plaine de Foussana, il est utile de projeter une infrastructure de base pour assurer l'infiltration directe jusqu'à la nappe.

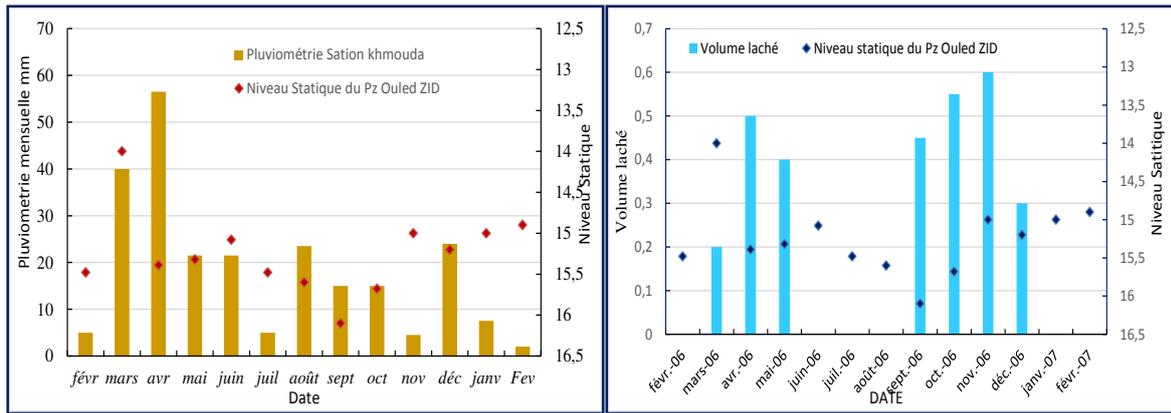


Figure 58 : Evolution de la profondeur du niveau statique du Piézomètre Ouled Zid en fonction de : la pluviométrie (station de Khmouda) et volumes lâchés à partir du barrage Khmouda.

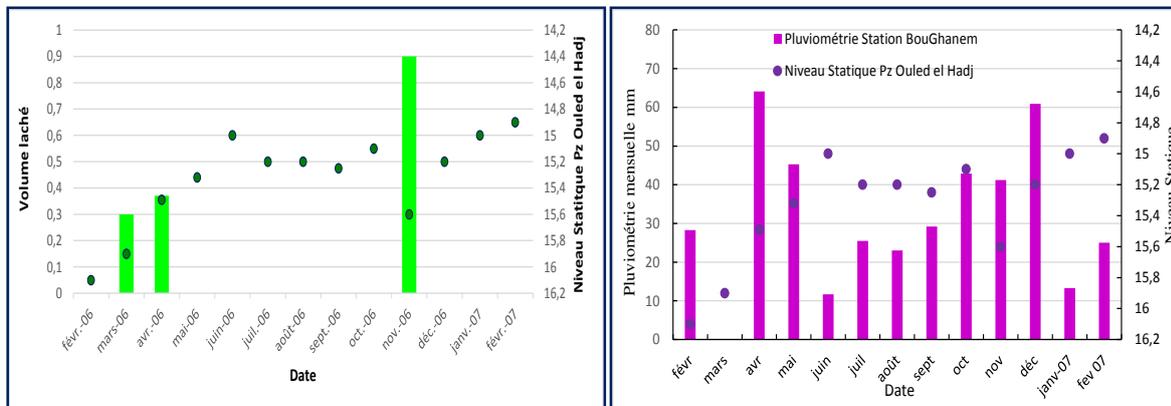


Figure 59 : Evolution de la profondeur du niveau statique du Piézomètre Ouled el Hadj en fonction de : la pluviométrie (station de Boughanem) et volumes lâchés à partir du barrage Ain el Beidha.

3. Conclusion

Le dépouillement des coupes de tous les forages montre que le bassin d'effondrement de Foussana formé par le jeu de failles de direction NW-SE constitue une fosse subsidente comblée de dépôts Mio-Plio-Quaternaires à caractère continental et renferme plusieurs niveaux aquifères avec une intercommunication latérale entre les grés miocènes et les niveaux Plio-Quaternaires le long des failles et par drainage le long de l'axe de la fosse matérialisé par l'oued El Hatab. La nappe phréatique de Foussana correspond à la partie effondrée de Foussana. En effet, dans la partie nord et la partie sud, les accidents tectoniques ont mis en contact direct la nappe de grés du Miocène avec la nappe phréatique du Plio-Quaternaire. Cette dernière atteint son maximum de profondeur au milieu de la cuvette de Foussana suivant une bande NW-SE le long

d'Oued El Hatab. Dans les régions de bordure, les dépôts du Plio-Quaternaire, très grossiers, sont directement superposés aux grès miocènes.

La nappe de Foussana est formée par deux niveaux aquifères, l'aquifère superficiel du Quaternaire PQ1 et l'aquifère profond du Pliocène (PQ2). Ils sont susceptibles d'être considéré comme un aquifère unique, dans la mesure où ils présentent le même caractère grossier, une salinité voisines et que leurs piézométries sont confondues.

La nappe de Miocène montre une grande variation en épaisseur et faciès. Cependant, la cuvette de Foussana est formée par 3 principaux niveaux gréseux (grés de la partie effondrée et les grés affleurant aux bordures nord et sud de la cuvette) séparés par des «écrans » marneux plus ou moins épais et dont la superposition est définie par les conditions de sédimentation et l'évolution tectonique.

L'aquifère gréseux, quel que soit sa nature (libre ou en charge), est constitué en général de sables hétérogènes mal classés et de dépôts remaniés. Cependant nous avons pu constater que les grès en affleurement sont non seulement plus grossiers mais aussi plus homogènes, ce qui attribue aux aquifères libres une grande perméabilité contrairement aux grès en charge où les alternances fréquentes d'argiles et de marnes réduisent énormément ce paramètre. Cette homogénéité croît également en profondeur. La série gréseuse en place, qui occupe la partie sud-ouest de la plaine, renferme un niveau aquifère constitué de grés miocène. Ils sont reconnus par plusieurs forages dont la profondeur maximale atteinte est de 400m.

Les ressources de ce système sont estimées à 11 Mm³/an. L'exploitation pour l'année 2008 est de l'ordre de 17 Mm³. Il découle ainsi une surexploitation qui s'est manifestée depuis l'an 2000 où on a remarqué une baisse considérable du niveau statique avec une moyenne annuelle de 0,5 m. Elle est particulièrement significative dans les régions où le niveau statique est peu profond, et donc à forte concentration en puits de surface et forages.

CHAPITRE 4 : ETUDE HYDROCHIMIQUE

1. Introduction

L'eau, au contact des roches, se charge en divers éléments, qui vont déterminer sa composition chimique. Certains de ces éléments sont présents naturellement dans le sol, et peuvent avoir une origine locale ou plus lointaine, d'autres peuvent avoir une origine anthropique.

L'étude de la chimie des eaux, vient en complément à toute étude hydrogéologique. La compréhension des mécanismes d'acquisition de la qualité des eaux permet d'apporter de nombreuses informations sur la nature du réservoir, l'hydrodynamisme et les conditions aux limites (zones d'alimentation et recharge, échanges entre différents hydrosystèmes). La connaissance de la qualité des eaux est donc un paramètre important de l'étude du fonctionnement des aquifères. Il est également pris en compte pour décider de l'implantation et de la destination d'un forage.

La chimie des eaux est un élément important pour la région d'étude, eu égard au contexte particulièrement difficile où interfèrent l'agriculture, grosse consommatrice d'eau et un climat aride caractérisé par une évaporation intense et une irrégularité des précipitations. La nature géologique et la pente naturelle du substratum, présentent des conditions favorables pour l'infiltration des eaux et leur circulation relativement rapide au sein de l'aquifère essentiellement pour le niveau PlioQuaternaire le plus superficiel (PQ1) et les grés de bordures. Ces derniers paramètres, ainsi que la nature parfois argileuse du réservoir, conditionnent fortement la minéralisation et la vulnérabilité de la nappe.

2. Caractérisation chimique des eaux souterraines

2.1. *Présentation des données*

2.1.1. Travaux de terrain et de laboratoire

Ce travail apporte une première caractérisation géochimique globale des eaux souterraines dans la région de Foussana. Durant les années 2010, 2011 et 2012, des campagnes de reconnaissance et d'échantillonnage des points d'eau (forages, puits, Oued et lacs collinaires) ont été effectuées dans cette région.

Du fait de la spécificité des caractéristiques physico-chimiques des eaux, leur analyse s'avère un outil nécessaire à l'hydrogéologie. Ce sont la température, le Ph, la conductivité et les teneurs en éléments chimiques dissous qui vont donner aux eaux leurs caractères spécifiques. Les caractères physico-chimiques des eaux, ayant été acquis au cours de leur transfert dans

détection varient selon les laboratoires d'analyse. L'ion HCO_3^- , a été systématiquement analysé par titrimétrie; les concentrations des autres ions ont été déterminées par chromatographie ionique.

Le calcul de la balance ionique permet généralement d'estimer la fiabilité des résultats des analyses chimiques.

$\text{BI} = (\Sigma\text{C} - \Sigma\text{A}) / (\Sigma\text{C} + \Sigma\text{A})$ en %.

L'analyse est déclarée, a priori, acceptable si $-5 \leq \text{BI} \leq 5$ %.

Avec : ΣA = la somme des anions en milliéquivalents par litre

ΣC = la somme des cations en milliéquivalents par litre.

Les valeurs de la balance ionique caractérisant les échantillons prélevés dans le cadre de la présente étude sont toutes inférieures à 5% reflétant la bonne qualité des analyses effectuées.

2.1.3. Paramètres physico-chimique des eaux

Les paramètres physico-chimiques nécessitent des mesures in situ, vu les variations rapides qu'ils subissent dans le temps. Trois paramètres physico-chimiques (T° , pH, conductivité) ont été mesurés in situ, immédiatement après le prélèvement de l'échantillon.

Température

La température des eaux souterraines du Plio-Quaternaire 1(PQ1) varie entre 24,7 et 16,6°C (moyenne de 19,75 °C) alors que celle du Plio-Quaternaire 2 (PQ2) varie entre 24,5 et 18,4 °C avec une moyenne de 19,55 °C. Concernant les eaux du Miocène, elles varient entre 26,4 et 13,4 °C avec une moyenne de l'ordre de 19,36. Elle est relativement homogène sur l'ensemble des eaux (nappe du Miocène et du Plio-Quaternaire). Aucune évolution particulière n'est décelable d'amont en aval ou entre la rive gauche et la rive droite de l'oued el Hathab. La température de l'eau des deux nappes est presque identique à celle de l'air. Cela confirme l'influence du climat sur les ressources en eaux souterraines de faible profondeur de la région.

pH

Le pH des eaux de la nappe du Miocène varie entre 6 et 8,08. La moyenne est de 7,50. En ce qui concerne les eaux de la nappe du Quaternaire PQ1, le pH varie entre 6,56 et 7,74 avec une moyenne de 7,35. Pour la nappe du Pliocène PQ2, le pH varie entre 6,64 et 8,50 avec une moyenne de l'ordre de 7,48.

Conductivité électrique (CE)

La conductivité électrique du premier niveau aquifère PQ1 varie entre 905 et 5440 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. Les faibles conductivités électriques rencontrées dans certains forages de ce niveau se situent sur les bordures près du contact avec les niveaux des grés avoisinants. Les fortes conductivités se

situent vers le centre de la plaine et pourraient être, pour partie, rattachées à la forte évaporation qui règne dans la région, si on considère, en particulier aussi la zone évaporatoire au centre de la plaine qui se couvre d'une mince pellicule de sel pendant la période estivale.

Pour le deuxième niveau aquifère du Pliocène ou PQ2, la conductivité varie entre 1407 et 3730 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

Les valeurs les plus faibles sont enregistrées dans les eaux de la nappe des grès de bordures où elles reçoivent une alimentation par les eaux de pluie issues des reliefs bordant le bassin (cf. chap. Hydrogéologie). Elles passent de 514 à 4987 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, lorsqu'on s'éloigne vers le centre du bassin, se chargeant au cours de leur transit au sein de la roche réservoir.

La relation conductivité vs minéralisation (Fig. 61) montre une bonne linéarité, suggérant une relative homogénéité de la composition chimique de ces eaux.

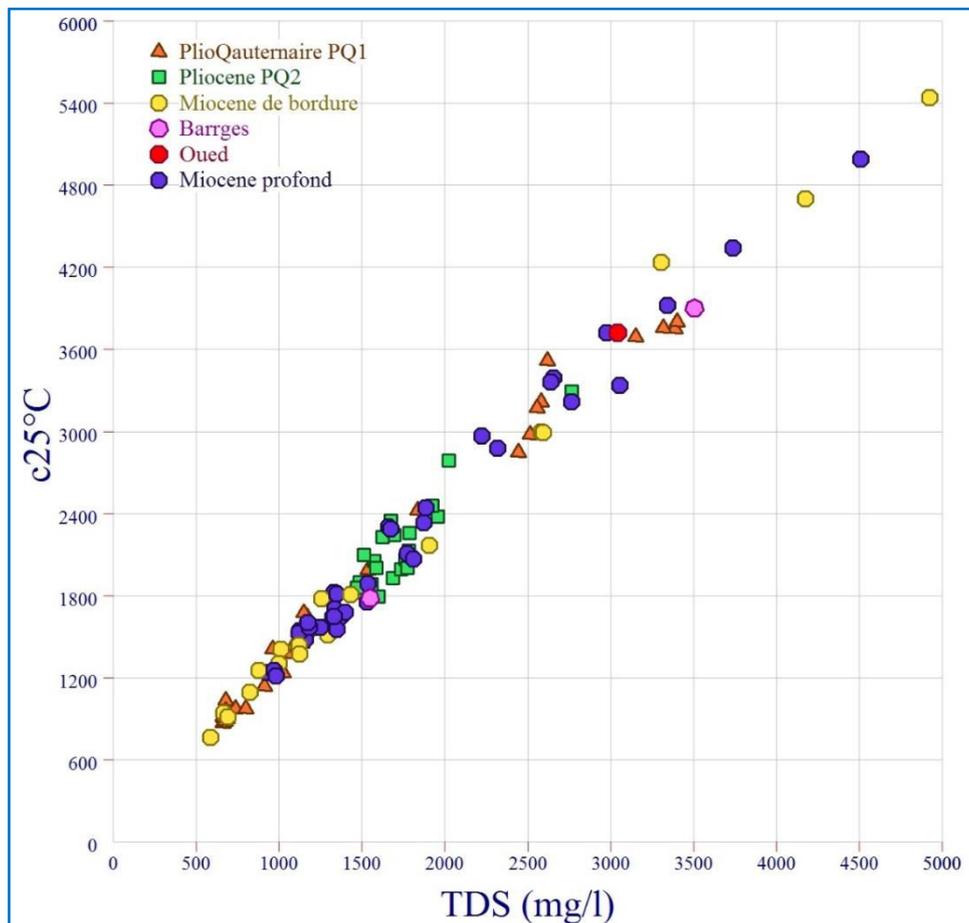


Figure 61 : Variation de la conductivité électrique en fonction de la minéralisation totale

2.1.4. Répartition spatiale de la salinité

Nappe du PlioQuaternaire

La carte de répartition spatiale de la minéralisation totale des eaux souterraines du PlioQuaternaire montre des valeurs qui varient de 1 à 5 g/l (Fig.62).

Les régions à relativement faible salinité (1 g/l) se localisent au niveau des bordures confirmant une alimentation de la nappe à ce niveau, déjà suggérée par les observations hydrogéologiques (piézométrie). La salinité augmente progressivement vers l'axe de la plaine où elle dépasse 4,5 g/l et plus particulièrement dans la zone marécageuse qui se caractérise par une forte évapotranspiration pendant la période estivale.

Par ailleurs, dans les parties nord-ouest (du côté de Jbal El Hamra) et nord-est du bassin (du côté du barrage Khanguet Slougui), on observe une salinité relativement élevée, de l'ordre de 2 à 4 g/l. Cette forte minéralisation semble liée plus particulièrement à la lithologie de l'aquifère, dans ce compartiment encaissé, avec des formations à prédominance argilo-gypseuse aussi à l'affleurement du trias du côté du Djebel Biréno.

Une plage de salinité inférieure à 2 g/l est encore distinguée à l'extrémité nord ; elle suggère une alimentation de la nappe à partir de l'Oued Oum Fadgha par lâchés des eaux du barrage de Ain El Beidha destinées à l'irrigation.

Dans la zone aval, à côté de la région El Brika, et en allant des bordures vers l'exutoire, les eaux moyennement salées voient leur concentration diminuer en se rapprochant de l'exutoire. Cette évolution peut laisser penser à une remontée des eaux de la nappe profonde. En effet, dans cette zone on note un biseautement progressif des niveaux Plio-Quaternaires et les dépôts gréseux viennent en contact direct avec les formations de bordure d'où elles peuvent s'alimenter.

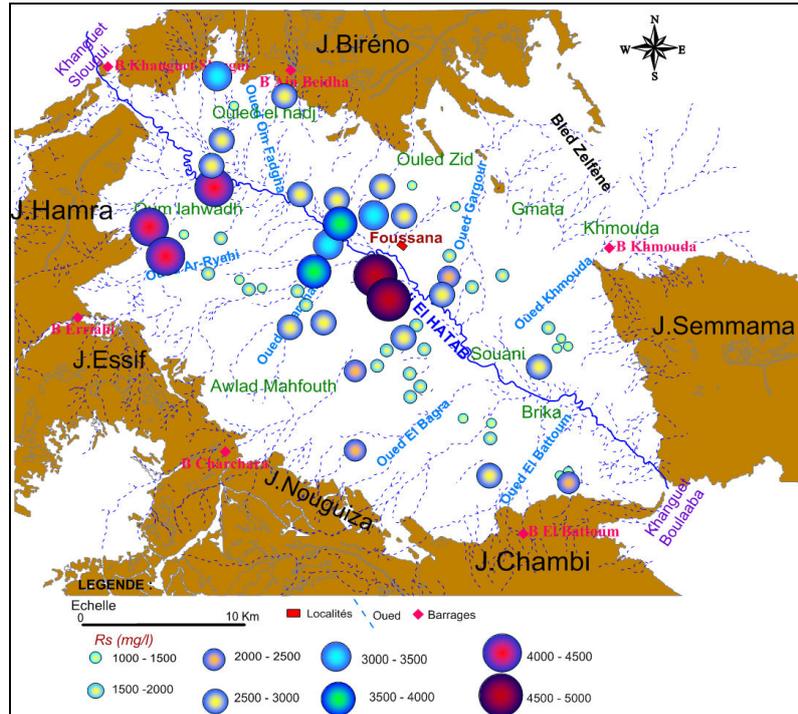


Figure 62 : Carte de salinité de la nappe du Plio-Quaternaire de Foussana

Nappe du Miocène

Les eaux de la nappe des grés du Miocène présentent généralement une plus faible salinité, inférieure à 2 g/l dans les zones de bordure du bassin.

Cette carte montre une certaine ressemblance entre les zones de bordure de la nappe phréatique et celles des nappes de grés du Nord et du Sud suggérant une communication directe entre ces deux nappes. Cette communication est rendue possible par la présence des grandes failles de Bordure Nord et Sud.

La carte de répartition spatiale de la minéralisation des eaux de la nappe profonde du Miocène de Foussana (Fig. 63) montre que la zone Nord-Ouest du côté du Djebel Bireno, la partie sud et la partie centrale du bassin sont caractérisées par les plus fortes valeurs de salinité. Cette forte minéralisation outre la contribution de la matrice des aquifères peut être rapprochée de l'influence des terrains triasiques salifères présents dans ces secteurs.

Globalement les eaux les moins minéralisées de la région se trouvent dans la nappe des grés. Les eaux des grés de bordures sont de meilleure qualité car elles reçoivent directement une recharge récente par infiltration des eaux de pluie. Localement, les eaux du premier niveau aquifère du Plio-Quaternaire qui reçoivent une alimentation de ces grés, présentent une qualité similaire.

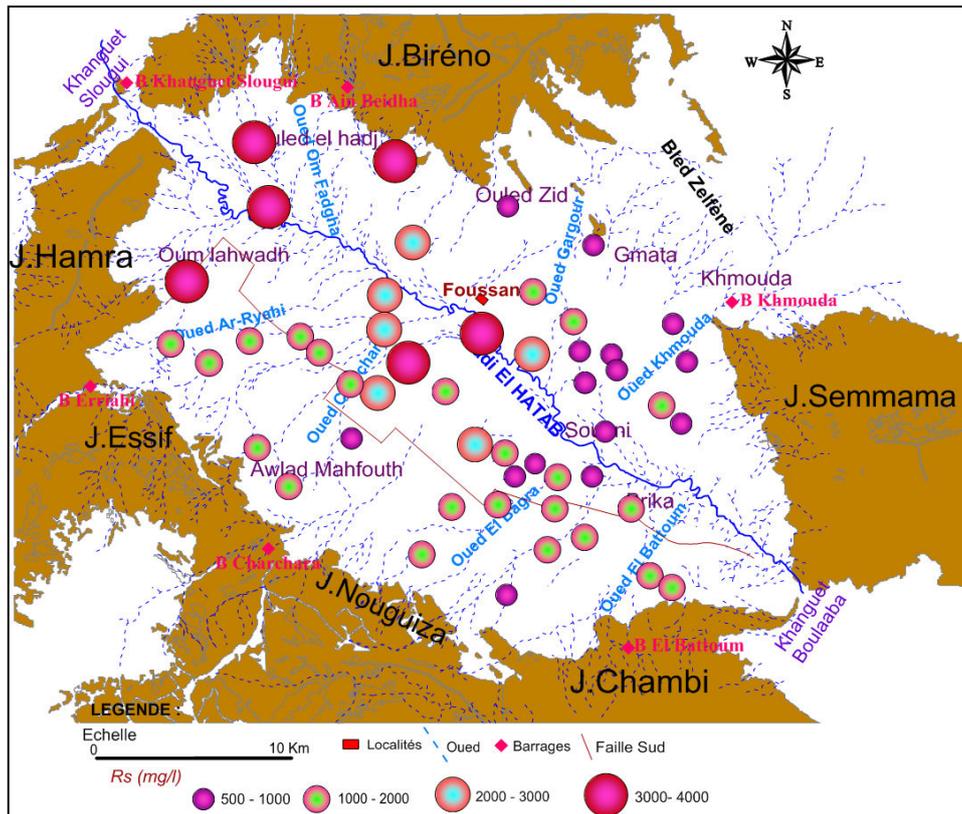


Figure 63 : Carte de salinité de la nappe profonde du Miocène de Foussana

2.2. ***Faciès et parentés chimiques des eaux***

2.2.1. Diagramme de Piper

Le diagramme de Piper est une composante graphique qui permet de visualiser, de manière relative les concentrations en éléments majeurs.

Leur distribution dans le diagramme de Piper (Piper, 1944) permet de distinguer et de comparer les principaux faciès chimiques et leur évolution, dans les eaux souterraines des différents niveaux aquifères de la cuvette de Foussana.

Représentées sur le diagramme de piper, les eaux du premier niveau aquifère PQ1 montrent une dominance du pôle sulfaté avec une nette tendance vers le pôle chloruré. Les teneurs en ions bicarbonate sont relativement faibles (Fig. IV.5.a). Dans le triangle des cations, les eaux sont représentées par un nuage homogène à teneurs égales en sodium et en magnésium avec une légère dominance du calcium.

Les eaux de l'aquifère Pliocène PQ2, plus regroupées, montrent un faciès de type sulfaté sodique –calcique à magnésien. En prenant les points individuellement, il est possible de constater une évolution dans les eaux du Pliocène (PQ2) vers le pôle Ca avec l'augmentation de la salinité des eaux (Tableau de résultat en Annexe).

Les eaux de la nappe des grès du Miocène présentent un faciès sulfaté sodique calcique à magnésien. Elles sont issues des forages captant le Miocène affleurant sur les bordures de la cuvette et le Miocène captif dans la partie effondrée de la plaine (fig. IV.5.c).

Le forage Hsania Khmouda (nappe des grès) présente un faciès bicarbonaté calcique et magnésien indiquant de faibles apports salifères. Les eaux de ce forage, plus enrichies en bicarbonates, en Mg et en Ca, ont pour origine une recharge au pied de Jbel Semmama formé essentiellement de calcaires du Crétacé.

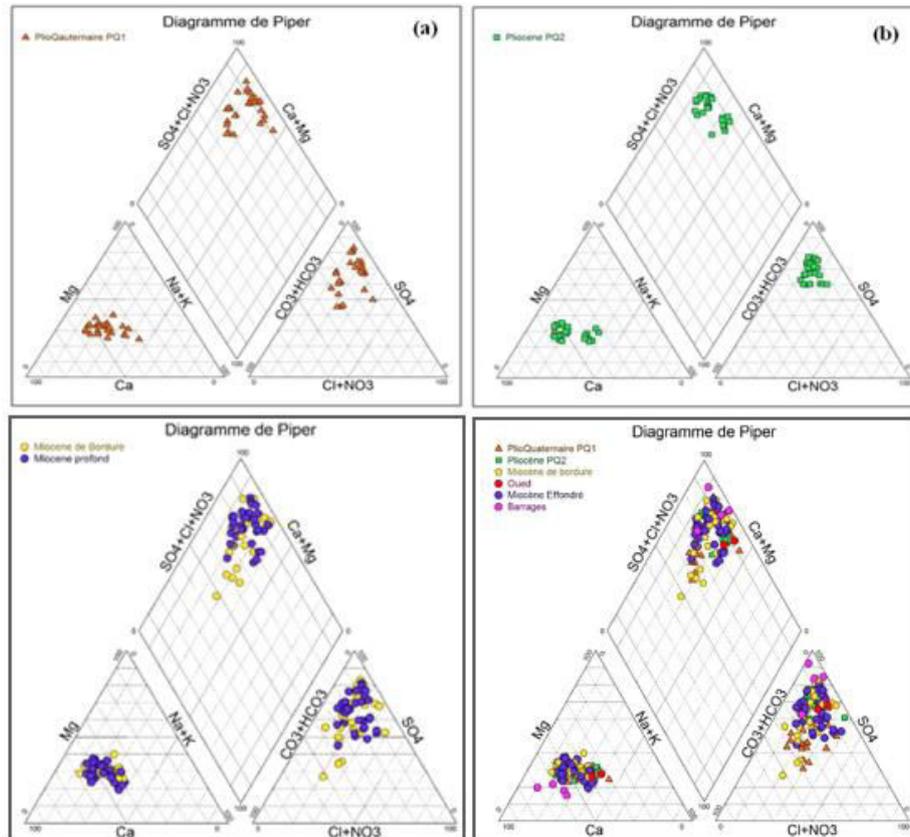


Figure 64: Diagramme de Piper des eaux de la nappe du Plio-Quaternaire PQ1 (a), du Pliocène PQ2(b), du Miocène (c) et diagramme globale(d) des eaux souterraines de la plaine de Foussana.

Les points représentatifs des eaux des nappes des grès sont superposés à certains échantillons du premier niveau PQ1 et du deuxième niveau PQ2. Cette similitude de faciès chimique va dans le sens d'une communication entre les niveaux des grès et la nappe du Plio-Quaternaire au niveau de leur mise en contact au niveau des failles de bordures.

Globalement la représentation des résultats d'analyses de tous les points d'eau échantillonnés à l'aide de logiciel Diagrammes (Simler, 2007) (Fig. 64.d) montrent une nette domination des faciès de type sulfaté calcique.

2.2.2. Diagramme de Schoeller-Berkaloff

Les profils chimiques des eaux souterraines de la plaine de Foussana sur les diagrammes de Schoeller-Berkaloff confirment que le sulfate est l'élément prédominant (Fig. 65 et 66) suggérant une forte implication des formations évaporitiques.

On peut envisager le lessivage des formations du trias affleurant à proximité du Djebel Biréno au Nord et sur le flanc nord du Djebel Chambi au Sud Est de la cuvette, ainsi que des formations salines (halite) de la plaine. Il faut aussi évoquer l'échange avec la roche réservoir dans laquelle on note la présence fréquente de niveaux marneux et argileux contenant des assises évaporitiques, dans le système aquifère du bassin de Foussana.

Dans ce contexte, on peut supposer que l'origine du calcium et du magnésium est essentiellement liée à la dissolution des formations gypseuses. Les valeurs relativement fortes du magnésium (un maximum de 271 mg/l) peuvent indiquer un temps de séjour plus long de l'eau au contact de la roche. Les chlorures, présents en faible quantité dans les eaux météoriques montrent des concentrations significatives (maximum 443 mg/l) qui peuvent être attribuées au lessivage de formations salines (halite) et/ou à l'évaporation. Les bicarbonates issus de l'acide carbonique des sols et la dissolution de minéraux carbonatés sont en plus faibles teneurs ; ces dernières peuvent être reliées à la lithologie des réservoirs, globalement peu carbonatés, mais également à des concentrations élevées en Ca et Mg, fournies par les évaporites, et qui contrôlèrent HCO_3 par le biais de saturation en minéraux carbonatés. Enfin les nitrates, dont les concentrations dépassent régulièrement les 10 mg/l, sont incontestablement d'origine anthropique, en lien avec l'utilisation excessive des engrais chimiques, la plaine de Foussana constituant un pôle agricole important à l'échelle du gouvernorat ainsi qu'à l'échelle du pays. La composition chimique des eaux varie dans le temps et dans l'espace. On notera, sur les diagrammes que les eaux du Plio-Quaternaires sont relativement homogènes mais présentent des teneurs en Na plus élevées lorsque les teneurs en nitrate le sont aussi. Les eaux du Miocène sont moins homogènes ; elles sont bicarbonatées sulfaté calcique pour les moins minéralisées, sulfaté calcique et sodique pour les eaux intermédiaires et franchement sulfatées calciques pour les plus minéralisées. Ce schéma paraît assez en accord avec le système hydrogéologique. En effet, les eaux souterraines de la plaine de Foussana s'écoulent des bordures vers le centre de la cuvette et se chargent progressivement au fur et à mesure que l'on se déplace vers la zone évaporatoire, en particulier pour le premier niveau aquifère dont la surface piézométrique est proche du sol. On peut donc pour ce niveau, envisager un effet conjugué de la dissolution des évaporites et de l'évaporation. Pour l'aquifère du Miocène, si les eaux fortement sulfatées calciques laissent transparaître le rôle des évaporites, et les eaux bicarbonatés sulfatés calciques

la proximité de la zone d'alimentation, l'origine des eaux sulfatées calciques et sodiques paraît plus obscure d'autant que Na ne semble pas évoluer comme Cl.

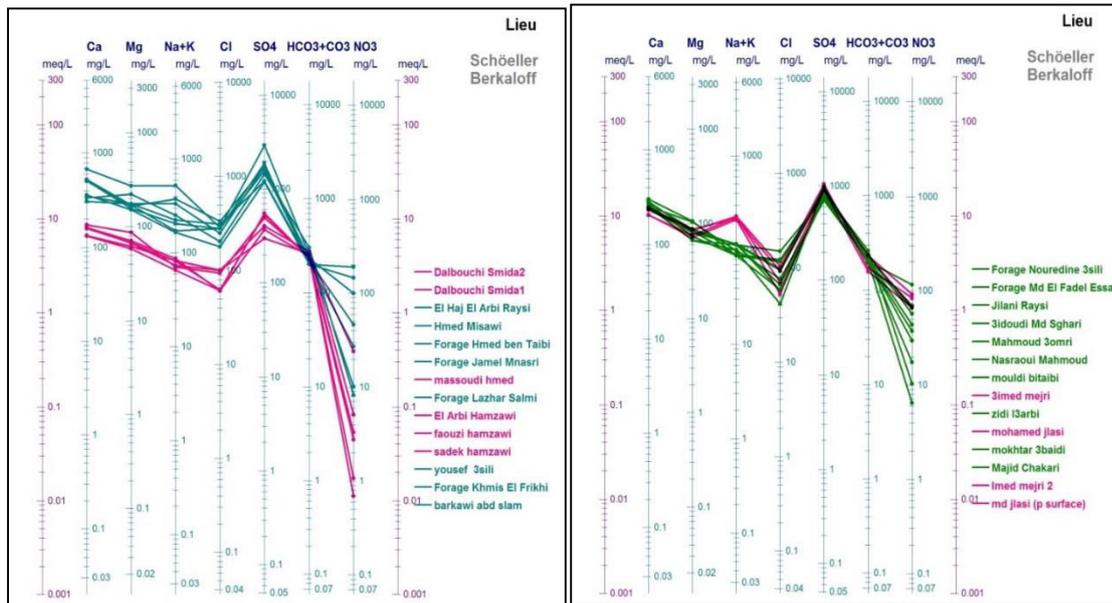


Figure 65 : Diagramme Schoeller-Berkaloff des eaux de la nappe du PlioQuaternaire PQ1 et de la nappe du Miocène

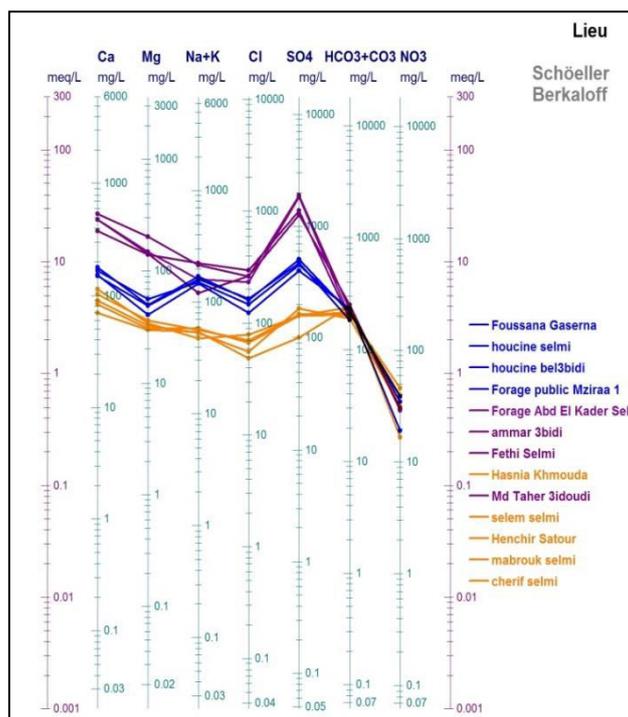


Figure 66 : Diagramme Schoeller- Berkaloff des eaux de la nappe du Pliocène

2.3. Mécanismes de la minéralisation des eaux

Le chimisme des eaux souterraines est caractérisé par la présence de certains ions plus abondants (ou plus facilement mis en solution) que d'autres. L'abondance de ces éléments résulte d'une origine qui peut être soit naturelle soit anthropique. Elle est ensuite contrôlée par des processus physiques ou chimiques. Parmi ces processus on peut citer ceux liés à l'interaction avec l'encaissant, dépendant de la nature de cet encaissant, du temps du transit des eaux au sein de la formation aquifère et des processus chimiques contrôlant la mise en solution ou la précipitation. Les influences anthropiques comme le retour des eaux d'irrigation dans les régions à forte activité agricole peuvent également contribuer significativement à la minéralisation des eaux souterraines.

La détermination des mécanismes de la minéralisation des eaux souterraines nécessite de déterminer l'origine de chaque élément chimique, d'examiner son évolution spatiotemporelle et son comportement par rapport aux autres éléments, dans la nappe. La salinité des eaux souterraines est régie par la composition initiale de ces eaux, les processus qui interviennent à l'entrée du système hydrologique et la mise en solution des sels au cours du transit de la solution au contact des roches dans l'aquifère. La composition issue de ces mécanismes peut être modifiée par des mélanges d'eaux d'origines différentes (phénomène de drainance entre 2 aquifères, retour d'eau d'irrigation depuis la surface ...), par l'évaporation, ou par des processus biologiques parfois sélectifs vis-à-vis de certains éléments.

Le constituant fondamental initial présent dans l'eau de pluie est l'acide carbonique (H_2CO_3). Celui-ci provient de la mise en solution du gaz carbonique (CO_2) de l'atmosphère. L'acide sulfurique (H_2SO_4) et l'acide nitrique (HNO_3) peuvent aussi être dissous dans l'eau de pluie, notamment dans les régions industrielles. Ces acides sont les principaux agents de l'altération des carbonates et des silicates.

L'acidité des eaux augmente généralement dans le sol par mise en solution du CO_2 issu de la dégradation de la matière organique.

Avant de s'infiltrer dans le sol, l'eau de pluie peut aussi dissoudre des aérosols tels que le chlorure de sodium (NaCl). Enfin, si l'aquifère renferme des roches évaporitiques (gypse, halite,...), celles-ci, de par leur solubilité élevée, peuvent fournir des quantités appréciables de sels dissous.

L'analyse des données chimiques à l'aide des diagrammes de Piper et Schoeller a permis de donner une première idée sur les mécanismes d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines de la nappe de Foussana. Pour les confirmer, il est maintenant nécessaire d'examiner de manière plus détaillée l'évolution des paramètres de l'analyse chimique les uns

par rapport aux autres, en relation avec le fonctionnement du système hydrogéologique. Les états de saturation vis-à-vis des principaux minéraux constituent un élément de contrôle majeur de la concentration des ions en solutions. Nous avons donc préalablement déterminé, à l'aide du logiciel Diagramme, les indices de saturation vis-à-vis des principaux minéraux carbonatés et évaporitiques.

2.4. Calcul des indices de saturation vis-à-vis des phases minérales

2.4.1. Notion d'activité ionique

L'étude d'équilibre chimique des eaux souterraines étudiées et de leurs états de saturation vis-à-vis des phases minérales nécessite au préalable le calcul des activités ioniques, qui schématiquement, correspondent aux « concentrations actives » (utilisées dans les équations d'équilibre thermodynamique). Le calcul prend donc en compte les interactions ioniques et la présence d'ions complexes. Pour une solution idéale (pure), l'activité est égale à la concentration ($a_i = m_i$) (Daoud, 1995).

2.4.2. Notion d'indice de saturation

En géochimie, il est souvent utile de déterminer le degré de solubilité d'un minéral dans l'eau, commandé par les états de saturation. L'état de saturation d'une solution donnée par rapport à un minéral est exprimé par l'indice de saturation I_s

$$IS = \log (PAI/K_s)$$

Avec PAI : le produit d'activité ionique des ions concernés

Dans une solution aqueuse, lorsque $PAI = K_s$, autrement dit, $IS = \log (PAI/K_s) = 0$, on considère que l'eau est en équilibre avec le minéral considéré et que la solution est saturée.

- si $IS < 0$, l'eau est sous-saturée par rapport au minéral, cela signifie que l'eau pourra le dissoudre s'il est présent dans le réservoir.

- si $IS > 0$, l'eau est sursaturée, cela signifie que l'eau va précipiter le minéral.

Néanmoins, la précision du calcul de l'Indice de Saturation est fortement dépendante de la précision des mesures des concentrations ioniques et du pH, en particulier pour la saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés. Tout en sachant que cela va dépendre de la qualité des mesures (en particulier in situ) on a donc tendance à considérer que la saturation est obtenue dans un domaine un peu plus large tel que $-0,5 < IS < 0,5$ (Daoud, 1995), la meilleure solution étant de considérer la courbe d'évolution de IS en fonction de la concentration des éléments considérés.

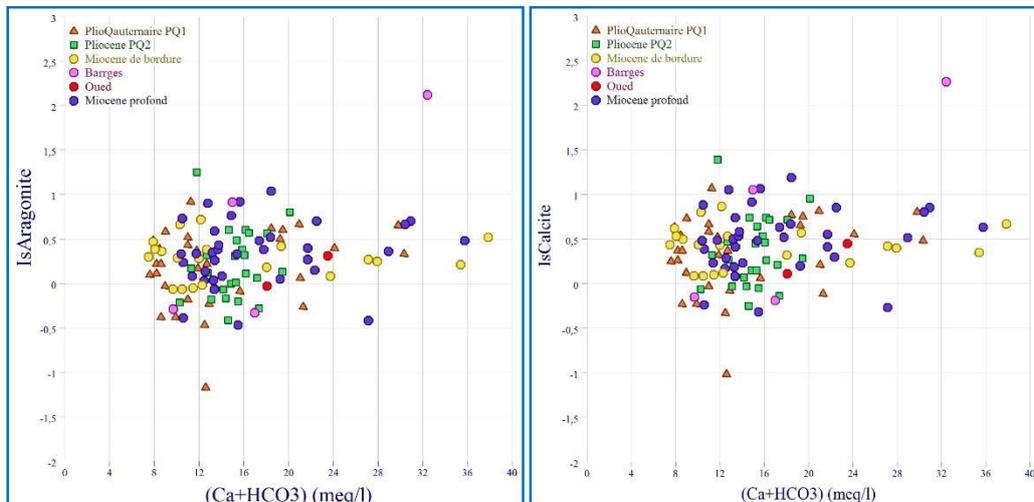
2.4.3. Saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés

Le calcul des indices de saturation a concerné uniquement les minéraux carbonatés les plus abondant dans les environnements sédimentaires à savoir, l'aragonite (CaCO_3) et la dolomite ($\text{Ca Mg} (\text{CO}_3)_2$).

La saturation vis-à-vis de la calcite est généralisée dans le bassin (Fig. 67-a) ; tous les échantillons sont saturés ou sursaturés (indice de saturation supérieur à -0.5). La dissolution de la calcite est une réaction rapide et l'eau peut atteindre la saturation en traversant la zone non saturée (APPELO, 1993).

Les eaux souterraines de la plaine de Foussana montrent des valeurs positives des indices de saturation ($\text{IS} > 0$) vis-à-vis de l'aragonite (Fig. 67-b). Ces indices, dans l'ensemble, varient entre 0 et 1.5 reflétant un état de sursaturation vis à vis de ce minéral.

La grande majorité des échantillons montre des valeurs des indices de saturation vis-à-vis de la dolomite (Fig. 67-c) qui varient entre 0 et 2.5 indiquant un état de sursaturation des eaux souterraines étudiées vis-à-vis de ce minéral. La différence entre le degré de déséquilibre entre la calcite et la dolomite est liée à la cinétique de dissolution de ces minéraux. La dissolution de la dolomite est une réaction plus lente (de l'ordre de quelques mois) que celle de la calcite.



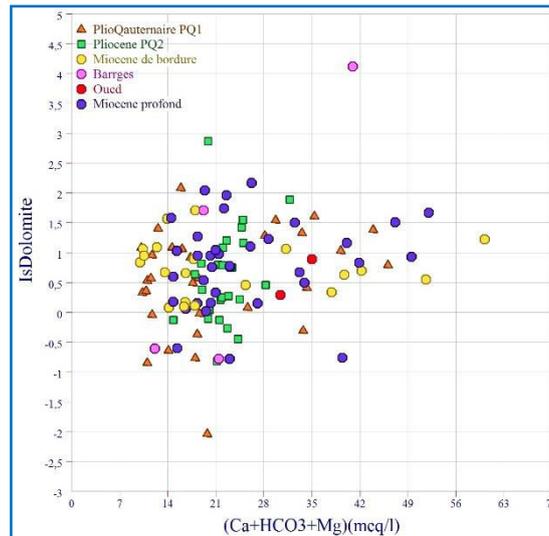


Figure 67 : Saturation des eaux de la plaine de Foussana vis-à-vis des minéraux carbonatés.

Seul le forage Messoudi Hmed fait exception et montre des indices de saturation négatifs par rapport à ces trois éléments qui peuvent donc encore être mis en solution et participer à l'acquisition de la charge saline de ce forage.

2.4.4. Saturation vis-à-vis des minéraux évaporitiques

Pour les minéraux évaporitiques on a calculé les indices de saturation vis-à-vis de l'halite (NaCl), du gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et de l'anhydrite (CaSO_4).

Tous les échantillons du système aquifère étudié montrent des indices de saturation négatifs ($\text{IS} < -1$) vis-à-vis de l'halite (Fig. 68) témoignant d'un état de sous-saturation des eaux souterraines par rapport à ce minéral. Bon nombre d'échantillons montrent également un état de sous-saturation vis-à-vis des minéraux sulfatés à savoir, le gypse (fig.71) et l'anhydrite (Fig. 68) à l'exception d'une quinzaine d'échantillons appartenant au premier niveau du Plio-Quaternaire PQ1 et au Miocène, et qui correspondent logiquement aux teneurs en SO_4 les plus élevées.

De ce fait, une dissolution de l'halite, du gypse et de l'anhydrite est assez probable pour les eaux du Plio-Quaternaire PQ2 et quelques eaux des grés du Miocène.

Compte tenu de la localisation des points concernés, la présence de gypse semble être la principale cause des fortes teneurs en SO_4 et par conséquent de la minéralisation. En effet, la dissolution du gypse est rapide et un parcours même bref de l'eau dans des terrains gypseux élève fortement l'indice de saturation du gypse. Parallèlement, la dissolution du gypse s'accompagne d'une augmentation de la concentration en calcium (Fig. 67.b) et, par conséquent favorise une sursaturation vis-à-vis de la calcite et la précipitation de cette dernière.

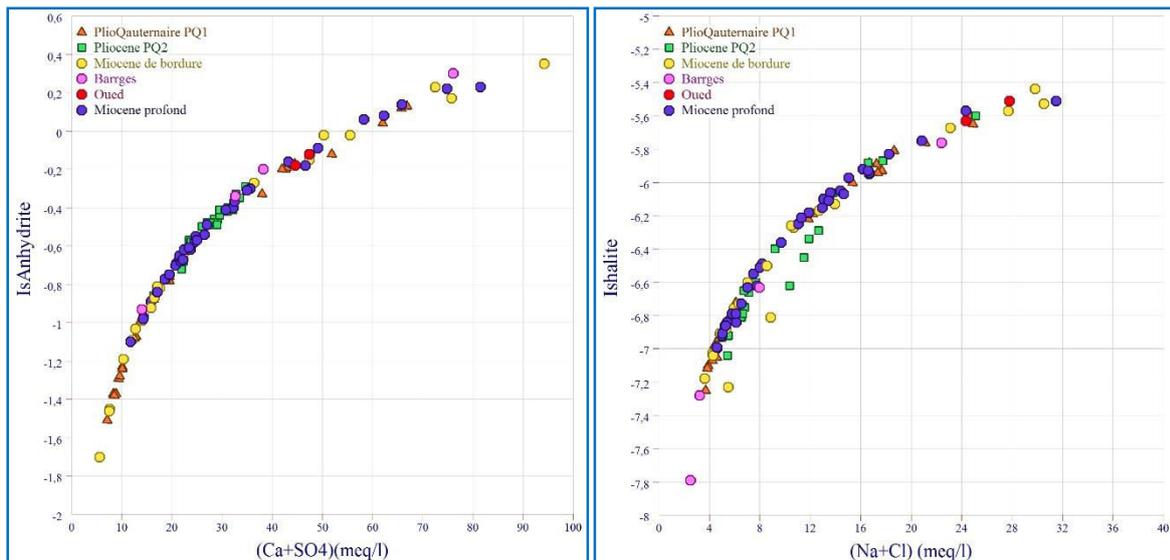


Figure 68 : Saturation des eaux de la plaine de Foussana vis-à-vis des minéraux évaporitiques

2.5. **Corrélations entre les éléments majeurs**

2.5.1. Processus principaux de la minéralisation

Pour une bonne gestion de la qualité des eaux souterraines il est primordial de connaître les processus géochimiques contrôlant leur minéralisation naturelle, et ceux qui concourent à la dégradation de la qualité chimique des eaux. Les interactions eau-roches (composition minéralogique) et les apports atmosphériques (poussières et gaz véhiculés par la pluie) sont les sources naturelles de la minéralisation des eaux souterraines. La composition ionique ainsi obtenue peut être modifiée par des mélanges des eaux souterraines ou des eaux de surface de nature différente, par l'évaporation qui concentre les éléments solubles, par les microorganismes qui consomment certains éléments. Les teneurs en éléments solubles donnent ainsi des informations sur le temps de séjour, les trajectoires et les vitesses de déplacement. Elles traduisent également des conditions climatiques locales pouvant favoriser leurs concentrations par évaporation. En résumé, les principaux processus chimiques qui contrôlent la minéralisation des eaux souterraines sont les interactions eaux/roche (mise en solution congruente ou incongruente et précipitations des minéraux, échanges ioniques, réactions d'oxydo-réduction) la concentration par évaporation, les mélanges et apports d'origine anthropiques s'accompagnant de pollutions éventuelles.

Les eaux qui s'infiltrent dans les calcaires de bordures, seront chargées Ca et HCO_3 , par la dissolution. Les puits qui se trouvent à proximité des bordures attestent de cette minéralisation et se caractérisent par l'abondance de ces deux éléments. Dans le système aquifère et localement sur les bordures les terrains riches en gypses et en sels permettent d'acquérir des concentrations importantes en Na, Cl, Ca et SO_4 .

Les activités anthropiques peuvent provoquer la concentration des ions par l'utilisation des engrais chimiques et de dans l'agriculture, et se traduisent par l'apport d'éléments tels que NO_3 , K , PO_4 et parfois Na , SO_4 et Cl . Une irrigation mal gérée, utilisant des eaux relativement salée, susceptibles de se concentrer par évaporation, peut provoquer la salinisation des sols et augmenter la minéralisation des eaux souterraines.

Pour préciser les principaux processus responsables de la minéralisation des eaux souterraines du bassin de Foussana, et tenter de déterminer l'origine de chaque élément chimique il est nécessaire de réaliser des corrélations entre les différents ions. Il est également nécessaire d'examiner le comportement des éléments dérivant d'une même origine et leurs évolutions spatiotemporelles dans le système hydrogéologique étudié.

Corrélations ions majeurs/sulfates

L'ion sulfate est le plus abondant dans les eaux souterraines de la plaine de Foussana. L'origine principale de l'ion sulfate est, sans conteste, liée à la présence des importantes formations évaporitiques. Les eaux se chargent au cours de leurs trajets par dissolution du gypse ou de l'anhydrite. Du fait de la valeur élevée de la constante d'équilibre, ($\log K_s = -4.85$), la solubilité du gypse est plus rapide : $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} = \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$.

La relation entre l'ion sulfate et les autres paramètres chimiques (Fig. 69 et 70) montrent une bonne corrélation des concentrations en SO_4 avec les concentrations en calcium, magnésium et strontium ainsi qu'avec l'indice de saturation du gypse (fig. 71). Les valeurs de ce dernier sont dans leur grande majorité, inférieures à zéro et dénotent une sous saturation vis-à-vis du gypse, ce qui indique une continuité dans la dissolution du gypse. Les éléments tels que les chlorures, le sodium et les bicarbonates ne montrent pas de bonnes corrélations avec les sulfates.

Du fait de son origine mixte (carbonates et évaporites), la relation de Ca avec les bicarbonates est assez médiocre (fig. 71). Cependant, dans le nuage de points on peut distinguer quelques échantillons qui s'alignent sur une droite traduisant, une relative évolution des deux éléments dans le même sens. Ce sont essentiellement des points situés aux bordures de la plaine à proximité des reliefs de bordure.

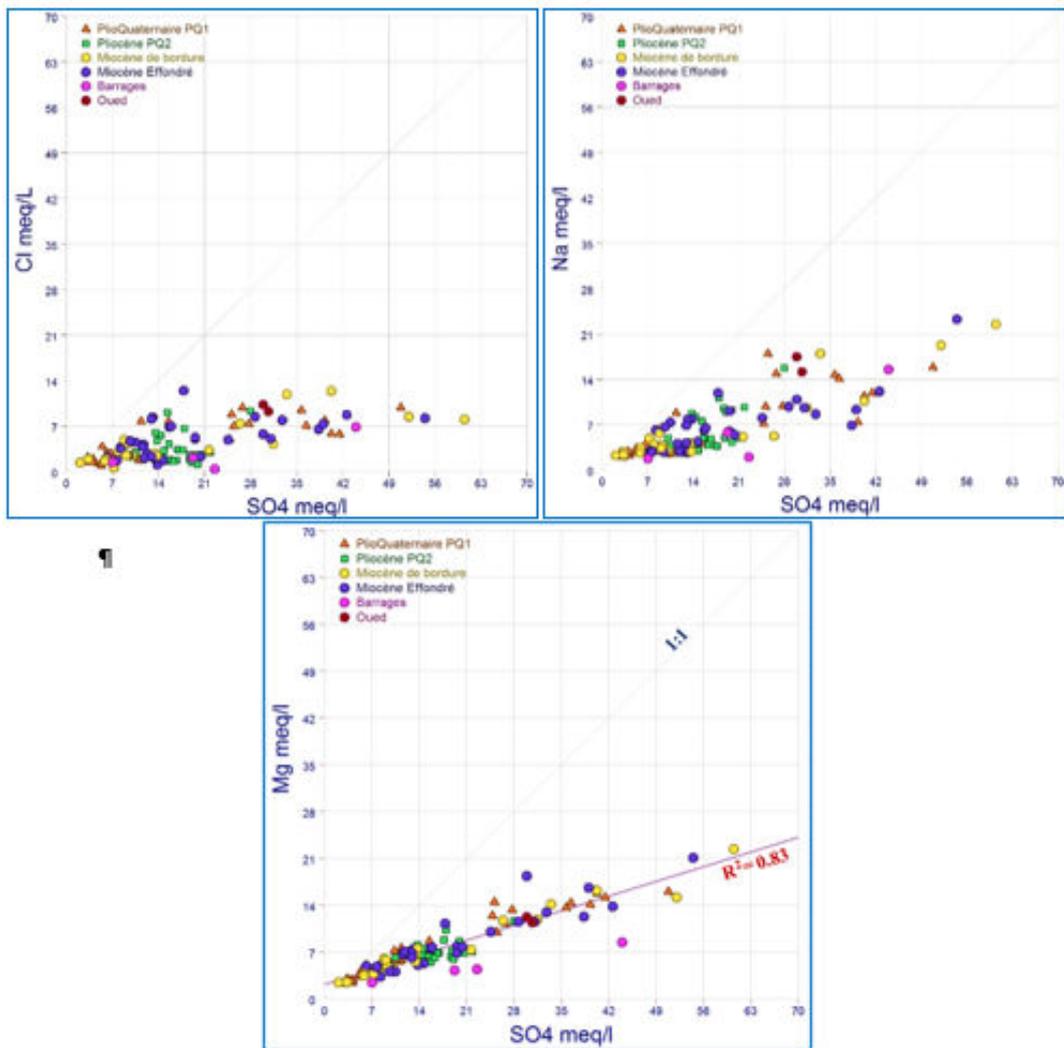


Figure 69: Corrélations entre Na, Cl, Mg et SO4

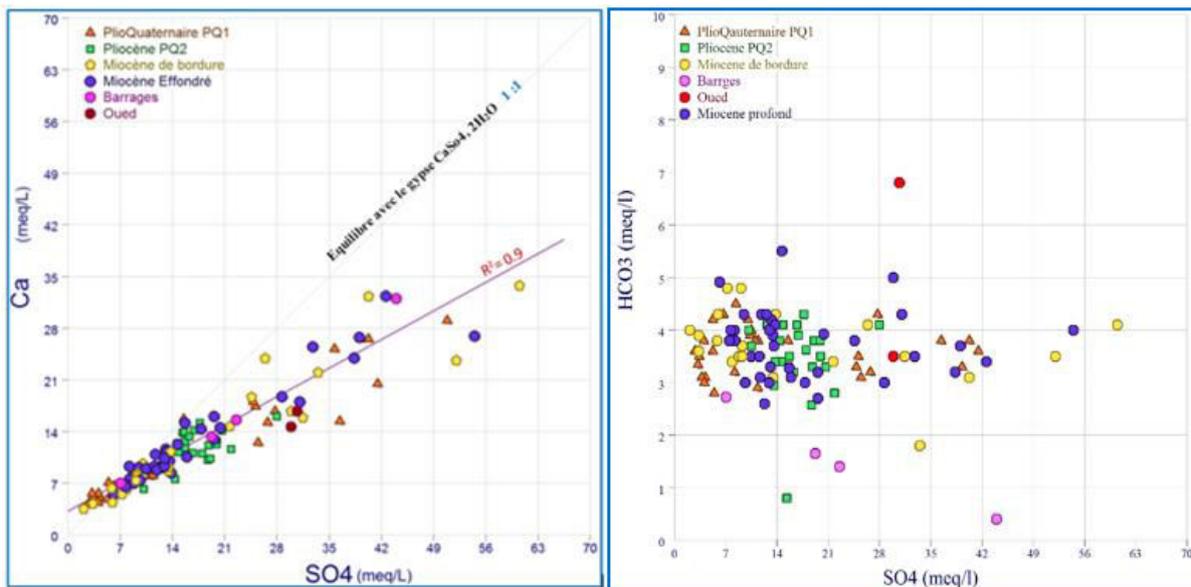


Figure 70: Corrélation entre Ca, HCO3 et SO4

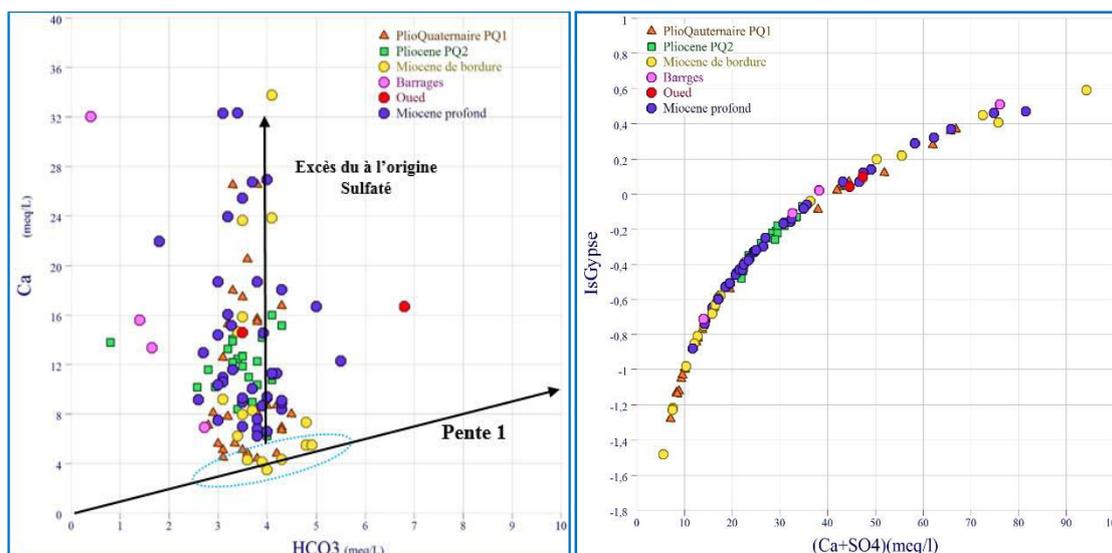


Figure 71 : Corrélation Ca vs HCO₃, et indice de saturation du Gypse.

Ces premiers graphiques permettent d'identifier les éléments qui participent majoritairement à l'acquisition de la charge saline des eaux souterraines du bassin de Foussana. Il convient maintenant de préciser l'origine et l'évolution des autres éléments majeurs. Pour cela on examine la variation de leurs concentrations les uns par rapport aux autres tout en tenant compte des contrôles liés à la saturation vis-à-vis de certains minéraux. Une bonne corrélation entre deux éléments majeurs peut indiquer une origine commune liée à leur minéral constitutif, mais des possibles origines multiples pour un élément et les limitations posées par des saturations complexifient les relations.

Corrélation Na / Cl

Ces deux éléments chimiques dans les eaux naturelles sont souvent liés à la dissolution de l'halite (NaCl). L'évolution de Na est étudiée en fonction des teneurs en chlorure, car ce dernier est considéré comme un traceur stable et conservatif des évaporites, très soluble, entrant rarement dans les précipitations salines, n'intervenant pas dans les phénomènes d'oxydoréduction et peu influencé par l'intervention des bactéries. La représentation graphique de l'évolution des teneurs en sodium en fonction des concentrations en chlorures (fig. 72), montre que, hormis pour quelques points essentiellement associés au Miocène, la plupart des échantillons se trouve au-dessus de la droite de pente 1, impliquant un excès de Na. L'écart en faveur de Na est particulièrement important pour les eaux fortement minéralisées du Plio-Quaternaire et les eaux moyennement minéralisées du Pliocène. La signature d'origine (eau de pluie de rapport voisin de celui de l'eau de mer) n'est pas conservé dans les nappes ce qui indique à l'évidence un apport des évaporites dans les zones d'infiltration du système aquifère. L'excès en Na peut avoir ensuite plusieurs origines naturelles. On pense en particulier aux

échanges de base (Ca vs Na), ou l'hydrolyse des silicates dans les grès et les argiles. Toutefois, la corrélation entre Na^+ et SO_4^{2-} ($r = 0,71$) indique, par ailleurs, que l'excès du sodium pourrait résulter de la dissolution des minéraux sulfatés sodiques (Jalali, 2006 ; Jalali, 2009)

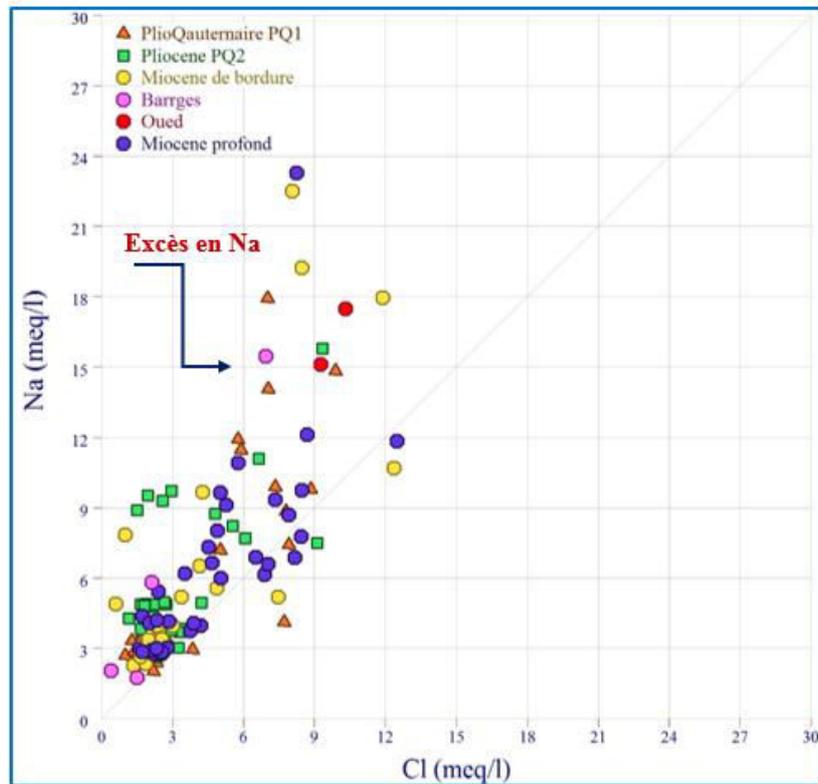


Figure 72: Variation du rapport Na/Cl des eaux de la zone d'étude

Corrélation Ca/SO₄ et Ca/Cl

Les échantillons des eaux souterraines de la plaine de Foussana montrent une bonne corrélation ($R^2 = 0,86$), indiquant une origine commune du calcium et du sulfate qui est très probablement la mise en solution du gypse et/ou de l'anhydrite (Fig. 70).

La possible dissolution de ces minéraux est, d'ailleurs, confirmée à travers les valeurs négatives des indices de saturation qui évoluent d'une manière proportionnelle et parabolique lorsqu'ils sont corrélés en fonction de la somme des ions issus de l'éventuelle dissolution des minéraux mentionnés (Ca+SO₄) (Fig. 68 et 71).

Les échantillons prélevés dans les forages des grès affleurant des deux bordures de la cuvette de Foussana et situés au piedmont des reliefs bordant montrent une composition chimique relativement riche en Ca. Ces échantillons présentent une forte contribution d'eau récente issue d'une recharge par infiltration des eaux de pluie au piedmont des affleurements bordant.

Néanmoins, les eaux prélevées dans les niveaux aquifères du Plio-Quaternaire ainsi que celles issues des grès de la partie effondrée montrent bien l'effet de la dissolution. Ceci se traduit par leurs teneurs relativement fortes en Ca et en SO₄, et un rapport Ca/SO₄ proche de 1.

Par contre, certains forages de Grés et du premier niveau aquifère PQ1 essentiellement ceux situés à proximité de la zone marécageuse et dans des zones agricoles fortement exploitées, montrent des teneurs assez fortes en calcium et en sulfate.

On note aussi que presque la totalité des échantillons montrent des teneurs déficitaires en calcium par rapport au sulfate. La saturation en calcite et donc la précipitation de ce minéral avec la libération de calcium, lors de la dissolution du gypse est, a priori, l'une des principales explications de cette évolution. Mais on peut évoquer aussi la présence de réactions d'échanges cationiques qui fixent des ions Ca sur les minéraux argileux et libèrent les ions Na. La corrélation entre les cations Ca et Na montre d'une façon générale un excès en Ca^{2+} . Cet excès s'accroît avec la minéralisation des eaux ce qui tend à montrer la prépondérance de la première réaction (Fig. IV. 73).

Sur la relation Ca/Cl (Fig. 74) la majorité des échantillons montrent que le Ca est toujours en quantité supérieure à Cl. Aucune relation nette n'apparaît, ce qui est normal puisque ces 2 éléments sont rarement liés directement dans les réactions hydrochimiques des eaux souterraines. Ces 2 éléments sont très peu corrélés dans les basses concentrations et évoluent dans le même sens pour les fortes concentrations probablement en liaison avec la dissolution des évaporites.

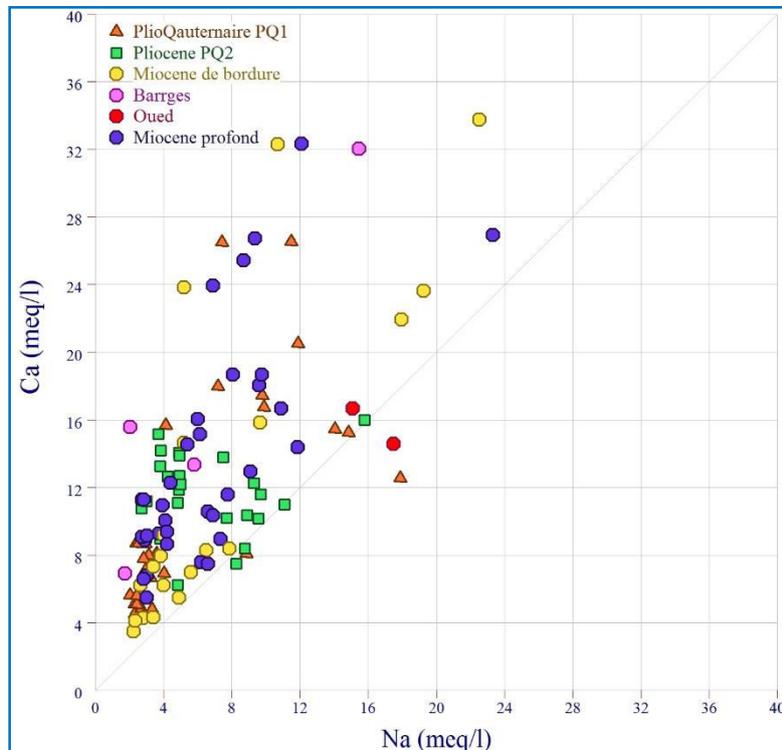


Figure 73 : Rapports Na / Ca des eaux souterraines du bassin de Foussana.

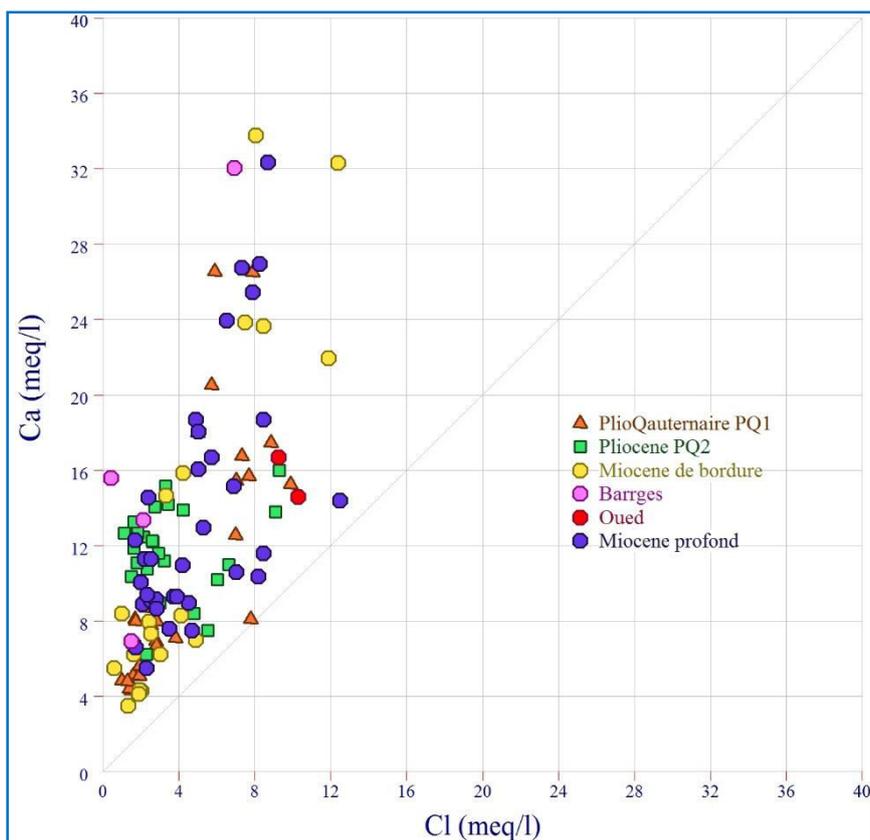


Figure 74 : Rapports Ca/Cl des eaux souterraines du bassin de Foussana

. Corrélation $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$

On examine ici l'origine du calcium en fonction de deux éléments chimiques (bicarbonates et les sulfates) (Fig. 75), en relation avec ses 2 sources principales (carbonates et gypse). La représentation graphique de l'évolution du calcium en fonction des bicarbonates (fig. IV.71) a montré que l'ensemble des points se positionnent au-dessus de la droite de pente 1 et présentant un excès des teneurs en Ca, interprété comme le résultat de la mise en solution du gypse. La représentation de la figure 75 laisse apparaître une bonne corrélation avec un léger excès des anions, ce qui est logique puisqu'ils peuvent également être associés à d'autres cations tels que Mg par exemple. L'écart tend à augmenter avec les fortes concentrations en liaison avec un accroissement de la dissolution du gypse.

Ces deux représentations nous montrent que la dissolution des ions calcium à partir des évaporites est plus importante que celle des carbonates et que les fortes concentrations en Ca sont plus liées à la dissolution des évaporites (gypse).

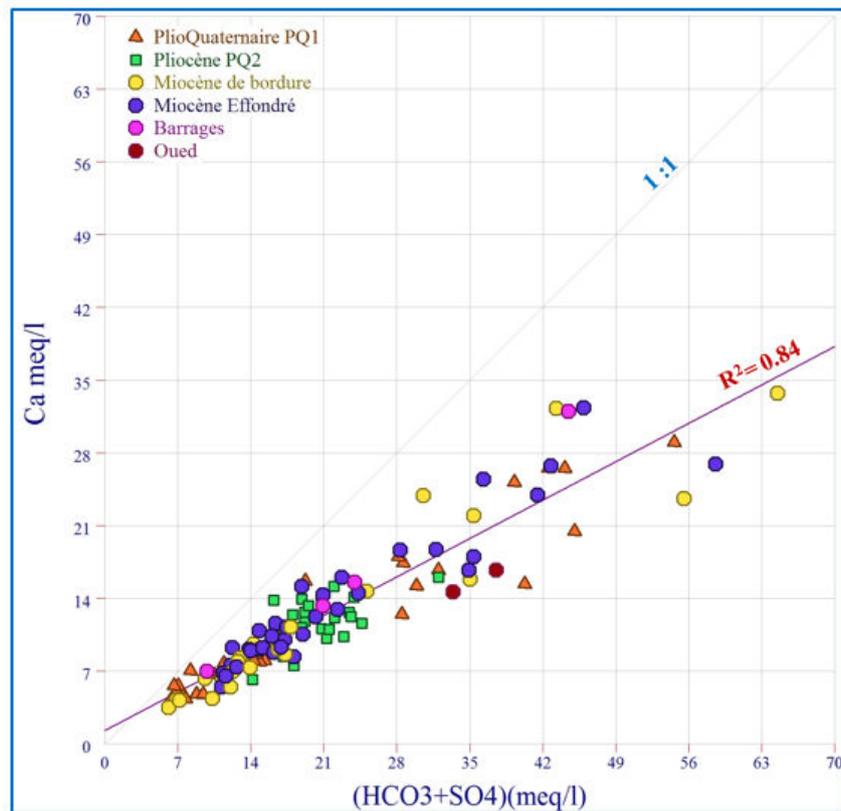


Figure 75 : Variation du rapport $\text{Ca}^{2+} / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ des eaux de la zone d'étude.

Corrélation $\text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^-$ et $\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}$

La relation entre Mg et Cl (Fig. 76) montre une dispersion des points très similaire à celle observée pour la relation Ca/Cl avec un excès en Mg, et les commentaires à faire seront similaires. La légère différence observée se trouve dans l'évolution légèrement différente de Mg et Ca visible dans la relation Mg / Ca (Fig. 76).

La représentation du graphique de cette dernière (Fig. 76) montre que presque la totalité des échantillons se situent au-dessus de la droite de pente 1 mettant en évidence un excès en Ca qui semble s'accroître avec l'augmentation de la minéralisation. Globalement, cette évolution peut s'expliquer par un apport prédominant de Ca issu de la dissolution du gypse, malgré la perte de Ca par précipitation de calcite déjà mise en évidence.

Les eaux du premier niveau aquifère PQ1 et certains échantillons du Miocène, situés à proximité de la zone marécageuse, sont moyennement minéralisés et présentent des rapports élevés en Mg/Ca. On peut y voir des eaux minéralisées par l'effet de la dissolution de niveaux carbonatés et la précipitation de calcite associée à la concentration par évaporation.

Par contre, les eaux de la nappe des grès affleurant des deux bordures de la plaine ainsi que les forages du PQ1 situés à proximité, les rapports Mg/Ca sont faibles. Ces eaux correspondent au

faciès lié à une forte participation d'eaux de pluie peu évoluées, au piedmont des reliefs et à l'alimentation du niveau PQ1 par les grès de bordures.

Des faibles rapports Mg/Ca sont aussi observés dans quelques eaux de la nappe du Pliocène PQ2 probablement liées à un mélange avec des eaux du PQ1 ou du Miocène profond, comme déjà observé précédemment.

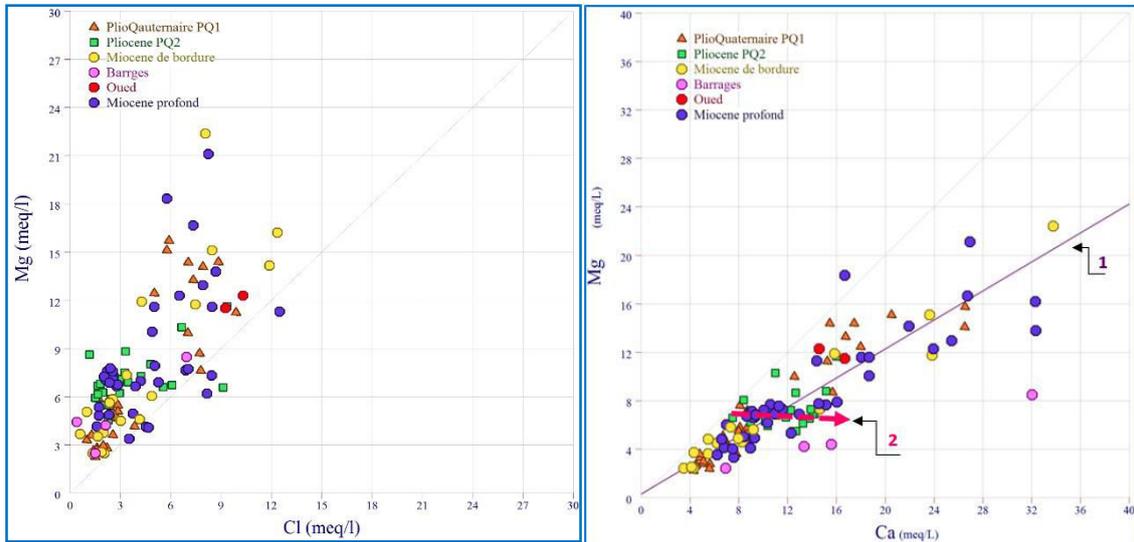


Figure 76 : Rapport Mg^{2+}/Cl^- et Mg/Ca des eaux souterraines du bassin de Foussana.

La relation $HCO_3^- / (Cl^- + SO_4^{2-})$ – conductivité électrique

Nous constatons ici une diminution logarithmique du rapport en fonction de la conductivité, Deux pôles sont observés (Fig. 77) : l'un carbonaté caractérisé par une dominance des ions HCO_3^- et des conductivités inférieures à $1000 \mu S \cdot cm^{-1}$, il englobe le minimum des points d'eau (les forages des grès de la bordure sud situés au piedmont des reliefs bordant et les forages du PQ1 qui reçoivent une alimentation des grès de bordure) et l'autre représente le pôle évaporitiques et affirme une dominance des ions Cl^- et SO_4^{2-} . Ce pôle apparaît pour les fortes conductivités ($>1200 \mu S \cdot cm^{-1}$) et rassemble la presque totalité des points.

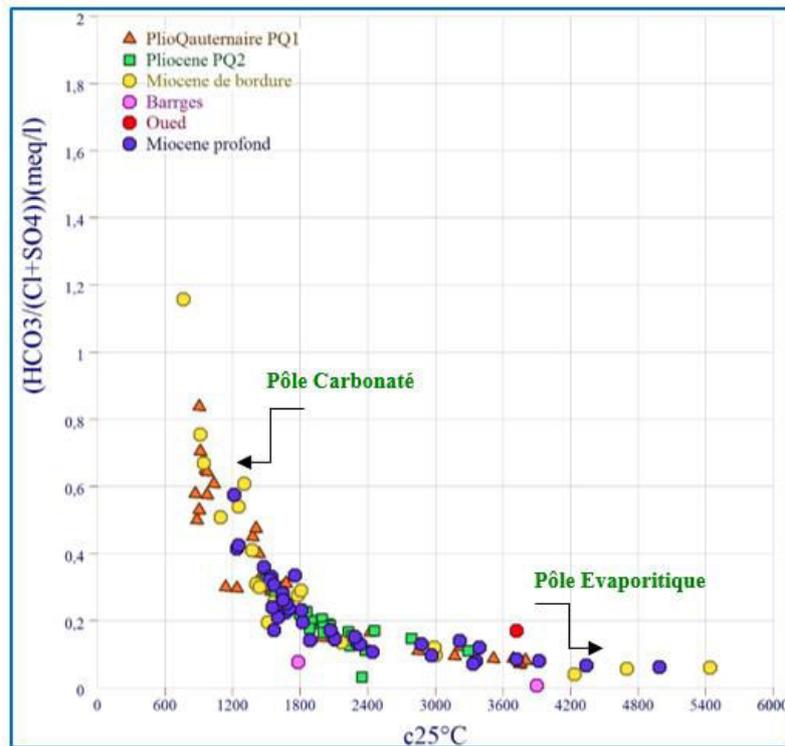


Figure 77 : Variation du rapport $\text{HCO}_3^- / (\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ – conductivité électrique des eaux de la zone d'étude.

2.5.2. Processus secondaires de la minéralisation

Dédolomitisation et dissolution incongruente du gypse

Les eaux souterraines de la cuvette de Foussana sont en équilibre vis-à-vis de la calcite et partiellement de la dolomite excluant, a priori, l'éventuelle dissolution de ces minéraux. Néanmoins, comme il a été signalé préalablement, beaucoup d'échantillons d'eaux sont sous-saturés vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite ce qui plaide en faveur de l'éventuelle dissolution de ces deux minéraux sulfatés.

Cette dernière dissolution engendre l'augmentation des teneurs en calcium et par conséquent la sursaturation du milieu vis-à-vis de la calcite conduisant ainsi à sa précipitation par effet d'ion commun. Cette réaction incongruente conduit un appauvrissement de plus en plus important en bicarbonate générant ainsi un état de sous-saturation des eaux souterraines vis-à-vis de la dolomite. Pour compenser ce déficit en HCO_3^- , la dissolution incongruente de la dolomite (dissolution au cours de laquelle un produit solide persiste) peut intervenir. Ce processus, connu sous le nom de dédolomitisation, s'accompagne donc d'un accroissement des teneurs en magnésium (et accessoirement à la formation d'un autre type de calcite ayant une structure cristalline similaire à celle de la dolomie connue sous le nom de dédolomite (Marfia et al. 2004 ; Hanshaw and Back 1979)). Ce processus qui inclut la dissolution incongruente du gypse est mis en évidence à travers la corrélation $(\text{Ca}+\text{Mg})$ vs $(\text{SO}_4 + 0,5\text{HCO}_3^-)$, dans laquelle la grande

majorité des échantillons s'organisent selon une droite de pente 1 (Figure. 78) (McIntosh and Walter, 2006).

L'équation complète décrivant ce processus est la suivante:

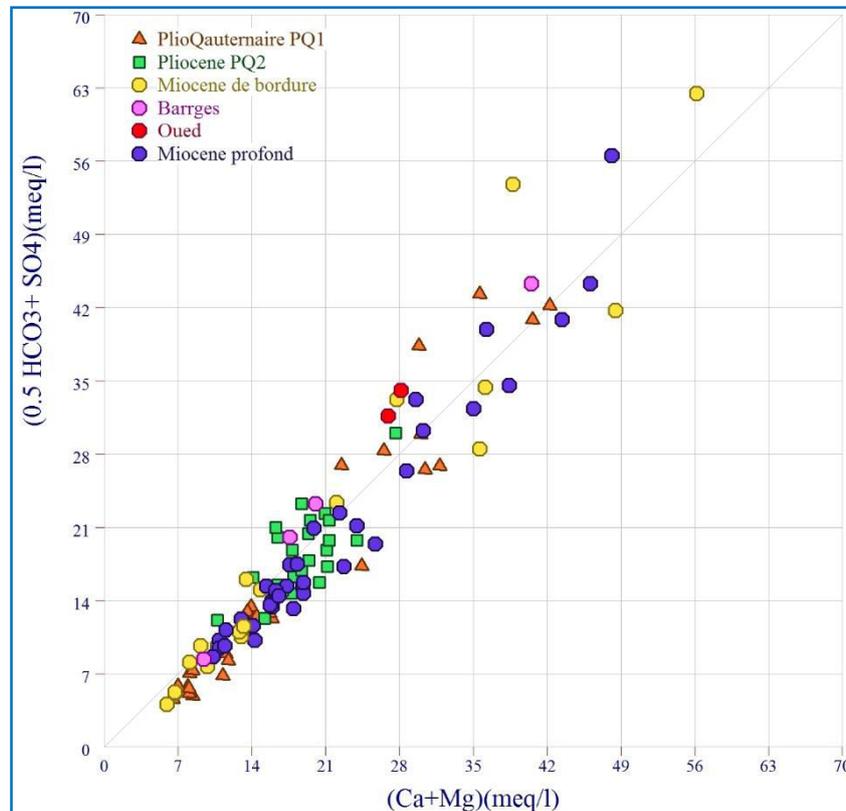


Figure 78: Corrélation $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]$ vs $[\text{SO}_4^{2-} + 0,5\text{HCO}_3^-]$ des eaux du bassin de Foussana.

Dans le cas présent, la nature du réservoir, peu dolomitique, laisse supposer que l'apport en Mg issu de ce processus est peu important, mais il vient s'ajouter à la libération de Mg lors de la dissolution des évaporites, ce qui explique la très bonne corrélation entre Mg et SO_4 ($R = 0,94$).

Les échanges de base

Nous avons pu identifier les phénomènes géochimiques majeurs se déroulant au sein de l'aquifère mais les données géochimiques acquises sur ce bassin ne permettent pas de discriminer facilement tous les phénomènes géochimiques. C'est le cas, en particulier, des mécanismes impliquant la chimie des carbonates et les échanges de bases, comme le montre la figure 79. Comme indiqué précédemment pour le calcium, on observe que la somme des cations alcalino-terreux (en meq/l) se corrèle très mal aux ions bicarbonates. Nous avons vu que la principale raison était l'apport de la dissolution du gypse couplée à la saturation en calcite

et en dolomite, mais il faut également inclure les échanges de base et/ou les apports éventuels de cations par hydrolyse des silicates.

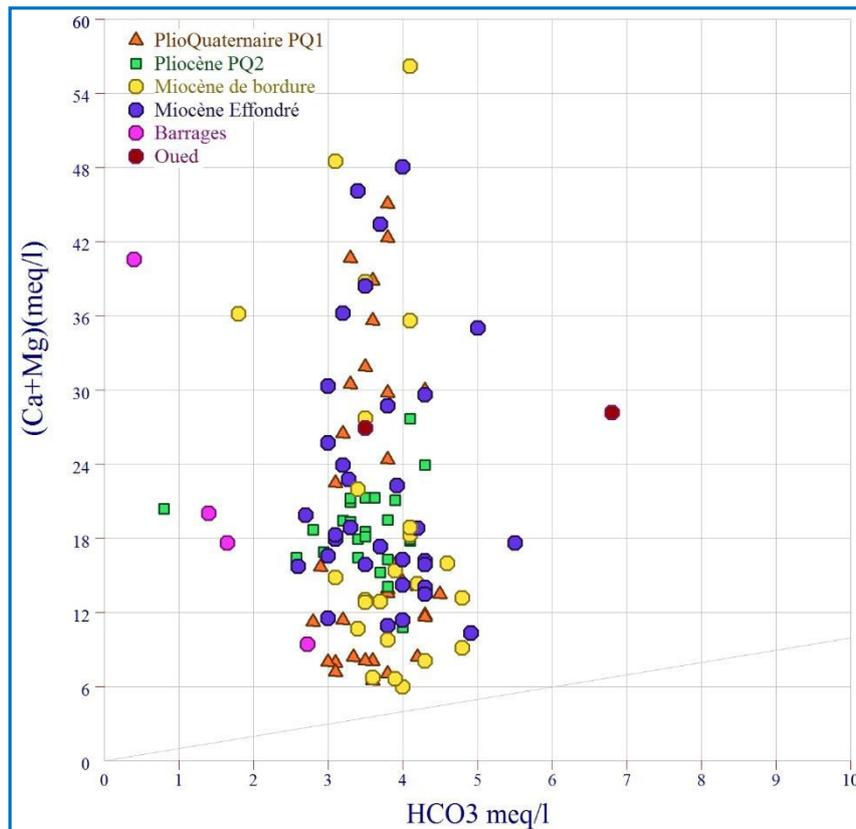


Figure 79 : Evolution des teneurs en calcium et magnésium en fonction des teneurs en bicarbonates des eaux souterraines.

On parle souvent des échanges de base avec les minéraux argileux qui existent dans la formation aquifère et les eaux souterraines. Ces échanges caractérisent les minéraux argileux ayant la possibilité de fixer des ions par adhésion et de libérer d'autres selon la charge électrique existante entre les feuillets des minéraux argileux et l'état de saturation de la solution.

Ces échanges de base s'effectuent essentiellement avec les minéraux argileux riches en Na ou Ca et Mg. Ils peuvent concerner les différents réservoirs du système aquifère du bassin (PlioQuaternaire, Miocène) et peuvent être mis en évidence par la relation $[(Ca + Mg) - (HCO_3 + SO_4)] / (Na + K - Cl)$ (Garcia et al., 2001) représentée sur la figure 80 Cette relation met l'accent, uniquement sur les réactions pouvant exister entre les minéraux argileux et la solution, en se débarrassant des ions issus éventuellement d'autres réactions de dissolution des minéraux carbonatés et évaporitiques, mais pas des éventuels apports par l'hydrolyse des silicates.

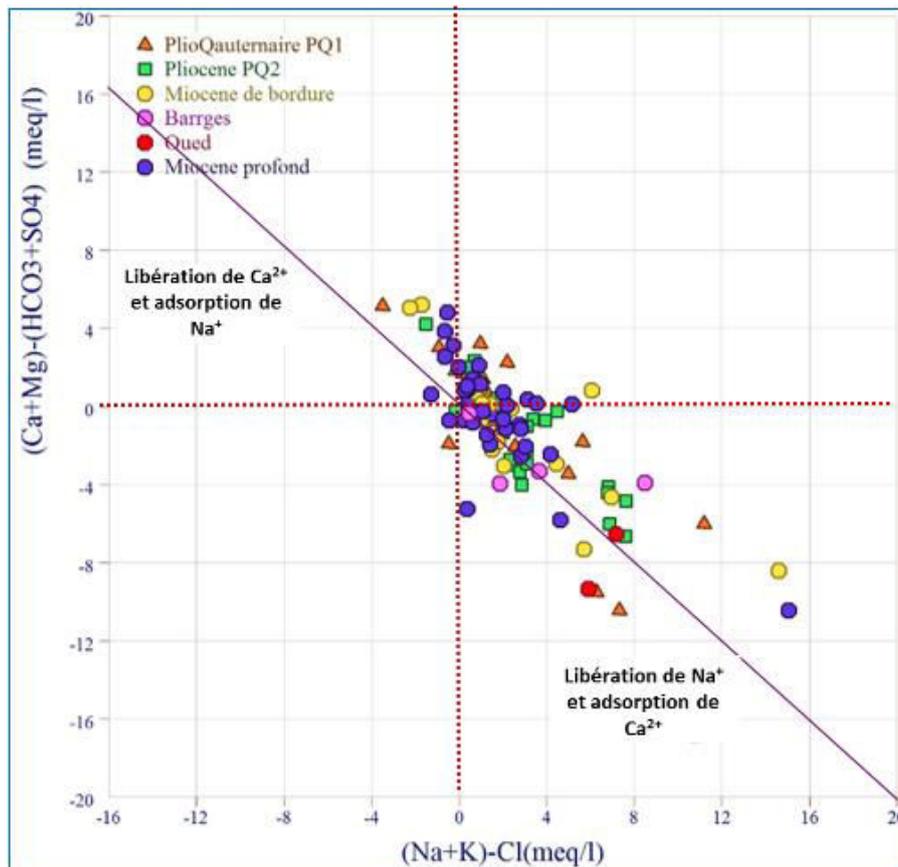


Figure 80 : Mise en évidence des échanges de base avec les minéraux argileux dans les aquifères de la plaine de Foussana.

La présence d'échanges de base se traduit par la relation de pente (-1) tracée à partir de la position des échantillons. Dans le cas d'absence de ces réactions, tous les points représentatifs se placent autour du point d'origine (Mc Lean et al. 2000). La figure 80 met en évidence les échanges de base avec les minéraux argileux qui affectent les eaux du bassin pendant l'infiltration des eaux de pluie et durant leurs séjours au sein de l'aquifère lui-même..

On observe, en effet, une bonne corrélation négative (droite de pente - 1) pour la majorité des échantillons de la plaine, et une bonne partie d'entre eux s'éloigne du point 0.

Les coefficients de corrélation linéaire des points d'eau de l'aquifère du Pliocène PQ2 ainsi que celui du Miocène de la partie effondrée, sont respectivement : $R^2= 0.73$ et $R^2= 0.74$, confirmant, pour les points qui s'éloignent de 0, l'implication du calcium et du sodium dans les réactions d'échanges de bases entre l'eau et les minéraux argileux durant le séjour au sein de ces aquifères.

Les échantillons du premier niveau aquifère du PlioQuaternaire (PQ1), présentent des points beaucoup plus dispersés avec un coefficient de l'ordre de 0.57, indiquant de possibles apports non pris en compte par la relation. On peut évoquer l'apport de cations par hydrolyse des

silicates généralement présente dans la partie supérieure des aquifères qui possédant une $p\text{CO}_2$ encore relativement élevée.

2.6. Apport des éléments en traces

L'utilisation des éléments en traces est un moyen efficace pour déterminer les causes de la salinité élevée des eaux souterraines. Des analyses de strontium, silice et brome ont donc été effectuées sur 46 échantillons prélevés en avril 2012, dans des points d'eaux captant les différents niveaux aquifères de la zone d'étude.

Le strontium

L'hydrochimie renseigne tout d'abord sur le type de roche qui constitue le réservoir aquifère (Plagnes, 2000). En milieu sédimentaire HCO_3 , Ca, Mg et Sr caractérisent des réservoirs formés de calcaires ou de dolomies alors que SO_4 et Sr sont caractéristiques des formations évaporitiques. La forte minéralisation des eaux souterraines de la région montre que celles-ci circulent à travers des formations évaporitiques.

Le strontium est un métal alcalino-terreux, présent naturellement dans l'environnement (les roches, le sol, l'eau). Les composés du strontium peuvent se déplacer dans l'environnement assez facilement car beaucoup d'entre eux sont solubles. Il peut s'exprimer en tant que minéral sous forme de strontianite (SrCO_3) et de Célestite (SrSO_4), et on le rencontre en substitution de Ca dans la calcite et le gypse. La Célestite accompagne les formations évaporitiques, car c'est un minéral qui est souvent associé au gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), (Carre, 1975, Hsissou et al. 1996). Il peut également s'intégrer en faible quantité dans le réseau des carbonates et est peu adsorbé par les argiles. Le strontium peut s'intégrer dans la structure cristalline des minéraux carbonatés, car ces deux éléments possèdent des rayons ioniques voisins.

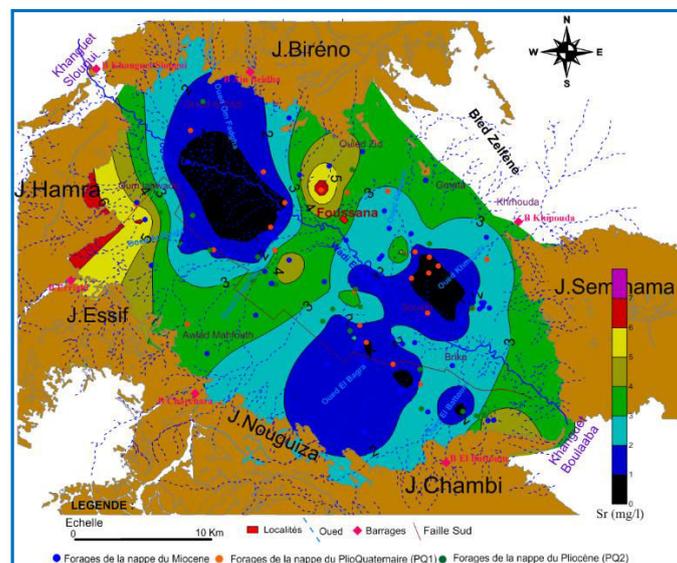


Figure 81: Carte de distribution des teneurs en strontium.

L'analyse de la carte de distribution du strontium (Fig. 81) a révélé une répartition selon deux zones distinctes : les régions de bordures avec des teneurs de l'ordre de 6 mg/l et la région du centre avec des teneurs variant entre 1 et 2 mg/l.

Cette distribution laisse penser que dans la zone centrale où l'écoulement se fait exclusivement dans des matériaux détritiques de façon relativement lente présentant une faible teneur en Sr^{2+} , traduisant ainsi un temps de séjour très important des eaux dans le milieu, les formations traversées par l'eau ne contiennent pratiquement pas trop de strontium. Par contre, dans les zones de bordure où l'écoulement est relativement rapide (par rapport à la première zone), on note une forte teneur en Sr^{2+} comme le montre la figure 82, traduisant ainsi un court temps de séjour des eaux dans le milieu.

La bonne corrélation de Sr avec SO_4 d'une part et en même temps avec Ca et Mg confirme l'origine dominante de Ca et Mg à partir des évaporites (fig. 82).

Le rapport ionique Sr/Ca est caractéristique d'une origine évaporitique s'il est égal ou supérieur à 1 ‰ (Bakalowicz, 1979). Il est supérieur à 5 ‰ dans les évaporites du Trias alpin (Meybeck, 1984).

Nous remarquons que les valeurs du rapport dans les eaux étudiées sont très variables au sein du même niveau. Ils sont pour la plupart élevés et dépassent les 5 ‰. Ceci confirme l'origine majoritairement évaporitique de la minéralisation de ces eaux. Ce rapport atteint un maximum de 22 ‰ en allant vers le centre de la plaine et à proximité de la zone évaporatoire. Puis il diminue progressivement vers le Nord avec un max de 10 ‰ (forage Henchir Satour) et devient très faible vers l'Est et le Sud Est de la cuvette

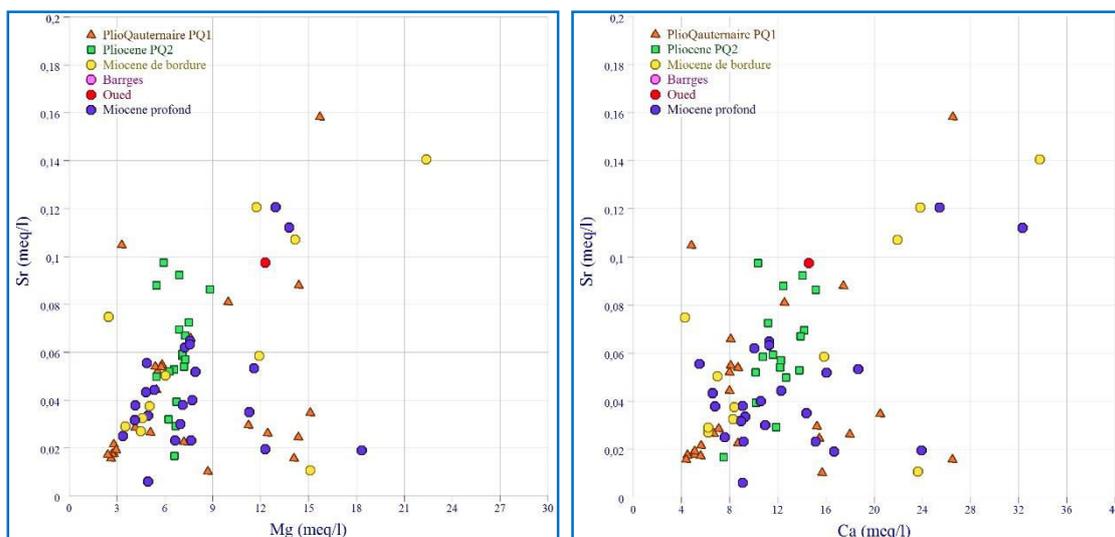


Figure 82 : Relation entre Sr et Mg et Ca des eaux souterraines du bassin de Foussana

Dans le détail, les échantillons du bassin de Foussana reportés sur le diagramme de la figure 83 (Sr/Ca vs SO₄/S) montrent clairement 2 pôles bien distincts. Le premier, le pôle évaporite représenté par les forages Abdelhafidh Rahmouni et Henchir Satour, est caractérisé par un rapport (Ca/Sr) élevé et un rapport SO₄/Sr faible. Le second est caractérisé par un rapport (Ca/Sr) faible et un rapport SO₄/Sr élevé cas du Forage Abdel Majid Nasraoui. Il semble que nous pouvons considérer ce second pôle comme le pôle résultant de l'influence anthropique.

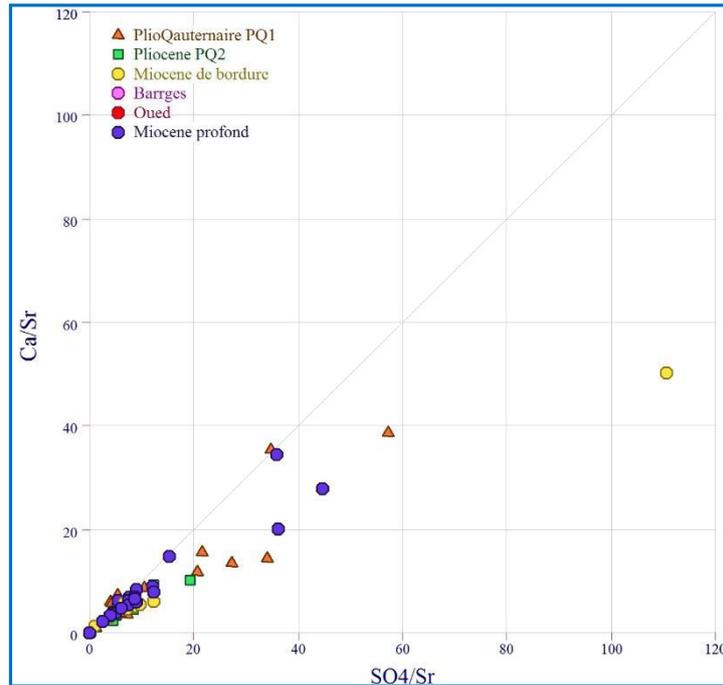


Figure 83 : Relation entre les rapports SO₄/Sr en fonction de (Ca/Sr) des eaux souterraines du bassin de Foussana.

Le Bromure

Le brome est un élément mineur très mobile normé aux chlorures. Les ions Cl⁻ et Br⁻, deux halogénures, sont reconnus comme les éléments les mieux conservés dans les eaux souterraines car leurs teneurs ne sont ni influencées par les processus redox, ni contrôlées par la précipitation de minéraux secondaires dans les systèmes peu minéralisés (Edmunds, 1997). Ils peuvent être utilisés pour déterminer les sources de la salinité des eaux.

La teneur varie entre 0.1136 et 1.637 mg/l dans l'ensemble des eaux de la plaine de Foussana. Tout comme l'évolution des chlorures et de la minéralisation, une faible évolution peut être remarquée d'amont en aval, les teneurs les plus élevées étant celles des puits de surface ainsi que les forages dans les grés, alors que les eaux du deuxième niveau PQ2 marquent des valeurs faibles (Fig. 84).

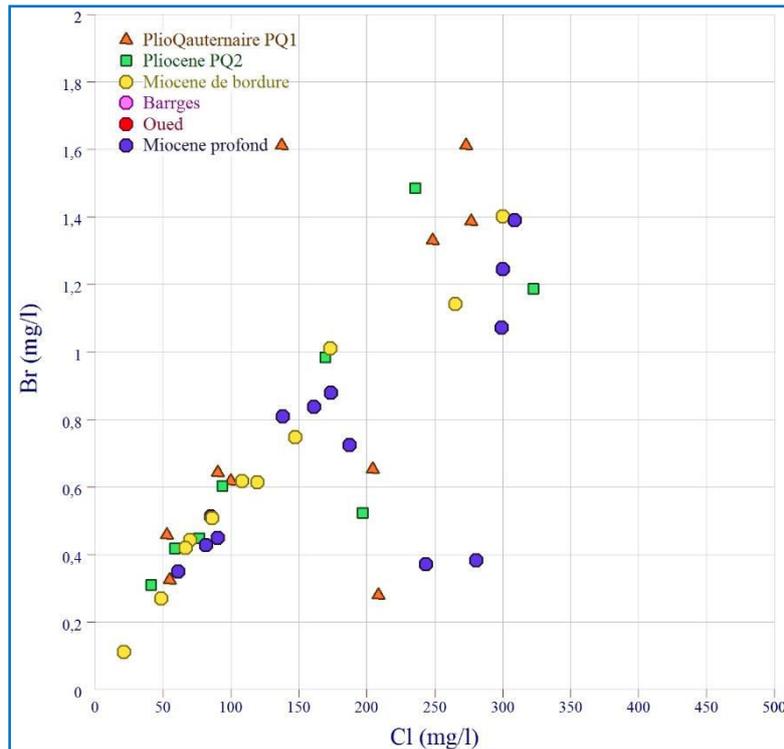


Figure 84 : Corrélation Br/Cl

Le chlorure est utilisé ici comme un traceur conservatif, sa concentration peut provenir de sources météoriques, de la dissolution des évaporites ou de mélanges avec des eaux connectées (Edmunds et al, 2003).

Le rapport Br/Cl, en raison du caractère conservé en solution aqueuse des deux éléments, est en général utilisé pour déterminer l'origine des chlorures et les sources de salinité des eaux naturelles. Comparé au rapport marin, il permet de préciser le processus de concentration (dilution des saumures marines, dissolution d'évaporites, évaporation...) des ions chlorures (Edmunds et al., 1992; Fontes et al, 1992; Louvat et al, 1999). En effet, les rapports massiques inférieurs à $3,5 \cdot 10^{-3}$ (rapport marin) caractérisent des saumures secondaires résultant de la dissolution de la halite (Fontes et al, 1992; Louvat et al, 1999) ou l'oxydation de Br^- en Br_2 durant les orages pour les faibles concentrations de chlorures. Les rapports supérieurs à $3,5 \cdot 10^{-3}$ indiquent une dilution de saumures marines primaires au stade précipitation de l'halite ou le lessivage de matière organique (Barbecot, 1999).

Nous avons représenté le rapport Br/Cl en fonction des chlorures sur la figure 85. La dispersion des points indique clairement des origines différentes de la salinité, comme cela a été démontré précédemment.

Les eaux proches de la surface du sol sont généralement les plus affectées par les phénomènes d'évaporation. Dans la plaine de Foussana, ce sont les eaux prélevées des puits de surface ainsi

que celles des grés affleurant qui seraient les plus évaporées. Le rapport Cl/Br est utilisé ici pour classer les concentrations sur les axes d'évaporation et de dissolution (Fontes *et al*, 1989).

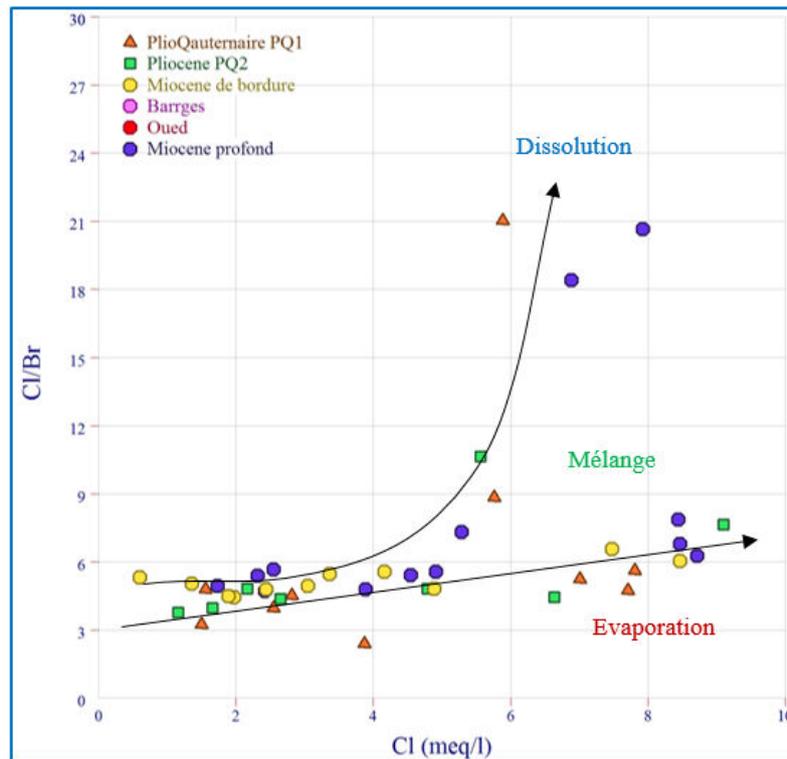


Figure 85 : Relation entre la teneur en Cl (meq/l) et le rapport Cl/Br dans les eaux de la cuvette de Foussana.

La silice (SiO₂)

La silice provient essentiellement des minéraux silicatés tels que les feldspaths et les plagioclases. Sous un climat froid, elle est peu soluble et sa mise en solution se fait avec un temps de séjour élevé. Elle constitue donc un traceur d'acquisition lente dans le réservoir. Elle provient des roches à minéraux silicatés (grés, conglomérats, argiles, roches cristallines et cristallophylliennes, calcaires à silex et à épontes marneuses) et des sols. Leur mise en solution est très lente. La présence de silice caractérisera des eaux qui ont séjourné longtemps en contact avec des roches à minéraux silicatés, donc à transit lent.

L'étude de la teneur en silice dans les différentes eaux constitue un complément indispensable à la compréhension de l'évolution spatiale des teneurs liées à l'augmentation du temps de séjour des eaux dans l'aquifère.

Les teneurs en silice sont comprises entre 14,35mg/l et 22,6 mg/l pour l'ensemble des eaux souterraines de la plaine de Foussana.

Les faibles teneurs en SiO₂ caractérisent essentiellement les eaux de la nappe du Plio-Quaternaire et certains échantillons de la nappe de grés. Ceci peut s'expliquer soit par un

parcours moins long de l'eau dans l'aquifère et surtout pour les grés de bordures ou la nappe est proche de la surface, soit par un léger mélange des eaux souterraines avec les eaux superficielles étant donnée leur communication à travers les failles.

Par contre, les fortes teneurs en SiO_2 trouvent leur explication dans un très lent processus d'écoulement souterrain. C'est le cas des eaux de la nappe des grés de la zone effondrée (nappe captive).

On note aussi des teneurs importantes en SiO_2 de la nappe phréatique au Sud Est de la plaine, peut être en liaison avec la remontée des eaux anciennes de l'aquifère des grés vers la surface.

2.7. Les apports anthropiques

Le développement de l'agriculture, par la fertilisation et la protection des cultures, a introduit depuis ces dernières années divers éléments dissous dans les eaux souterraines dépassant parfois largement les normes actuelles de potabilité. Les nitrates et, dans une moindre mesure, sulfates, chlorures, sodium et potassium font partie du cortège d'éléments pouvant être associés à une pollution diffuse d'origine agricole.

Les concentrations en nitrates de la zone d'étude varient entre 0 et 200 mg/l pour le premier niveau aquifère. Ces concentrations dépassent les 115 mg/l pour le deuxième niveau aquifère et atteignent les 100 mg/l pour les nappes de grés montrant que tous les niveaux sont atteints par une pollution agricole sévère.

Les zones de bordure ainsi que le premier niveau aquifère qui se caractérisent par une bonne perméabilité sont beaucoup plus exposés à la pollution, car les ions nitrate s'infiltrent rapidement et on y enregistre des teneurs dépassant 50 mg/l.

Au contraire, dans la zone de faible perméabilité située à côté la zone effondrée, les teneurs enregistrées sont plus faibles et ne dépassent pas 30 mg/l, car le toit argileux protège la nappe d'une infiltration rapide des eaux récentes et peut induire la présence d'un milieu réducteur.

L'absence de nitrates (0 mg/l) est généralement associée aux eaux anciennes issues des formations carbonatées profonds et rejoignant la nappe du Miocène de la partie effondrée.

Les nitrates étant le meilleur indicateur de pollution anthropique des eaux souterraines, nous avons cherché à comparer les teneurs en sulfates, chlorures et sodium + potassium en fonction de cet indicateur (Fig. 86, 87 et 88) pour essayer d'en déduire leurs origines (naturelle et/ou anthropiques).

Les sulfates sont les composés les plus fréquemment utilisés sur les cultures fruitières pour la protection (lutte contre l'oïdium) ou avec les engrais (les sulfates d'ammoniaque 21% de N et 60 % de SO_4 et sulfates de potassium 50 % de K_2O et 45 % de SO_4 , soit une utilisation directe

des fumures des animaux). Sur la figure 86, les sulfates et les nitrates ne montrent pas de corrélation évidente, excepté peut être pour quelques forages du Plio-Quaternaire autour des concentrations de 600 mg/L pour les sulfates et supérieures à 50 mg/L pour les nitrates. Dans la mesure où ces points correspondent à des puits situés à côté des zones irriguées avec des vergers de pommiers, où l'arboriculture domine largement, on peut supposer que localement une partie des sulfates est d'origine anthropique et augmente significativement les teneurs. Toutefois sur l'ensemble du système cet apport s'avère négligeable par rapport à l'incidence des évaporites comme l'indique un coefficient de corrélation NO_3/SO_4 de 0,25 (voir Annexe.).

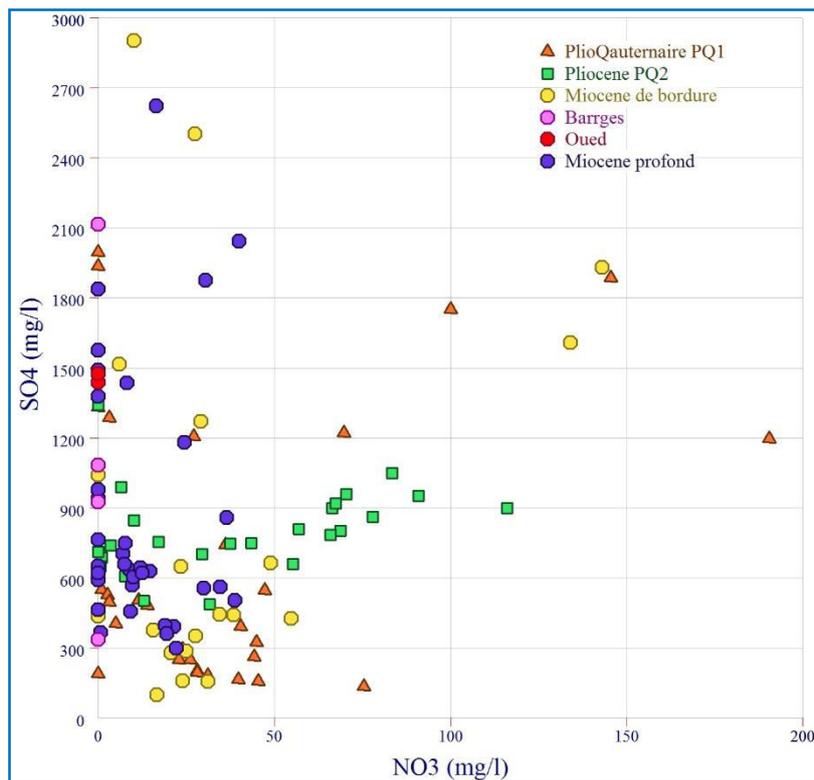


Figure 86 : Relation entre sulfate et nitrate des eaux souterraines (mg/L)

Sur les figures 87 et 88 aucune corrélation évidente n'apparaît. Quelques tendances à une augmentation concomitante des concentrations pour quelques points pourraient tout simplement dues à l'influence de l'évaporation. Globalement les apports anthropiques en Cl et Na+K paraissent négligeables comparés aux apports naturels (étudiés plus haut) comme l'indique les coefficients de corrélation NO_3/Cl et NO_3/Na respectivement de 0,03 et 0,19 (voir annexes).

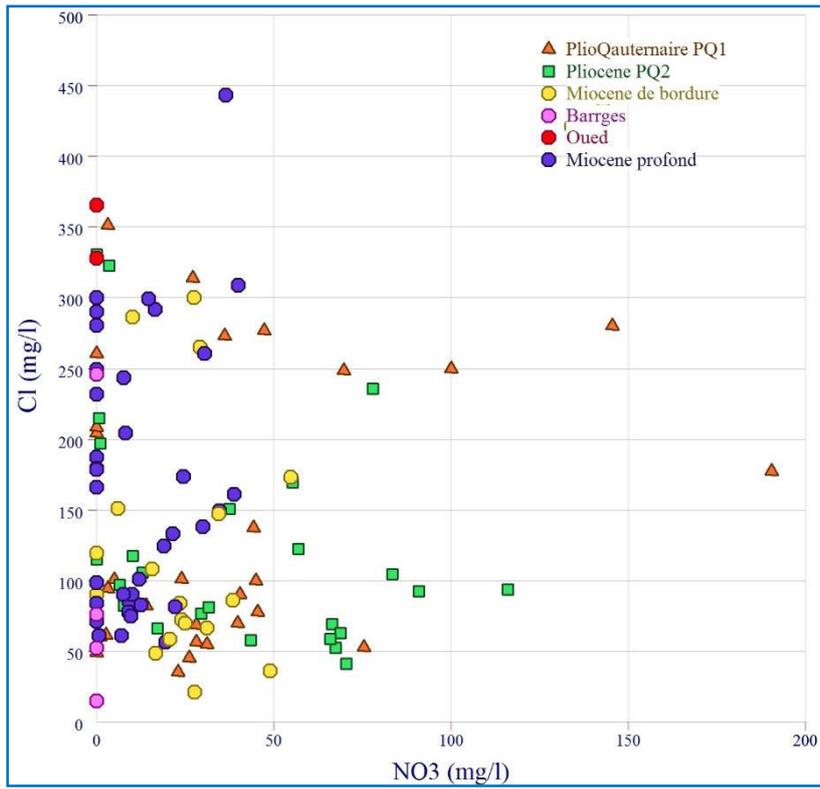


Figure 87 : Relation entre chlorure et nitrate des eaux souterraines (mg/L)

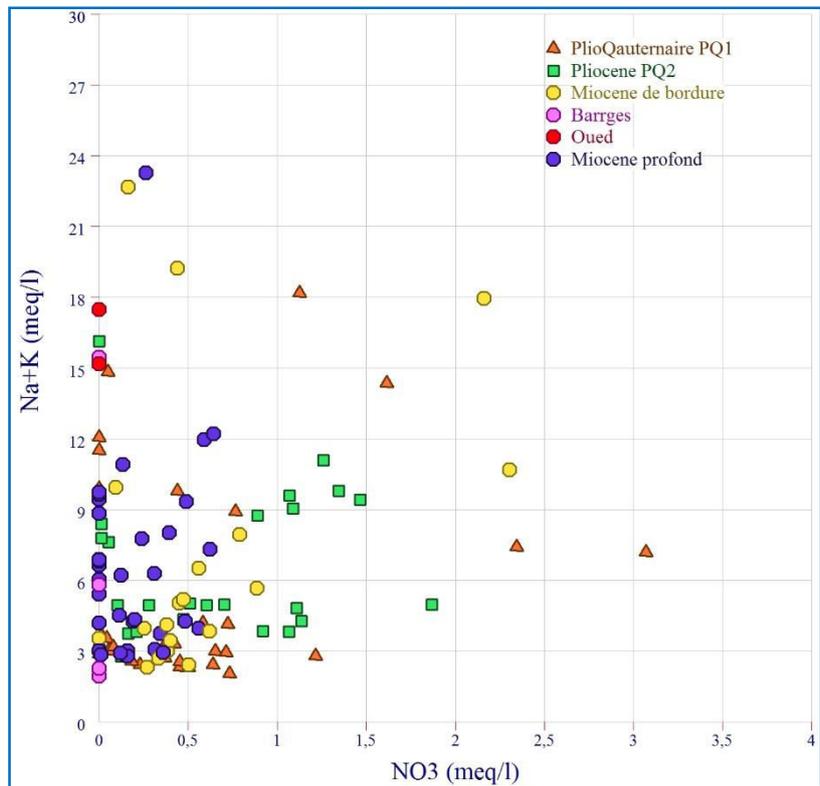


Figure 88 : Relation entre (Sodium + Potassium) et nitrate

2.8. Analyse Statistique Multivariable

Les études hydrochimiques des systèmes d'eaux souterraines ont mis fortement l'accent sur les variations dans les caractéristiques physiques et chimiques des eaux souterraines, aussi bien dans le temps que dans l'espace. Une approche classique de l'interprétation des variables hydrochimiques tient compte de variables hydrochimiques limitée à interpréter les processus hydrochimiques et classer les faciès hydrochimiques en utilisant diverses méthodes graphiques telles que les diagrammes de Piper (1944), de Stiff (1951) et Schoeller-Berkaloff (1962). Une approche nouvelle comprend les techniques statistiques multivariées qui aident les méthodes classiques courantes de l'interprétation de variables hydrochimiques. Ces techniques statistiques multivariées sont les meilleures et souvent la seule solution efficace pour analyser une grande masse d'informations générées à partir des données hydrochimiques des eaux souterraines (Join *et al.* 1997). Au cours de la dernière décennie, l'application de ces techniques a donné de bons résultats dans l'interprétation des processus hydrochimiques divers (Ruiz *et al.*, 1990; Voudouris *et al.*, 2000; Meng & Maynard, 2001; Papatheodorou *et al.*, 2007).

Dans cette étude, à la fois l'analyse en composantes principales (ACP) et l'analyse hiérarchique ascendante (HCA) ont été réalisées afin de mieux contraindre l'interprétation des données en utilisant le logiciel d'analyse statistique XLSTAT, 2016 (version d'essai).

2.8.1. Les nappes du Plio-Quaternaires PQ1 et PQ2

Analyse en Composantes Principales (ACP)

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) est une méthode d'analyse statistique de données multidimensionnelles. Cette méthode a été utilisée en France par (Bakalowicz 1979 ; Mudry et Blavoux .1986 ; Blavoux et Mudry. 1986 ; Mudry.1987 ; Razack et Dazy.1990) pour le traitement des données hydrochimiques des aquifères karstiques sur des variables centrées et réduites. De même, Faillat (1986), Onugba (1990), Mbonu (1991) et El Tayeb (1993) l'ont utilisé dans le cadre des études du comportement hydrochimique des aquifères d'altérites fissurés ou sédimentaires en Afrique tropicale. En effet, cette méthode permet de rechercher les relations entre les variables chimiques et de regrouper celles qui présentent un comportement semblable afin d'avoir une idée sur l'évolution du chimisme des eaux souterraines.

L'objectif de cette analyse étant de décrire ou de classer les données pour permettre l'interprétation du fonctionnement hydrochimique de l'aquifère, une analyse en composantes principales a été réalisée dans le but d'orienter l'étude hydrochimique. En effet, l'étude des ressemblances entre les différents échantillons et les liaisons entre les variables permettent de mettre en évidence les associations existant entre les différentes variables et l'existence éventuelle de sous populations.

L'Analyse en Composantes Principales a été faite sur 10 paramètres physico-chimiques provenant de l'analyse d'eaux échantillonnées sur l'ensemble de la zone d'étude. Ceci afin de mettre en évidence les associations entre les différentes variables et l'existence éventuelle de sous-populations. Une matrice de corrélation de 10 paramètres présente des corrélations fortes et positives très intéressantes des eaux du PlioQuaternaire (PQ1 et PQ2) (tab. 7).

Tableau 7: Représentativité des axes factoriels des eaux du PlioQuaternaire

	Axe Factoriel 1	Axe Factoriel 2	Axe Factoriel 3
Valeurs Propres	6.074	1.270	1.122
% Variance exprimée	60.743	12.698	11.222
% de Variance exprimée Cumulée	60.743	73.441	84.664

L'analyse de la matrice de corrélation permet de retenir les éléments corrélés deux à deux avec un coefficient de corrélation (r) significatif. On remarque que la conductivité électrique est parfaitement corrélée aux chlorures, aux sulfates, au sodium, au magnésium, et au calcium, les coefficients de corrélation étant respectivement 0.77 ; 0.96 ; 0.85 ; 0.95 et 0.88. La minéralisation est donc liée essentiellement aux sulfates et chlorures ainsi qu'aux autres éléments. Les sulfates, les chlorures, le calcium, le magnésium et le sodium participent de manière importante à la minéralisation totale des eaux. Les coefficients de corrélation de ces éléments sont respectivement de 0.97 ; 0.77 ; 0.9 ; 0.94 et 0.82.

Les chlorures sont corrélés aux sulfates ($r=0.6$) et les sulfates sont corrélés au sodium ($r=0.76$), au magnésium ($r=0.934$) et au calcium ($r=0.92$). Ceci laisse penser que ces éléments peuvent avoir une origine commune. Cette origine serait liée à la nature du réservoir. En effet, l'activité anthropique liée à l'agriculture peut avoir une influence notoire, du fait que les agriculteurs utilisent fréquemment des produits chimiques à base de sulfates comme le sulfate de potassium, le sulfate d'ammoniaque et le sulfo-phosphate d'ammoniaque. On constate également que le calcium est bien corrélé avec le magnésium ($r=0.88$) ; ce qui témoigne d'une même origine liée à la nature du réservoir et aux phénomènes d'échange de bases.

Tableau 8: Matrice de corrélations sur les analyses globales des eaux du PlioQuaternaire.

Variables	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	TDS	c25°C
Cl ⁻	1	0.035	0.612	-0.270	0.738	0.213	0.727	0.598	0.730	0.768
NO ₃ ⁻		1	0.259	-0.211	0.188	-0.090	0.200	0.229	0.277	0.245
SO ₄ ²⁻			1	-0.044	0.757	0.190	0.934	0.919	0.973	0.962
HCO ₃ ⁻				1	-0.202	0.079	0.053	-0.059	-0.087	-0.098
Na ⁺					1	0.418	0.727	0.548	0.818	0.845
K ⁺						1	0.121	0.006	0.203	0.219
Mg ²⁺							1	0.888	0.939	0.948
Ca ²⁺								1	0.905	0.885
TDS									1	0.988
c25°C										1

L'analyse en composantes principales des données physico-chimiques réalisée à partir de 10 paramètres pour 58 échantillons de la nappe de PlioQuaternaire montre que le premier axe (F1) exprime 60.74% de la variance totale et le deuxième, 12.7%. La somme de ces deux grandes valeurs propres étant égale à 73.44% (Tab.8), elle indique ainsi que la représentation plane de la distribution spatiale des individus contient 73.44% de l'information totale donnée par les mesures ; elle est donc très significative pour observer le comportement global des échantillons. Néanmoins, nous avons aussi considérés l'axe F3 pour pouvoir mettre en évidence les autres tendances des échantillons et avoir des projections de bonne qualité (>70%). Les trois premiers axes factoriels (F1, F2, F3) expriment près de 84% de la variance totale, ce qui est très significatif pour faire la classification et étudier les tendances et corrélations qui peuvent exister entre les paramètres pour mieux en déduire les mécanismes d'acquisition de la minéralisation dans le milieu.

La projection des variables sur le plan factoriel F1 x F2 (fig.89) montre que le facteur F1 est le plus important. Il contrôle à lui seul environ 61% de l'inertie du nuage des points représentatifs des échantillons et regroupe au pôle positif la majorité des variables en présence la conductivité électrique (CE), la minéralisation totale (TDS), les ions Ca²⁺, Cl⁻, Mg²⁺, Na⁺ et les ions SO₄²⁻. Le regroupement de ces variables autour de l'axe F1 montre que l'axe factoriel exprime la source principale de minéralisation de l'eau dans l'aquifère.

Les éléments qui définissent ce facteur proviennent d'une longue durée de mise en solution suite au contact «eau-roche». Ces éléments qui présentent des variations continues sur de longues périodes caractérisent la minéralisation de l'eau dans son encaissant. La forte corrélation qui existe entre ces différentes variables et leur proximité dans le cercle de communauté montrent que la mise en solution de ces différents ions est régie par le même

phénomène qui est l'hydrolyse. En effet, l'hydrolyse étant un processus lent, il revient que le facteur F1 rende compte des conditions d'acquisition du chimisme de l'eau. Le facteur F1 exprime donc le phénomène de minéralisation-temps de séjour. Le regroupement de la majorité des variables soutenues par la minéralisation totale (MT), autour de cet axe montre l'influence de l'altération-hydrolyse dans la mise en solution des ions.

L'axe F2 qui exprime 12.7 % de la variance est essentiellement défini par les bicarbonates qui opposent les nitrates. Cette opposition traduit la part de l'infiltration et la géochimie du carbone en solution dans l'acquisition de la minéralisation.

L'évolution opposée de HCO_3^- et du NO_3^- est expliquée par l'influence des conditions d'équilibre acido-basique sur la chimie des eaux souterraines essentiellement l'évolution des carbonates et des nitrates. En fait, plus le milieu est basique, plus la solubilité du CO_2 est importante produisant du HCO_3^- instable donnant à leurs tours du CO_3^{2-} . Ces derniers vont s'associer avec le calcium pour précipiter des carbonates.

Le NO_3^- est produit à la surface du sol puis entraîné, avec les eaux d'infiltration en profondeur dans les nappes phréatiques. La présence des composés azotés dans les eaux des nappes phréatiques, témoigne d'une pollution organique issue de la dégradation complète ou incomplète de la matière organique par les microorganismes dans les couches superficielles du sol. Le NO_3^- est un bon indicateur des apports superficiels. Le facteur F2 exprime donc une pollution organique d'origine anthropique.

L'axe F3 contrôlant 11.22 % d'informations, discrimine davantage les 2 sources de minéralisations déjà identifiées. Dans le plan factoriel F2 x F3, l'opposition du groupement Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Mg^{2+} à celui du Cl^- , Na^+ confirme que la production des ions composant ces deux sous-groupes est dominée respectivement par l'apport superficiel et l'interaction eau-roche.

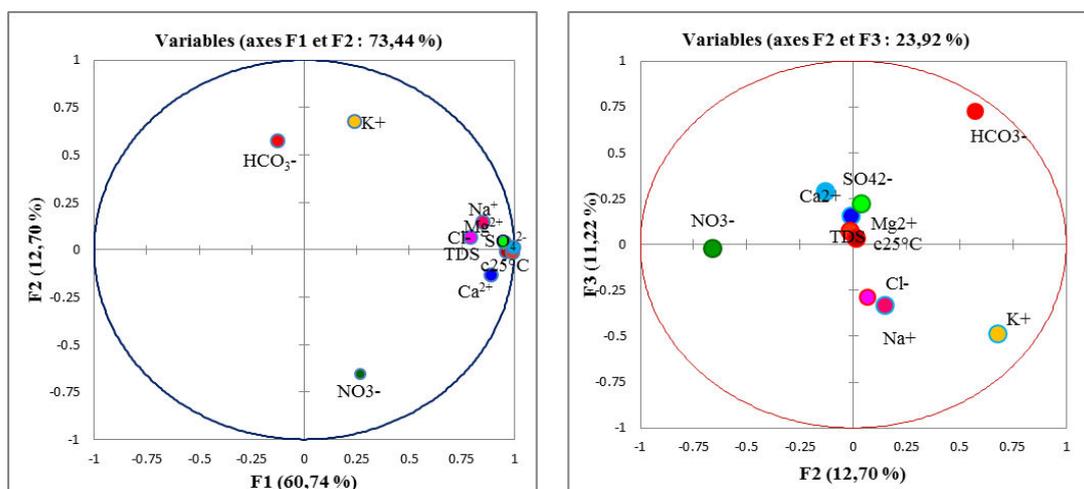


Figure 89 Projection des variables sur les plans factoriels F1 x F2 et F2 x F3.

La représentation graphique dans l'espace des unités statistiques du plan factoriel F1-F2 (Fig.90) met en évidence trois principaux regroupements des points d'eau.

La classe 1 contient les eaux fortement minéralisées. Ces points d'eau correspondent aux forages du premier niveau aquifère PQ1 situé au centre de la plaine. Ces eaux sont riches en sulfates, calcium, chlorures et en bicarbonates.

La classe 2 regroupe les eaux moyennement minéralisées. Elle renferme l'ensemble des points du deuxième niveau aquifère du PlioQuaternaire PQ2. Ces forages sont caractérisés par des teneurs plus aux moins importante des teneurs en NO_3^- .

La classe 3 contient les eaux faiblement minéralisées du premier niveau aquifère situés aux bordures du bassin et qui reçoivent une alimentation importante soit directement par les eaux de pluie soit par communication avec les niveaux du miocène adjacents.

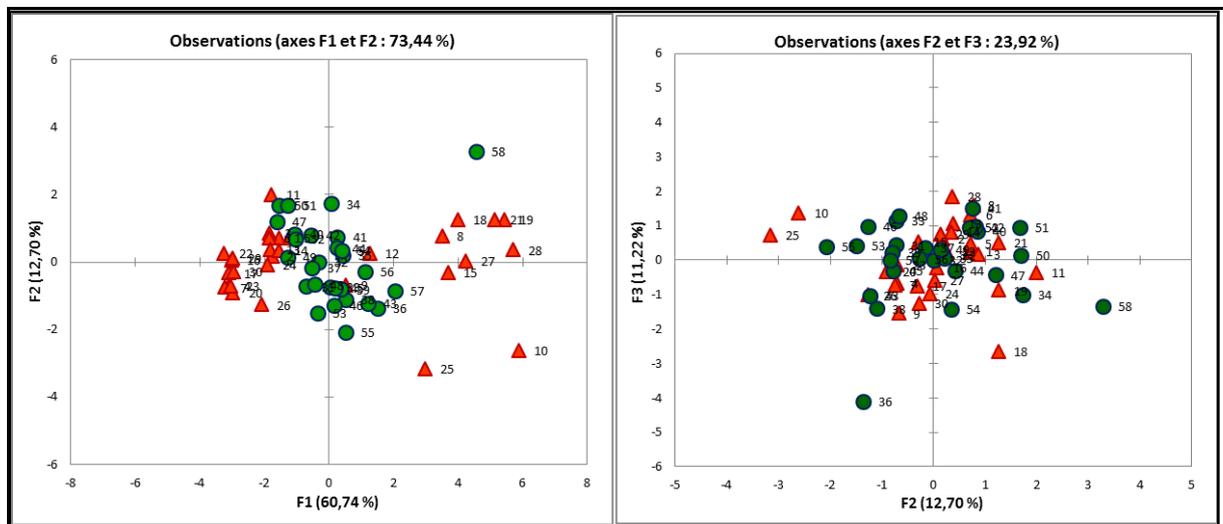


Figure 90 : Projection des individus sur le plan factoriel (F1 x F2) et (.F2 x F3).

Analyse hiérarchique ascendante (HCA)

Selon Davis (1986), l'analyse hiérarchique ascendante (HCA) est une technique de classification hiérarchique des données qui est largement appliquée dans les sciences de la Terre (DAVIS, 1986), et qui est souvent utilisée dans la classification des données hydrogéochimiques (Steinhorst et Williams, 1985; Schot & Van Der Wal, 1992; Ribeiro & Macedo, 1995; Güler *et al.*, 2002).

Le principal résultat du HCA effectuée sur les 24 échantillons d'eau souterraine est le dendrogramme (Fig. 91).

Pour cette étude, la distance euclidienne a été choisie comme la mesure de distance, ou mesure de similarité entre les sites d'échantillonnage. Les sites de prélèvement avec la plus grande similitude sont d'abord regroupés (Cloutier *et al.*, 2008).

Ensuite, des groupes d'échantillons sont joints avec un mécanisme de couplage, et les étapes sont répétées jusqu'à ce que toutes les observations aient été classées (Cloutier et al., 2006). Dans cette étude, dans ce regroupement quatre groupes ou familles d'eau ont été distingués, chacun représentant une qualité d'eau.

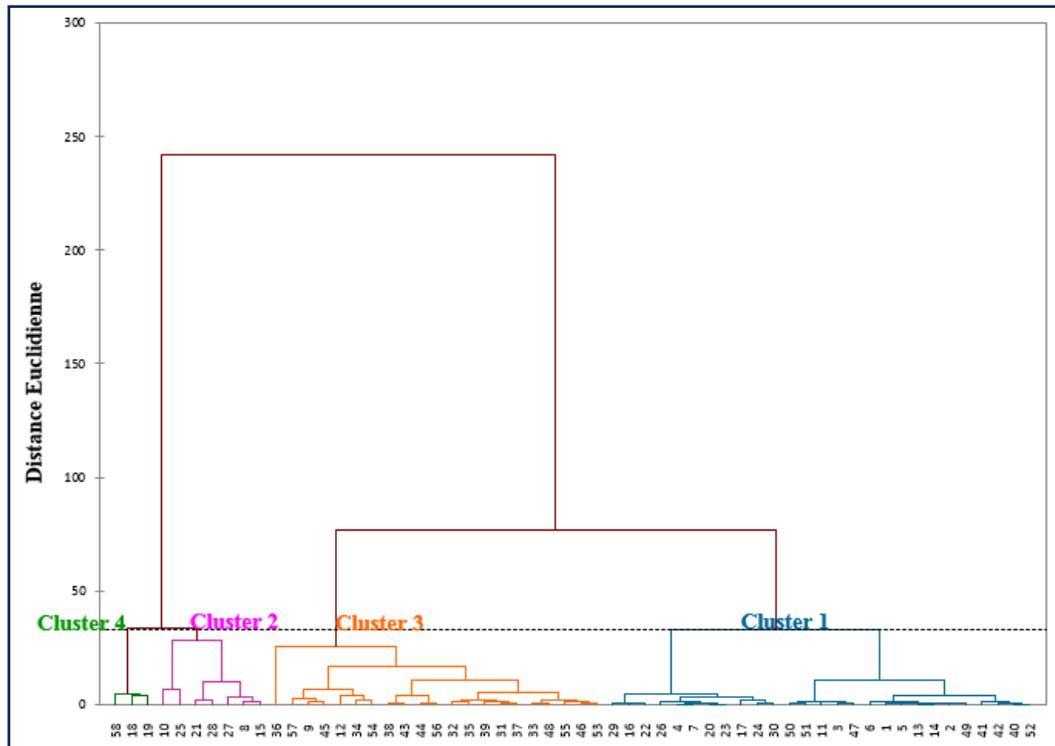


Figure 91: Dendrogramme des eaux du PlioQuaternaire (les noms des observations sont mentionnés au tableau des données chimique de l'annexe)

L'observation du dendrogramme appliquée aux 58 échantillons de la nappe de PlioQuaternaire révèle quelques indications sur le niveau de similitude entre les quatre groupes (Fig. 91). Les échantillons provenant du cluster 3 et cluster 1 sont liés aux deux autres clusters 2 et 4 à une distance élevée (240), ce qui indique que les échantillons des deux premiers clusters sont géochimiquement distincts de celles des deux autres clusters. Les eaux des groupes (ou clusters) 2 et 4 ont la plus faible distance de liaison entre eux, et donc, ont la plus grande ressemblance par rapport au deux autres groupes.

Cluster 1

Vingt-sept échantillons sont groupés sous ce cluster qui caractérise les eaux dont la salinité (en mg/l) est modérée ($602 < \text{TDS} < 1500$). Ca^{2+} est le cation dominant tandis que SO_4^{2-} et HCO_3^- sont les anions dominants. Par conséquent ce groupe correspond au faciès Ca-SO₄-HCO₃. Ils correspondent aux échantillons prélevés à proximité des zones de recharge à savoir les oueds ainsi que les reliefs de bordures.

Cluster 2

Sept échantillons (échantillon n° 8, 10, 15, 21, 25, 27 et 28) sont classés dans ce cluster qui caractérisent les eaux à minéralisation très élevée (TDS > 2000 mg/l). Ces échantillons correspondent essentiellement aux échantillons prélevés du premier niveau aquifère et qui sont situés à proximité de la zone évaporatoire d'où l'influence de l'effet de l'évaporation sur l'augmentation de la salinité dans ce secteur.

Na⁺ et Ca²⁺ sont les cations dominants, le Magnésium montre une augmentation de ces teneurs. Le chlorure (Cl⁻) est également abondant contrairement dans les deux autres clusters en dominant les bicarbonates et avec les sulfates (SO₄²⁻), ils forment les anions majoritaires de ce groupe. Par conséquent, les membres de ce groupe correspondent au faciès Na-Ca-Mg-SO₄-Cl-HCO₃.

Cluster 3

Ce groupe comprend 21 échantillons qui caractérisent les eaux à minéralisation moyenne (1500 < TDS < 2000 mg/l). Ils correspondent aux échantillons prélevés de la nappe du Pliocène PQ2. Cette dernière est en communication avec le premier niveau du PlioQuaternaire surjacent. Dans ce groupe le cation dominant est le Ca²⁺ suivi par le Na⁺ tandis que SO₄²⁻, Cl⁻ et HCO₃⁻ sont les anions dominants. Par conséquent ce groupe correspond au faciès mixte Cl- SO₄-HCO₃-Ca-Na.

Cluster 4

Ce groupe comprend 3 échantillons (18, 19, 58) qui caractérisent les eaux à minéralisation de l'ordre de 3000 mg. Dans ce groupe on note la dominance des cations Na⁺ sur les Ca²⁺, on note aussi l'augmentation des teneurs des chlorures par rapport aux autres clusters. Le faciès de ce groupe sera SO₄-Cl-Na-Ca.

2.8.2. La nappe des grès de Miocène

Corrélations entre les éléments

On présente la matrice de corrélation des variables sous la forme de celle de Pearson ([Swan et Sandilands, 1985](#)). On considère les coefficients de corrélation supérieurs à 0,7 comme significatifs tandis que ceux compris entre 0,5 et 0,7 sont moins significatifs ([Adams et al., 2001](#)). Dans l'optique d'une interprétation peu contrainte, les corrélations supérieures à 0,3 ont été prises en considération et sont reportées dans le tableau 9. Bien que ces dernières valeurs de corrélation soient très faibles et donc très peu significatives, nous pensons qu'elles peuvent nous aider à vérifier certaines hypothèses que nous avons faites. À la lumière des arguments donnés par toutes les méthodes qui précèdent, on va interpréter chaque axe par un phénomène qu'il met en évidence.

- la conductivité électrique (CE) est fortement corrélée avec la TDS, le calcium, les chlorures, les sulfates, le magnésium, et assez bien corrélée au sodium ;
- le calcium est bien corrélé avec les sulfates, les chlorures, le sodium et le magnésium ;
- le magnésium est corrélé avec les sulfates, les chlorures et le sodium.
- le sodium est corrélé aux sulfates et chlorures.

La limite principale des matrices de corrélation provient du manque de lisibilité lorsque le nombre de paramètres est élevé, de même, il est très difficile d'avoir une vision synthétique de l'ensemble, ce qui oblige au recours à l'ACP centrée réduite pour le traitement de cette masse importante des données.

Tableau 9: Matrice de corrélations sur les analyses globales des eaux souterraines de la nappe des Grès de Miocène du bassin de Foussana.

Variables	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	TDS	c25°C
Cl ⁻	1	0.302	0.674	-0.186	0.764	-0.282	0.731	0.704	0.751	0.796
NO ₃ ⁻		1	0.079	-0.173	0.143	-0.253	0.162	0.159	0.192	0.165
SO ₄ ²⁻			1	-0.160	0.858	-0.118	0.909	0.943	0.983	0.966
HCO ₃ ⁻				1	-0.095	-0.008	0.044	-0.245	-0.161	-0.107
Na ⁺					1	-0.152	0.815	0.737	0.889	0.896
K ⁺						1	-0.184	-0.152	-0.162	-0.174
Mg ²⁺							1	0.851	0.925	0.931
Ca ²⁺								1	0.934	0.930
TDS									1	0.980
c25°C										1

Analyse en Composantes Principales (ACP)

Pour nommer les axes factoriels, nous traçons les cercles de communauté représentant les différents plans factoriels, ici les plans F₁x F₂, F₁x F₃, F₁x F₄, et F₂x F₃ (fig.92). Les facteurs 1 et 2 expriment respectivement 62,59 et 12,66 % de la variance soit 75,25 % et l'importance du facteur 3 est 10,52 % ; elle est de 7,00 % pour le facteur 4.

La figure 4 montre que le pôle de minéralisation est constitué par les descripteurs chimiques suivants : Cl, Na, SO₄, Mg et Ca qui sont en bonne corrélation avec la CE. On observe que l'axe factoriel 1 représente 62,59% de la variance, et il est déterminé par les éléments chimiques associés aux minéraux sodiques du système évaporitiques (Na₂SO₄, NaCl) aussi par les éléments chimiques Mg²⁺, Ca²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, (liés aux évaporites tels que : Mg SO₄, Ca SO₄, CaSO₄ 2H₂O, MgCl₂, CaCl₂). L'ensemble des corrélations significatives observé entre les différents éléments témoigne de l'influence des formations évaporitiques sur le chimisme des eaux souterraines.

On constate aussi une certaine hétérogénéité géochimique dans l'acquisition de la minéralisation car l'examen de l'axe F2 oppose le pôle d'origine anthropique représenté par les nitrates aux autres éléments tels que les bicarbonates qui semblent en bonne partie issus de l'interaction eau-roche.

La signification de l'axe F1 est très similaire à celui de l'axe F1 de l'ACP des eaux du PlioQuaternaire. Par contre, on observe une inversion des axes F2 et F3 entre les eaux de la nappe du Miocene et les eaux du PlioQuaternaire.

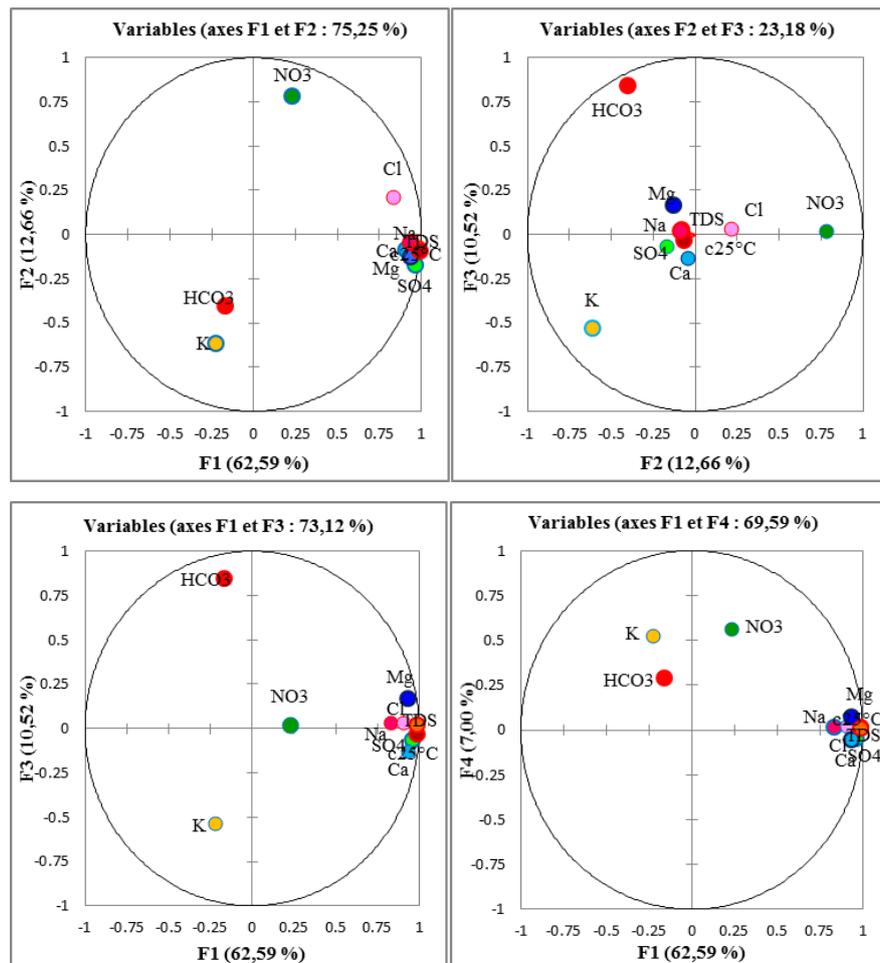


Figure 92 : ACP des eaux de la nappe des Grés de Miocène.

La projection des individus sur le plan factoriel 1 x 2 suggère trois classes d'eau (fig.93).

La classe 1 comprend, logiquement sur la partie positive de l'axe F1, elle regroupe les échantillons les plus minéralisés de la région, eaux de la nappe, d'oued (bleu) et du barrage (rose).

Leur conductivité est comprise entre $3000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et $5400 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Ces valeurs relativement fortes sont dues en partie à la richesse de ces eaux en magnésium, sulfates et chlorures.

Ces eaux de la partie captive (en vert) circulent difficilement, donc elles ont un long temps de séjour, d'où leur très bonne minéralisation. Cette classe est caractéristique de l'axe F1 : elle existe quel que soit l'axe que l'on croisera avec l'axe F1 mais très écartée, son ordre interne varie. Pour les eaux de surface c'est essentiellement l'évaporation qui joue un rôle important dans l'augmentation de minéralisation de ces eaux.

Ensuite, la classe 2 (en rouge) est située au centre des deux axes. Elle est composée d'eaux moyennement ou peu minéralisées pauvres en alcalins et en nitrate, qui circulent rapidement dans des milieux moins confinés.

Enfin, la classe 3 renferme des eaux moyennement ou faiblement minéralisée elle aussi (en jaune). Elle englobe les eaux de miocènes affleurant de bordure dont les eaux circulent dans les milieux libres parfois nitrates ou dans des milieux semi confinés en relation avec la nappe du PlioQuaternaire. Les eaux de ce niveau sont diluées et rajeunies par l'infiltration directe des eaux de pluie.

Les deux forages Anesse Guerhazi et Hedi Selmi qui se distinguent du reste du groupe par leur richesse en sulfate et en nitrate montre que ces eau ont acquis une pollution anthropique suite à l'utilisation excessif des engrais chimiques

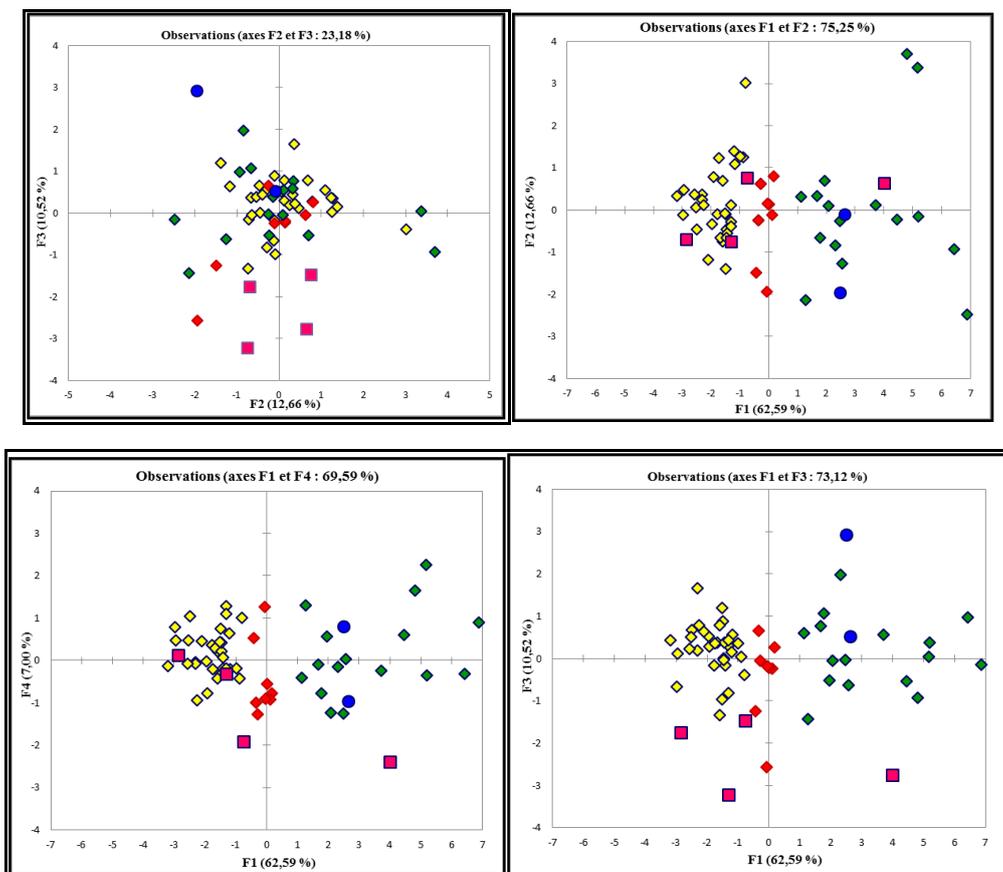


Figure 93 : Projection des individus sur le plan factoriel (F1 x F2) et (.F2 x F3) (F1 x F3) (F1 x F4).

Classification ascendante hiérarchisée

Au vu de ces différentes analyses, la classification ascendante hiérarchisée des données physico-chimiques a été réalisée à partir de 10 paramètres présentant une meilleure corrélation entre eux. La classification ascendante hiérarchisée réalisée montre trois grandes familles (Fig.94). On distingue :

- la famille (F1) renferme le plus grand nombre de forages. Cette famille d'eau regroupe d'une part, les eaux les moins minéralisées représentant les échantillons prélevés aux environs des zones de bordures aussi à proximités des cours d'eau, et d'autre part, les eaux moyennement minéralisées représentant les eaux échantillonnées dans les zones où le gradient hydraulique est relativement faible mettant ainsi en relief un processus de minéralisation.
- la famille (F2) est constituée par les eaux fortement minéralisées représente les eaux de la partie captive. Ces eaux montrent bien l'influence des processus d'interaction eau-roche et temps de résidence sur l'augmentation de minéralisation de ces eaux.
- la famille F3 rassemble à la famille 2 et représente des eaux minéralisées échantillonnées des niveaux semi confinés, montrant le processus de l'hydrolyse dans l'acquisition de la minéralisation des eaux au cours de leurs infiltrations.

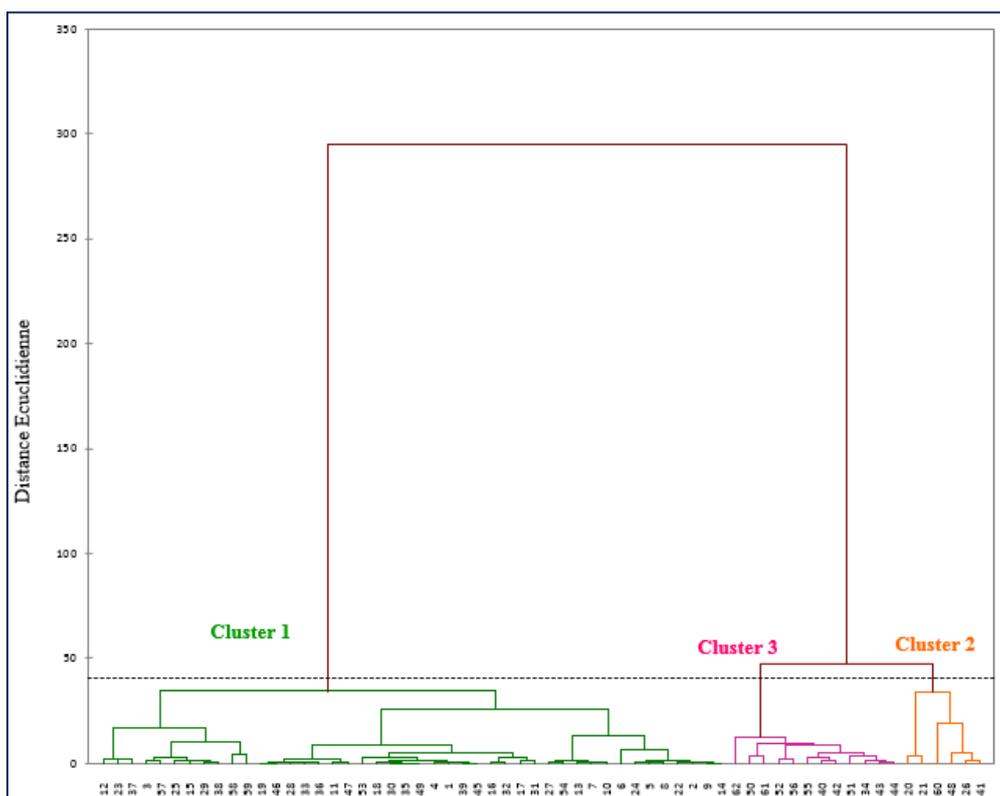


Figure 94 : Dendrogramme des eaux du Miocène.

3. Conclusion

Le bassin d'effondrement de Foussana formé par le jeu de failles de direction NW-SE constitue une fosse subsidente comblée de dépôts Mio-Plio-Quaternaires à caractère continental. Il comporte plusieurs niveaux aquifères constitués par les niveaux PlioQuaternaires et les grès du Miocène. Ces deux ensembles présentent des intercommunications latérales le long des failles de bordure et par drainance le long de l'axe de la fosse matérialisé par l'oued El Hatab.

Les facteurs principaux qui contrôlent la composition des eaux souterraines sont la nature lithologique des formations traversées, le temps de transit souvent associé à la profondeur de la nappe. Les eaux sont relativement chargées (entre 1.5 et 5 g/L). Ces eaux sont en général du type majoritairement sulfaté. Ce faciès est acquis lors du transit des eaux à travers les formations triasiques du côté du Djebel Bireno. Il est renforcé par la drainance verticale à travers les couches intercalaires évaporitiques qui donne aux eaux d'origine carbonatée de bordure une dominance sulfatée. La configuration hydrogéochimique des systèmes aquifères est compliquée par les origines hétérogènes ainsi que les mélanges des eaux.

Les résultats ont montré que la minéralisation totale des eaux souterraines de la zone d'étude augmente généralement de l'amont vers l'aval et du Sud Est vers le Nord Est. Cette évolution permet de confirmer le rôle important du temps de séjour des eaux au sein du réservoir favorisant la mise en solution de certains minéraux et par conséquent l'accroissement de la salinité.

L'examen détaillé des diagrammes et des différentes corrélations établis entre les concentrations en éléments majeurs a montré que l'acquisition de la charge saline des eaux souterraines résulte principalement de l'interaction des eaux avec les formations encaissantes. La dissolution des minéraux évaporitiques à savoir, l'halite et le gypse et/ou l'anhydrite est à l'origine des concentrations relativement importantes en sodium, en chlorure, en calcium, en magnésium et en sulfate. L'évaporation participe également de manière significative, en particulier dans les formations superficielles du centre de la plaine.

En outre, plusieurs phénomènes secondaires ont été mis en évidence comme le processus de dédolomitisation et les échanges de base. Le premier, lié à la dissolution du gypse et la précipitation concomitante de la calcite augmente significativement les concentrations en magnésium.

Les phénomènes d'échanges ioniques sont présent en particulier dans les niveaux plus profonds, et jouent dans les deux sens (Na/Ca ou Ca/Na), le remplacement du sodium par le

calcium, sur les surfaces chargées des argiles, est sans doute favorisé par les fortes concentrations en Ca liées à la dissolution du gypse. Localement, en particulier dans les niveaux superficiels (PQ1) un apport de cations est également possible du fait de l'hydrolyse des argiles. Enfin, en plus de ces processus naturels de la minéralisation, la pollution d'origine anthropique liée aux pratiques agricoles mal contrôlées, se traduit par des concentrations en nitrate, parfois très élevées. Elle peut également jouer, localement, un rôle significatif dans l'apport d'autres éléments tels que les sulfates dans les eaux souterraines du bassin de Foussana.

Globalement la nature et l'évolution chimique des eaux s'accordent avec le schéma hydrogéologique précédemment défini.

L'étude de l'évolution du chimisme des eaux du système aquifère par l'analyse statistique vient une fois de plus éclairer de manière substantielle sur l'origine des différentes eaux de la nappe. Au-delà de la confirmation qu'elle donne sur l'évolution des faciès des eaux évoquée dans le diagramme de Piper, cette étude a permis d'avoir une distribution plus précise des différents faciès chimiques des eaux de la nappe que le diagramme de Piper. Et surtout l'utilisation couplée des ions majeurs et la minéralisation totale dans l'ACP a apporté un plus quant à l'affinité existant entre les différents éléments chimiques de l'eau du système aquifère.

CHAPITRE 5 : HYDROLOGIE ISOTOPIQUE

1. Introduction

L'utilisation des isotopes lourds dans le cadre de cette étude, vise à une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique du système aquifère du bassin de Foussana. L'étude se focalisera principalement sur l'origine des eaux et le mode de recharge du système aquifère. L'étude hydrochimique dans le chapitre précédant s'est appesantie essentiellement sur la question de l'origine de la minéralisation et les principaux mécanismes responsables de la composition chimique de l'eau, en liaison avec l'hydrodynamisme du système. Dans ce qui suit, on utilisera l'approche isotopique, qui est basée sur le traçage des isotopes (oxygène-18 et deutérium) du milieu, de la molécule de l'eau.

En effet, ces deux isotopes apportent une réponse sur l'origine des eaux et sur le mode de recharge auquel est soumis le système aquifère. Ainsi, ces deux approches complémentaires, constituerait un outil fondamental d'aide à la décision dans la gestion durable de la ressource en eau dans la cuvette de Foussana.

L'étude des isotopes de la molécule d'eau dans les eaux souterraines par des chercheurs et des équipes de recherches tels que : [Craig \(1961\)](#) ; [Dansgaard \(1964\)](#); [Fontes \(1976, 1979, 1982, 1985\)](#) ; [Blavoux \(1978\)](#) ; [Fritz et Fontes \(1980\)](#) ; [Aranyossy, 1989](#), [Allison et al., \(1983\)](#) [Allison et hudghes, 1983](#), [Allison, 1998](#)) ; a montré combien l'utilisation de ces isotopes pour la compréhension de l'origine et de l'évolution de différentes eaux au sein d'un aquifère est indispensable. L'utilisation des isotopes de la molécule de l'eau est donc devenue un outil fondamental dans les études hydrologiques et hydrogéologiques. En effet, elle permet de déterminer l'origine et parfois la période d'infiltration d'une eau souterraine par le fait que sa composition isotopique traduit généralement celle de la recharge efficace, si les espèces isotopiques n'ont pas subi de fractionnement induit par l'évaporation partielle avant ou pendant l'infiltration. ([Fontes 1976a](#)).

Les isotopes stables ^{18}O et ^2H sont les plus utilisés. En effet, ils sont présents en faibles concentrations dans toutes les eaux naturelles et sont des bons traceurs pour l'analyse du cheminement de l'eau. Leur utilisation permet de mettre en évidence, outre son origine, à la fois les processus d'évaporation subis par l'eau, son transit de au sein de l'aquifère et d'identifier les phénomènes de mélange d'eau d'origine différente.

2. Etudes des teneurs en isotopes des eaux souterraines du bassin de Foussana

2.1. Echantillonnages et analyses

Trois campagnes d'échantillonnage et de mesures sur le terrain ont été réalisées tout au long de la cuvette de Foussana entre Mars Avril 2010, Mai 2011, décembre janvier et avril 2012. Des points représentatifs ont été prélevés pour chacun des niveaux aquifères. L'ensemble des échantillons a fait l'objet d'analyses en isotopes stables. Ces échantillons ont été prélevés de telle sorte qu'ils représentent toutes les formations aquifères et permettent de mettre en évidence les relais hydrogéologiques existant dans les différentes unités hydrogéologiques. Les mesures des teneurs en isotopes stables ont été faites par un spectromètre laser (LGR) au Laboratoire de Radio Analyses et Environnement de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax. Les mesures sont exprimées en pour mille par rapport au standard international SMOW (Standard Mean Ocean Water) avec une incertitude analytique de $\pm 0,1\%$ pour l'oxygène-18 et $\pm 1\%$ pour le deutérium (Lis, 2007)

Pour cette étude, nous avons effectué 124 analyses d'eaux. Sur l'ensemble des ouvrages qui ont été échantillonnés, cinquante-quatre (54) forages captent la nappe des grés d'âge Miocène contre vingt-sept (27) pour le deuxième niveau aquifère du Pliocène, trente-cinq (35) pour le premier niveau aquifère du PlioQuaternaire, 4 prélèvements des barrages et deux prélèvements au sein de l'oued el Hatab une en amont et l'autre au centre. L'échantillonnage couvre presque la totalité de la zone d'étude.

2.2. L'oxygène-18 et le deutérium dans les eaux du bassin de Foussana

L'oxygène-18 et le deutérium, isotopes stables de la molécule d'eau, sont régulièrement utilisés comme des traceurs environnementaux pour l'étude des eaux souterraines. La variation des teneurs en ^{18}O et en ^2H dans les eaux est liée essentiellement aux phénomènes de condensation, d'évaporation et aux réactions d'échanges isotopiques (eau/gaz essentiellement et éventuellement eau/encaissant si les températures sont élevées. La variation de la composition isotopique des eaux souterraines est un indicateur très utile pour la détermination de l'origine et la nature de la ressource (Faure, 1986). Ces isotopes peuvent également nous informer sur les processus du mélange des eaux de différentes origines (Sacks and Tihansky, 1996).

La contrainte principale rencontrée lors du traçage des eaux souterraines par les isotopes stables de la molécule d'eau correspond à l'absence d'un suivi des teneurs isotopiques des eaux de

précipitation locale. Ces teneurs sont indispensables pour comprendre la relation entre les eaux souterraines et les eaux des précipitations qui constituent la fonction "Entrée" au système aquifère. Dans ce cas, il est plus utile d'utiliser les données isotopiques des précipitations du secteur le plus proche à la zone d'étude. Au cours de la présente étude on a utilisé les données isotopiques de la station GNIP la plus proche de notre zone d'étude, à savoir celles de la station de Sfax appartenant au réseau (GNIP: 6075000) de l'AIEA et la plus proche de la zone d'étude (250 Km).

Les eaux du système aquifère de Foussana présentent des teneurs isotopiques très variables dans l'espace avec des endroits où les eaux sont enrichies en isotopes lourds. Ainsi, les valeurs de deutérium obtenues sont comprises entre -56,18 ‰ et 30,44‰ vs SMOW. Les teneurs de ces eaux en oxygène-18 varient de -8,83‰ à 8,55 ‰ vs SMOW. Cette grande variation dans la composition isotopique témoigne de la complexité des mécanismes associés à la recharge des eaux souterraines dans la région.

2.2.1. PlioQuaternaire PQ1

Les eaux du premier niveau aquifère PQ1 se caractérisent par des teneurs relativement élevées en isotopes lourds. Les moyennes sont de -6,57 ‰ vs SMOW pour l'oxygène-18 et de -42,53 ‰ vs SMOW pour le deutérium. Ces valeurs sont dans la « fourchette » des précipitations locales actuelles. Dans le détail, les teneurs en isotopes stables des eaux du PlioQuaternaire diffèrent d'un secteur à un autre. Les valeurs les plus enrichies ($-4,97 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -7,25$ ‰ vs SMOW et $-34,61 \leq \delta^2\text{H} \leq -39,07$ ‰ vs SMOW) sont obtenues dans ce niveau aquifère (Fig. 95).

Ces teneurs témoignent d'une recharge actuelle par les eaux des pluies tombant sur le bassin de Foussana et d'un phénomène d'évaporation qui affecte les eaux de ce niveau surtout dans la zone évaporatoire où le niveau de la nappe à cet endroit est proche de la surface.

Les puits de surface Dalbouchi Smida 1 et Dalbouchi Smida 2 situés aux piedmonts est du Djebel Semmama (1314 m) se caractérisent par des valeurs en isotopes stables les plus appauvries de la nappe du PlioQuaternaire PQ1 ($-7,89 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -7,75$ ‰ vs SMOW et $-57,62 \leq \delta^2\text{H} \leq -54,41$ ‰ vs SMOW), Ces valeurs peuvent être mises en relation avec l'altitude des précipitations des eaux rechargeant la nappe.

En conclusion on peut dire que l'hétérogénéité des valeurs en isotopes stables obtenue pour la nappe du PlioQuaternaire PQ1 serait due à la variabilité spatiale temporelle de la recharge de ce niveau aquifère d'une région à une autre, d'une part, et au phénomène d'évaporation qui peut affecter les eaux à des faibles profondeurs, d'autre part. En effet, dans la zone évaporatoire de

la partie médiane de la cuvette de Foussana, on enregistre les plus fortes teneurs en salinité et en isotopes stables.

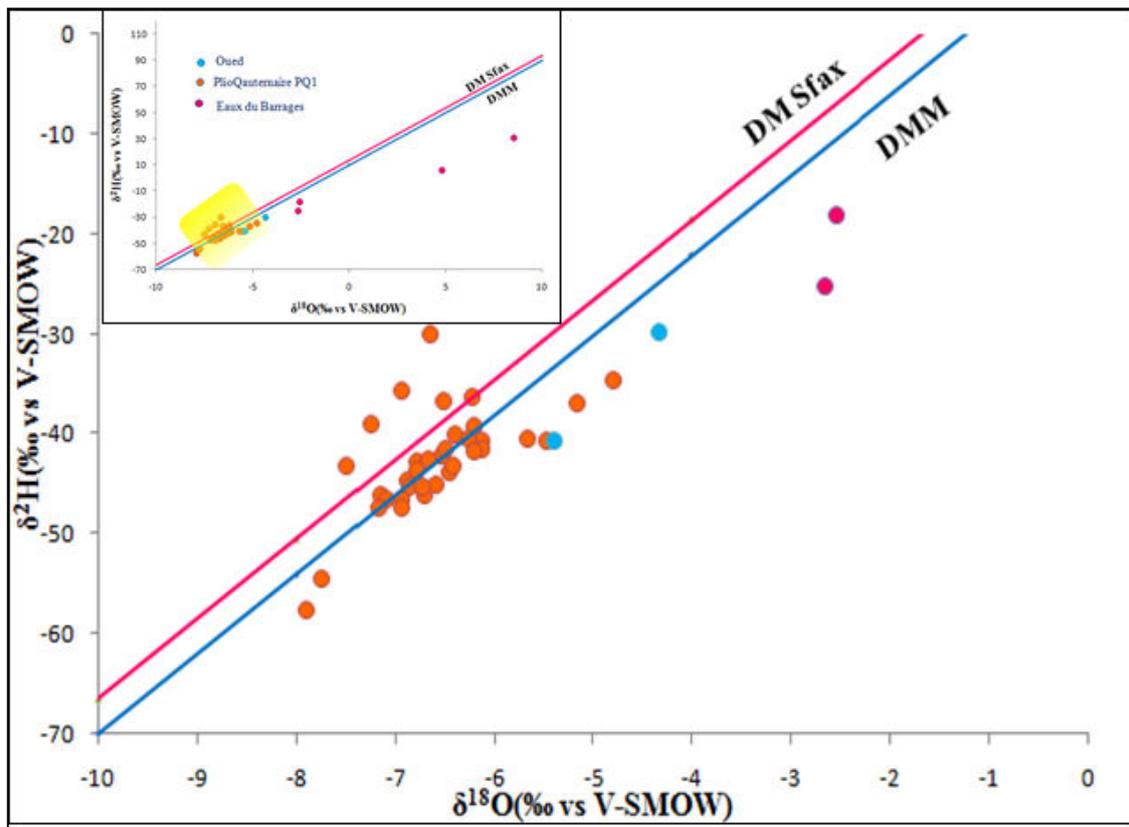


Figure 95 : Diagramme oxygène-18/ Deutérium des eaux du PlioQuaternaire PQ1 du bassin de Foussana

2.2.2. Pliocène PQ2

Les teneurs moyennes enregistrées au niveau de la nappe du Pliocène PQ2 sont de l'ordre de $\delta^{18}\text{O} = -6,97 \text{ ‰ vs SMOW}$ et $\delta^2\text{H} = -44,96 \text{ ‰ vs SMOW}$. Dans le détail, les teneurs en isotopes stables des eaux du Pliocène PQ2 sont plus appauvries que les eaux du niveau PQ1. L'intervalle des valeurs obtenues est $-7,72 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -6,04 \text{ ‰ vs SMOW}$ et $-52,58 \leq \delta^2\text{H} \leq -41,22 \text{ ‰ vs SMOW}$ (Fig.96

Certains échantillons de ce niveau aquifère montrent d'une part des valeurs très appauvries en isotopes stables suggérant deux possibilités pour les expliquer : une communication avec des eaux plus appauvries et peut être plus anciennes provenant des niveaux des grés sous-jacents à travers les failles ou une recharge directe ou indirecte d'eau issues de zones de plus haute altitude. D'autre part, comme nous l'avons vu précédemment ce deuxième niveau aquifère PQ2 reçoit localement des eaux issues du premier niveau aquifère PQ1 ce que traduirait l'enrichissement des teneurs isotopiques de certains échantillons.

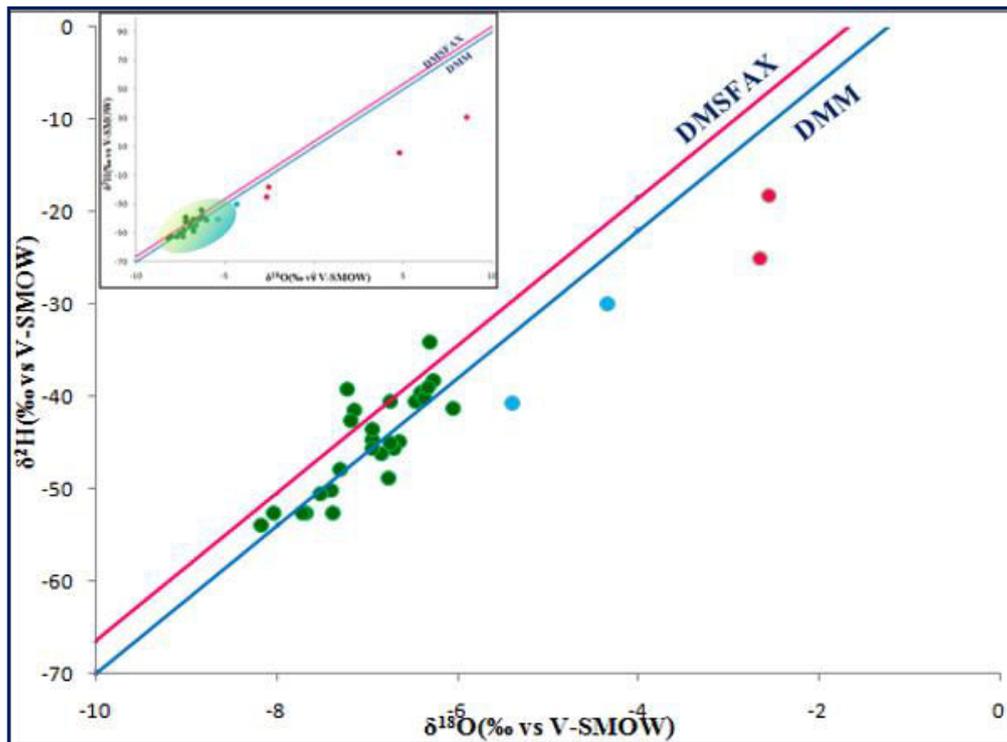


Figure 96 : Diagramme oxygène-18/ Deutérium des eaux de Pliocène PQ2 du bassin de Foussana.

2.2.3. Miocène

Les eaux de la nappe miocène se caractérisent par des teneurs moyennes égales à $-7,37$ ‰ vs SMOW pour l'oxygène-18 et à $-46,77$ ‰ vs SMOW pour le deutérium. Les teneurs en isotopes stables des eaux du Miocène montrent une large variation ($-8,83 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -6,03$ ‰ vs SMOW et $-56,18 \leq \delta^2\text{H} \leq -41,85$ ‰ vs SMOW) (Fig.97).

L'appauvrissement de ces eaux en isotopes lourds par rapport aux autres niveaux aquifères du bassin Foussana, peut encore s'expliquer en termes d'altitude des précipitations ayant contribué à la recharge de la nappe des grés de bordure. Mais on peut également évoquer, comme indiqué plus haut, un effet paléoclimatique essentiellement dans la partie effondrée des niveaux du Miocène ou la nappe est isolée des niveaux aquifères sus-jacents par des couches marno-argileuses.

L'alimentation des grés de bordure est en partie tributaire des apports pluvieux au piedmont des reliefs bordant le bassin, qui présentent des altitudes très importantes à l'Est (Djebel Semmama, 1314 m), au Sud (Djebel Chambi, 1544 m), au Nord (Djebel Biréno 1419 m) et à l'Ouest (Djebel El Hamra, 1365 m). Ces précipitations d'altitude auront tendance à appauvrir les eaux de recharge, mais la forte variabilité des teneurs indique une hétérogénéité spatio-temporelle de cette recharge. On ne peut pas exclure par ailleurs l'influence locale de l'évaporation, même si elle n'est pas évidente sur le diagramme de la figure V.3.

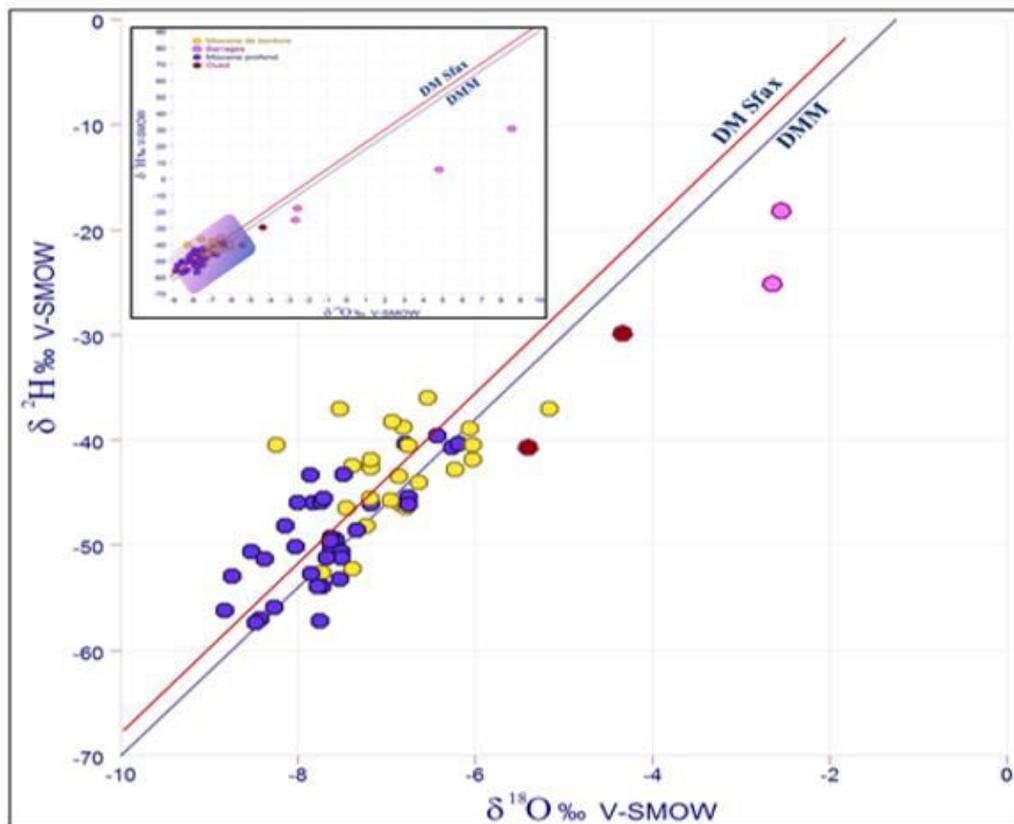


Figure 97 : Diagramme oxygène-18/ Deutérium des eaux de Miocène du bassin de Foussana.

2.2.4. Eaux de surface

Les analyses ont porté sur les eaux des barrages collinaires et de l'oued el Hatab. Au total, on dispose de 6 mesures sur les eaux de surface qui ont été prélevées lors des campagnes de terrain. Ces échantillons proviennent des zones suivantes :

- 1 échantillon sur l'oued el Hatab dans sa partie amont (avril 2012)
- 1 échantillon sur l'oued el Hatab dans sa partie médiane (Mai 2011)
- 4 échantillons prélevés au niveau des Barrages collinaires de la zone d'étude (Avril 2012).

L'eau prélevée sur l'oued el Hatab dans sa partie amont présente les valeurs de -5,4‰ pour l'oxygène-18, et -40,66‰ pour le deutérium. Par contre, l'eau prélevé sur l'oued el Hatab dans sa partie aval présente des valeurs plus enrichies, respectivement -4,34‰ pour l'oxygène-18 et -29,87 ‰ pour le deutérium.

Les compositions isotopiques des eaux de surface donnent une droite d'évaporation de pente 4.6 qui se situe en dessous de la droite météorologique mondiale et qui semble indiquer une valeur d'origine située entre - 6 et - 7 ‰ (Fig. 98).

La composition isotopique en oxygène-18 des eaux des barrages collinaires varie entre -2,65‰ et 8,55‰ Vs SMOW pour l'oxygène-18 et entre -18,17 ‰ et 30.44‰ pour le deutérium. La

valeur la plus enrichie est observée dans l'eau échantillonnée sur le barrage Khanguet Slougui situé en amont de la nappe.

Le peu d'échantillons disponible ne permet pas, d'estimer une valeur moyenne (que l'on peut pondérer avec les volumes des lâchés) des eaux du Foussana qui s'infiltrent à partir des barrages pour atteindre la nappe.

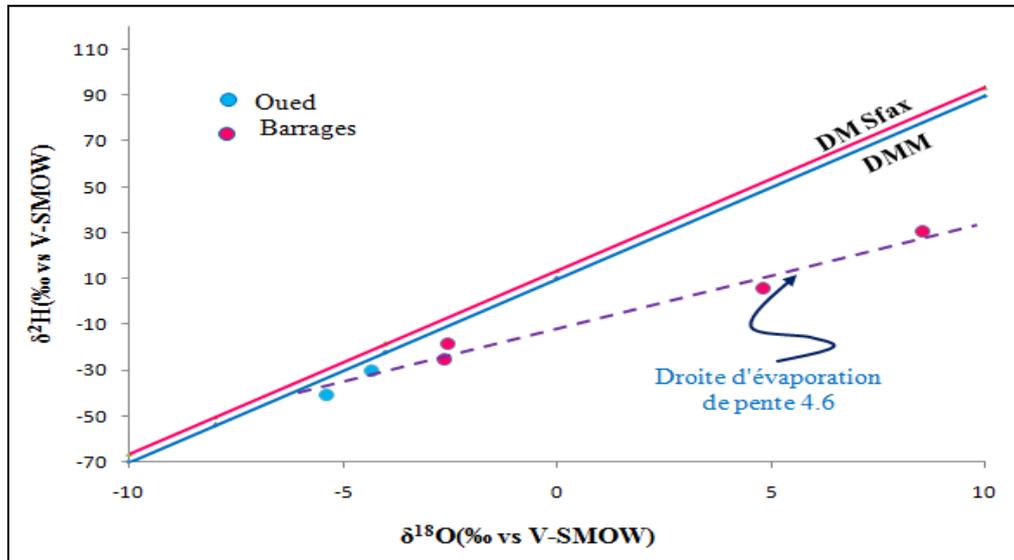


Figure 98 : Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux de surface

3. Origine et modes de recharge des eaux souterraines du bassin de Foussana

3.1. Utilisation du diagramme global $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$

L'ensemble des valeurs de deutérium et d'oxygène-18 obtenues ont été reportées sur le graphique $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 99). Sur ce dernier, il a été également reporté la droite météorique mondiale (DDM) d'équation $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ (Craig, 1961b) et la droite météorique locale de Sfax d'équation $\delta^2\text{H} (\text{‰}) = 8.\delta^{18}\text{O} + 13$ (Abid *et al.* 2010).

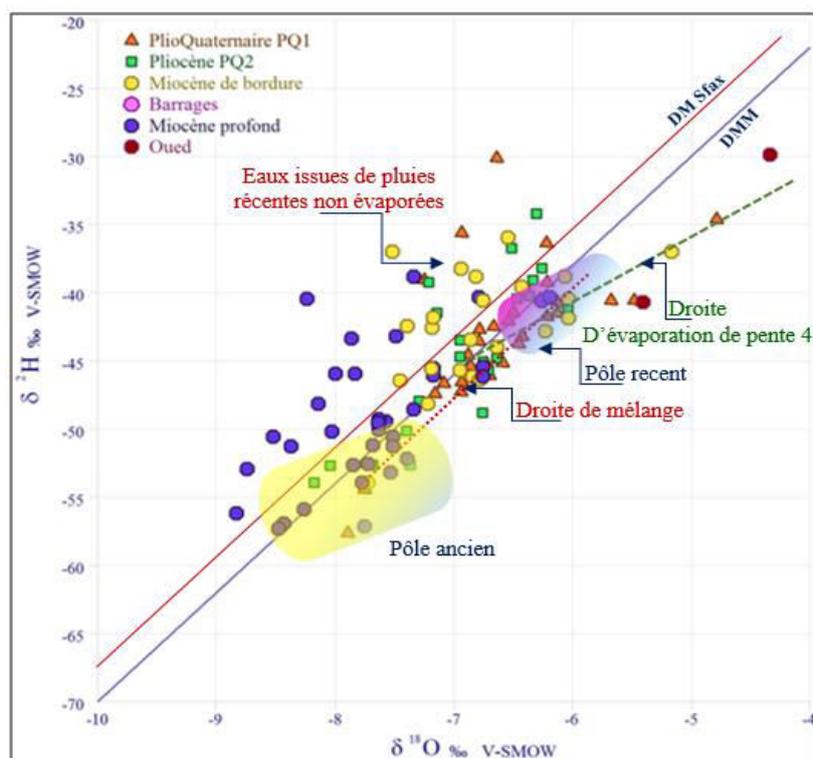
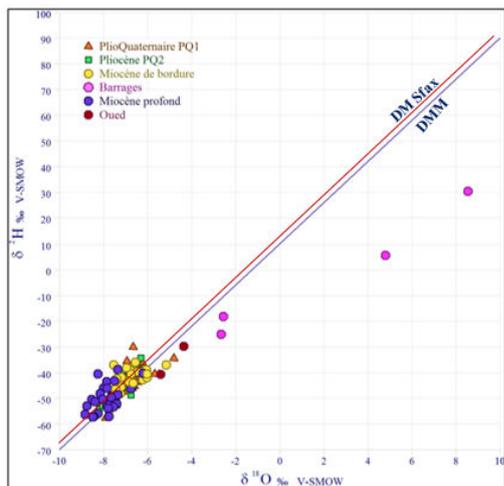


Figure 99: Diagramme $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ des eaux souterraines de la cuvette de Foussana.

La figure 99 montre que les points représentatifs des échantillons se caractérisent par une grande hétérogénéité et se répartissent nettement en dessus et en dessous des deux droites, la droite Météorique Mondiale (DMM) et la droite Météorique locale (DM Sfax). Certains échantillons se positionnent entre les deux droites. Cette large dispersion met en évidence la diversité des origines et mode de recharge des aquifères de la zone de l'étude. L'examen détaillé de

l'emplacement des échantillons d'eaux sur le diagramme $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ permet de distinguer différents groupes d'eaux souterraines.

Le Groupe A rassemble les eaux non évaporées, probablement actuelles et résultant de la recharge récente par les eaux de pluie. Il est formé par un ensemble de points qui se place sur les droites météoriques Mondiale (DMM) et locale (DM Sfax). Il est représenté par les eaux échantillonnées des grés de bordures au Nord et au Sud de la cuvette de Foussana et par les forages du PlioQuaternaire qui reçoivent une alimentation des niveaux des grés avoisinants.

Les forages des grés de bordures se situent au piedmont des reliefs bordant où ils reçoivent une recharge récente par infiltration des eaux de pluie. Les eaux de ces points sont exemptes de toutes traces d'évaporation ce qui témoigne d'une infiltration rapide des eaux de pluie. Ceci est en accord avec les bonnes perméabilités qui caractérisent les grés de bordures ainsi que le premier niveau aquifère du PlioQuaternaire PQ1.

Le groupe B regroupe les eaux souterraines ayant subi un enrichissement très important en ^{18}O par rapport aux échantillons précédents.

Certains échantillons de la nappe des grés situés dans la zone sud de la cuvette de Foussana montrent un enrichissement sous l'effet de l'évaporation. Ce phénomène est favorisé par une infiltration relativement lente des eaux liée à la perméabilité médiocre de l'aquifère dans cette zone. On note la présence de plusieurs passages de niveaux argileux dans la nappe de grés dans la zone sud et Sud-Ouest.

Les eaux de premier niveau aquifère du PlioQuaternaire PQ1 ainsi que certains échantillons du Pliocène PQ2 se distinguent aussi par leur position en dessous des droites météoriques. Ils s'alignent selon une droite de pente 4.67 [$\delta^2\text{H} = 4,67\delta^{18}\text{O} - 11,69$] ($R^2 = 0,93$) caractéristiques du phénomène d'évaporation. Ce dernier processus concerne surtout les points situés aux environs de la zone évaporatoire ainsi que les eaux du deuxième niveau aquifère PQ2 qui sont en communication avec le niveau du PlioQuaternaire sus-jacent. L'évaporation peut avoir lieu soit avant l'infiltration des eaux, dans la zone non saturée soit à travers la zone évaporatoire qui est considérée comme l'exutoire principal du système aquifère du bassin de Foussana.

Le groupe C rassemble les eaux souterraines marquées par la signature isotopique la plus appauvrie.

Elle englobe les eaux de la nappe de grés de la partie effondrée, les eaux des grés de bordure, certains échantillons de la nappe du PlioQuaternaire ainsi que certains échantillons de la nappe de Pliocène.

Les teneurs appauvries en ^{18}O qui correspondent aux grés de la zone effondrée, zone captive de l'aquifère qui paraît isolée de tout apport, échange ou dilution isotopique avec les précipitations

actuelles. Ce « cachet isotopique » appauvri par rapport aux teneurs mesurées dans les eaux actuelles pourrait donc correspondre à des épisodes de recharge plus anciens survenus sous des conditions climatiques plus froides. Ceci sera vérifié avec la mesure des activités carbone-14 dans cette zone.

Pour les grès de bordure grés, l'appauvrissement des teneurs en isotopes stables paraît davantage devoir être relié à un effet d'altitude. Le bassin Foussana s'étend jusqu'à la frontière Tuniso-Algérienne et elle est entourée par des reliefs marqués par les altitudes les plus élevées de la Tunisie (djebel Chambi : point culminant de la Tunisie avec une altitude de 1544m).

Les eaux de la nappe du PlioQuaternaire qui montrent des valeurs appauvries correspondent à des zones situées sur le piedmont du Djebel Semmama et reçoivent très probablement des eaux de pluie récente, issues de zones d'altitude et donc isotopiquement marquées. Les eaux les plus appauvries en isotopes stables, dans cet aquifère, pourraient être aussi le résultat du mélange des eaux de la nappe du Pliocène avec les eaux plus anciennes ascendantes provenant des aquifères sous-jacents (la nappe des grés). Cette hypothèse est supportée par l'existence de plusieurs failles dans la zone d'étude, qui favorisent la communication entre les différents niveaux aquifères (Fig. 99).

En règle générale, la composition isotopique des eaux souterraines reflète la composition isotopique pondérée des précipitations affectant la zone de recharge de l'aquifère. De ce fait, les variations du contenu isotopique des pluies induites par les changements climatiques sont ainsi enregistrées par les eaux souterraines. Il faut disposer donc de critères permettant de montrer que les points situés sous la droite météorique mondiale sont le résultat des précipitations actuelles évaporées ou des précipitations infiltrées dans des conditions climatiques différentes des conditions actuelles, ces eaux anciennes se situant généralement sous la droite météorique.

N'ayant pas pu échantillonner les pluies locales dans le bassin de Foussana, on utilisera comme référence la composition isotopique des pluies à Sfax cette station se trouvant également sous climat semi-aride, mais présentant l'inconvénient de se situer au niveau de la mer.

La composition isotopique moyenne pondérée des pluies de Sfax est de l'ordre de $-4,46\text{ ‰}$ vs SMOW en oxygène 18 et $-24,96\text{ ‰}$ vs SMOW en deutérium. Les teneurs moyennes en oxygène 18 et deutérium des eaux du Miocène ($-7,37\text{ ‰}$ et $-46,77\text{ ‰}$ vs SMOW), sont très inférieures aux teneurs moyennes pondérées des précipitations actuelles. La différence constatée, de l'ordre de 3 ‰ vs SMOW, laisse penser que les eaux de la nappe du Miocène pourraient ne pas résulter des précipitations actuelles évaporées. Ces variations isotopiques traduisent des différences de température de formation des précipitations actuelles et celles qui ont contribué à la recharge

de la nappe du Miocène. Mais elle peuvent provenir soit du gradient d'altitude, soit de la conservation du paléo-signal d'entrée de l'aquifère, révélateur des conditions météorologiques et climatiques qui prévalaient lors de la recharge (effet paléoclimatique). Il est donc nécessaire d'examiner ces 2 effets plus en détail.

3.2. Effet paléoclimatique

D'une façon générale, lorsque les conditions géologiques et structurales de l'aquifère s'y prêtent, les eaux souterraines peuvent constituer de bonnes archives paléoclimatiques, permettant ainsi d'étudier les variations climatiques au cours des époques géologiques. La conservation des variations du signal d'entrée saisonnier dans les aquifères superficiels de nappe libre peut être reconnue, mais se trouve le plus souvent très largement atténuée (Clark & Fritz, 1997).

Par contre, dans les aquifères profonds la mise en évidence d'une mémoire paléoclimatique des dernières glaciations est très fréquente. Ce phénomène a été mis en évidence dans plusieurs études effectuées sur la nappe du Continental Intercalaire de la Tunisie et de l'Algérie (Gonfiantini *et al.* 1974 ; Zouari, 1982 ; Zouari *et al.* 1985; Zouari & Mamou, 1992; Daoud *et al.* 1995 ; Daoud *et al.* 1996; Guendouz & Moulla, 1996; Guendouz *et al.* 1997; Jeribi, 1997; Zouari *et al.*, 1999), et les études récentes effectuées en Tunisie centrale dans le bassin Hadjeb el Aioun-Djelma (Ouda *et al.*, 2000 ; Yermani *et al.*, 2000; Zouari *et al.*, 2003) et dans le bassin de Sbeitla (Dassi, 2004).

En particulier, la transition climatique Tardiglaciaire/Holocène est la plus souvent mise en évidence et ce dans de nombreuses études. Cette transition est marquée par un net appauvrissement des teneurs en isotopes stables entre 10 000 et 20 000 BP qui indique que la recharge de l'aquifère a été effectuée sous un climat (qui correspond à la dernière phase glaciaire ayant affecté toute la planète) plus froid que celui qui règne actuellement dans la région. Quelques valeurs observées dans la nappe profonde peuvent correspondre à celles observées par ailleurs dans les systèmes profonds de Tunisie, mais elles sont du même ordre de grandeur que les précipitations d'altitude actuelles et donc difficiles à discriminer. La présence éventuelle d'une recharge ancienne pour les eaux souterraines de la nappe du Miocène doit donc être confortée par l'étude des activités en carbone-14.

3.3. Altitude de recharge

Les altitudes de recharge des nappes peuvent être estimées au travers des teneurs en isotopes stables. Le signal des eaux infiltrées variant pour une même région en fonction de la température

moyenne du sol donc de l'altitude (Blavoux *et al.* 1995). Ainsi, à partir de la composition isotopique de l'eau à l'exutoire on peut calculer l'altitude moyenne du bassin d'alimentation (Etcheverry et Parriaux, 2000).

Pour situer les teneurs isotopiques des points prélevés dans le contexte isotopique régional, il convient de tenir compte des variations locales avec l'altitude. Cette relation, basée sur la thermo dépendance des teneurs en isotopes stables, fait qu'à mesure que l'altitude augmente les teneurs isotopiques sont de plus en plus appauvries puisque la température moyenne de l'air, et donc de condensation, devient plus faible. Dans le cas général de l'oxygène-18, l'appauvrissement varie de $-0,15$ à $-0,5$ $\delta^{18}\text{O}\text{‰}/100$ m, ce qui correspond à un appauvrissement en deutérium proche de -1 à -4 $\delta^2\text{H}\text{‰}/100$ m (Clark & Fritz, 1997).

Il n'a pas été possible d'échantillonner les pluies de la région pour apprécier la variation locale de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ en fonction de l'altitude. Cependant, Nous avons réuni sur la figure V.6, les teneurs isotopiques en oxygène 18 en fonction de l'altitude des points de prélèvements des eaux des nappes du PlioQuaternaire, du Pliocène et des grés du Miocène affleurant.

Sur ce diagramme, on a éliminé les eaux affectées par les phénomènes d'évaporation, facteur qui altère leurs teneurs en isotopes stables. On obtient ainsi un gradient de $-0,9$ ‰ par 100 m pour ^{18}O (Fig. 100), avec des valeurs de ^{18}O allant de $-6,04$ ‰ pour 627m d'altitude jusqu'à $-7,39$ ‰ vers 800 m. Ce gradient, bien supérieur à la moyenne, confirme que la recharge n'est bien souvent pas locale et influencée pour les 3 aquifères par du ruissellement issu des précipitations d'altitude.

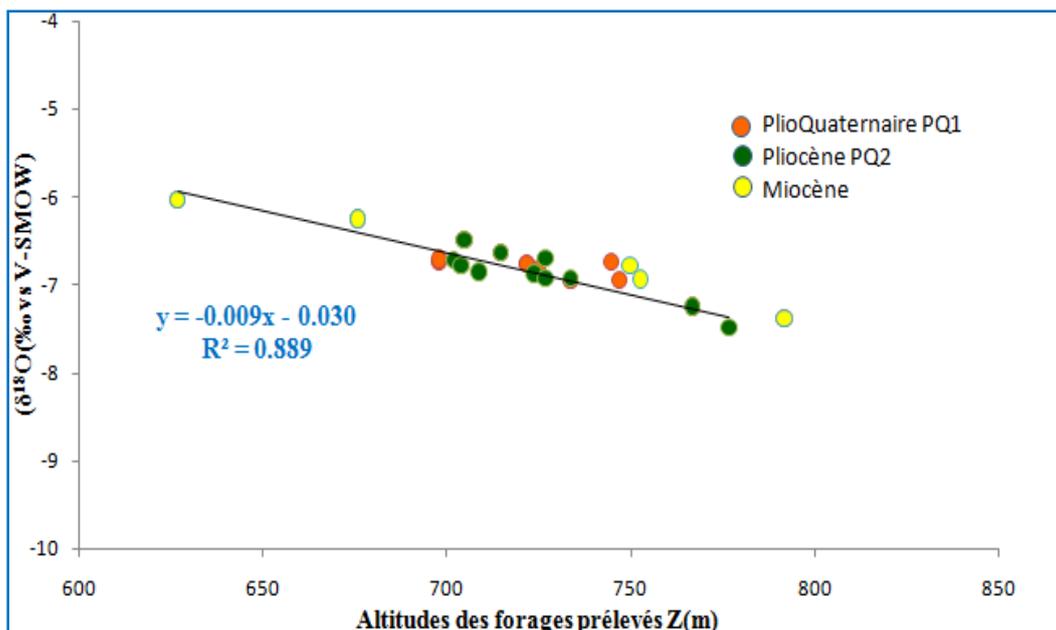


Figure 100 : Relation $\delta^{18}\text{O}$ - Altitudes des eaux du bassin de Foussana

3.4. Corrélation entre teneurs en isotopes stables et teneurs en chlorures

La corrélation entre les teneurs en chlorures et les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ est souvent utilisée pour déterminer l'origine de la minéralisation et ainsi indirectement le cheminement des eaux souterraines. En général, en se basant sur la différence de comportement de ces 2 traceurs, ce genre de graphique permet de discriminer une minéralisation liée à un mélange entre corps d'eau de salinité différente, d'une minéralisation liée à l'évaporation ou encore d'une minéralisation liée à la dissolution des sels. Sur le graphique (Fig. 101) la répartition des points ne révèle pas un mélange entre 2 pôles bien identifiés. Elle met en évidence la complexité des processus qui gouvernent l'acquisition des ions chlorures. La figure 101 montre que les eaux du système aquifère du bassin de Foussana on peut individualiser trois types bien distincts :

Type A: Des eaux qui se chargent en en chlorures avec un enrichissement parallèle, non linéaire, en oxygène-18. Cette catégorie d'eau ayant la signature géochimique d'une eau issue du mélange Elles correspondent aux eaux du niveau PQ1 échantillonnées au voisinage de la zone évaporatoire. Une telle composition isotopique témoigne le rôle important de l'évaporation dans la minéralisation de ces eaux.

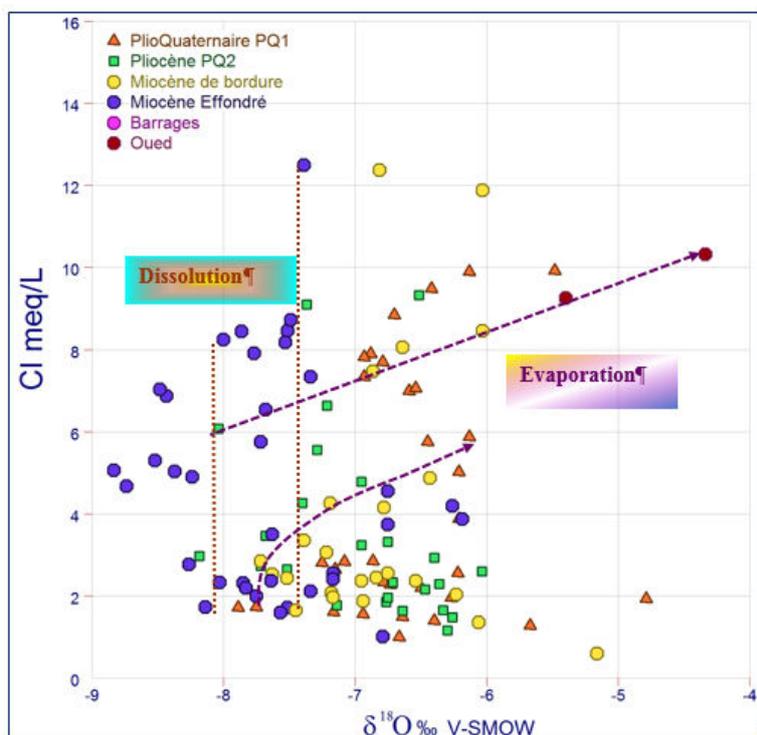


Figure 101 : Relation entre les teneurs en chlorures et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines

Type B: une eau bien homogénéisée dont les teneurs en chlorures varient de 4 à 8 meq/l et avec des valeurs de l' $\delta^{18}\text{O}$ entre -8‰ et -9‰. Ce type d'eau ayant la signature géochimique d'une eau

relativement douce actuelle, correspond aux eaux échantillonnées dans la nappe des grés de bordure nord de la zone d'étude. La signature isotopique de ces eaux correspond à la composition moyenne des précipitations qui ont contribué à leur recharge du fait de leur emplacement aux piedmonts des reliefs de bordure.

Type C: une eau chargée en chlorures mais isotopiquement non évaporée avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre -8‰ et -9‰. Cette dernière catégorie d'eau correspond à la masse d'eau de la nappe des grés échantillonnée dans la zone effondrée de la cuvette. Par conséquent, l'augmentation des teneurs en chlorures résulte essentiellement du phénomène de dissolution.

4. Traçage des eaux souterraines par le tritium

Le tritium, isotope radioactif de la molécule d'eau, se désintègre en émettant un rayonnement β - de faible énergie. Il se trouve à l'état naturel dans l'atmosphère où il est intégré aux molécules d'eau et c'est surtout par le biais des précipitations atmosphériques qu'il pénètre dans le cycle hydrologique.

Les teneurs en tritium naturel des précipitations actuelles sont comprises entre 5 et 10 Unités Tritium (UT). A partir de 1952, les teneurs en tritium des eaux de précipitation ont largement augmenté suite aux activités nucléaires intensives qui se sont poursuivies au cours des années soixante et soixante-dix. Cette augmentation s'est manifestée par une série d'impulsions dont la plus forte a été enregistrée en 1963 (AIEA, 1983). En raison de la désintégration radioactive du tritium, et sa demi-vie de 12,4 ans, les eaux souterraines qui ont été rechargées avant que les tests nucléaires (pré-1952) doivent avoir une teneur en tritium ne dépassant pas 0,65 UT dans les années 90 (Clark et Fritz, 1997) et en dessous des limites de détection à l'heure actuelle. Depuis l'arrêt de ces essais, les teneurs en ^3H montrent une décroissance progressive pour tendre à nouveau vers les teneurs naturelles (Maliki, 2000).

Du fait que sa période de demi-vie est courte (12,43 ans) (Unterweger et al, 1980 ; AIEA, 1981), le tritium permet de dater les eaux des systèmes hydrologiques à temps de transit courts.

Dans le cadre de cette étude, 3 barrages, 12 points de l'aquifère du Plio-Quaternaire PQ1, 9 points de l'aquifère du Pliocène PQ2 et 20 points de l'aquifère de Miocène ont fait l'objet d'analyses en Tritium. Les teneurs en Tritium ont été mesurées par compteur à scintillation liquide suite à un enrichissement par électrolyse des échantillons d'eau. Les analyses ont été faites au Laboratoire de Radio Analyses et Environnement de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax.

Les teneurs en ^3H des eaux souterraines du système aquifère de la cuvette de Foussana, varient de 0 à 3 UT pour les eaux souterraines et de 3.5 à 6.5 UT pour les eaux de surface, témoignant

de l'existence de différentes périodes de recharge. Les valeurs sont reportées sur la figure V.10. Les eaux ayant des teneurs en tritium inférieures à 0,20 UT (limite de détection) suggèrent vraisemblablement la présence d'une recharge pré-nucléaire. Toutefois, les eaux qui se caractérisent par des concentrations en ^3H supérieures indiquent soit une recharge post-nucléaire, qui a alimenté les nappes par les pluies tritiées des années 1960 à 1980, soit une recharge contemporaine provenant des précipitations des deux dernières décennies soit encore un mélange entre ces deux types de recharge (Fig.102).

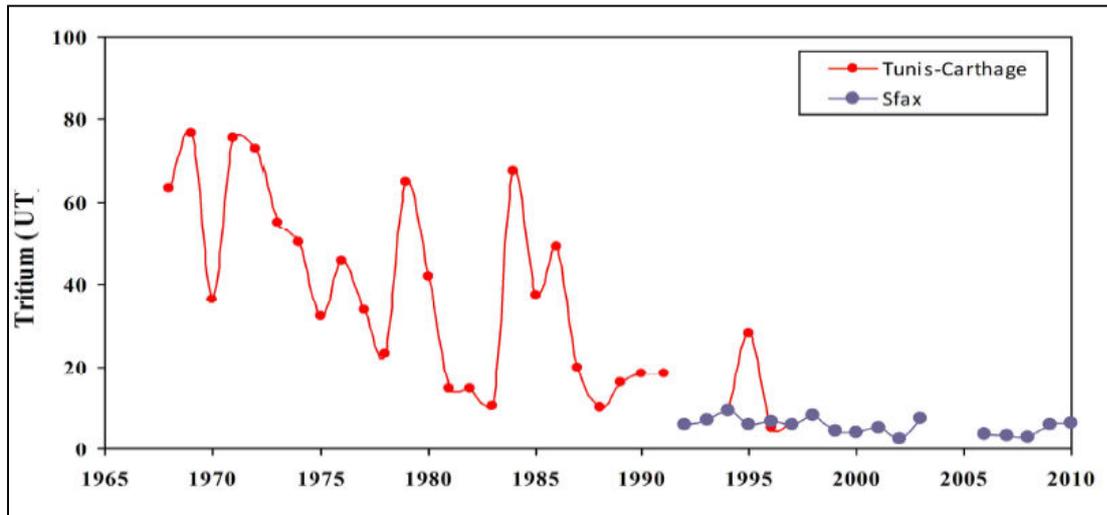


Figure 102 : Le tritium dans les eaux de précipitation des stations GNIP de Sfax (N° : 6075000) et de Tunis-Carthage (N° : 6071500) au cours de la période 1967-2010.

4.1. **Relation entre les teneurs en tritium et les teneurs en isotopes stables**

Les corrélations établies entre les teneurs en tritium et les isotopes stables de la molécule d'eau ont permis de classer les eaux du système aquifère du bassin de Foussana en quatre groupes (Figure 103):

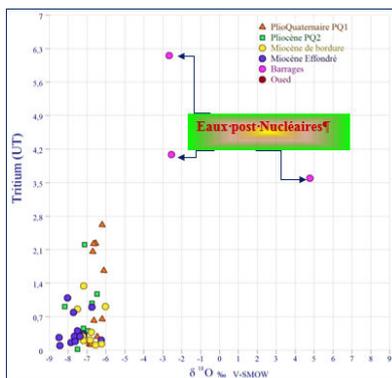
- les eaux qui se caractérisent par des faibles concentrations en tritium ($< 0.5\text{UT}$) et des teneurs relativement appauvries en isotopes stables (entre -9 et -7‰) correspondent aux eaux anciennes, probablement d'origine paléoclimatique (voir 14C) prélevées essentiellement de l'aquifère profond des grés du Miocène de la zone effondrée. Avec ce groupe on trouve des forages captant la nappe du pliocène situés au Sud Est de la cuvette. Dans cette zone les eaux du deuxième niveau aquifère PQ2 reçoivent probablement une contribution d'eaux ancienne en provenance de l'aquifère profond des grés. Dans ce même groupe on trouve aussi des eaux appauvries en tritium et présentant des teneurs variables en isotopes stables (entre -7 et -6‰). Ces eaux

manifestement plus récentes car prélevées sur le premier niveau aquifère PQ1 et des forages des grès de bordures, présentent toutefois toutes un âge moyen anté nucléaire > 65ans.

- les eaux qui présentent des concentrations moyennes en tritium (entre 0.5 et 1 UT) et en isotopes stables concernent essentiellement l'aquifère Pliocène. Il s'agit probablement d'eaux issues d'un mélange entre une eau ancienne et eau plus récente. La variabilité de la teneur en isotope stables traduisant probablement l'influence locale de recharge issue de zones d'altitude.

- les eaux ayant des concentrations plus élevées en tritium (> 1.5UT) et des teneurs relativement enrichies en isotopes stables correspondent très probablement aux eaux les plus récentes. Il s'agit d'eaux de la nappe du Plio-Quaternaire et de la partie libre de la nappe du Miocène qui proviennent principalement d'une recharge post-nucléaire plus ou moins mélangées avec les eaux contemporaines.

- les eaux post nucléaires formés par les eaux de surface caractérisés par des fortes teneurs en tritium et enrichies en isotopes stables du fait de l'évaporation (eaux de surface).



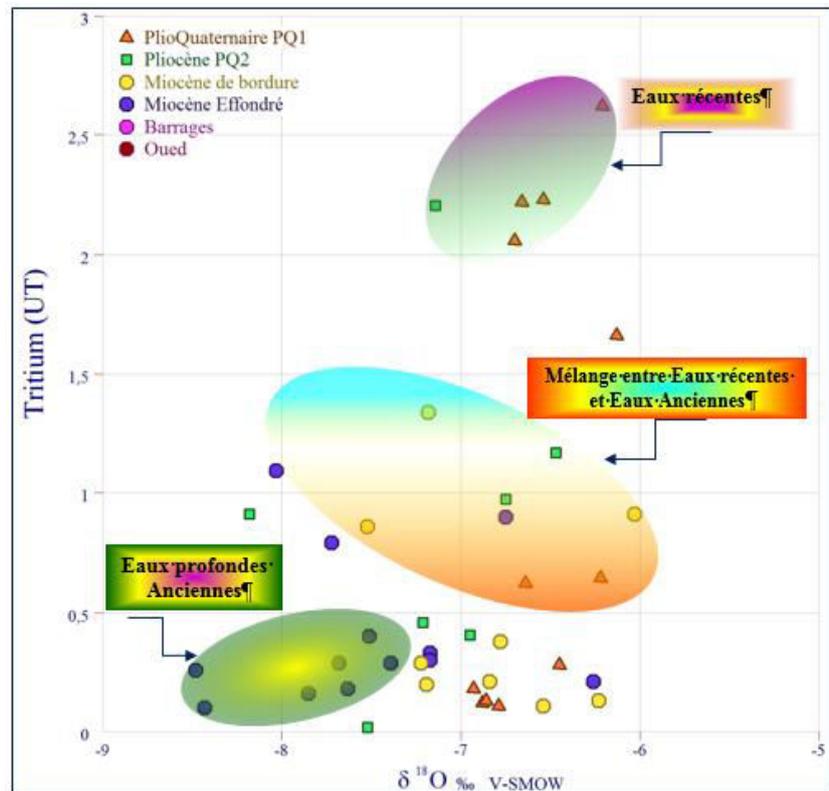


Figure 103 : Corrélacion entre teneurs moyennes en tritium et en oxygène-18.

Les teneurs en tritium plus faibles que celle des précipitations actuelles indiquent que les barrages sont, au moins en partie, alimentés par des eaux souterraines

4.2. Relation entre teneurs moyennes en tritium et les concentrations en chlorures

La représentation des teneurs en tritium en fonction des concentrations en chlorures met en évidence l'existence de trois groupes d'eaux (Fig. 104).

- Un premier groupe renfermant les eaux post-nucléaires caractérisées par des teneurs relativement élevées en 3H (entre 3.5 et 7 UT) avec des concentrations en chlorures relativement faibles. Ce sont essentiellement les eaux des barrages.

- Un deuxième groupe renfermant les eaux récentes représentant la recharge de la dernière décennie. Au niveau de ce groupe on trouve des eaux avec une faible concentration en Cl formés par les eaux des grés de bordures ainsi que les eaux du MioPlioQuaternaire (PQ1 et PQ2). On note également des eaux plus minéralisées représentant la majeure partie des points d'eau échantillonnés au niveau du PlioQuaternaire.

- Le troisième groupe renferme les eaux anciennes et anté nucléaires caractérisées par des teneurs relativement faibles en 3H (<0.5 UT) avec des concentrations variables en Chlorures (\pm 8meq/l).

Cette subdivision reposant essentiellement sur les teneurs en tritium montre, à l'évidence que dans ce système aquifère le chlorure n'est pas un bon marqueur de temps de séjour, la minéralisation se faisant de manière aléatoire, essentiellement par dissolution d'évaporites.

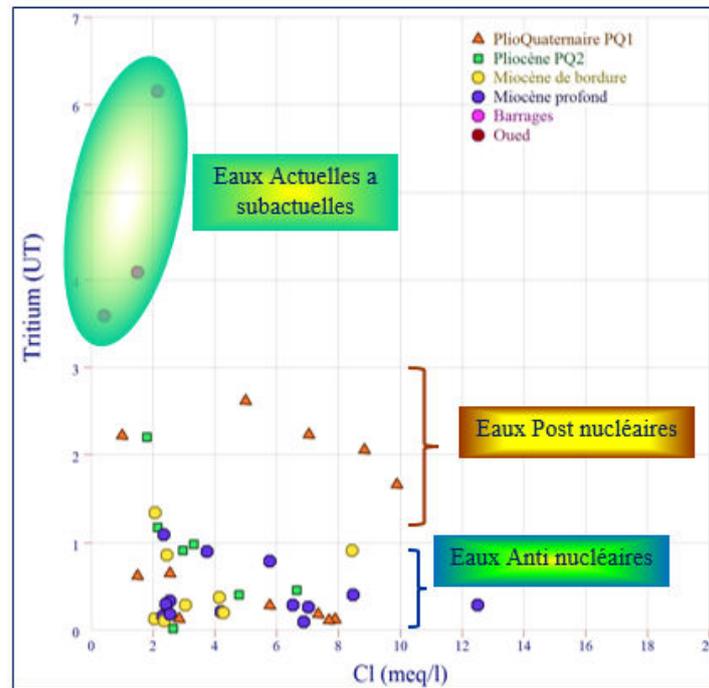


Figure 104 : Tritium en fonction des teneurs en Chlorures dans les eaux souterraines du bassin de Foussana.

5. Traçage des eaux souterraines du bassin de Foussana par le carbone-14

5.1. Introduction

Après l'utilisation du tritium, traceur des datations des eaux récentes, l'étude isotopique se poursuit par l'utilisation du second isotope radioactif: le carbone-14 associé au carbone-13 du carbone inorganique total dissous (CITD). En effet, l'utilisation combinée du couple ^{13}C et ^{14}C dans les études hydrogéologiques est nécessaire pour la détermination des âges radiométriques des eaux anciennes pouvant atteindre 30 a 35 ka.

La datation des eaux souterraines par le ^{14}C permet d'évaluer leur temps de résidence et leur vitesse de circulation. Elle donne ainsi accès à une information capitale pour optimiser la gestion des ressources : le taux de renouvellement des nappes (Favreau, 2000). Le carbone inorganique total dissous (CITD) est constitué des espèces minérales que l'on précipite lors du prélèvement. Les abondances relatives des isotopes du carbone sont : ^{12}C : 98.89% ; ^{13}C : 1.11% ; ^{14}C : 10-10 %; (Mook, 2000).

Le carbone-14 est un isotope radioactif du carbone. La période radioactive du ^{14}C , qui correspond au temps au bout duquel le nombre d'atomes est divisé par 2, est de 5730 ans. Le ^{14}C est naturellement produit dans l'atmosphère par le bombardement des rayons cosmiques. Se combinant à l'oxygène pour former du dioxyde de carbone CO_2 , il peut alors être absorbé et emmagasiné par certains organismes. On considère que le cycle du carbone organique est d'environ 500 ans (i.e. retour dans l'atmosphère) (Mook, 2000). Le CO_2 atmosphérique contient une proportion relativement constante de $1.2 \cdot 10^{-10}$ % de $^{14}\text{CO}_2$. Une fois le carbone atmosphérique fixé par les organismes, l'activité de ^{14}C décroît alors régulièrement. La mesure de cette radioactivité conduit ainsi à la détermination de l'âge de la substance organique.

Ce processus est mis à profit dans l'étude des eaux souterraines. Les précipitations, qui contribuent à la recharge des nappes souterraines, contiennent du dioxyde de carbone dont l'activité en ^{14}C est connue. En s'infiltrant dans le sol, les précipitations contribuent aussi à la dissolution des minéraux carbonatés. Il en résulte une augmentation de la concentration globale en carbone de l'eau souterraine. La datation de l'eau souterraine tient compte de ces deux apports en introduisant des facteurs correctifs dans l'interprétation des mesures d'activité, reflétant la « dilution » du carbone atmosphérique radioactif par le carbone « mort » d'origine minérale.

5.2. Campagnes d'échantillonnage et de mesure du carbone

14

Dans le cadre de cette étude, 24 échantillons prélevés dans les nappes du bassin de Foussana au cours de l'année 2012 ont fait l'objet de datation au ^{14}C . Les prélèvements ont été effectués à partir des forages profonds des trois niveaux aquifères. Ces analyses ont été réalisées au laboratoire de Radio Analyses et Environnement de l'Ecole Nationale des Ingénieurs de Sfax. Les teneurs en ^{13}C , présentées sur la figure 105, ont été mesurées par spectrométrie de masse dans le laboratoire d'hydrogéologie de la faculté des sciences d'Avignon et des pays de Vaucluse.

Les activités carbone-14 mesurées présentent une large gamme de variation. Elles sont comprises entre 2.3 et 75.8 pcm (Fig. 106). Les âges apparents correspondant varient entre l'actuel et 30118 ans BP. Par contre les teneurs en carbone -13 sont relativement homogènes. Elles varient entre - 6 et -10.8 % vs PDB avec une teneur moyenne de -8.43% vs PDB.

Sur la figure V.13 nous avons représenté les activités du carbone radioactif mesurées dans les différents aquifères du bassin de Foussana. Cette figure montre que les eaux des grès de la partie effondrée sont caractérisées par de faibles activités (<10pcm), ce qui est en accord avec la

position hydrogéologique de ces eaux. L'activité moyenne du carbone -14 dans les eaux du pliocène est de 25 pcm. Ces activités indiquent, a priori, que les eaux de cet aquifère sont plus anciennes que les eaux des grés de bordures ainsi que celles du PlioQuaternaire qui montrent les valeurs les plus élevées des activités carbone -14, provenant de la recharge récente par infiltration des eaux de pluies.

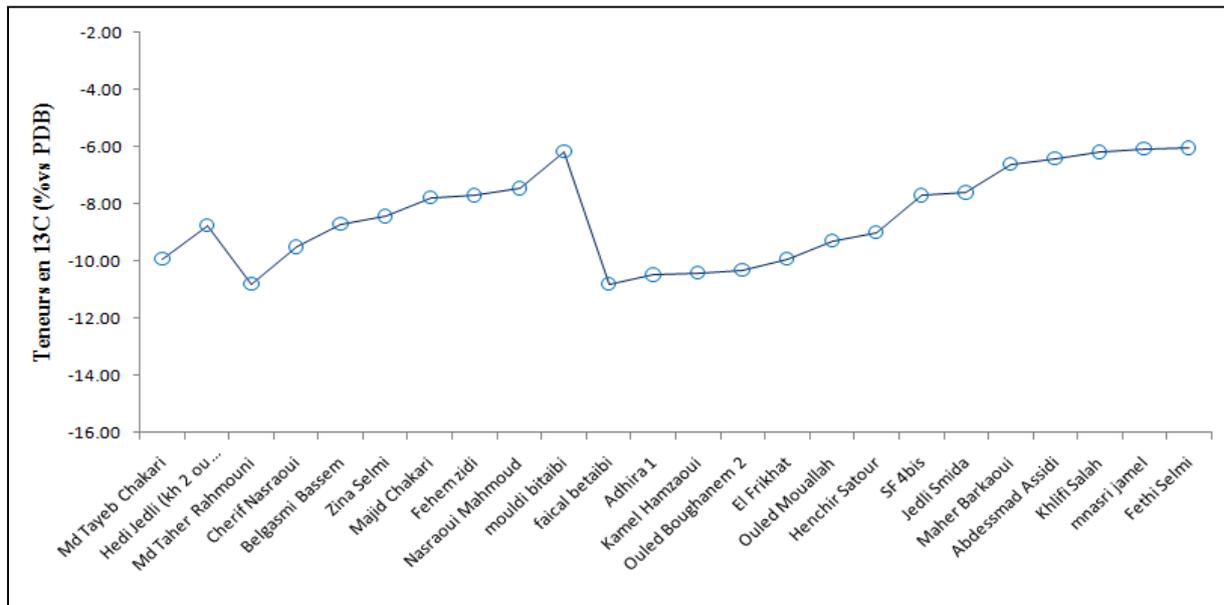


Figure 105: Teneurs en carbone-13 dans les eaux de différents aquifères du bassin de Foussana.

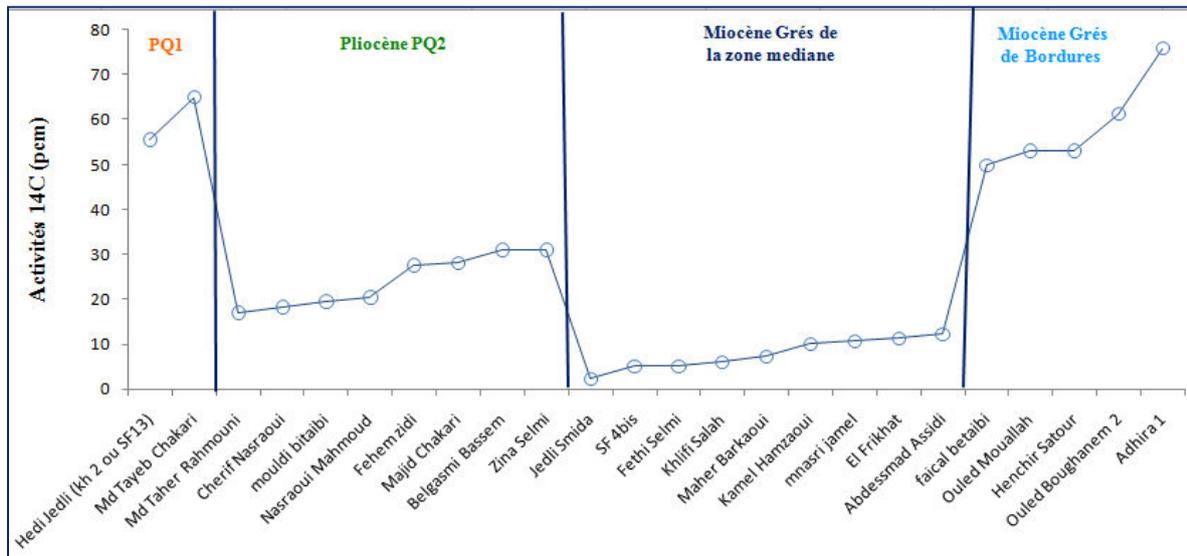


Figure 106 : Activités carbone -14 des eaux des différents aquifères du bassin de Foussana

La figure 107 représente la carte de répartition des activités ^{14}C mesurées sur les eaux souterraines du bassin de Foussana. Cette carte montre que la distribution spatiale des teneurs

en carbone -14 est tout à fait en concordance avec les données de l'hydrogéologie, des isotopes stables et de tritium. En effet, l'évolution des activités montre une diminution en s'éloignant de la bordure vers l'axe de la plaine.

Les eaux les plus jeunes sont localisées aux bordures nord et sud et aux piedmonts des reliefs bordants ($A^{14}C > 40\text{pcm}$). De part et d'autres des rives nord et sud de l'oued el Hathab, l'activité devient de plus en plus faible, elle atteint des valeurs comprises entre 10 et 40pcm. Les activités les plus faibles ($< 10 \text{ pcm}$), caractérisent les eaux des grés de la zone effondrée ou la nappe est captive. Ceci est en accord avec une origine ancienne de ces eaux.

Le forage (Mnasri Jamel) situé au Nord-Ouest du bassin de Foussana dans la région d'Oum Lahwadh montre une activité carbone -14 de l'ordre de 10.6 pcm. Cette faible activité témoigne bien une forte contribution des eaux anciennes en provenance de l'aquifère des grés par le biais de faille du Sud.

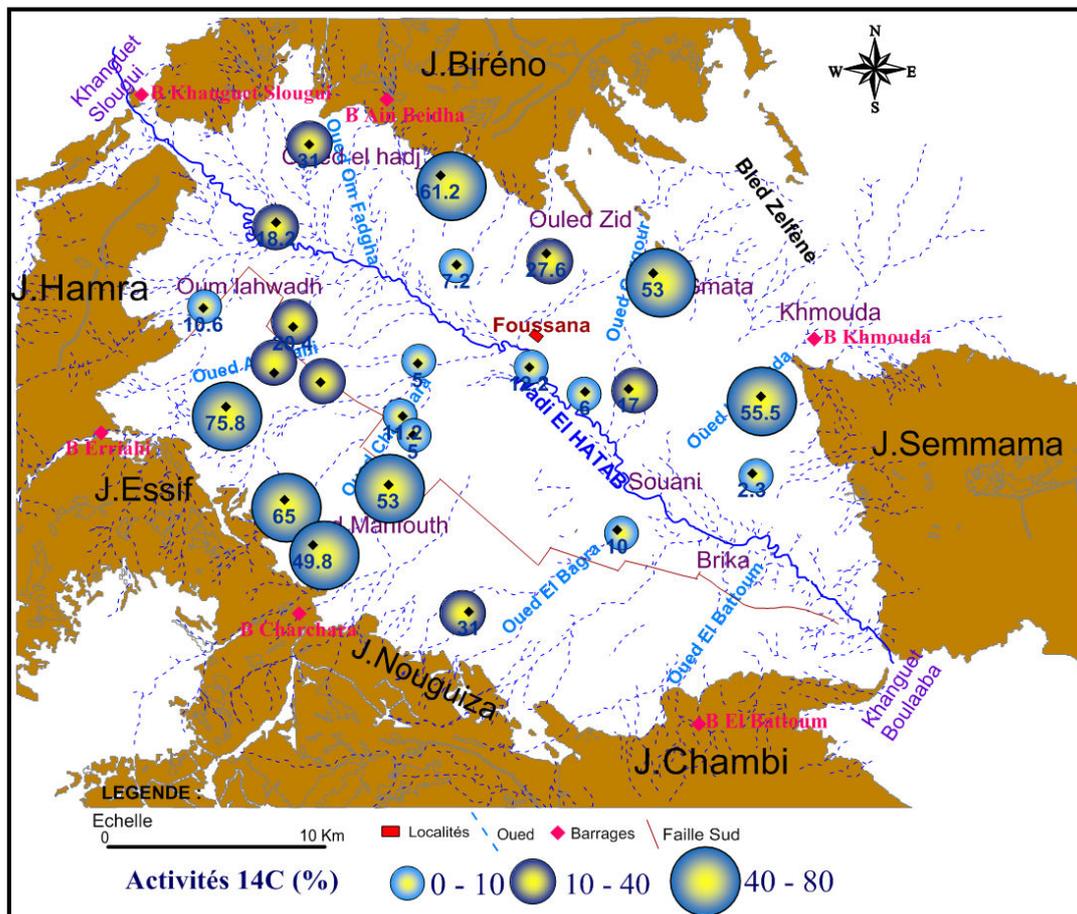


Figure 107 : Carte de répartition des activités Carbone-14 des eaux Souterraines du bassin de Foussana.

5.3. Origine des eaux souterraines

Sur les figures 108 a et b nous avons reportés les activités ^{14}C des eaux souterraines en fonction de leurs teneurs en oxygène-18 et en deutérium. Ces figures montrent une grande concordance

avec le diagramme 18O/2H et les cartes de répartition des âges apparents des eaux. En effet, on remarque nettement l'individualisation du pôle des eaux anciennes représenté par les eaux profondes des grés de la partie effondrée caractérisées par un appauvrissement en isotopes stables et des faibles activités ^{14}C .

Les eaux de pluies récemment infiltrées sur les affleurements des grés bordant s'individualisent clairement avec des activités ^{14}C supérieures à 50 pcm et des teneurs en ^{18}O de l'ordre de -6.5 et en ^2H de l'ordre de -35.5 ‰ vs SMOW. Après un séjour dans la zone non saturée et à son arrivée à des niveaux plus profonds, l'eau infiltrée se trouve évaporée. Cette eau évaporée issue des pluies récentes constitue le pôle d'eaux récentes dans l'équation de mélange entre les eaux superficielles descendantes et les eaux profondes ascendantes.

Entre le pôle ancien constitué par les eaux profondes, et le pôle récent formé par les eaux évaporées des pluies, se placent des eaux en position de mélange. Ces eaux sont formées en majorité par les échantillons prélevés de l'aquifère intermédiaire de Pliocène PQ2.

Sur la figure 109, nous avons reporté les activités ^{14}C en fonction des teneurs en ^{13}C . Les eaux évoluent entre le pôle des eaux anciennes traduisant une contribution non négligeable du carbone mort d'origine minérale, caractérisée par des faibles activités ^{14}C et des valeurs élevées en ^{13}C , et le pôle des eaux récentes à forte contribution du carbone actif d'origine biologique (caractérisée par de forte activités en ^{14}C et des valeurs faibles en ^{13}C). Entre ces deux pôles situent les eaux mélangées d'origine mixte.

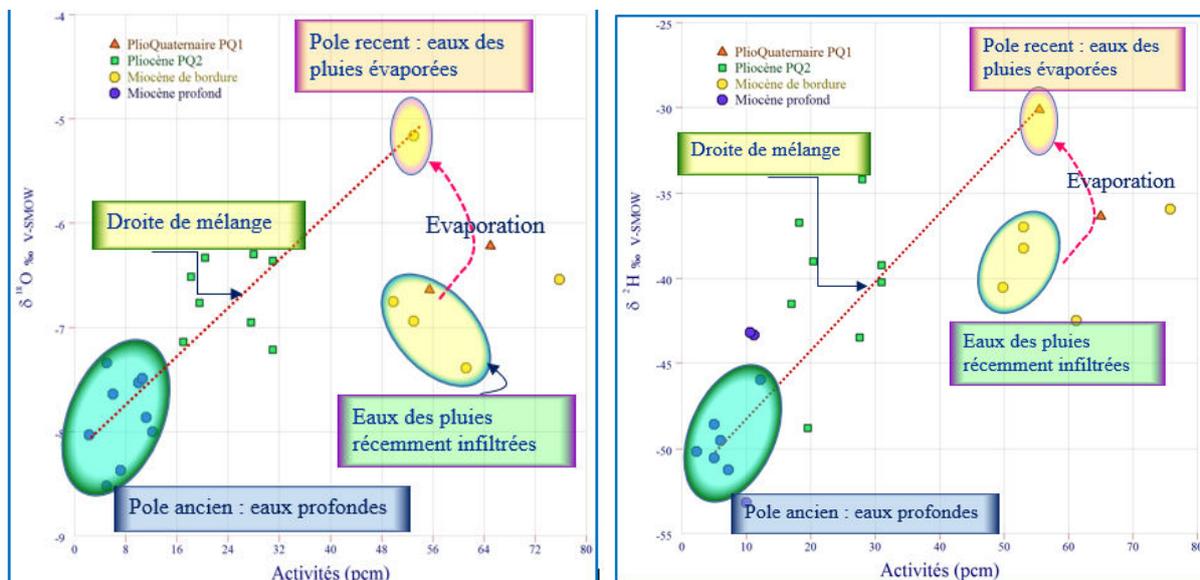


Figure 108 : Activités ^{14}C en fonction des teneurs en oxygène-18 et en deutérium dans les eaux souterraines du bassin de Foussana

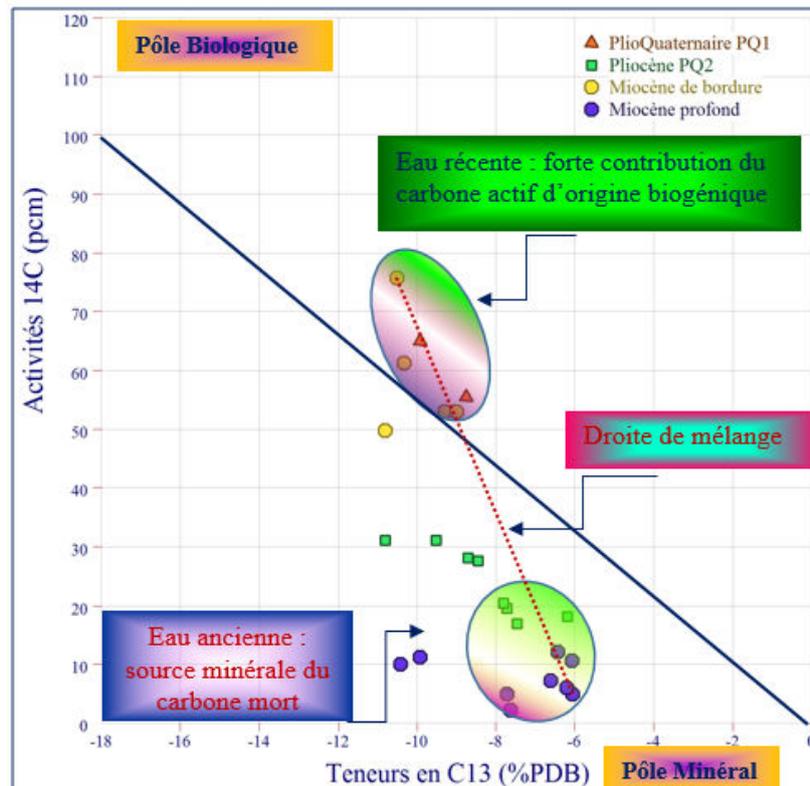


Figure 109 : Activités ^{14}C en fonction des teneurs en ^{13}C .

5.4. Application des modèles de correction des âges ^{14}C , âge des eaux

Afin de dater les eaux des nappes étudiées, il était nécessaire d'estimer une activité initiale fiable représentant l'activité ^{14}C lors de la fermeture du système. Pour parvenir à cette estimation de A_0 , on a recours à plusieurs modèles de correction d'activité qui tiennent compte, de façon plus ou moins complète, des différents phénomènes affectant les isotopes du carbone lors de l'infiltration des eaux dans l'aquifère.

Il existe dans la littérature de nombreux modèles basés sur des approches différentes dans la dilution de l'activité initiale depuis la fermeture du système. Les sept modèles le plus souvent proposés dans la littérature sont :

- le modèle d'Ingerson et Pearson (1964) ou appelé "modèle Pearson" ;
- le modèle de Tamers (1967) ;
- les modèles de Fontes et Garnier (1979) "modèle F&G" et "modèle F&G eq." ;
- le modèle d'Evans *et al.*, (1979) ;
- le modèle de Salem *et al.*, (1980) ou appelé "modèle AIEA" ;
- le modèle d'Eichinger (1983) ;
- le modèle d'Olive (1998).

Les datations des eaux souterraines du bassin de Foussana proposées par les modèles précédemment décrits, sont présentées dans le tableau V.1. Deux modèles semblent donner des valeurs cohérentes avec la réalité hydrogéologique ; il s'agit du modèle de Pearson et du Modèle Fontes et Garnier qui donnent de plus des âges très similaires. Les âges corrigés sur la base du modèle Pearson montrent trois groupes d'eaux :

- Les âges compris entre l'Actuel et 2800 ans B.P : Ce groupe concerne essentiellement des échantillons de l'aquifère superficiel, les grés de bordures ainsi que certains échantillons de Pliocène PQ2 qui sont en communication directe avec les eaux superficielles. Ce groupe représente un mélange entre les eaux récentes et des eaux anciennes pouvant être en relation avec les périodes humides de l'holocène (Ouda, 2000 ; Zouari et al. 2003).

- Les âges compris entre 3000 et 11000 ans. B.P : Ils concernent des eaux prélevées dans le pliocène et le Miocène de la zone effondrée. Ces eaux peuvent être mises en relation avec deux phases humides de l'Holocène. La première phase, signalée à l'Oued El Akarit par Fontes et al. en 1983 et par Zouari en 1988 ainsi qu'au bassin Mekkassi par Ouda et al. en 1998, a eu lieu entre 10 et 7Ka. La deuxième phase, signalée par Lefèvre en 1984 et 1985 ainsi que par Fontes et al. En 1988 au Vallet Moulouya (au Maroc), a eu lieu entre 5000 et 3000 ans BP (Daoud, 1995).

- Les âges qui peuvent aller jusqu'à 22000 ans B P, regroupent essentiellement les eaux prélevées des grés Miocène de la partie effondrée. Les âges de ces eaux sont similaires à celles des eaux fossiles du complexe terminal au Sud de la Tunisie (Mamou, 1990). En termes paléoclimatiques, ces eaux sont rechargées pendant des périodes plus lointaines vraisemblablement durant la période Tardi-glaciaire qui a commencé à environ 14.5 KaBP, signalée au Sud de l'Atlas Saharien (Sebkha Mellala au Maroc).

Tableau 10: . Activités 14C, teneurs en 13C et âges apparents des eaux souterraines des différents aquifères du bassin de Foussana (Mai 2012)

Name	Aquifère	a_C14	13C	Ages	brut	Tamers	Pearson	Mook	F & G	F & G eq	AIEA	Evans	Eichinger	Olive
Hedi Jedli (kh 2 ou SF13)	PQ1	55.5	-8.75	4726	4868	actuel	actuel	1708	actuel	2007	1139	actuel	actuel	actuel
Md Tayeb Chakari	PQ1	65	-9.93	3417	3561	actuel	actuel	1217	actuel	1931	945	actuel	actuel	actuel
Ouled Mouallah	Miocene	53	-9.29	5092	5249	actuel	actuel	2354	actuel	2721	1787	actuel	actuel	actuel
faical betaibi	Miocene	49.8	-10.81	5595	5763	297	actuel	4032	actuel	4641	3867	actuel	actuel	actuel
Henchir Satour	Miocene	53	-9.00	5097	5249	actuel	actuel	2211	actuel	2855	1738	actuel	actuel	actuel
Ouled Boughanem 2	Miocene	61.2	-10.32	3943	4059	actuel	actuel	1423	actuel	4650	1629	actuel	actuel	actuel
Adhira 1	Miocene	75.8	-10.50	2226	2291	actuel	actuel	actuel	actuel	3056	169	actuel	actuel	actuel
Fehem zidi	PQ2	27.6	-8.45	10337	10643	4973	2732	7404	2640	6774	6639	2249	2099	3980
Zina Selmi	PQ2	31	-9.51	9437	9682	4278	2749	7030	2692	7795	6697	2372	2132	2741
Majid Chakari	PQ2	28	-8.70	10456	10524	5174	2854	7211	2755	8127	6721	2375	2092	3523
Cherif Nasraoui	PQ2	18.2	-6.19	13696	14085	8676	3601	8710	3312	8985	7365	2697	2284	7150
Belgasmi Bassem	PQ2	31	-10.81	9504	9682	4500	3808	7712	3782	9359	7701	3495	3264	2494
Nasraoui Mahmoud	PQ2	20.4	-7.80	12757	13142	7823	4569	9094	4415	10079	8397	3973	3617	6107
mouldi bitaibi	PQ2	19.5	-7.71	12343	13515	8794	4846	8854	4695	12802	8915	4379	3420	5762
Md Taher Rahmouni	PQ2	17	-7.48	14266	14649	9639	5730	10070	5556	12627	9663	5158	4477	7258
Abdessmad Assidi	Miocene	12.2	-6.43	16882	17392	12141	7223	12087	7016	13566	11273	6593	5954	10282
mnasri jamel	Miocene	10.6	-6.08	18050	18554	13292	7922	12917	7661	14238	11869	7152	6495	11455
El Frikhat	Miocene	11.2	-9.92	17552	18099	12619	11514	15669	11465	16054	15247	11083	10945	11239
Maher Barkaoui	Miocene	7.2	-6.61	21100	21751	17301	11810	15717	11546	21134	15772	11141	9433	13634
Khelifi Salah	Miocene	6	-6.20	22623	23258	17697	12788	18055	12584	17634	16842	12127	11797	16485
Kamel Hamzaoui	Miocene	10	-10.42	18384	19035	14408	12857	16416	12799	20101	16794	12536	12043	11162
Fethi Selmi	Miocene	5	-6.06	24064	24766	19603	14107	19012	13812	20821	17967	13259	12489	17555
SF 4bis	Miocene	5	-7.71	23956	24766	19181	16098	20885	15963	20543	19998	15533	15326	18016
Jedli Smida	Miocene	2.3	-7.62	30040	31185	26237	22420	26680	22270	29591	26462	21929	21186	23721

V .5.5 Vitesses et sens d'écoulement des eaux souterraines :

La différence de temps de parcours entre deux points A et B de l'aquifère au long d'une direction d'écoulement est donné par:

$$t_B - t_A = \left| (T_{1/2} / \ln 2) \times \ln(A_B / A_A) \right| \text{ (Fontes, 1976)}$$

Où

$t_A - t_B$: temps de transit entre A et B en années.

$T_{1/2}$: période du carbone 14 = 5730 ans.

A_A/A_B : activités mesurées en A et en B.

Cette différence de temps de parcours donne une idée sur le temps moyen de renouvellement des eaux dans l'aquifère et leur vitesse de transit. Le calcul a été fait en admettant un transfert de type "piston flow".

L'incertitude de la méthode de calcul est étroitement liée à l'activité en carbone 14 des eaux considérées. Ainsi, elle est faible pour les fortes activités et élevée dans le cas des faibles activités (Huneau et al., 2000) .

La figure 110 indique les vitesses ainsi estimées et le sens d'écoulement des eaux souterraines dans le bassin de la zone d'étude. Nous avons choisi d'interpréter les teneurs en ^{14}C en termes d'activité et non en termes d'âge. Ceci nous permet de nous affranchir de l'erreur sur la correction proposée par le modèle. Ces calculs supposent deux principales directions d'écoulement, des deux bordures nord et sud vers l'axe principal de la nappe (zone évaporatoire qui constitue l'exutoire principal de la zone d'étude).

Ces résultats semblent indiquer que les reliefs du Nord (Djebel Bireno et la zone de Bled Zelfène) constituent les zones d'alimentation privilégiées de la nappe Miocène vu que l'on observe des vitesses de l'ordre de 1,27 m/an du côté de Djebel Bireno et 1,85 m/an du côté du Bled Zelfène. Cette augmentation de circulation des eaux souterraines est favorisée aussi probablement par l'effet de la faille de bordure nord.

Sur la bordure sud, la vitesse d'écoulement calculée est faible et égale à 0,4 m/an dans la région d'Ouled Mahfoudh. Elle devient plus importante du côté de Djebel Nouguiza (0.69m/an). Ceci met en évidence un écoulement SW - NE. La nappe des grés de Miocène est caractérisée par la présence de plusieurs passages d'argiles et de marne dans la zone sud de la zone d'étude.

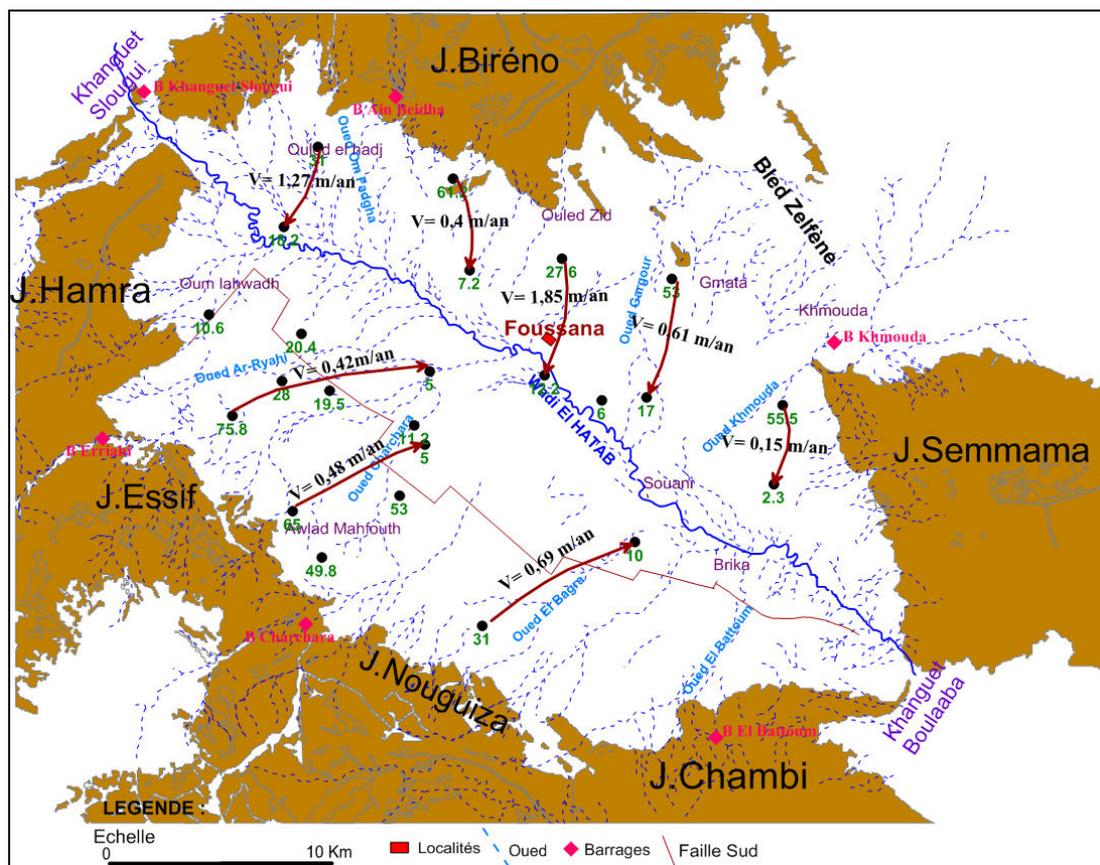


Figure 110 : Sens et vitesses d'écoulement déduites des activités ^{14}C des eaux du bassin de Foussana

6. Conclusion

L'étude isotopique (^2H , ^{18}O , ^{13}C et ^{14}C) des eaux souterraines du bassin de Foussana a permis de contribuer à comprendre le schéma de fonctionnement de ce système aquifère. En effet, les teneurs en isotopes stables de la molécule d'eau ont conduit à l'identification d'une portion non négligeable d'eaux à forte contribution récente prélevées sur les bordures Nord et Sud du bassin ainsi qu'au niveau de l'aquifère du PlioQuaternaire de la zone médiane.

Ces eaux récentes, issues des pluies récemment infiltrées assurent une alimentation particulièrement importante aux voisinages des reliefs de bordure.

Cette étude a également mis en évidence la contribution de l'évaporation à la minéralisation des eaux du PlioQuaternaire ainsi que les eaux des grés de bordure. Cette évaporation est favorisée par la faible profondeur du plan d'eau ainsi que la nature de la zone non saturée

L'étude des isotopes du carbone a permis d'introduire un facteur temps sur le schéma de fonctionnement du système aquifère du bassin de Foussana, en fournissant une indication sur le temps de séjour des eaux au sein des aquifères. Une évolution graduelle depuis les parties libres de l'aquifère vers les parties les plus confinées peut être mise en évidence. Les activités

décroissent depuis 65 pcm dans les zones de recharge de l'aquifère jusqu'à 5 pcm dans les parties captives.

Les datations carbones 14 réalisées ont contribué à conforter les hypothèses géologiques et hydrodynamiques concernant l'alimentation naturelle, le renouvellement et l'écoulement des eaux souterraines.

Les cartes de distribution spatiale des activités ^{14}C pour l'ensemble des aquifères phréatique et profond, ont montré que les activités les plus élevées sont localisées au niveau des nappes des grés de bordure ainsi qu'au niveau de l'aquifère de PlioQuaternaire PQ1, confirmant ainsi, les conclusions des hypothèses énoncées à partir des isotopes stables sur la présence de la recharge récente au niveau de ces aquifères.

Pour les nappes profondes Pliocène et Miocène du bassin de Foussana, les datations par le radiocarbone montrent des activités ^{14}C relativement faibles confirmant ainsi leur attribution à une paléorecharge, qui a eu lieu probablement durant le Pléistocène tardif et l'Holocène précoce et moyen.

Chapitre VI : Modélisation

1. Modélisation hydrodynamique

1.1. *Rappels sur la modélisation numérique hydrodynamique*

1.1.1. Introduction

Un modèle est un « système » constitué soit par un ensemble abstrait (équations, relations, opérations), soit par un ensemble concret (modèle réduit, modèle analogique) représentant tout ou partie du comportement d'un système réel (Bonnet, 1978). Les modèles hydrogéologiques représentent mathématiquement les écoulements souterrains, afin d'améliorer la compréhension de phénomènes précis (influence de pompages, migration de polluants, ...) ou d'obtenir une représentation aussi précise que possible du comportement d'un système réel actuel ou futur.

La modélisation numérique hydrodynamique est donc un outil précieux pour améliorer la compréhension du comportement d'un système aquifère. Le modèle numérique offre un cadre permettant de synthétiser des données issues de différentes investigations et de préciser sur le long terme le comportement des écoulements et des facteurs qui les contrôlent (Cook, 2003). Les modèles peuvent ainsi servir de base à la prise de décisions dans un cadre de gestion de la ressource, mais ils sont également un outil d'amélioration de la compréhension des phénomènes hydrodynamiques souterrains.

Les bases de données hydrogéologiques constituent une source d'informations stratigraphiques, structurales et hydrologiques qui sont indispensables à la conceptualisation de la zone étudiée et à la caractérisation du contexte hydrogéologique (Sikdar et al., 2001). Les modèles hydrogéologiques élaborés à partir de ces données facilitent la compréhension des systèmes hydrogéologiques et sont par ailleurs essentiels à la conception d'un modèle numérique d'écoulement de l'eau souterraine.

La modélisation numérique de l'écoulement de l'eau souterraine permet de rendre compte du système hydrogéologique étudié et de vérifier certaines hypothèses. Pour cet objectif, la modélisation de l'écoulement de l'eau souterraine pourra permettre de mieux comprendre la géochimie de l'eau à partir de son cheminement et d'identifier une possible relation entre l'évolution spatio-temporelle de l'eau dans le système hydrodynamique souterrain et ses caractéristiques géochimiques.

La première étape de la construction d'un modèle numérique d'écoulement de l'eau souterraine est le choix du site à modéliser et la préparation des données d'entrée (stratigraphie du modèle,

propriétés hydrauliques...). La géométrie et le maillage du modèle sont ensuite définis (discrétisation spatiale), puis les conditions aux limites doivent être imposées afin de contraindre le modèle à ses frontières.

En régime transitoire, le pas de temps et la durée totale de la simulation doivent également être déterminés (discrétisation temporelle).

Finalement, les critères de convergence sont définis et un modèle d'écoulement de l'eau souterraine est validé après calage par comparaison des données simulées avec les données observées dans la réalité.

Une multitude de modèles hydrogéologiques existent mais il est difficile de faire une classification unique de ces modèles au vu de la variabilité et des différentes combinaisons entre les options de chacun. Selon les besoins scientifiques de l'étude, le choix du modèle doit être fait selon plusieurs critères à savoir l'équation d'écoulement, la formulation, la dimension du problème, l'hétérogénéité, la discrétisation spatiale et les solveurs (Al-Bitar, 2007). Parmi plusieurs outils numériques, nous nous intéressons ici plus particulièrement à FeFlow.

FeFlow c'est un logiciel interactif de modélisation de l'écoulement, du transport de masse (transport réactif avec plusieurs espèces) et de chaleur dans les aquifères variablement saturés, en régime permanent ou transitoire. FEFLOW est approprié au développement de modèles dont l'architecture est complexe et dispose d'une interface de communication sophistiquée avec les applications SIG (ArcInfo, ArcView et ArcGIS).

Ce dernier présente plusieurs avantages par rapport à ModFlow. Il est basé sur la méthode des éléments finis. Ceci donnera à l'utilisateur une flexibilité dans la discrétisation spatiale (limites irrégulières, discrétisation grossière et affinement du maillage). Les éléments peuvent être ajustés à la géométrie du domaine d'étude et permettent un meilleur contrôle des erreurs numériques. L'utilisation de ce logiciel permet de simuler la totalité d'un aquifère, c'est-à-dire de tenir compte de la zone non saturée depuis la surface du sol jusqu'à la nappe. D'un point de vue plus technique, FeFlow contient un bon nombre d'options d'interfaçage de *pré-* et *postprocessing* facilitant les tâches de l'utilisateur et offre en plus la possibilité des interfaces ouvertes pour que l'utilisateur puisse ajouter des fonctionnalités supplémentaires dans le modèle.

Le logiciel FEFLOW est un modèle numérique à éléments finis et il permet de résoudre des modèles 2D et 3D en conditions saturées ou non-saturées, selon l'équation de continuité en régime permanent (éq. 4) ou en régime transitoire (éq. 5) :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(Kx \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(Ky \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(Kz \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(Kx \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(Ky \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(Kz \frac{\partial h}{\partial z} \right) = Ss \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5)$$

K : conductivité hydraulique [L/T]

h : charge hydraulique [L]

Ss : coefficient d'emmagasinement spécifique [1/L]

t : Temps [T]

Différents types de conditions limites et conditions initiales peuvent être imposées aux frontières du modèles soit :

1.1.2. Conditions initiales

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

Pour résoudre l'équation de Richards, par rapport à la variable h , on doit connaître la distribution spatiale de h à l'instant initial. Dans la nappe, l'état initial sera le niveau de la surface libre de la nappe, mesuré avant une phase de recharge par un bassin d'infiltration ou avant un pompage.

Lorsque l'état initial est connu et mesuré, il sera assigné dans le modèle. Pour des modélisations très locales, la condition initiale peut être connue sur l'ensemble de la géométrie considérée. En revanche, si le modèle est de plus grande emprise, l'état initial est souvent mal connu (ou connu à quelques endroits seulement), on utilisera dans ce cas une phase d'initialisation du modèle.

Pour illustrer ce problème, considérons un aquifère simple à modéliser en zone saturée et non saturée couplées en régime transitoire. L'ensemble géométrique du modèle est limité par une condition de potentiel imposé connue.

Dans le domaine modélisé, les piézomètres nivelés donnent une idée sur le niveau de la nappe. On est donc dans le cas où les conditions aux limites sont bien définies, mais où l'information manque à l'intérieur du modèle. Avant de modéliser en régime transitoire les écoulements, une modélisation initiale en régime permanent est nécessaire.

Cet état initial est comparé aux données disponibles dans l'espace modélisé. C'est en partant de cet état initial que le modèle transitoire débute. Cette méthode engendre des approximations importantes, notamment dans la zone non saturée car le potentiel hydrostatique est alors recalculé en fonction de la position de la surface libre de la nappe (en l'absence de recharge par la pluie ou les bassins d'infiltration). Cependant, en présence de mesures et d'observations partielles (notamment dans la zone non saturée), on considérera cette approche comme acceptable.

1.1.3. Conditions aux limites

Les conditions aux limites concernent les règles d'échange des flux entre le domaine modélisé et le milieu extérieur (Ledoux, 2003).

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

1er type, condition de Dirichlet : limite à charge imposée

$$H = \text{charge imposée}$$

Ce type de limite permet d'imposer une charge hydraulique (H) ou une pression de charge (h) à la limite d'un modèle. On l'utilise généralement pour modéliser un contour piézométrique connu ou une piézométrie moyenne non variable. On retrouve également ce type de limite lorsque la nappe est en contact avec un plan d'eau libre (mer, lac, rivière). Il est toutefois important de vérifier que la charge du plan d'eau est égale à la charge dans la nappe, ce qui n'est généralement pas le cas si le fond de la rivière est colmaté.

2e type, condition de Neumann : limite à flux imposé

$$\frac{\partial H}{\partial n} = \text{flux imposé}$$

Où n est la normale extérieure à la frontière considérée

Dans le cas d'une limite à flux nul :

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

Ce type de limite permet d'imposer une valeur du gradient de charge normal à la limite, ceci revient, selon la loi de Darcy, à imposer une valeur de flux (de Marsily, 1981). On impose ce type de condition lorsque l'on connaît le flux qui entre ou qui sort de la nappe à la limite. Si la limite est imperméable, la limite est à flux nul.

La limite à flux nul est utilisée en hydrogéologie pour marquer la limite du substratum de l'aquifère ou encore une limite géologique.

3e type, condition de Cauchy : limite à charge avec transfert imposé

$$H + \frac{\partial H}{\partial n} \text{ imposé} = \text{charge avec transfert imposé}$$

Cette condition est également appelée condition mixte car elle est composée d'une condition de charge avec un paramètre de transfert (coefficient de transfert, d'échange ou de drainance). On peut imposer cette limite pour représenter une rivière, qui va alimenter ou drainer un aquifère via une couche colmatante. Souvent, la charge à imposer est connue (ex : niveau de la rivière), mais le coefficient d'échange est difficile à estimer.

Le débit entrant/sortant Q_t du modèle à l'emplacement d'une condition de transfert est calculé pour une charge et un transfert donnés :

$$Q_t = A \phi (H_{ref} - H)$$

Où Q_t (L^3T^{-1}) est le débit entrant/sortant du modèle, A [L^2] la surface d'échange, H_{ref} [L] la charge hydraulique de référence (extérieure) et H la charge hydraulique actuelle, ϕ [T^{-1}] le coefficient de transfert.

L'expression physique du paramètre de transfert est donnée par le terme : ϕ

$$\phi = K_s/d$$

Où K_s [$L.T^{-1}$] est la conductivité hydraulique à saturation de la couche colmatante et d [L] est l'épaisseur de cette même couche.

FEFLOW® : C'est un logiciel bien adapté à la simulation « en grand » des problèmes hydrogéologiques. Il permet de réaliser des modèles ayant une structure en 3D complexe pouvant être gérée en multicouche. Il permet la distribution spatiale et temporelle des paramètres et des conditions aux limites.

FEFLOW® permet un couplage simple entre l'écoulement, le transfert de soluté et d'énergie. Dans le présent travail, ce code de calcul sera principalement utilisé pour simuler des écoulements dans des géométries complexes à grande échelle qui prennent en considération des hétérogénéités, des puits, des rivières et des bassins d'infiltration. Ce type de logiciel donne accès à une vision globale des écoulements, il va nous permettre de tracer les lignes de courant des différentes origines possibles de l'eau.

2. Dans l'optique d'une **Modèle conceptuel hydrogéologique du bassin de Foussana**

modélisation mathématique du système aquifère, il est fondamental de distinguer les limites du domaine à modéliser c'est-à-dire les conditions aux limites qui régissent les échanges entre le système et l'extérieur. Ce qui nécessite donc de réaliser un modèle conceptuel. Un modèle conceptuel est une représentation graphique des différentes unités géologiques et hydrogéologiques. Il se présente souvent sous forme de bloc diagramme ou de coupe géologique. La nature de ce modèle va déterminer la dimension et la forme de la grille du modèle numérique. Le but de la réalisation d'un modèle conceptuel est en fait de simplifier au maximum la réalité du terrain afin de permettre au modèle numérique de calculer les données souhaitées. Cette étape est primordiale car la simplification ne doit pas dénaturer le problème. Il est très important que le modèle conceptuel soit une représentation fidèle des conditions hydrogéologiques. Elle nécessite donc une bonne connaissance de la géologie et de l'hydrogéologie de la zone d'étude (fig.111).

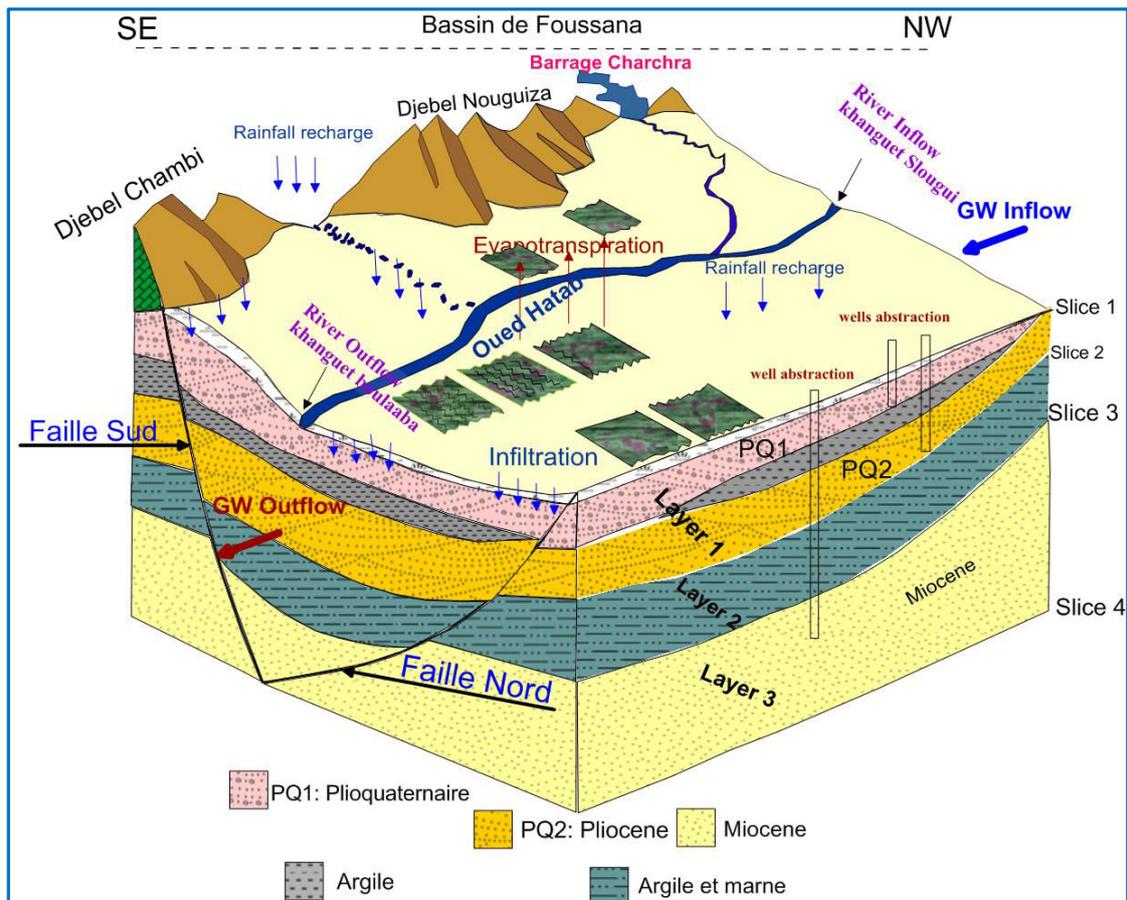


Figure 111 : Modèle Conceptuel du système aquifère de la cuvette du Foussana.

2.1. .Fonctionnement et paramètres hydrodynamiques des aquifères du bassin de Foussana.

Le dépouillement des résultats des chapitres géologie et hydrogéologie montre que la cuvette de Foussana est bordée de deux grandes failles orientées Nord-Est –Sud-Ouest, donc parallèlement à l'axe de la cuvette jalonnant ses limites nord et sud.

L'étude de la constitution de cette nappe montre la présence deux niveaux aquifère importantes, le PlioQuaternaire et le Miocene.

2.1.1. Nappes du bassin de Foussana

Nappe du PlioQuaternaire

La nappe de Foussana est formée par deux niveaux aquifères, l'aquifère superficiel du Quaternaire PQ1 et l'aquifère profond du Pliocène (PQ2). Ils sont susceptibles d'être considérés comme un aquifère unique, dans la mesure où ils présentent le même caractère grossier, une salinité voisine et que leurs piézométries sont confondues.

Ces deux niveaux constituent ensemble un unique aquifère important celui du PlioQuaternaire. Dans l'objectif de déterminer le bilan de cette nappe, nous faisons une synthèse sur les différents paramètres de ce système à savoir les paramètres hydrodynamiques, l'extension du réservoir, l'épaisseur des couches et la variation lithologiques de ces dernières.

Pour rendre aisé ce calcul, on a procédé à un découpage de la nappe du PlioQuaternaire en deux zones

La zone de bordure qui couvre une superficie de 137.5 km² avec une transmissivité de l'ordre de $5 \cdot 10^{-3}$ m²/s, une porosité de l'ordre de 20% et une épaisseur de 100 m. Ce niveau se caractérise par une perméabilité importante ce qui favorise l'infiltration des eaux météoriques.

La zone centrale qui s'étend sur une superficie de 59.5 km², montre une transmissivité de l'ordre de 10^{-3} m²/s, une porosité de l'ordre de 10 % et une épaisseur de 100 m. ce niveau est constitué de niveaux sableux intercalés par des niveaux argileux ce qui lui confère une perméabilité moyenne.

Nappe du Miocene

La nappe du Miocène montre une grande variation en épaisseur et faciès. Cependant, la cuvette de Foussana est formée par 3 principaux niveaux gréseux (grés de la partie effondrée et les grés affleurant aux bordures nord et sud de la cuvette) séparés par des «écrans » marneux plus ou moins épais et dont la superposition est définie par les conditions de sédimentation et l'évolution tectonique.

➤ **La nappe en charge** ou Grés effondré, elle-même présente trois niveaux

✚ La zone centrale qui couvre 100 km² et s'étend sur une épaisseur de 300m, elle présente une transmissivité de l'ordre de $2.8810^{-3}m^2/s$ et un coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 5.10^{-4} .

✚ La zone aval ou zone Est et Sud Est d'une superficie de 50 km², une épaisseur de 300m, un coefficient d'emmagasinement 10^{-3} et une transmissivité $8.10^{-3} m^2/s$ relativement importante par rapport à la zone centrale, dans cette partie du bassin la nappe des grès se rapproche de la surface.

✚ Zone de bordure qui couvre une superficie de l'ordre de 57.5km². Son épaisseur moyenne est de l'ordre de 200m, le coefficient d'emmagasinement est voisin de 7.10^{-4} et la transmissivité comprise entre 3.10^{-3} et $6.10^{-3} m^2/s$

➤ **La nappe libre de bordure nord**

Avec une superficie de 78 km², elle montre une épaisseur de 150m, une porosité de 5% et une transmissivité de l'ordre de $5.310^{-3}m^2/s$

➤ **La nappe libre de bordure sud**

Couvrant une superficie de 122 km², elle s'étend sur une épaisseur de l'ordre de 100 m. Les grès de ce niveau sont non seulement grossier mais aussi grossiers, ce qui leur confère une bonne perméabilité et une transmissivité de l'ordre de $6.10^{-3}m^2/s$.

2.2. Alimentation

Comme tout système fermé, la loi d'entrée-sortie décrit le fonctionnement hydrologique de l'aquifère. La composante d'entrée dépend essentiellement de la pluviométrie, la perméabilité des formations réservoirs et le réseau hydrographique. Quant à la composante de sortie, elle dépend du degré d'exploitation et du débit de sortie.

2.2.1. Entrée de la nappe de Foussana

Alimentation par infiltration des eaux pluviales

La recharge des nappes phréatiques par infiltration dépend fortement de la pluviométrie et de la perméabilité des terrains. C'est la principale composante d'alimentation de la nappe dans la région. Ceci est dû à la perméabilité favorable dans la quasi-totalité de la plaine.

Pour déterminer le coefficient d'infiltration, plusieurs formules sont utilisées mais elles diffèrent selon les caractéristiques de la zone d'étude. On peut donc déterminer le volume infiltré pour chaque nappe en calculant la superficie pour chaque classe de perméabilité et en utilisant la précipitation moyenne et des coefficients d'infiltration qui tiennent compte de la porosité et de la perméabilité des faciès lithologiques.

L'étude hydrogéologique et hydrogéochimique ont montré que les grès de bordure des compartiments latéraux alimentent la nappe PlioQuaternaire. La nappe profonde en charge semble être alimentée par les calcaires en profondeur.

De ce fait et en se basant sur les paramètres hydrodynamiques du bassin de Foussana cités ci-dessus, on va considérer les grès de bordures et le PlioQuaternaire de bordure comme des zones de perméabilité forte 6% et on va calculé la quantité d'eau qui peut s'infiltrer à partir de ces formations, dans le contrepartie les niveaux PlioQuaternaire de la zone centrale montrent une perméabilité moyenne de l'ordre de 4%. Cette classification est fondée sur les valeurs données dans le tableau 2.

Les niveaux des grès de bordures ainsi que ceux de PlioQuaternaires qui montrent une perméabilité forte couvre une superficie de 337.5 km².

La zone centrale de la nappe de PlioQuaternaire se caractérise par une perméabilité moyenne, couvre une superficie de 59.5km².

La pluviométrie moyenne sur le bassin de Foussana est de l'ordre de 300 mm/an.

Il découle de tous ces paramètres une valeur d'infiltration de **6.8 Mm³** soit un débit **Q de l'ordre de 215 l/s.**

Tableau 11 :Porosité, perméabilité et coefficient d'infiltration de certaines roches réservoirs (Castany, 1982 et Banton, 1997).

Roche	Porosité totale (%)	Porosité efficace (%)	Perméabilité log (K, m/s)	Coefficient d'infiltration (%)	Infiltration
Gravier	25 à 35	20 à 30	-3 à 0	6	Forte
Alluvion des oueds	15 à 25	10 à 20	3 à 0		
Grès	0 à 30	0 à 25	-5 à -4	4	moyenne
Sable	25 à 40	20 à 35	-7 à -4		
Sable limoneux	35 à 45	25 à 35	-8 à -4		
Limon	35 à 45	15 à 25	-9 à -5		
Limon argileux	45 à 55	5 à 10	-11 à -8		
Sable argileux	35 à 45	25 à 35	-8 à -5		
Marne	0 à 10	0 à 5	-10 à -8		
Argile sableuse	45 à 55	5 à 10	-10 à -6	2	Faible
Calcaire encroûtement	10 à 25	2 à 10	-11 à -9		
Dolomie	10 à 20	5 à 10	-11 à -9		
Gypse	10 à 25	2 à 10	-12 à 10	1	Très Faible
Argile	45 à 55	0 à 5	-12 à -9		

Silt	45 à 55	2 à 5	-9 à -6		
Sols de sebkhas	10 à 40	2 à 10	-12 à -8		

Alimentation par infiltration des eaux des oueds

Dans le cas du bassin de Foussana, avec une importante évaporation, l'alimentation de l'aquifère est assurée principalement par les oueds. Malgré la densité du réseau hydrographique et la continuité d'écoulement durant toute l'année, l'alimentation est limitée aux périodes de fortes crues. Cette alimentation est d'autant plus efficace que le lit des oueds est formé par des formations perméables ou l'eau peut s'infiltrer rapidement et s'échapper à l'évaporation.

Les jaugeages du débit pérenne d'oued el Hatab à l'entrée du bassin de Foussana ont donné une valeur moyenne de l'ordre de 76 l/s, soit une valeur de **2.3.10⁶ m³**.

Écoulement souterrain inter-nappes

La nappe de Foussana est connectée latéralement à d'autres nappes voisines. Cette nappe est alimentée par la nappe des grès Miocène de synclinal de sidi Merzoug Sbiba (nappes perchées de Bled Zelfène) au niveau de la faille de la bordure nord avec un débit moyen de l'ordre de **1,4. 10⁶ m³/an** (Zebidi H., 1968).

Alimentation par les barrages

La recharge artificielle constitue un moyen efficace pour la gestion des aquifères soumis à une forte pression pour satisfaire une demande en eau de plus en plus importante par l'accroissement de l'exploitation pendant les périodes de sécheresse ou de pénurie d'eau.

Le bassin de Foussana connaît un développement socio-économique très importante basé essentiellement sur l'activité agricole d'où l'utilité d'une bonne gestion des ressources en eau dans le bassin. Cette dernière se caractérise par un climat aride à semi-aride, où la recharge est tributaire de la pluie

Dans ce contexte, La plaine de Foussana, très sollicitée, a connu la réalisation de 6 barrages collinaires destinés à la recharge des nappes de la plaine de Foussana pouvant mobiliser 17.0 Mm³/an (chapitre I, paragraphe III.3).

L'estimation de la recharge à partir de ces barrages basée sur les expérimentations effectuées par les services de l'ARE et sur la lithologie des lits des oueds se chiffre Comme suit

Tableau 12: Apport et taux d'infiltration des barrages de bassin de Foussana pour l'année 2009/2010.

Barrage	Apport annuel (Mm ³ /an)	Taux d'infiltration	Recharge à la nappe
Charchara	1,4	80 %	1,12

Riahi	3	50%	1,5
Khmouda	3	90%	2,7
Ain El Beidha	3,29	30%	0,987
Khanguet Slougui	4,8	25%	1,2
	15,49		7,507

Ainsi, le total des ressources renouvelables de cette région serait de l'ordre de **14 Mm³/an** pour une année moyennement pluvieuse (Année 2009/2010).

2.3. Sortie des eaux

Dans notre zone d'étude l'utilisation principale des eaux captées du système aquifère est conçue généralement pour alimentation en eau potable, irrigation dans le domaine de l'agriculture qui constitue l'activité principale de cette région.

Une partie de cette eau peut être pompé par des puits de surface forages ou source, par évaporation, par écoulement souterrain ou peut être aussi assimilé par écoulement vers l'exutoire.

Dans notre cas l'exutoire de la nappe se situe au centre de la plaine, au niveau de la zone marécageuse qui constitue elle-même la zone évaporatoire du bassin.

2.3.1. Exploitation par Puits de surface et Forages

L'exploitation des ressources hydriques du système aquifère dans le bassin de Foussana se fait par des puits de surfaces, source, des forages semi profonds et des forages profonds. L'évaluation de l'exploitation et son évolution est basée sur les données des annuaires de l'exploitation publiée par direction générale des ressources en eau.

Les données relatives aux points d'eau représentent un atout important dans la modélisation avec Feflow, ces données ont bien structurées dans des tables et définies par des champs.

La plupart des nappes phréatiques de la Tunisie sont marquées par une augmentation continue du nombre de puits de surface et de l'exploitation des ressources en eaux.

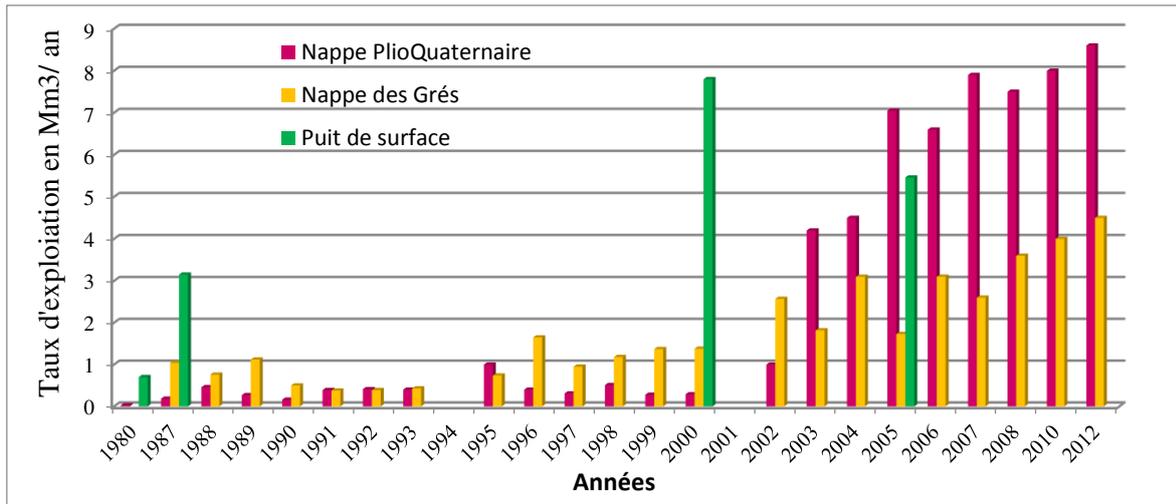


Figure 112: Evolution de l'exploitation par nappe au niveau du bassin de Foussana. (DGRE).

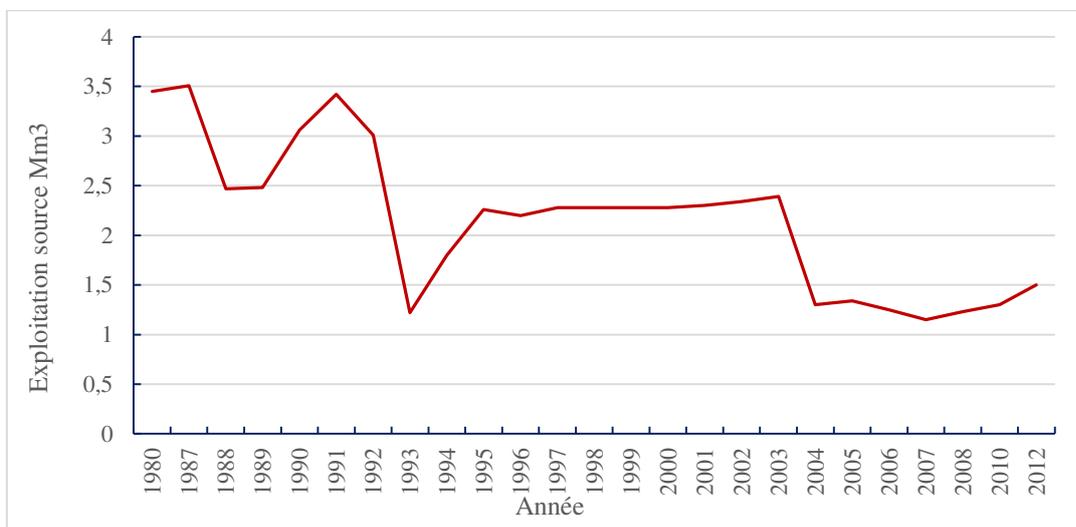


Figure 113 : Evolution de l'exploitation au niveau des eaux de source du bassin de Foussana. (DGRE)

Le dénombrement des puits et l'évaluation de l'exploitation sont basés sur l'inventaire systématique des points d'eau. Une exploitation très importante est notée et a entraîné une baisse continue de la piézométrie. Cette surexploitation continue risque de détruire la qualité des eaux par augmentation du taux de minéralisation.

2.3.2. Emergences des sources

Les eaux du barrage Khanguet Slougui s'infiltrent complètement dans les calcaires turoniens formant bordure sud de la retenue pour s'écouler par la suite dans le lit de l'oued à travers la source d'Ain Settara située en aval du barrage pour être par la suite pompée par les agriculteurs. Le débit de cette source est très variable et dépend du taux de pompage et de l'intensité des précipitations. Il montre un volume non négligeable, par conséquent nous le prenons en compte dans le calcul du bilan hydrique du bassin versant.

Les figures 112 et 113 mettent en valeur l'augmentation du nombre des puits de surface et des forages du bassin de Foussana entre 1980 et 2012 ainsi que l'évolution de l'exploitation.

Si on prend l'année de référence 2010, l'exploitation totale est évalué à **18.3Mm³**.

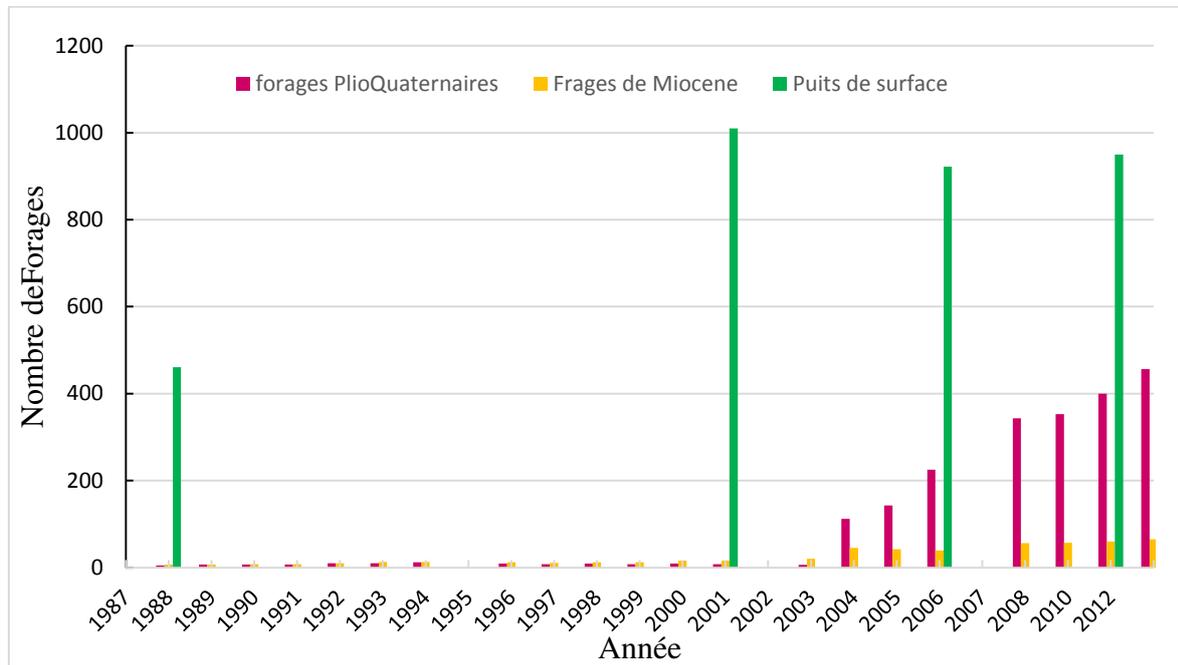


Figure 114 : Evolution de nombre de forages et puits de surface au niveau du bassin de Foussana. (CRDA)

2.3.3. Evaluation du volume perdu par évapotranspiration

Comme on déjà vu la zone marécageuse constitue l'exutoire principale de la nappe. Cette zone se caractérise par une variation importante de niveau statique entre la zone humide et zone sèche et crée un cône de dépression de dénivelé moyenne de 1.5 m.

La superficie de cet exutoire est évaluée à 15km², (voir carte piézométrique du PlioQuaternaire).

Le coefficient d'emmagasinement étant de 10% le volume évaporé sera calculé comme suit :

$$V = 15.10^6 * 1.5 * 10.10^{-2} = 2.2510^6 \text{ m}^3.$$

Soit un $Q_{ev} = 71.34 \text{ l/s}$

2.4. Bilan hydrogéologique global E/S

Le bilan hydrogéologique est défini comme étant « les comptes comparés des quantités d'eau totales reçues ou débitées par un aquifère – ou ensemble d'aquifères – définis pendant une période déterminée, exprimés par une équation devant vérifier que la somme algébrique des apports – ou alimentation – de la nappe, du débit global et de la différence de réserve pour la même période de référence, est nulle » (Castany et Margat, 1977, in Dassi, 2004).

Les apports moyens annuels du bassin de Foussana, comparés aux sorties actualisées donne un bilan déficitaire avec un déficit hydrique de l'ordre **4 Mm³/an**.

Toutefois, ce bilan global, lié au degré d'exploitation des nappes, offre une actualisation satisfaisante de l'état hydrogéologique. Cet état critique nous pousse à prendre des mesures urgentes pour combler le déficit hydrique. La modélisation hydrogéologique de la zone constitue l'un de ces actions, elle permettra de faciliter la prise de décision pour la bonne gestion, la planification des ressources en eau et l'aménagement des territoires.

2.5. Evolution de la piézométrie des aquifères du bassin de Foussana

Les cartes piézométriques de référence utilisées dans le cadre de cette étude sont celles établies par une campagne de dénivellation des niveaux piézométriques effectués en 2010 avec la compagnie des personnels de CRDA de Kasserine.

La carte piézométrique (2011) de la nappe superficielle de PlioQuaternaire montre que la surface piézométrique suit sensiblement la topographie qui descend de la périphérie vers l'axe de la plaine (cf., carte piézométrique, chapitre hydrogéologie).

La direction générale de l'écoulement est de direction Nord-Ouest-Sud Est, des reliefs bordants qui constituent les zones des recharges principales de la nappe vers la zone évaporatoire qui constitue l'exutoire principal de la nappe.

La piézométrie des nappes des grés miocènes de la plaine de Foussana connaît une certaine variation liée non seulement à la structure des nappes mais aussi à leur tectonique.

L'étude piézométrique de cette nappe montre une allure générale des courbes isopièze qui est grossièrement semblable à celle de la nappe phréatique. Elle correspond à une alimentation par les zones périphériques en affleurement. Cette piézométrie est conditionnée non seulement par l'allure du substratum mais aussi par la perméabilité qui décroît sensiblement des zones de bordures vers le milieu de la nappe où les grés sont fins et hétérogènes, en alternance, avec plusieurs niveaux de marnes et d'argiles (coupes hydrogéologiques).

L'analyse de l'évolution du niveau statique des différents piézomètres montre une tendance à la baisse quasi-générale. Les courbes sont généralement descendantes avec des remontées locales (suivie de la piézométrie, chapitre hydrogéologie).

3. ELABORATION DU MODELE NUMERIQUE DE L'AQUIFERE DE FOUSSANA

3.1. Introduction

Les objectifs du modèle d'écoulement de la nappe du Foussana sont la quantification des débits naturels et artificiels transitant dans l'aquifère et la validation des conductivités hydrauliques permettant la reconstitution de la piézométrie. Il a pour but aussi de mieux appréhender le

fonctionnement hydrodynamique du système en vue d'une gestion durable de la ressource en eau de cette zone qui constitue l'objectif de plusieurs aménagements hydro agricoles tels que la construction de 6 barrages collinaires dont le but principal est de recharger la nappe.

L'outil de modélisation présenté dans les paragraphes qui suivent est construit sur la base de l'ensemble des connaissances acquises au cours de cette étude. Un modèle étant construit pour la première fois, ce dernier est amené à évoluer et à s'améliorer au fil de l'acquisition de données supplémentaires.

La modélisation présentée ici et les résultats qui en découlent constituent donc la première phase d'un processus qui devra se poursuivre afin d'obtenir un outil toujours plus performant.

Même si nos connaissances de l'aquifère de Foussana permettent de retranscrire numériquement des écoulements souterrains au plus proche de la réalité, les informations dont nous disposons à l'heure actuelle sont souvent très locales. Il est donc important de toujours garder un esprit critique quant à l'utilisation de ce modèle, ce qui est par ailleurs valable pour tout modèle.

L'élaboration du modèle numérique sera détaillée. Les simulations en régime permanent permettront ensuite de valider la qualité du modèle et d'apporter des précisions quant aux écoulements souterrains de l'aquifère de Foussana.

Les résultats présentés dans les chapitres précédents ont démontré que le système aquifère de Foussana est composé de deux principaux horizons d'écoulements aux propriétés distinctes et plus ou moins en connexion hydraulique : les niveaux PlioQuaternaire et les grès Miocènes.

Ces deux horizons sont séparés par une zone de transition d'épaisseur souvent non négligeable. Les propriétés hydrodynamiques sur l'ensemble du site sont très hétérogènes spatialement, du fait de la présence de discontinuités, des différences de lithologies des différents niveaux.

3.2. Méthodologie utilisée

Le modèle a été réalisé sous Feflow 7.0 (Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System ([Trefry et Muffels, 2007](#), [Diersch, 2010](#))). La résolution de l'équation de l'écoulement dans Feflow utilise la technique numérique des éléments finis. Notre choix s'est en effet porté sur cette technique plutôt que sur celle des différences finies. Les éléments finis offrent une souplesse plus importante. Ils permettent d'adapter facilement le maillage aux topographies accidentés et la prise en compte de discontinuités est également facilitée par cette propriété.

La réalisation d'un modèle numérique hydrodynamique nécessite une bonne préparation des données et une connaissance des principes de résolution mathématique et des paramètres

nécessaires. La disponibilité des données est surtout le premier facteur qui permettra d'avoir une simulation et une prédiction très proche de la réalité.

Pour la modélisation de notre système d'écoulement, huit étapes sont nécessaire pour le bon fonctionnement :

Phase 1 : Création de la géométrie de la zone à modéliser (Designing the Supermesh)

Phase 2 : Génération d'un maillage en éléments finis (Generating the Finite Element Mesh)

Phase 3 : Définition du type de problème (Problem class)

Phase 4 : Définition des conditions aux limites (Flow boundaries)

Phase 5 : Définition des paramètres d'écoulement (Flow materials)

Phase 6 : Définition des points d'observation (Reference data)

Phase 7 : Lancement de la simulation (Run the simulator)

Phase 8 : Visualisation des résultats (Halt and view results)

3.3. Géométrie du modèle

La délimitation de la nappe est basée essentiellement sur la superposition des couches d'informations : géologiques, structurales, morphologiques et hydrologiques. Le système aquifère du fossé de Foussana est traversé par Oued El Hatab qui prend son origine sur les hauteurs algériennes. Il est limité au Nord par Djebel Lajred, à l'Est par Djebel Semmama, au Sud par Djebel Chambi Nouguiza et à l'Ouest par Djebel el Hamra. Le bassin de Foussana couvre un bassin versant hydrologique de 1350 km².

Le modèle hydrogéologique s'étend sur une surface de 250 Km². Il comprend seulement les systèmes hydrogéologiques du bassin de Foussana à savoir la nappe du PlioQuaternaire et celle du Miocene de la partie effondrée.

Cette superficie est discrétisée via un maillage triangulaire. Cette triangulation irrégulière s'appuie sur l'ensemble des points où une information est disponible. Ainsi, le maillage est affiné au niveau des forages et le long des linéaments cartographiés. D'autre part, la méthode de résolution de l'équation de l'écoulement par éléments finis implique que les calculs se fassent aux nœuds de chaque élément. Chaque émergence et chaque forage correspond donc à un noeud du maillage. Le critère de Delaunay a été respecté pour la construction de ce maillage grâce à l'utilisation de l'algorithme « Triangle Mesh Generator© » (<http://www-2.cs.cmu.edu/~quake/triangle.html>) développé par Shewchuk (2002). Une triangulation respecte le critère de Delaunay (1934) si aucun sommet des triangles du maillage n'est à l'intérieur des cercles circonscrits aux triangles.

Les limites de ce bassin sont principalement naturelles montagneuses, ces limites étaient traduites en Shapefile .shp par le biais de Arc gis puis importées dans Feflow.

A part la géométrie extérieure du modèle, on doit tenir compte des cours d'eau (Oued el Hatab, principal cours d'eau qui longe la totalité du bassin), des puits de pompages et des différents barrages collinaires qui entourent la zone d'étude (**chapitre I**).

FEFLOW dispose d'une interface de communication sophistiquée avec les applications SIG, ce qui a permis l'exportation de ces éléments avec un géo-référencement correct. L'application du SIG nous a aussi permis d'avoir un accès rapide aux informations liées à la géométrie de la zone d'étude (aire, longueur ...).

Le modèle réalisé étant tridimensionnel, en ajoutant une composante verticale z au modèle 2D. Cette composante z permet de prendre en compte les épaisseurs des différentes couches de l'aquifère.

Verticalement, les différentes couches du modèle sont supposées homogènes et isotropes. Nous avons simplifié ce nombre à trois (3) couches principales superposées. L'épaisseur de chaque couche est variable en fonction de la topographie et du type de formation géologique (sable, argile sableux et argile).

La représentation de l'extension horizontale des différents horizons est basée sur l'étude de la géométrie du système aquifère citée dans le chapitre II, étude hydrogéologique.

En revanche, les épaisseurs des différents horizons ont été bien identifiées par complication des études hydrogéologiques et géophysiques menés dans le bassin d'étude.

Afin de représenter au mieux la réalité, l'extension verticale des différentes couches a été approchée grâce à diverses interprétations coupes des forages (profonds et semi-profonds, public privés,.....) et des piézomètres effectués sur le bassin.

Au vu des études géologiques et hydrogéologiques, un modèle à 3 couches est considéré

Le système aquifère supérieur de Foussana correspond à la partie effondrée du bassin de Foussana. Il atteint son maximum de profondeur au milieu de la cuvette de Foussana suivant une bande NW-SE le long d'Oued El Hatab. Dans la partie Nord et la partie Sud, les accidents tectoniques qui bordent la cuvette ont mis en contact direct la nappe de grès du Miocène avec la nappe phréatique du PlioQuaternaire. Ainsi dans les régions de bordure, les dépôts du PlioQuaternaires, très grossiers, sont directement en contact latéral avec les grès miocènes.

La plaine de Foussana renferme essentiellement trois couches à savoir

La première couche représentant la nappe phréatique est logée dans les formations PlioQuaternaire et formée par des alluvions sablo-argileuses, graviers et cailloutis. Dans ce niveau supérieur il est possible de distinguer deux niveaux aquifères, l'aquifère superficiel du Quaternaire PQ1 et l'aquifère sous-jacent du Pliocène (PQ2). Du fait de la discontinuité du niveau argileux qui les séparent, et d'une piézométrie souvent confondue, on peut les considérer

comme un aquifère unique, par ailleurs ils présentent des salinités et des résistivités semblables. Ces deux niveaux constituent la couche supérieure.

Le toit de cette couche constitue la surface topographique sur laquelle les infiltrations directes des pluies sont appliquées, elle montre une épaisseur allant variable des bordures vers le centre de la plaine ou peut atteindre jusqu'au 250 m.

La deuxième couche ou couche intermédiaire : formée par un écran argileux-marneux épais, le toit de cette couche n'est pas fixe, il est variable spatialement, elle représente une épaisseur moyenne variant de 150 à 300 mètres et qui présente la zone non saturé.

La troisième couche ou couche inférieure : L'aquifère du Miocène montre une grande variation en épaisseur et faciès.

Dans le bassin de Foussana on peut individualiser 3 principaux niveaux gréseux (grès de la partie effondrée et grès affleurant respectivement aux bordures Nord et Sud de la cuvette) sont séparés par des «écrans » marneux plus ou moins épais et dont la superposition est définie par les conditions de sédimentation et l'évolution tectonique.

L'aquifère gréseux, quel que soit sa nature (libre ou en charge), est constitué en général de sables hétérogènes mal classés et de dépôts remaniés. Cependant nous avons pu constater que les grès en affleurement sont non seulement plus grossiers mais aussi plus homogènes, ce qui attribue aux aquifères libres une grande perméabilité contrairement aux grès en charge où les alternances fréquentes d'argiles et de marnes réduisent énormément ce paramètre. Cette homogénéité croît également en profondeur. La série gréseuse en place, qui occupe la partie Sud-ouest de la plaine, renferme un niveau aquifère constitué de grès miocène. Ils sont reconnus par plusieurs forages dont la profondeur maximale atteinte est de 400m.

Pour élaborer un modèle simple on a pris en considération que la partie effondré du bassin et qui couvre une superficie de 250km², les grés Miocene de cette zone repose sur les calcaires de crétaqué qui constitue leur mur et montre une épaisseur variable qui peut atteindre les 400 m.

Les épaisseurs des couches étaient simplifiées et extraites des coupes lithologiques, hydro stratigraphiques exposées dans le chapitre d'hydrogéologie puis traduite dans un fichier de type (.dat) (x, y, épaisseur de la couche et Slice), ensuite intégrées dans Feflow afin d'obtenir notre zone d'étude en 3D (Fig.115).

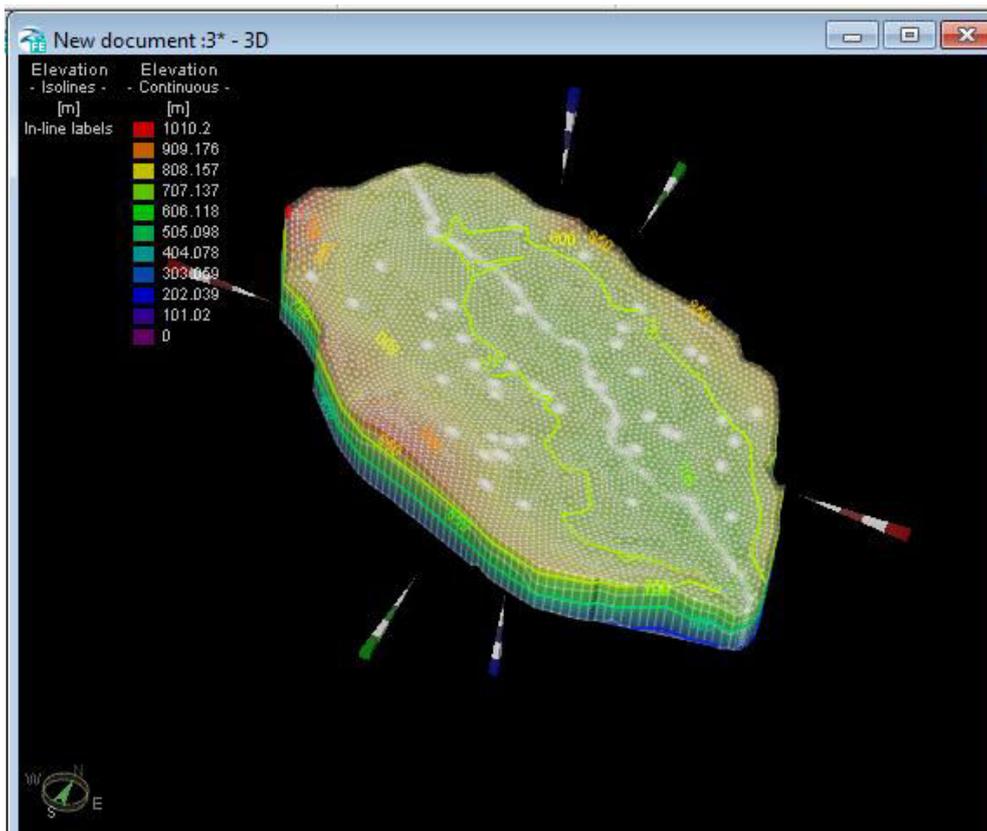


Figure 115 : topographie du bassin de Foussana en 3D

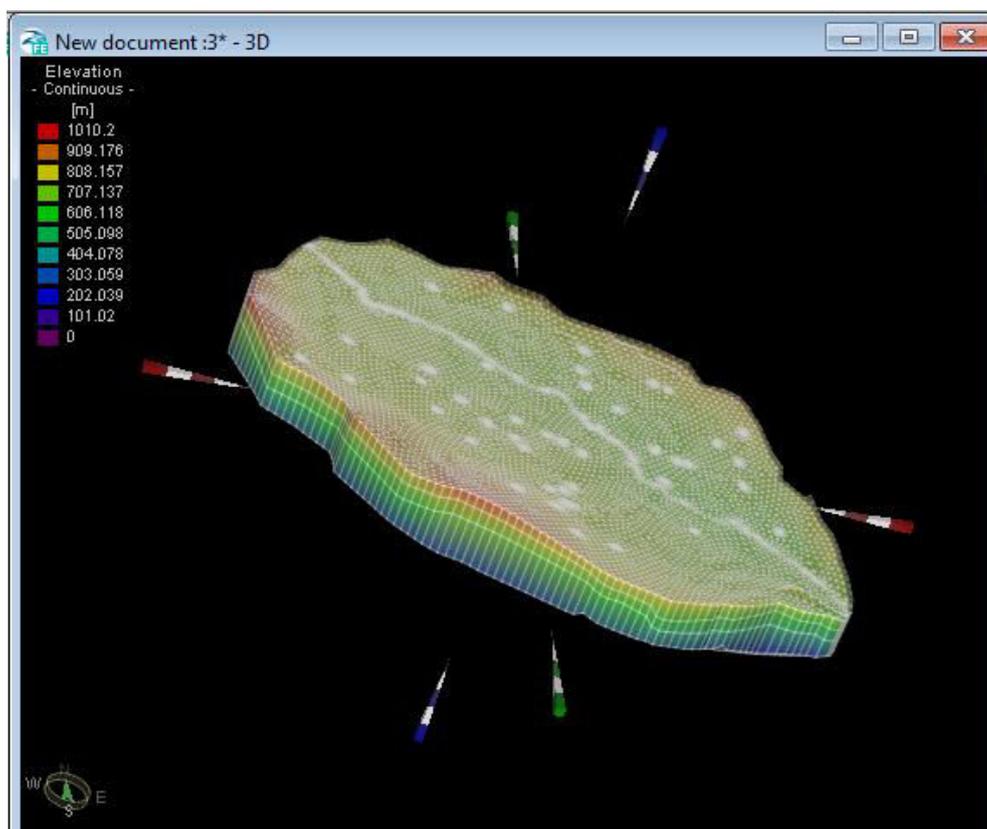


Figure 116: Géométrie des aquifères du bassin de Foussana en 3D (limite Sud)

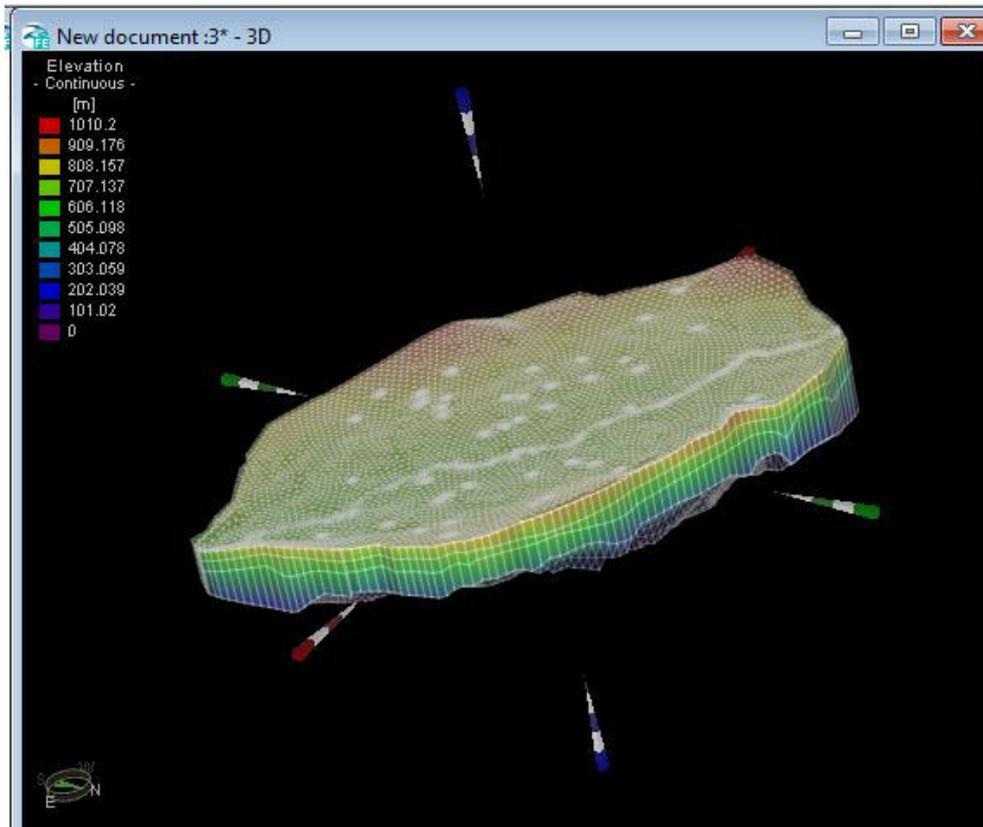


Figure 117 : Géométrie des aquifères du bassin de Foussana en 3D (limite Nord)

Après la définition des limites spatiale du domaine de modélisation, le développement du modèle numérique commence par la discrétisation spatiale ou le découpage du domaine en maille. Le maillage est constitué d'éléments finis prismatiques, iso-paramétrique à 6 noeuds (en 3D). Le calcul nécessite avant d'être lancé un maillage pour permettre la pose de conditions aux limites.

Le maillage en éléments finis représenté sur la figure ci-dessus a été raffiné au niveau des puits de forage et au niveau du cours d'eau principal de l'oued el Hatab.

L'Oued el Hatab parcourt le long du bassin de Foussana, ne montre aucun échange avec la nappe, la carte piézométrique du MioPlioQuaternaire élaboré montre que c'est la nappe qui alimente l'oued, donc ce dernier constitue un drain pour la nappe.

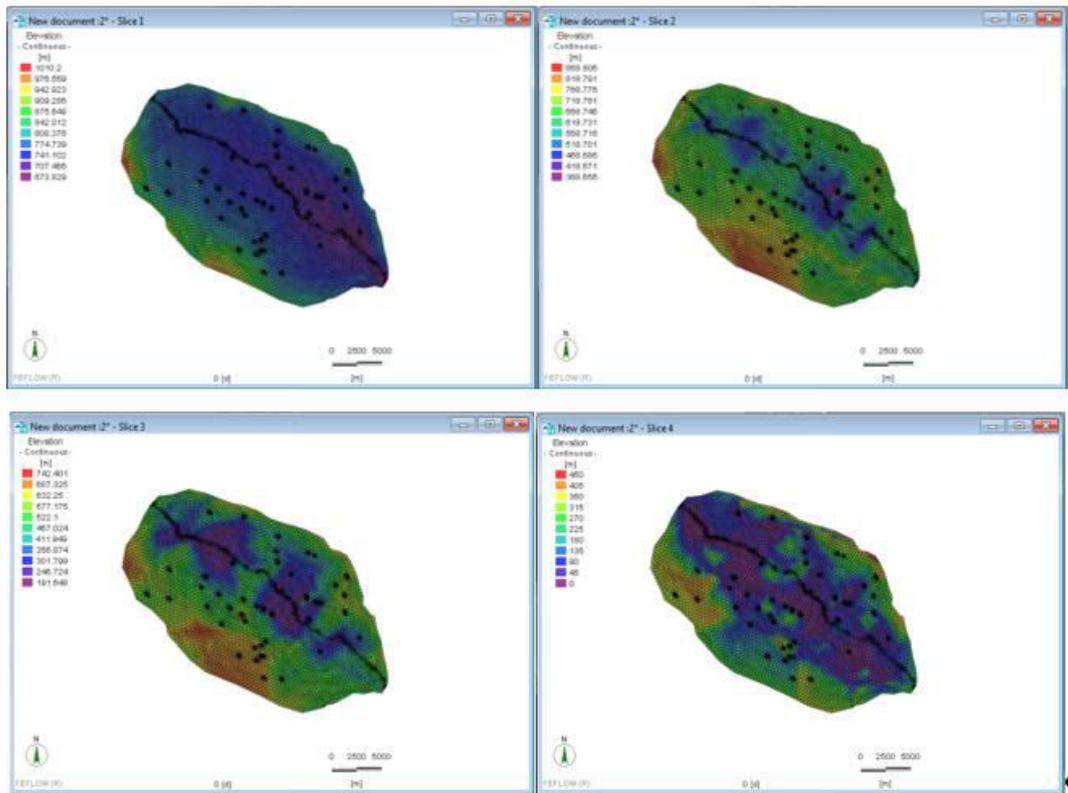


Figure 118: Epaisseurs des couches du modèle

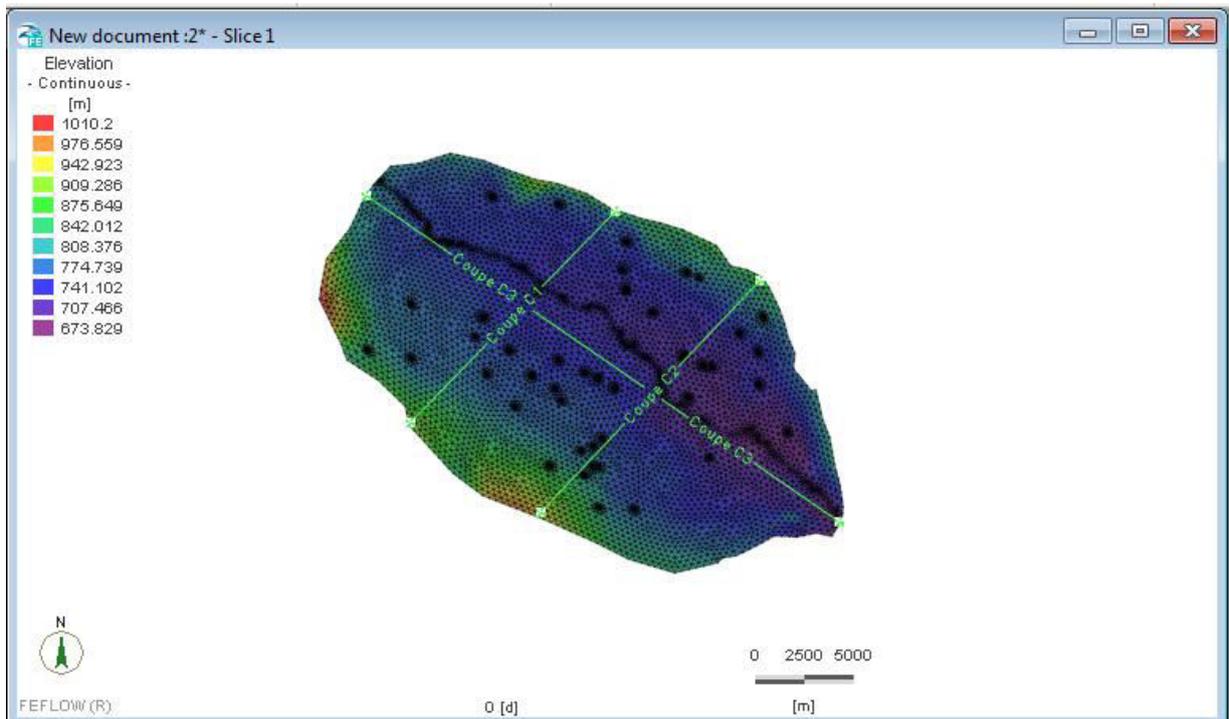
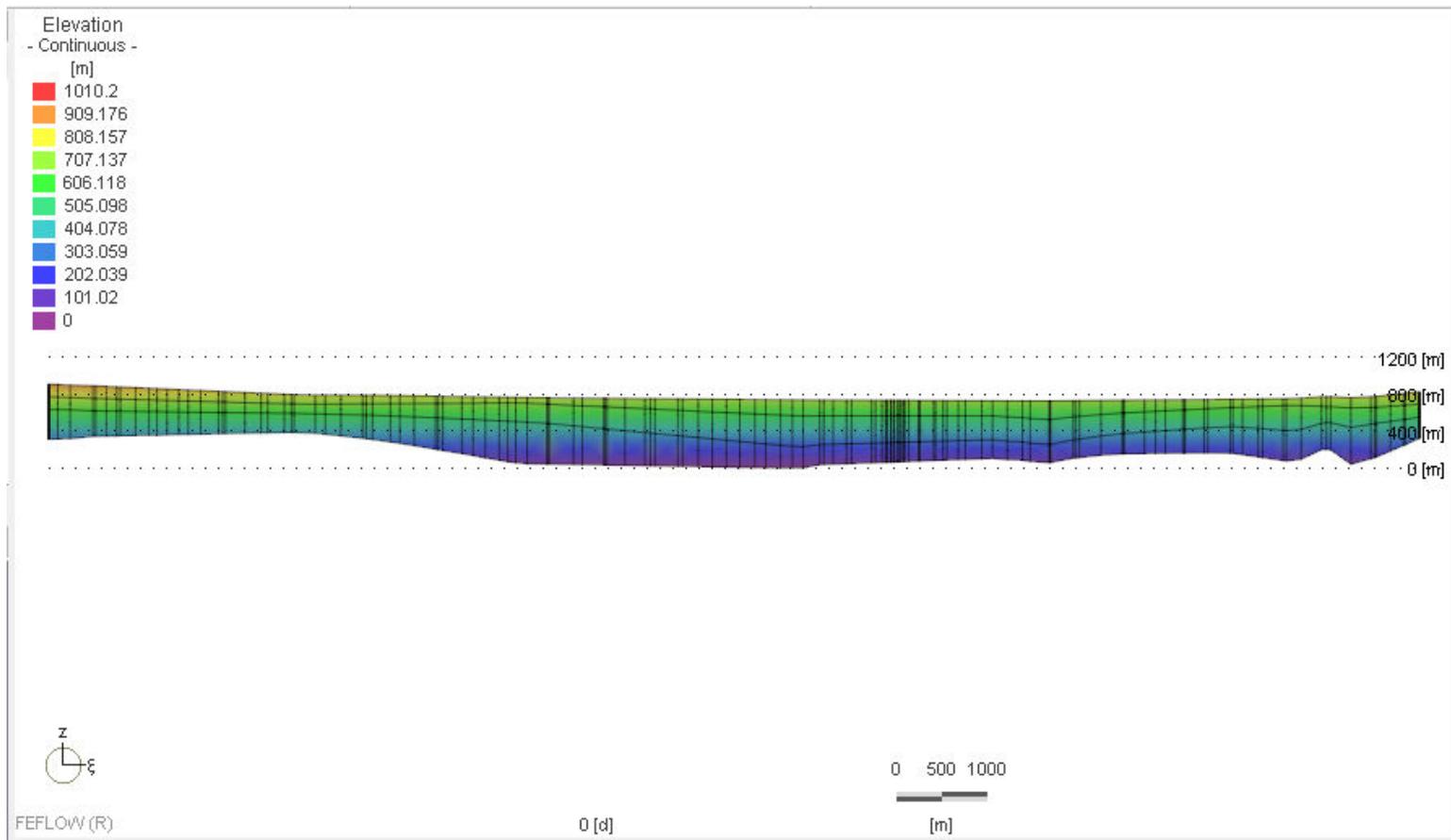
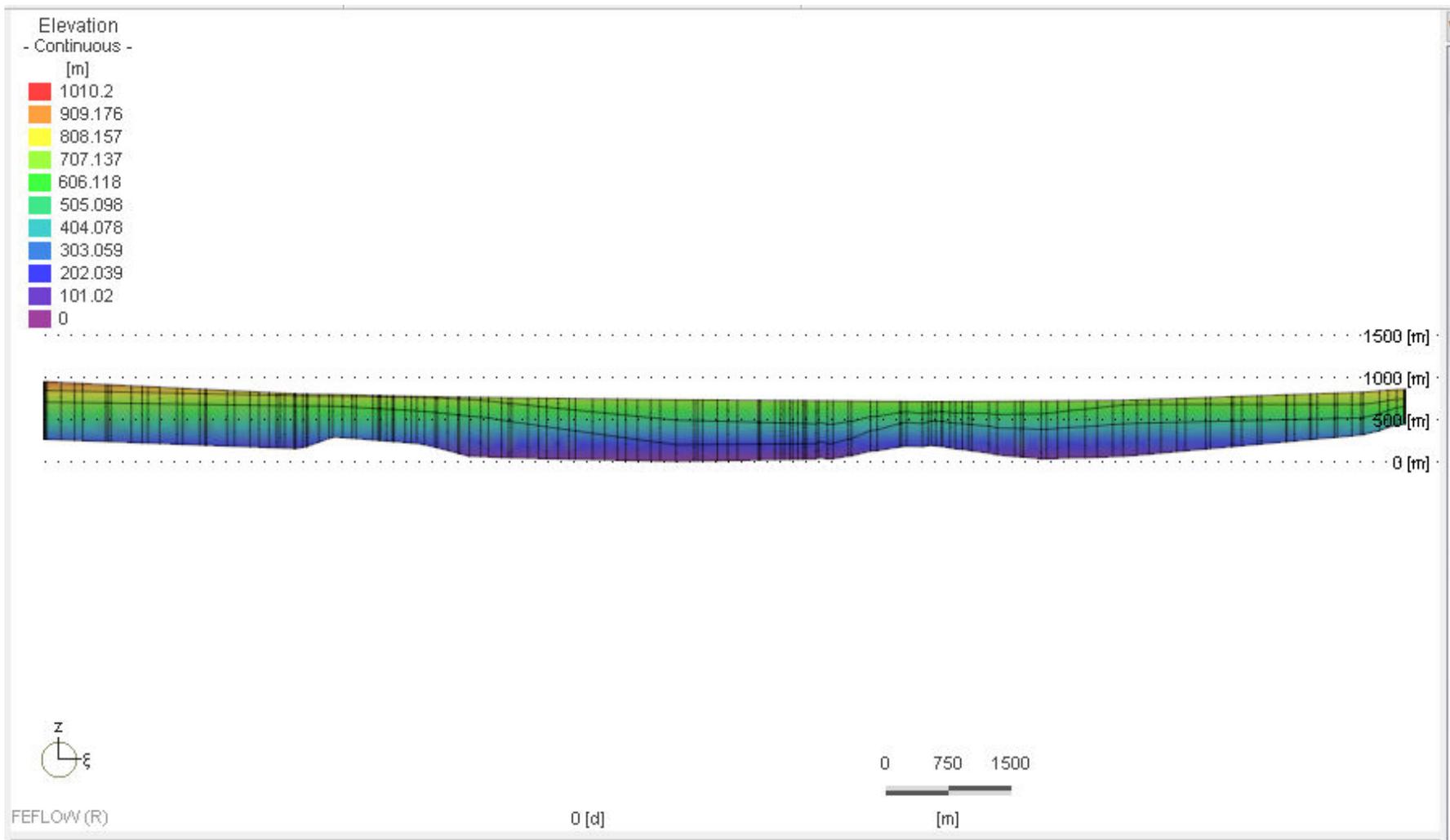


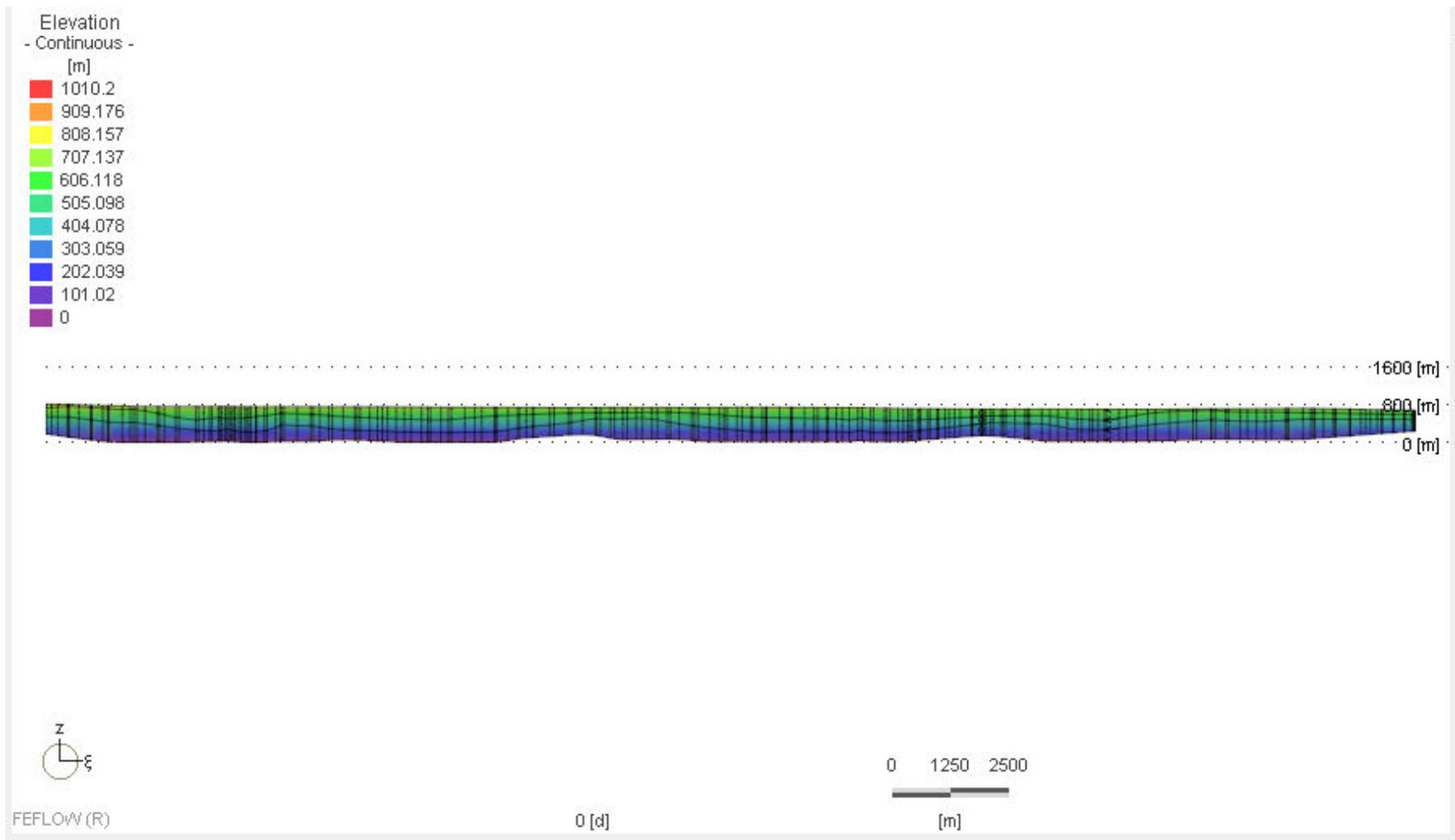
Figure 119 : Carte localisation des coupes.



Coupe C1



Coupe C2



Coupe C3

Conditions aux limites

Les conditions aux limites représentent des conditions hydrodynamiques imposées au système. Elles permettent d'intégrer les relations existantes entre le système aquifère modélisé et les réservoirs environnants, qu'il s'agisse du réseau hydrographique ou d'aquifères adjacents au système étudié. Ces relations sont simulées par l'implémentation de conditions de charges et de flux connues ou supposées. Le choix des conditions aux limites est une étape cruciale de la modélisation puisqu'elles influencent considérablement les modalités d'écoulement. Ces variables d'entrées sont parmi les plus sujettes à erreur (Franke *et al.*, 1987).

La zone d'étude du modèle doit être définie (verticalement et horizontalement) et ses limites explicitées.

2.4.1. Potentiels imposés ou Condition de Dirichlet, ou 1er type, Head

Les limites latérales du modèle correspondent également aux limites du bassin de la plaine de Foussana. Ces limites sont fixées par des potentiels hydrauliques (Dirichlet, ou 1er type). Les limites sont constituées par des chaînes de montagne donc considéré comme des limites à flux nul.

Les limites présentant des interactions avec les bassins versants voisins ont été affectées par un flux non nul (limite à flux imposé) traduit par une hauteur d'eau extraite de la carte piézométrique de MioPlioQuaternaire.

L'analyse de la carte piézométrique a montré que les zones de bordure nord et sud sont des zones de recharges préférentielles ; leur contribution dans le bilan hydrodynamique constitue un élément important. C'est pourquoi, devant cette hypothèse fiable, une recharge à partir de ces zones est aussi prise en compte.

La nappe de Foussana est connectée latéralement à d'autres nappes voisines. Cette nappe est alimentée par la nappe des grés Miocène de synclinal de sidi Merzoug Sbiba (nappes perchées de Bled Zelfène) au niveau de la faille de la bordure Nord avec un débit moyen de l'ordre de **1,4. 10⁶ m³/an** (Zebidi H., 1968).

Nous avons donc choisi de représenter ces limites *via* des conditions de potentiels imposés du deuxième type (Les conditions de Neumann, ou 2ème type, flux).

L'étude de la carte piézométrique du bassin de Foussana ne montre aucun écoulement par underflow vers la plaine de Kasserine même s'il y en a, son évaluation, à l'état actuel est difficile vue l'absence des piézomètres dans la zone aval.

2.4.2 Réseau hydrographique

Dans le cas du bassin de Foussana, avec une importante évaporation, l'alimentation de l'aquifère est assurée principalement par les oueds. Malgré la densité du réseau hydrographique et la continuité d'écoulement durant toute l'année, l'alimentation est limitée aux périodes de fortes crues. Cette alimentation est d'autant plus efficace que le lit des oueds est formé par des formations perméables où l'eau peut s'infiltrer rapidement et s'échapper à l'évaporation. Les jaugeages du débit pérenne d'oued el Hatab à l'entrée du bassin de Foussana ont donné une valeur moyenne de l'ordre de 76 l/s, soit une valeur de **2.3.10⁶ m³**. Ce volume sera considéré comme volume exfiltré de la nappe, il fait partie des conditions de Neumann, ou 2ème type, flux.

Discretisation temporelle

La période de simulation dans le cadre de la construction et la validation d'un modèle doit s'appuyer sur une période assez longue pour laquelle les données disponibles sont suffisamment précises et complètes. Les données nécessaires à la calibration du modèle en régime transitoire consistent principalement en des données de recharge, de prélèvements et de suivis de charges hydrauliques au sein de points d'observation.

Afin de disposer d'une étude piézométrique représentative de la piézométrie des deux niveaux aquifères du bassin de Foussana, une campagne de mesures du niveau d'eau dans les forages a été effectuée en décembre 2010.

Points d'observations

Les points d'observations permettent le calage et la validation du modèle numérique. Les forages étant peu nombreux sur le bassin de Foussana, nous nous sommes appuyés sur les 35 puits dont on a mesuré le niveau statique lors de la campagne de nivellement des piézomètres effectuée mensuellement par la direction des ressources en eaux à Kasserine, pour caler le modèle en régime permanent.

Les données enregistrées permettront ainsi de préciser les relations entre les écoulements superficiels et souterrains sur la base des hauteurs d'eau observées d'une part et des volumes écoulés d'autre part. La localisation de ces points d'observation est rappelée sur la Figure VI.9

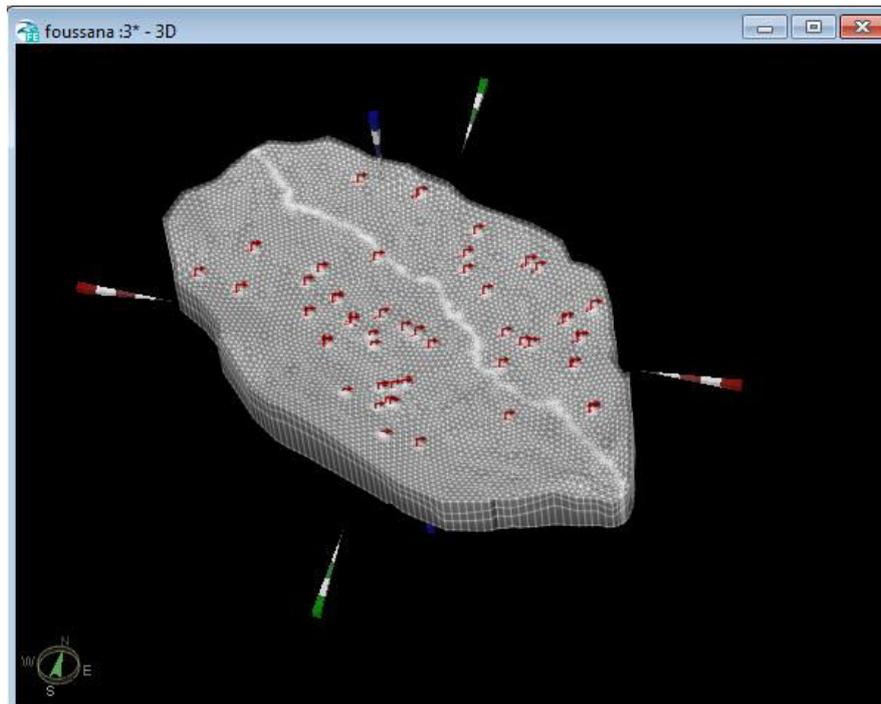


Figure 120 : Localisation des points d'observation

4. Simulation en régime permanent

4.1. *Processus de calibration et validation.*

Le calage en régime permanent nécessite de trouver dans la chronique piézométrique de la zone une période suffisamment stable. Cela permet de considérer que l'ensemble du fonctionnement hydrodynamique de la nappe est stable et donc permanent. Les phénomènes de stockage et de déstockage dans la nappe ne sont donc pas pris en compte.

Le calage se fait grâce à l'ajustement des conductivités hydrauliques pour simuler la piézométrie la plus proche de la réalité. Pour cela nous disposons de relevés piézométriques de l'année 2010.

Le calage a pour objet d'une manière générale, de juger la pertinence des conditions aux limites choisies pour le modèle et aussi de reproduire avec une erreur acceptable l'ensemble des données de terrains par une simple modification des paramètres d'entrée qui sont fonction du comportement géologique du système aquifère (Dassargues et Monjoie, 1992). En d'autres termes, il pour but de minimiser l'écart entre les valeurs de la piézométrie observée et celles de la piézométrie calculée par le modèle en variant les caractéristiques de l'aquifère tels que : la conductivité hydraulique, le recharge, l'évaporation, les conductances des cours d'eau etc. On considère que la conductivité hydraulique est isotrope dans les trois dimensions de l'espace. La même valeur a été attribuée à K_x , K_y et K_z .

4.2. Paramètres hydrodynamiques

Les valeurs de conductivité hydraulique de la nappe de PlioQuaternaire obtenues après calage du modèle varient de $5 \cdot 10^{-4}$ m/s. dans la partie Sud $3 \cdot 10^{-4}$ m/s dans la partie Nord du côté du bled Zelfène, 10^{-4} m/s du côté Est, $2 \cdot 10^{-4}$ m/s du côté Ouest et de l'ordre de $0.5 \cdot 10^{-6}$ m/s dans la zone effondrée

La valeur moyenne des conductivités hydrauliques obtenues par calage du modèle est cohérente par rapport à la majorité des formations géologiques rencontrées dans la zone (cf. Chapitre .III). Toutefois, la grande variabilité des conductivités hydrauliques calées peut se justifier par la grande variété des terrains rencontrés qui vont des sables fins et sables moyens en passant par de sables argileux aux argiles sableux.

Pour la nappe profonde de Miocène, la conductivité hydraulique varie des bordures vers le centre de la plaine ou elle devient très faible du fait de la présence des argiles marneux.

Elle est de l'ordre de $0.3 \cdot 10^{-4}$ m/s au niveau des régions de bordures et de $2.5 \cdot 10^{-7}$ m/s dans la zone centrale.

Piézométrie restituée

Les figures 121 et 122 représentent les valeurs piézométriques obtenues après calage des conductivités hydrauliques et des coefficients d'échange entre les différents niveaux aquifères pour un état de piézométrie de décembre 2010. Comme le montre l'analyse visuelle de ces cartes, le tracé des courbes isopièzes simulés représente bien le tracé obtenu par les valeurs de la piézométrie observée sur l'ensemble du territoire modélisé. Les gradients hydrauliques importants relevés lors des campagnes piézométriques sur le terrain sont bien reproduits par les simulations.

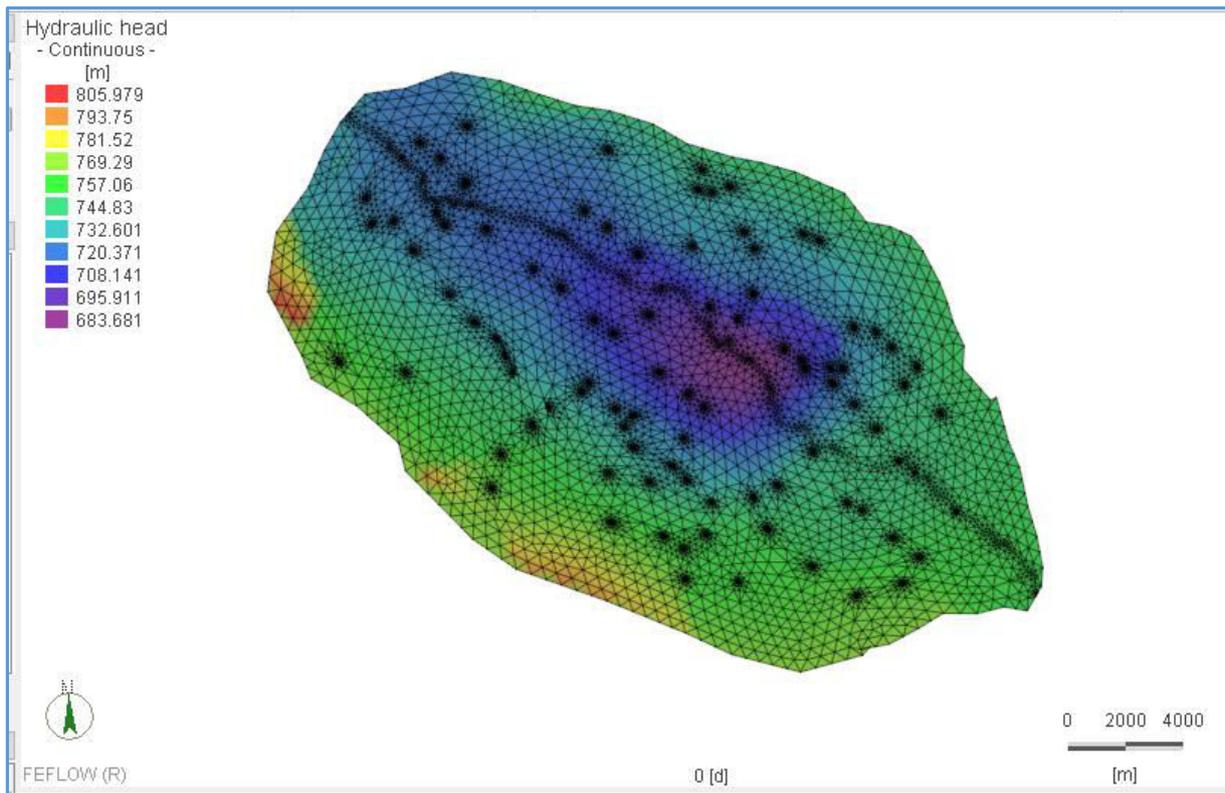


Figure 121: Carte piézométrique de la nappe du PlioQuaternaire obtenue par Feflow après calage du modèle.

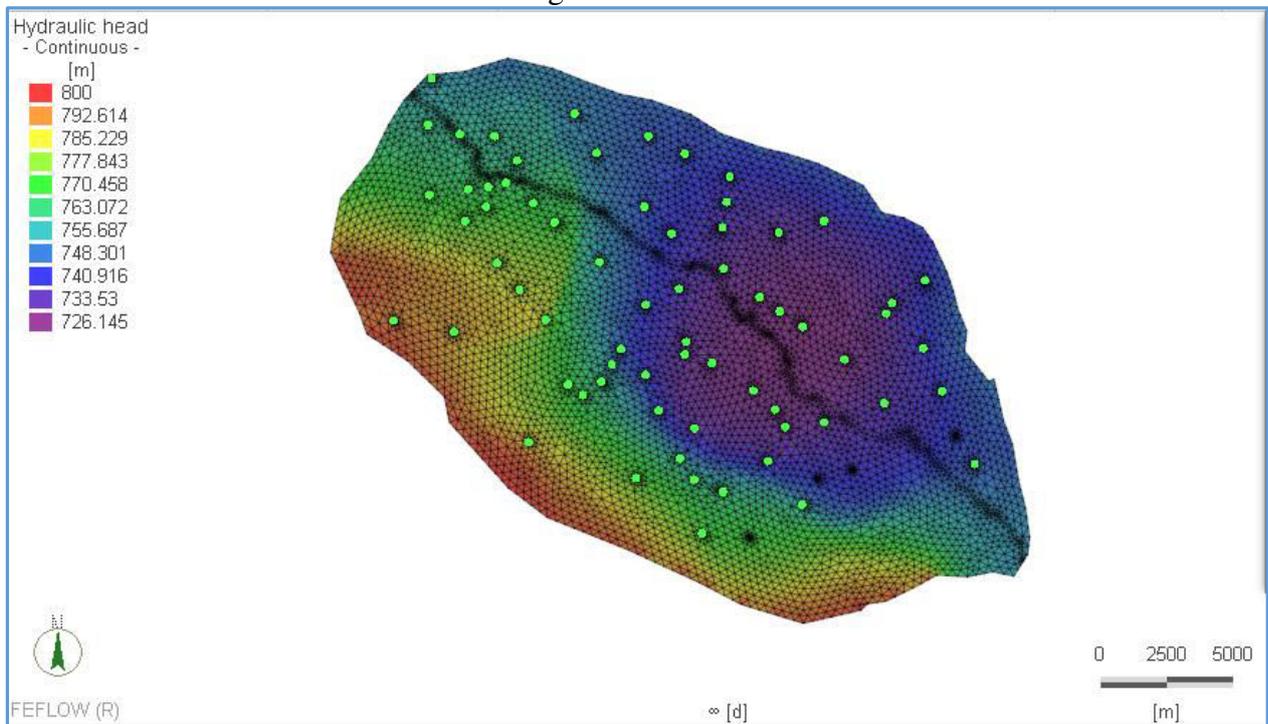


Figure 122: Carte piézométrique de la nappe du Miocene obtenue par Feflow après calage du modèle.

Conclusion générale

La présente étude concerne les ressources en eaux souterraines du bassin de Foussana appartenant à la partie amont du bassin versant de l'Oued Zéroud, au Nord-Ouest Tunisien. Elle couvre une superficie de 1350 km² et ses limites géographiques sont: le Djebel Biréno au Nord, les Djebels Chambi et Nouguiza au Sud, le Djebel el Hamra à l'Ouest et le Djebel Semmama à l'Est. La plaine de Foussana se situe au niveau de l'avant pays de la chaîne alpine, dans les hautes steppes tunisiennes sur la partie ouest de la Tunisie centrale, au niveau de l'Atlas tunisien.

Le fossé de Foussana, l'un des plus grands fossés d'effondrement de l'Atlas tunisien, se situe à l'extrémité SW de la zone des fossés et au NW de la ville de Kasserine. Il correspond à une cuvette importante de direction majeure NW-SE. Les ressources en eau dans le fossé de Foussana représentent une ressource économique jugée prioritaire du fait qu'elle est utilisée pour l'irrigation et la consommation domestique. Ces ressources en eaux, deviennent de plus en plus rares, surexploitées, mal réparties et surtout plus polluées.

Les formations géologiques, caractérisant la zone d'étude, correspondent à des roches d'origine sédimentaire. Les affleurements rocheux qui constituent les principaux reliefs bordant le bassin de Foussana correspondent à des sédiments datant, en grande majorité, du Crétacé. Les grandes plaines du centre sont occupées par des sédiments du quaternaire, alors que les plateaux sont en grande partie composés de formations datant du Miocène. Sur le plan lithologique, les principales roches et sédiments qui composent le sol du bassin de Foussana sont des alluvions argilo-sableuses, des calcaires, des dolomies, des marnes, des argiles, des sables, des grès et des sels diapiriques

Du point de vue tectonique, le bassin de Foussana est caractérisé par la présence de multiples failles. Les failles de direction NW-SE, dont la plus importante est celle qui s'aligne parallèlement à l'Oued Hatab (Faille de Foussana). Cette faille prend en écharpe la totalité de la dépression. Les failles qui bordent le fossé du côté est et du côté Ouest se placent dans la famille directionnelle NW-SE. Les failles de direction NE-SW, dont la plus importante est celle qui borde Jebel Chambi du côté sud, montrent une activité décrochante senestre à composante normale. Les failles de direction EW constituent la troisième famille de fracture ayant contrôlé l'évolution de cette structure effondrée.

Au cours de cette étude la synthèse des données des forages et des sondages électriques existant a permis de préciser la géométrie des réservoirs aquifères.

Les sondages électriques réalisés suivant des transects NE-SW, NW-SE et E-W montrent que le coeur de la dépression de Foussana est comblé par une épaisse série néogène. De même, plusieurs failles ont été détectées au coeur de cette structure. Ces accidents montrent une géométrie verticale, témoins d'une activité coulissante.

Le bassin d'effondrement de Foussana formé par le jeu de failles de direction NW-SE constitue une fosse subsidente comblée de dépôts MioPlioQuaternaires à caractère continental et renferment plusieurs niveaux aquifères avec des intercommunications latérales entre les grès miocènes et les niveaux Plio-Quaternaires le long des failles de bordure et par drainance le long de l'axe de la fosse matérialisé par l'oued El Hatab.

Le Quaternaire couvre toute la cuvette. Sa constitution varie selon les régions, en bordure, nous retrouvons les éboulis de pente formés de gros éléments de calcaire sub-arrondis, parfois bien cimentés par de l'argile rouge. Ces dépôts laissent la place au centre de la cuvette de l'Oued Hatab à des dépôts plus fins constitués de sol sableux ou argilo-sableux avec une certaine proportion de limon.

Dans les régions de bordure, les dépôts du PlioQuaternaire très grossiers sont directement superposés aux grès miocènes.

Les aquifères profonds du Pliocène (PQ2) et superficiels du Quaternaire (PQ1) sont susceptibles de constituer un aquifère unique, puisque leurs résistivités sont presque semblables, leurs salinités sont voisines, et leurs piézométries sont confondues.

Les deux niveaux du Plio-Quaternaire atteignent leurs maximums de profondeur au milieu de la cuvette de Foussana, suivant une bande NW-SE le long d'Oued El Hatab. Pour capter PQ1 et PQ2 à une profondeur minimum nous devons donc éviter la partie centrale de la cuvette.

Les grès Miocènes varient d'une région à l'autre selon qu'on est dans les zones de bordures ou dans des fosses. Ils sont libres au Nord et au Sud de la plaine séparés par les deux grands accidents tectoniques. Les grès en affleurement sont non seulement plus grossiers mais aussi plus homogènes, ce qui attribue aux aquifères libres une grande perméabilité, contrairement aux aquifères des grès en charge où les alternances fréquentes d'argiles et de marnes réduisent énormément ce paramètre. Cette homogénéité croît également en profondeur.

Les diverses mesures piézométriques effectuées au cours de ce travail ont démontré qu'à la bordure du fossé les niveaux piézométriques de la nappe superficielle Plio-Quaternaire et de la nappe des grès du Miocène sont confondus, car les dépôts les plus en surface de nature grossière sont directement superposés aux grès miocènes en l'absence de tout écran imperméable susceptible de mettre ces derniers en charge. Au sein du fossé les conditions hydrodynamiques sont totalement différentes.

Comme dans tous les systèmes hydrogéologiques, les facteurs principaux qui contrôlent la composition chimique des eaux souterraines sont la nature lithologique des formations traversées, le temps de transit souvent relié à la profondeur de la nappe et les « contrôles chimiques ». Les conditions climatiques et en particulier le potentiel évaporatoire, ainsi que les mélanges, souvent contrôlés par la structure, interviennent également de manière non négligeable.

Les eaux sont relativement chargées (entre 1.5 et 5 g/l). Ces eaux sont en général du type sulfaté. Ce faciès est acquis lors du transit des eaux à travers les formations triasiques du djebel Bireno, au Nord de la région. La drainance verticale en traversant les couches intercalaires évaporitiques donne aux eaux d'origine carbonatée une dominance sulfatée. La configuration hydrogéochimique des systèmes aquifères est compliquée par les origines hétérogènes ainsi que les mélanges des eaux.

Les résultats de l'étude géochimique montre que la minéralisation totale des eaux souterraines de la zone d'étude augmente généralement de l'amont vers l'aval et des bordures vers le centre de la cuvette. Cette évolution, logique compte tenu de l'organisation structurale, souligne le rôle important du temps de séjour des eaux au sein du réservoir qui favorise la mise en solution de certains minéraux et par conséquent l'accroissement de la salinité.

L'examen détaillé des diagrammes et des différentes corrélations établis entre les concentrations en éléments majeurs a montré que l'acquisition de la charge saline des eaux souterraines résulte principalement de l'interaction des eaux avec les formations encaissantes et d'une influence non négligeable de l'évaporation, en particulier sur la nappe superficielle..

La dissolution des minéraux évaporitiques à savoir, l'halite et le gypse et/ou l'anhydrite est à l'origine des concentrations relativement importantes en sodium, en chlorure, en calcium et en sulfate. En outre, le processus de dédolomitisation associé à la dissolution incongruente du gypse apporte une contribution à l'augmentation des teneurs en magnésium.

Les variables hydrochimiques résultant de l'analyse des échantillons d'eau ont été décrites à travers une analyse statistique multivariable comprenant l'analyse en composantes principale (ACP), l'analyse hiérarchique en grappe (HCA) et la matrice des corrélations de ces variables. Le HCA a mis en évidence trois familles d'eau en fonction de leur minéralisation : 1) des eaux à faible minéralisation correspondant principalement aux eaux captant le PlioQuaternaire PQ1 ainsi que des points d'eaux de Miocène situés aux bordures de la plaine à proximité des zones de recharge; 2) des eaux à minéralisation modérée correspondant essentiellement aux eaux du Pliocène PQ2 et 3) des eaux à minéralisation élevée localisées dans la partie effondrée du bassin ainsi que les eaux du PlioQuaternaire de la zone évaporatoire.

L'ACP, à travers la projection des variables dans les deux principaux axes factoriels (F1×F2), a montré que la chimie de l'eau dans la région est plus affectée par les variables Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , et SO_4^{2-} essentiellement.

En plus de ces processus naturels de la minéralisation, la pollution d'origine anthropique a également joué un rôle significatif dans la salinisation et la contamination des eaux souterraines du bassin de Foussana. En effet, les concentrations relativement importantes en nitrate, enregistrées surtout dans les eaux des niveaux du PlioQuaternaire, reflètent bien l'influence significative des activités agricoles et l'usage excessif des engrais chimiques.

L'étude isotopique (^2H , ^{18}O , ^{13}C et ^{14}C) des eaux souterraines du bassin de Foussana a permis de mieux comprendre le schéma de fonctionnement de ce système aquifère. En effet, les teneurs en isotopes stables de la molécule d'eau ont conduit à l'identification d'une portion non négligeable d'eaux à forte contribution récente prélevées sur les bordures Nord et Sud du bassin ainsi qu'au niveau de l'aquifère du PlioQuaternaire de la zone médiane. Ces eaux récentes, issues des pluies récemment infiltrées assurent une alimentation particulièrement importante aux voisinages des reliefs de bordure.

Les résultats de l'analyse des isotopes stables de l'environnement ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) sont en parfait accord avec ceux issus de l'hydrochimie. La principale caractéristique résultant de l'observation du graphique $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ est que les échantillons d'eau dans la zone d'étude se situent pour la plupart de part et d'autre de la DMM, ce qui indique que l'eau souterraine est d'origine météorique. Ces échantillons ont été classés dans le groupe 1 représentant les eaux enrichies en isotopes stables, ceux qui sont affectés par le phénomène d'évaporation. Ils représentent essentiellement les eaux des puits de faible profondeur, captant le premier niveau aquifère du PlioQuaternaire et essentiellement situé dans la zone évaporatoire du bassin de Foussana.

Les points situés en-dessous de la droite météorique mondiale, tout en restant proches du premier groupe représentent principalement les eaux de l'aquifère du Pliocène (groupe 2) qui est l'aquifère principal du PlioQuaternaire. Les échantillons du groupe 2 sont appauvris en isotopes lourds, par rapport aux échantillons identifiés dans le groupe 1.

Enfin, la signature isotopique des eaux identifiées comme appartenant au groupe 3 et circulant dans l'aquifère du Miocène effondré montre un appauvrissement significatif en isotopes lourds, suggérant une paléorecharge des eaux de cet aquifère.

L'étude des isotopes du carbone a permis d'introduire un facteur temps sur le schéma de fonctionnement du système aquifère du bassin de Foussana, en fournissant une indication sur le temps de séjour des eaux au sein des aquifères. Une évolution graduelle depuis les parties

libres de l'aquifère vers les parties les plus confinées peut être mise en évidence. Les activités décroissent depuis 65 pcm dans les zones de recharge de l'aquifère jusqu'à 5 pcm dans les parties captives.

Les datations carbonées ^{14}C réalisées ont contribué à conforter les hypothèses géologiques et hydrodynamiques concernant l'alimentation naturelle, le renouvellement et l'écoulement des eaux souterraines.

Les cartes de distribution spatiale des activités ^{14}C pour l'ensemble des aquifères phréatique et profond, ont montré que les activités les plus élevées sont localisées au niveau des nappes des grès de bordure ainsi qu'au niveau de l'aquifère de PlioQuaternaire PQ1, confirmant ainsi, les conclusions des hypothèses énoncées à partir des isotopes stables sur la présence de la recharge récente au niveau de ces aquifères.

Le traçage des eaux par le couple carbone 14/ carbone 13 a permis d'estimer le temps de résidence des eaux souterraines et de déterminer les taux de recharge des aquifères.

Pour les niveaux Pliocène et Miocène de la partie effondrée, les datations par le radiocarbone montrent des âges relativement important allant de 11500ans BP jusqu'au 22500ans BP confirmant ainsi leur attribution à une paléorecharge, qui a eu lieu probablement durant le Pléistocène tardif et l'Holocène précoce et moyen. Alors que les eaux de la nappe du PlioQuaternaire PQ1 ainsi que ceux de la nappe de Miocène de bordures montrent des âges corrigés allant de 3500ans BP à l'actuel.

La modélisation de l'écoulement régional des aquifères du bassin de Foussana constitue une première initiative de l'évaluation quantitative de l'écoulement souterrain régional du bassin. Le modèle numérique ainsi développé est conceptuellement basé sur la piézométrie, conditions aux limites et des données disponibles.

Références bibliographiques

A

- Adams S, Tredoux G, Harris C, Titus R, Pietersen K (2001).** Hydrochemical characteristics of aquifers near Sutherland in the Western Karoo, South Africa. *J Hydrol* 241:91–103.
- AEIA, 1981.** Stable isotope hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle. STI/DOC/10/210.
- AIEA, 1983.** Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology: Technical reports series 91, 439p
- Al-Bitar. A. (2007).** Modélisation des écoulements en milieu poreux hétérogènes 2D / 3D, avec couplages surface/souterrain et densitaires. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, 157p.
- Allison, G.B., 1998.** Stable isotopes in soil and water studies. Hydrologie et Géochimie Isotopique : Symposium International à la Mémoire de Jean-Charles Fontes. ORSTOM, Paris, bibl., graph. -*Colloques et Séminaires (FRA)*, p. 23-38.
- Allison, G.B., Barnes, C.J. and Hughes, M.W., 1983.** The distribution of deuterium and ¹⁸O in dry soils. *Journal of Hydrology* n°64, p. 377-397, n°60 p. 141-146.
- Allison, G.B. and Hudghes, M.W., 1983.** The use of natural tracers as indicators of soil water movement in a temperate semi-arid region. *Journal of Hydrology* 60, p. 157-173.
- Appelo Caj And Postma D (1993).** Geochemistry, Groundwater and Pollution. A.A. Balkema, Rotterdam, 1993: 536 pp.
- Aranyossy, J.F., Guerre A. et Sidoro M. 1989.** Étude par les isotopes de l'environnement des dépressions piézométriques; premières données sur des exemples au Mali. *Hydrogeol.*, 3, 151-158.

B

- Baba Sy M. (2005).** Recharge et paléorecharge du système aquifère du Sahara septentrional. Th. Doct., Université Tunis El Manar. FST Tunis, Tunisie, 277p.
- Bakalowicz, M. (1979).** Contribution à l'étude de la géochimie à la connaissance de l'aquifère Karstique et de la Karstification. Thèse, Université de Paris Sud, Orsay, 275p.
- Balaji N, Raghavan S (2000).** Determination of regional scale evapotranspiration of Texas from NOAA-AVHRR satellite. Texas: Report, Texas Water Resources Institute.
- Banton O. et Bangoy L. M. (1997) :** Hydrogéologie : Multi-science environnementale des eaux souterraines. Université du Québec / AUPELF, 460p.
- Barbecot F. (1999).** Approche géochimique des mécanismes de salinisation des aquifères côtiers - Chronologies ¹⁴C-²²⁶Ra Thèse de doctorat Paris XI 261 p.
- 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. 7e Réunion. Ann. Sci. Terre, Lyon, p.42.
- 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, N. (1993).** Evolution de l'avant-pays de la chaîne alpine de la Tunisie du début du Mésozoïque à l'actuel: *Ann. Mines et Géol.*, v. 32, p. 286.
- Ben Ferjani, A., P. F. Burolet, and F. Mejri (1990),** Petroleum geology of Tunisia, 194 pp, *Mem. ETAP*, 1, Tunis.

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. (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.

Bize J., Bourguet L., Lemoine J. (1972). L'alimentation artificielle des nappes souterraines. Masson et Cie éditeurs. Paris. 199p.

Bkhairi A., 2009 - Les formes et Les formations quaternaires dans le cours moyen de Oued Hatab (Tunisie centrale). Notes du service géologique de Tunisie, 77, 57-73.

Blavoux, B., 1978. Etude du cycle de l'eau au moyen de l' Oxygene 18 et du Tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse d'état, Université Paris VI, France, 346.

Blavoux, b. Et mudry, J. (1986). Influence des pluies estivales sur la qualité des réserves de l'aquifère karstique : le rôle du sol et de l'épikarst dans la concentration des chlorures. Bull. Soc. Géol. Fce, t.11, n°4, p.667-674.

Blavoux B., Letolle R (1995) - Apport des techniques isotopiques à la connaissance des eaux souterraines. Géochronique 54 :12-15.

Bonnet, M. (1978). Méthodologie des modèles de simulation en hydrogéologie, Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 438 p.

Boujarra A. (1986). Recherches géomorphologiques dans le bassin versant de l'oued Sbiba (Tunisie Centrale) : Application à l'aménagement antiérosif. Thèse de Doctorat, Strasbourg, 169p.

Bouzaine, S., et Lafforgue, A., (1986). Morphologie hydrologique des oueds Zéroud et Merguellil. *DGRE*, Tunis, 1100 p.

Burollet P.F. (1956). Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale, *Ann. Mines Géol.*, 18, 345 pp, Tunis.

Burollet, P.F., 1967a, General geology of Tunisia, in Guidebook to the geology and history of Tunisia: Petroleum Exploration Society of Libya, Ninth Annual Field Conference, p. 51–58.

Burollet, P.F., 1967b, Tertiary geology of Tunisia, in Guidebook to the geology and history of Tunisia: Petroleum Exploration Society of Libya, Ninth Annual Field Conference, p. 215–225.

C

Carre, J. (1975). Géochimie du strontium dans les eaux de nappe et de surface de la région parisienne. Thèse Doc.3ème cycle, Univ. Paris VI.

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 G. (1982) Principes et méthodes de l'hydrogéologie Ed. Dunod Université – Bordas,

Chihi (1984). Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine et des structures voisines : Jebel Selloum et Jebel Maargaba.- Thèse 3ème cycle, Univ. ParisXI, Centre d'Orsay, 116 p.

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.

Chihaoui A., (2004). Précisions micro paléontologiques, sédimentologiques, stratigraphie séquentielle et géochimie isotopique des séries du Crétacé Inférieur du djebel El Hamra (Région de Kasserine) Tunisie Centrale. Mém. de mastère en géosciences. Faculté des sciences de Sfax, 99 pp.

Chihaoui, A. (2009). La transgression albienne dans la région de Tajerouine en Tunisie

Centrale : Stratigraphie, sédimentologie et tectonique synsédimentaire. Thèse Doct. Ès Science. Géol., Grenoble.

Clark I.D., Fritz P. (1997): Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers, 328 p.

Cloutier, V., Bourque, E., Lefebvre, R., Savard, M.M. Et Therrien, R. (2006). Hydrochemistry and groundwater origin of the Basses-Laurentides sedimentary rock aquifer system, St. Lawrence, Lowlands, Québec, Canada. *Hydrogeology Journal* 14, 573-590.

Cloutier, V., Lefebvre, R., Therrien, R. Et Savard, M.M., 2008. Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the Hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology* 353, 294-313.

Cook, P. (2003). A guide to regional groundwater flow in fractured rock aquifers. CSIRO Australia, 115 p.

CRAIG H. (1961a): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.

Craig H. (1961b): Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133, 1833-1834.

Cramer, B.S., Kent, D.V., Speijer, R.P. And Heilmann-Clausen, C. (2003). The Dababiya Quarry section: lithostratigraphy, clay mineralogy, geochemistry and paleontology. *Micropaleontology*, 49, 41-59

CRDA, Kasserine. (2010). Commissariat régional au développement Agricole de Kasserine.

D

Dansgaard W. (1964): Stable isotopes in precipitations. *Tellus*, vol. 16, 436-468 p.

Daoud D. (1995) Caractérisation géochimique et isotopique des eaux souterraines et estimation du taux d'évaporation, dans le bassin du Chott-Chergui (Zone semi-aride), Algérie. Thèse Doct Sc, Univ Paris-Sud, Orsay, p 256.

Daoud D., Fontes J.C., Michelot J.L. (1995): Caractérisation géochimique et isotopique des eaux souterraines dans le bassin du Chott Chergui (Algérie), (IAEA-SM-336/13), p 59.

Daoud D., Fontes J. C. et Michelot J. L. (1996): Caractérisation hydrochimique et isotopique des eaux souterraines dans le bassin de Chergui (Algérie). IAEA-SM-336/14. 56 76.

Dassargues, A. et Monjoie, A., 1992. Modélisation mathématique des aquifères. *Bulletin d'Information de l'ANSEAU*, 29-49.

Dassi L (2004) Etude hydrogéologique, géochimique et isotopique du système aquifère du bassin de Sbeitla (Tunisie Centrale). Thèse, University Sfax, Tunisie, 180 pp

Davis, J.C. (1986). *Statistics and Data Analysis in Geology.* John Wiley & Sons Inc., New York.

Delaunay, B. (1934). Sur la sphère vide, *Bulletin de l'Académie des Sciences de L'URSS*, 7, 793-800.

De Marsily G. (1981). *Hydrogéologie quantitative.* Masson, Paris, p. 214.

DE MARSILY, G., 2004. *Cours d'hydrogéologie.* Université Paris VI, 236 p.

Diersch, H. J. G. (2010). *FEFLOW Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System Reference Manual,* DHI-WASY GmbH, Waltersdorfer Strabbe, Berlin, Germany, 292 p.

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. (2002). Les manifestations tectono-sédimentaires d'âge Campanien-Maastrichtien en Tunisie : implications sur l'évolution géodynamique de la marge Nord-Africaine. *Comptes Rendus Géoscience.* Volume 334, n° 2 pages 135-140

Dupuis, C., Aubry, M.-P., Steurbaut, E., Berggren, W.A., Ouda K., Magioncalda, R., El E

- Edmunds W. M., Darling W.G., Kinniburgh D.G., Dever L., Vachier P. (1992):** Chalkgroundwater in England and France: hydrogeo chemistry and water quality. British Geological Survey Eds., 126 p.
- Edmunds W. M., Shand. P., Guendouz. A. H., Moulla. A. S., Mamou. A., Zouari. K. (1997).** Recharge characteristics and Groundwater Quality of the Grand Erg Oriental Basin. British Geological Survey.
- Edmunds Wm, Guendouz Ah, Mamou A, Moula A, Shand P, Zouari K (2003)** Groundwater evolution in the continental intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. *Appl Geochem* 18:805–822.
- El tayeb el sadig, M. (1993).** Les systèmes aquifères de la région de Géneina-Adré (confins soudano-tchadiens). Thèse Univ. Avignon, 249p.
- Etcheverry, D. (2002).** Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines. *Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. OFEG* 71 p.
- Euchi 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.
- 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.

F

- Faillat, J.P. (1986).** Aquifères fissurés en zone tropicale humide : structure, hydrodynamique et hydrochimie (Afrique de l'Ouest). Thèse de doctorat d'Etat. USTL, Montpellier, 536p.
- Faure G (1986)** Principles of Isotope Geology. Wiley, New York, 589 p p.
- Favreau, G., 2000.** Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du Kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger). Thèse .Université Paris Sud. 258 pp.
- Fontes J.C. (1976):** Isotopes du milieu et cycle des eaux naturelles : quelques aspects. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Paris VI, 208 p.
- Fontes J.C. (1992):** Chemical and isotopic constraints on ¹⁴C dating of groundwater. Radiocarbon after four decades: an interdisciplinary perspective. R. E. Taylor, A. Long et R. S. Kra. New-York, Springer- Verlag: p. 242-261.
- Fontes J. C. & J. M. Garnier (1979):** Determination of the initial ¹⁴C activity of total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. *Water resources research* 15 (2) p. 399- 413.
- Fontes J.C. (1985):** Some considerations on groundwater dating using environmental isotopes. *Hydrogeology in the Service of Man, Memoirs of the 18th Congress of the International Association of Hydrogeologists, Cambridge, 1985, 118-154.*
- Fontes J.C. (1992):** Chemical and isotopic constraints on ¹⁴C dating of groundwater. Radiocarbon after four decades: an interdisciplinary perspective. R. E. Taylor, A. Long et R. S. Kra. New-York, Springer- Verlag: p. 242-261.
- Franke, O. L., Reilly, T. E. Et Bennett, G. D., 1987.** Definition of boundary and initial conditions in the analysis of saturated ground-water flow systems; an introduction. USGS, Techniques of Water-Resources Investigations 03-B5, 15 p.
- Fritz, P. and Fontes, J.C., 1980.** Handbook of environmental isotope geochemistry. Vol.1. The trimestrial environment, A, Elsevier, New York. 545p.

G

- Garcia Mg, Del Hidalgo M, Blesa Ma (2001).** Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucuman province, Argentina. *J. Hydrol.* 9, 597-610.

Gonfiantini R., Conrad G., Fontes J. Ch., Sauzay G. et Payne B. R. (1974): Etude isotopique de la nappe du Continental Intercalaire et ses relations avec les autres nappes du Sahara septentrional. In: Isotope Technique in groundwater, Hydrology, march 1974. Proceed. Symp., IAEA, Vienna, I, 227-241.

Guendouz A. et Moulla A. S. (1996): Drainance de la nappe profonde du Continental Intercalaire vers les aquifères superficiels à Ouargla : arguments isotopiques. Colloque International sur l'utilisation des techniques isotopiques dans le domaine des ressources en eau et en sol. 13-15 Juin, Mahdia (Tunisie).

Guendouz A., Moulla A. S., Edmunds W. M., Shand P., Poole J., Zouari K. & Mamou A. (1997): Palaeoclimatic information contained in groundwaters of the Grand Erg Oriental N. Africa. Proceed. Symposium. IAEA, 349, Vienna.

Güler, C., Thyne, G.D., Mccray, J.E., Turner, A.K. (2002). Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. Hydrogeology Journal 10, 455-474.

H

Hamza A. (1988). Erosion et lutte antiérosive dans le bassin versant de l'oued Zéroud (Tunisie centrale): de l'approche exogène à la stratégie technico-paysanne. Thèse d'Etat, Strasbourg, 1038p.

Hanshaw Bb, Back W (1979). Major geochemical processes in the evolution of carbonate - aquifer systems. Jour. Hydrol. 43: 287—312.

Henia, L. (1993). Climat et bilans de l'eau en Tunisie : essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques. Publ. Univ. Tunis, II, 26, 391 p.

Hentati, A. (1977). Conditions d'équilibre et de déséquilibre des divers types de milieu dans le Jebel Semmama et sur son piedmont, Thèse 3e cycle Strasbourg, DRES Tunis, 226 p.

Hsissou, Y., Chauve, P., Mania, J., Mangin, A., Bakalowics, M. Et Gaiz, A., (1996). Caractérisation des eaux de l'aquifère tunisien du bassin de Tadla (Maroc) par le rapport des concentrations molaires $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$. Journal of Hydrology 183 (1996) 445-451.

Huneau F. (2000): Fonctionnement hydrogéologique et archives paléoclimatiques d'un aquifère profond méditerranéen. Etude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (Sud-Est de la France). Thèse Doct. D'Etat, Univ. Avignon, 49-77, 80, 81.

I

Ilavsky J., Salaj J. (1969). Microbiostratigraphie du Crétacé de la région de Kasserine (Tunisie centrale). Notes du Service Géologique de Tunisie 30, 17-24.

J

Jalali, M. (2006). Chemical characteristics of groundwater in parts of mountainous region, Alvand, Hamadan, Iran. Environ Geol (2006) 51: 433-446.

JALALI, M. (2009). Geochemistry characterization of groundwater in an agricultural area of Razan, Hamadan, Iran. Environ Geol (2009) 56: 1479-1488.

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.

Jeribi. L. (1997) : Contribution à la mise en évidence de l'alimentation de la nappe du Complexe Terminal à partir de la chaîne de Méthlaoui-Gafsa. Mémoire de DEA, 89p.

Join JI, Coudray J, Longworth K. (1997). Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Reunion. J Hydrol 190:1-18.

K

Kamel Abid & Kamel Zouari & Marek Dulinski & Najiba Chkir & Brahim Abidi (2010). Hydrologic and geologic factors controlling groundwater geochemistry in the Turonian aquifer (southern Tunisia).

Kruseman, G. & j. Bade. (1998). Agraran pohcles for sustainable land use: bio economic modelling to assess the effectiveness of pohcy mstruments. *Agricultural Systems* 58: 465-481.

L

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.

Ledoux E. (2003). Modèles mathématiques en hydrogéologie. Cours, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, p. 133.

Lis G, Wassenaar LI, Hendry MJ (2007) High-Precision Laser Spectroscopy D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Measurements of Microliter Natural Water Samples. *Anal. Chem.* 80(1): 287-293

Liu Y., Gupta H.V. (2007). Uncertainty in hydrologic modeling: toward and integrated data assimilation framework. *Water Resources Research* 43, W07401, doi: 10.1029/2006WR005756.

Lloyd J W (1986). A review of aridity and groundwater. *Hydrological processes*, Vol.1, 63-78.

Louvat, D., Michelot, J.-L., And Aranyosy, J. F. (1999): Origin and residence time of salinity in the Aspo groundwater system, *Appl. Geochemistry*, 14, 917–925.

M

Maliki M. A., Krimissa M., Michelot J. L. Et Zouari K. (2000): Relation entre nappes superficielles et aquifère profond dans le bassin de Sfax (Tunisie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 331, 1-6.

Mamou A. (1990): Caractéristiques, Evaluation, Gestion des Ressources en eau du Sud Tunisien. Thèse de Doctorat. Es Science, Université, Paris Sud.

Mamou A. (1993). Approches de calcule des réserves en eau souterraines en Tunisie, II^{ème} Journées Tunisiennes de la Géologie Appliquée, Sfax 1993.pp59-73.

Marfiaa AM, Krishnamurthya RV, Atekwanab EA, Pantonc WF. (2004). Isotopic and geochemical evolution of ground and surface waters in a karst dominated geological setting: a case study from Belize, Central America. *Appl Geoche* 19:937–946.

Mbonu, M. (1991). Hydrogéologie, hydrochimie et géochimie isotopique des aquifères de socles du plateau de Jos et des plaines environnantes (Nigéria). Thèse Univ. Avignon, 171p.

Mcintosh JC, Walter LM (2006). Paleowaters in Silurian-Devonian carbonate aquifers: geochemical evolution of groundwater in the Great Lakes region since the Late Pleistocene, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 2454-2479.

Mc Lean W, Jankowski J, Lavitt N (2000). Groundwater quality and sustainability in alluvial aquifer, Australia. In Sililoo. Et (eds) groundwater, past achievement and future

Memmi, L., 1999. L'Aptien et l'Albien de Tunisie. Biostratigraphie à partir des ammonites. *Bulletin de la Société géologique de France* 170, 303–309.

Meng, S.X. And Maynard, J. B. (2001). Use of statistical analysis to formulate conceptual models of geochemical behavior: water chemical data from Butucatu aquifer in Sao Paulo State, Brazil. *Journal of Hydrology* 250, 78-97.

Meybeck, M. (1984). Les fleuves et le cycle géochimique des éléments. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris IV.

Mohamed Hédi Inoubli .(2010). Analysis of Cretaceous (Aptian) strata in central Tunisia, using 2D seismic data and well logs. *Journal of African Earth Sciences*. 61.38–61.

Mook, W. G. & J. J. De Vries (2000): Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle - Principes and Applications.

Mr Mohamed Chatty SELMI. (2011). Atlas du gouvernorat de Kasserine. Rapport final.

Mudry, J. Et Blavoux, B. (1986). Utilisation de l'analyse en composantes principales (sur variables centrées réduites) pour le fonctionnement hydro cinématique de trois aquifères karstiques du Sud-Est de la France, pp 53-59.

Mudry, J. (1987). Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydro cinématique des aquifères carbonatés. Annales scientifiques Univ. de Besançon, Thèse de doctorat d'état, Univ. Franche Comté. 311p.

N

Nazoumou Y., Besbes. (2001). Simulation de la recharge artificielle de la nappe en oued par un modèle à réservoirs. Rev. Sci. Eau 13(4), 379-404.

O

Onugba, A. (1990). Contribution à la connaissance des systèmes aquifères de la haute Bénoué (Nigéria). Thèse Univ. Avignon, 203p.

Ouda B (2000) Paléohydrologie isotopique du bassin de Meknassi (Tunisie centrale) pendant le quaternaire récent [Paleohydrology isotope in the Meknassi (central Tunisia) basin during the recent Quaternary]. PhD Thesis, Tunis II University, Tunis, Tunisia.

P

Papatheodorou, G., Lambrakis, N. Et Panagopoulos, G. (2007). Application of multivariate statistical procedures to the hydrochemical studies of a coastal aquifer an example from Crete, Greece *Hydrol. Process.* 21: 1482 – 1495.

Pervinquièrre L. (1903). Etude géologique de la Tunisie centrale.- Thèse Doct. Ès Sciences, Paris, Ed. F. R. de Rudeval, 360 p.

Pervinquièrre L. (1922). Etudes de Paléontologie tunisienne. Gastéropodes et Lamellibranches des terrains crétacés. (Mém. Carte Géol. Tunisie, , 2 vol., 23 pl.)

Philip H., Andrieux J., Dlala M., Chihi L. et Ben Ayed N. (1986).- Evolution tectonique Mio-Plio-Quaternaire 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.

Piper AM (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Trans Am Geophys Union 25:914–923

Plagnes, V., Benothman, D., Joseph, C., Luck, J.M. (1997). Karstic contribution characterization by Sr isotopes application to Comps well-field. C. R. Académie des Sciences 324, 229-235.

Plummer I. N. , Jones b.f. & Truesdell a. H. (1976) . Wateq-a fortran IV version of Wateq, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. U.S. Geol. Surv. Wat. Res. Invest. 76-13, 61 p.

R

Rahoui. H. 1971. Etude de la piézométrie de la nappe phréatique de Foussana. Juin. Rapport DEA.

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.

Razack M. And Dazy J. (1990). Hydrochemical characterization of groundwater mixing in sedimentary and metamorphic reservoirs with combined used of Piper's principle and factor analysis. J. Hydrol., 114, 371-393.

Ribeiro, L. And Macedo, M.E. (1995). Application of multivariate statistics, trend and cluster analysis to groundwater quality in the Tejo and Sado aquifer. In: Groundwater quality: Remediation and Protection. Proceedings of the Prague Conference, May 1995. IAHS Publ. N°. 225, pp.39-47.

- 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., Feki, M., Gourmelen, C., Montacer, M., 2010.** The “Aptian Crisis” of the South-Tethyan margin: new tectonic data in Tunisia. *Journal of African Earth Sciences* 57, 360–366.
- Robaszynski F., Amedro, F. and Caron, M., (1993)** La limite Cénomanién-Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de Tunisie Centrale. *Cretaceous Research*, n°14, pp, 477-486.
- Roumiguières A. et Uguet D. (1946).** Carte géologique de la Tunisie au 1/50000. Feuille no 84. Kasserine. Notice explicative. Tunis, SAPI, 19 p., tabl 1., cartel.
- Ruiz, F., Gomis, V. Et Blasco, P. (1990).** Application of factor analysis to the hydrochemical study of a coastal aquifer. *Journal of hydrology* 119: 169 – 177.
- Rushton, K.R. and. Phadtare, P.N (1989).** “Artificial recharge pilot projects in Gujarat”, *Groundwater Management: Quantity and Quality, Proceedings of the Benidorm Symposium, IAHS Publ. no. 188,pp 533-545.*

S

- Sacks LA, Tihansky AB (1996)** Geochemical and isotopic composition of groundwater with emphasis on sources of sulphates, in the Upper Floridian aquifer and intermediate aquifer system in southwest Florida. *US Geological Survey Water-Resources Investigations Rep.* 67 pp.
- Sainfeld, P. (1952).** Les gîtes plombo-zincifères de Tunisie. *Annales des mines et de la géologie*, 9, 285 pp.
- Schöeller, H. (1962).** Hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources Masson et Cie. Editions, 642 pages.
- Schott, Pp., Van Der Wal, J. (1992).** Human impact of regional groundwater composition through intervention in natural flow patterns and changes in land use. *Journal of Hydrology* 134, 297 – 313.
- Shewchuk, J. R. (2002).** Delaunay Refinement Algorithms for Triangular Mesh Generation, *Computational Geometry*, 22, 21-74.
- Sikdar, P. K., Sarkar, S. S., Palchoudhury, S. (2001).** Geochemical evolution of groundwater in the Quaternary aquifer of Calcutta and Howrah, India *Journal of Asian Earth Science*. 19, 579-594.
- Simler, R. (2007).** Diagrammes. Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, Université d'Avignon, Logiciel d'hydrochimie multi-langage en distribution libre.
- Simmers I. (1988).** Natural groundwater recharge estimation in (semi-) arid zones: some state of the art observation. In: UNESCO/IWRA/CIEH conference 7-12/11, Ouagadougou, 267-279.
- Simmers I. (1997).** Groundwater recharge principles, problems and development. In: Recharge of phreatic aquifers in (semi-) arid areas. Simmers I. (ed.), Balkema AA/Rotterdam publ., 1-18.
- Steinhorst, R.K., Williams, R.E. (1985).** Discrimination of groundwater sources using analysis, MANOVA, Canonical analysis and discriminant analysis. *Water Resources Research* 21, 1149 – 1156.
- Stiff, H. A. (1951).** The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *Journal of Petrol. Techno.*, 3: 15 – 17.

Swan, A.R.H., And M. Sandlilands (1985). *Introduction to Geological Data Analysis*, 446 pp., Blackwell, Cambridge, Mass.

T

Trefry, M. G. Et Muffels, C.(2007). FEFLOW: A Finite-Element Ground Water Flow and Transport Modeling Tool, *Ground Water*, 45, 525-528.

U

Unterweger M.P., Coursey B.M., Schima F.J. and Mann W.B. (1980) Preparation and calibration of the 1978 national bureau of standards tritiated-water standards. *Int. J. Appl. Radiat. hot.* 31, 611–614

V

Voudouris, K., Panagopoulos, A., Koumantakis, J. (2000). Multivariate Statistical Analysis in the assessment of hydrochemistry of the Northern Korinthia Alluvial Aquifer System (Peloponnese, Greece). *Natural Resources Research* 9: 135 – 145.

W

Wong, C.I., Mahler, B.J., Musgrove, M., Banner, J.L. (2012). Changes in sources and storage in a karst aquifer during a transition from drought to wet conditions. *J. of Hydrol.* 468-469, 159-172

Y

Yermani M (2000) Etude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique du bassin de Gafsa Nord. Doc. Thesis, Tunis II University, Tunis, Tunisia.

Z

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, 333 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.

Zouari K. (1982): Etude géochimique et isotopique de l'infiltration en zone non saturée sous climat semi-aride. Thèse 3eme cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay, 153p.

Zouari K., Aranyossy J. F., Mamou A. et Fontes J. Ch. (1985): Etude isotopique et géochimique des mouvements et de l'évolution des solutions de la zone aérée des sols sous climat semi-aride (Sud tunisien). In: Stable and radioactive isotopes in the study of the unsaturated soil zone. IAEA-TECDOC-357, Vienna. p.121-144

Zouari K. et Mamou A. (1992): Les systèmes aquifères du Sud tunisien: Caractéristiques hydrochimiques et isotopiques, conditions de recharge et optimisation de la gestion. Actes du Congrès International sur l'hydrogéologie, Marrakech, 4144, 1992.

Zouari K., Mamou A., Ouda B., Yermani M., Massault M. Et Michelot J. L. (1999): an isotopic approach of multi-layered aquifer system functioning in central Tunisia: The cases of Gafsa North and Hajeb el Ayoun Djelma basins. Colloque International IAEA Vienne (1999).

Zouari K., Chkir N. And Ouda B. (2003): Palaeoclimatic variation in Maknassi basin (central Tunisia) during Holocene period using pluridisciplinary approaches. IAEA, Vienna, 2: 80-28.

Annexe 1

Tableau 1 : données pluviométriques de Kasserine

année	sept	oct	nov	dec	janv	fev	mars	avril	mai	juin	juillet	aout	total annuel
1980/81	41,9	0	27,9	37,9	0,3	29,6	6,4	4,5	22,7	24,9	3,2	0	199,3
1981/82	37,8	34,5	0	7,9	18,5	22,6	3,2	66,5	44,7	8,6	0	20,4	264,7
1982/83	28,8	31,2	37,8	7,8	0	5,6	2,1	0	32,7	39,4	0	23,9	209,3
1983/84	0	25,1	24,4	12,8	7,4	15,3	15,9	13	4,8	3,6	0	6,5	128,8
1984/85	28,4	43	9,4	20,7	27,3	9,9	78,2	9	25,7	37	0	21,5	310,1
1985/86	35,3	18,1	0	34,4	18,7	4	72,8	0	9,4	0	0	5	197,7
1986/87	19,7	9,1	10	16,1	0,5	16,5	55,1	7,7	2,5	1,3	23,6	35	197,1
1987/88	9	8,3	7,7	0	5,4	1,4	16,7	39,6	34,3	69,9	7,8	0	200,1
1988/89	14	0	39,8	14,4	11,4	11,7	0	15,9	0	67,4	75,7	17,8	268,1
1989/90	7,7	7,9	20,9	0	97,6	0	24,4	34,3	45,7	25,1	25,5	81,7	370,8
1990/91	24,9	24,3	50,5	65,7	27,8	4	86,8	11	23,1	37,1	6,5	0	361,7
1991/92	10,5	19	34	9	35,2	21,5	28,6	6,7	39,8	9,4	0,5	24	238,2
1992/93	11,8	20,1	45,5	25,9	0,4	29,5	14,7	1,9	13,6	9,9	0	5,9	179,2
1993/94	15	0	15,4	8,7	0	21	14,5	6,6	21,8	0	18,4	0	121,4
1994/95	5,1	74,1	0	0	1,1	0	17,5	8,4	0	48,1	6,6	21	181,9
1995/96	63,7	30,4	22,6	11,8	11,1	44,9	48,8	1,4	34,9	7,2	4,2	2,3	283,3
1996/97	0	0	0	5,9	22,4	8,5	18	28,4	7,6	7,3	15,7	8	121,8
1997/98	124,6	27,9	18,5	9	0	0	6,1	0	11,6	7,5	0	0	205,2
1998/99	20,2	88,6	24,1	0	94,1	0	8,2	2,6	11,6	0	8,1	25,1	282,6
2001/2002	82,5	24,2	3,2	0	4,5	0	3,6	10,4	31,4	0	16,5	66,3	242,6
2002/2003	47,8	8,3	47,1	0	70,8	16,4	12	54,1	17,8	13,5	1	3,8	292,6
2004/2005	13,9	28,5	72,3	28,4	0	21	8,2	17	0	59,4	6	31,2	285,9
2005/2006	16	7,7	0	20,2	19,3	10,3	0	62,5	64	36,4	7,5	18,3	262,2
2007/2008	0	13,2	18,2	0	0	3	18,2	13,5	0	9,5	7,8	34	117,4
2008/2009	77,8	10,3	0	8,5	100,2	0	18,7	13,3	46,5	2,1	0	12,8	290,2
2009/2010	58	4,3	0	0	7,2	7,2	8,7	41,7	11,7	10,9	22,4	3,7	175,8

Tableau 2 : relevés pluviométriques sur 26 années pour la station d'Ain amara

années	sept	oct	nov	dec	janv	fev	mars	avril	mai	juin	juillet	aout	total annuel
1980 /81	34,1	0	15,5	39,7	2,6	17,2	15,4	1,6	20,8	16,4	4	6,9	174,2
1981/82	54,9	14	0,7	5,4	20	14	2,4	59,3	27	4,5	1	14,7	217,9
1982/83	22,4	23,9	24,7	16,6	0	7,5	2,5	0	26,5	13	2,6	17,4	157,1
1983/84	11,1	39,3	14,9	37,4	1,8	10,8	26,8	30,1	5,7	18,7	0	32,6	229,2
1984/85	27,5	50,4	20,7	2,6	29	13,5	73,6	4,6	54,7	13,5	4,9	1,8	296,8
1985/86	33,3	28,3	0,8	13,6	9,7	2,8	85,3	2,1	44	9,5	13,8	10,8	254
1986/87	84,8	43,2	7,6	10,2	8,2	10,4	43	7,2	10,5	7,4	46	44,8	323,3
1987/88	24	17,9	8,6	6,1	3,6	2,4	30,6	40,6	33,5	51,1	10,4	4,2	233
1988/89	15,7	0	37,7	17,7	6,4	12,9	0,5	8,6	2,1	39,5	21,5	72,8	235,4
1989/90	11,3	15,5	15	5,3	193,5	0	37,2	64,7	71	1,5	10,5	97,6	523,1
1990/91	47,3	9,6	29,7	75,9	10,6	18,1	75,9	24,1	25,2	23,2	0	0	339,6
1991/92	40,8	10,5	15,2	9,9	28,8	31,7	31,3	31,4	35,7	18,8	13,1	16	283,2
1992/93	45,8	20,3	81,1	32	0	19,9	18,6	9,8	26,7	6,2	6,4	28,3	295,1
1993/94	6,3	3,2	14,4	5,3	0	27,4	16,3	26,9	46,9	4,3	5,7	3,3	160
1994/95	5,1	50,4	0	0	6,8	10,5	8,9	4,8	3,1	38,5	20,4	95,7	244,2
1995/96	78,8	37	11,8	16,8	42	48	37,6	29	16,2	9	2,3	36,5	365
1996/97	23	2	1	11	26	2	5	51	9	1	13	17	161
1997/98	65	33	18	3	16	6	21	25	12	14	0	16	229
1998/99	22,6	40,2	11,4	8	129,3	1,9	7,3	4,5	16,7	19,4	27,6	11,9	300,8
2001/2002	36	55,3	6,5	7,5	3,6	3,6	12	18,4	71,8	26,5	4,4	44,8	290,4
2002/2003	56,4	14,2	64,4	8,4	61,2	73,6	21,7	43	26,8	26,7	20,9	24,6	441,9
2004/2005	9	2,2	56,7	19,2	4	38,3	6,7	7,8	5,7	26,3	0,2	36,3	212,4
2005/2006	23,1	24,4	5,3	39	23,8	11,3	3,2	67	35,6	25,1	10,3	16,3	284,4
2007/2008	44,2	4,7	13,5	13	8	0,9	8,5	14,8	12,1	49	24,6	30,2	223,5
2008/2009	103,7	13,6	13,9	6	92,9	0,8	7,2	79,8	30	0,6	4,3	22,8	375,6
2009/2010	120,7	0,4	0,8	7,8	10,5	6,5	9	29,5	7,7	17,2	43,3	4,5	257,9

Tableau 3: coefficients pluviométriques de Kasserine

	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
26 ans	1,76741699	0,93444007	0,82706809	0,70467079	1,24642656	0,66178953	1,02560495	1,15745639	1,14293754	0,81187394	0,52537985	1,19493528
15 ans	1,40510829	0,98787222	0,86714909	0,84022087	0,97123118	0,60240539	1,4169083	0,95549784	1,31131338	0,80512342	0,48501046	1,35215955

Tableau 4 : coefficients pluviométriques d'Ain Amara

	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
26 ans	1,59198397	1,11843687	1,06072144	0,69158317	1,16472946	0,60901804	1,17715431	0,94188377	1,11803607	1,07314629	0,51503006	0,93827655
15 ans	1,01470074	1,10150508	1,13160658	0,91459573	0,88064403	0,67413371	1,52922646	0,78788939	1,12285614	1,3360168	0,58732937	0,91949597

Annexe 2

N°	Nappe PQ1	SiO2	Br	Z	Cl	NO3	SO4	CO3	HCO3	Na	K	Mg	Ca	TDS	c25°C	pH	T°C	Eh	2H	18O	3H	Is halite	Sr	Ages
1	PQ1			699	60,8	1,08	551,185	0	231,8	83,04	3,015	70,425	161,85	1212	1542	7,46	15,6		-57,62	-7,89		-6,9	2,395	
2	PQ1			699	61,97	2,765	530,365	0	231,8	81,555	0,415	67,61	160,095	1122	1453	7,62	18,1		-54,41	-7,75		-6,91	2,279	
3	PQ1	16,2	0,6179	767	99,7	45,1	324,66	0	262,3	93,15	4,66	56,64	138,95	988	1383	8,08	22,9	205	-39,07	-7,25		-6,65		
4	PQ1			724	57,115	28,345	203,365	0	189,1	52,825	0,875	34,33	102,56	634	910	7,68	18,3		-47,35	-7,16		-7,1	0,78	
5	PQ1			706	94,18	3,3	497,2	0	237,9	68,14	2,7	87,5	174,06	1292	1645	6	20,6		-46,01	-7,15		-6,81	0,991	
6	PQ1			703	100,915	5,1	403,635	0	274,5	72,89	0,22	66,745	160,345	1098	1430	6,7	17,8		-46,6	-7,08		-6,74	1,939	
7	PQ1	17,2	0,3254	730	55,225	31,245	182,685	0	189,1	52,55	0,86	32,75	90,456	602	872	7,59	19,3		-47,25	-6,94		-7,12	0,765	
8	PQ1			727	260,575	0	1332,4	0	262,3	227,625	0	161,325	335,45	2782	3220	7	21,2	197	-35,64	-6,93	0,18	-5,89		
9	PQ1	15,4	1,3873	734	276,95	47,37	547,32	0	176,9	203,83	1,67	92,53	162,12	1572	1986	7,2	19,3		-46,57	-6,93		-5,88	2,88	
10	PQ1			724	280	145,4	1885	0	201,3	170,9	0	171,45	531,5	3612	3750	7,6	18,3		-44,54	-6,88	0,12	-6	0,685	
11	PQ1			709	101,28	23,94	297,66	0	262,3	74,18	8,82	61,78	134,14	1040	1412	7,71	16,4		-45,35	-6,86	0,13	-6,72	1,159	
12	PQ1	21,3	1,6129	704	273,32	36,34	742,02	0	231,8	94,86	3,34	105,8	314,6	1847	2420	7,65	17		-43,59	-6,79	0,11	-6,22	0,444	
13	PQ1			704	82,8	14,115	483,14	0	256,2	55,545	0,785	65,415	174,79	1082	1463		14,7		-42,7	-6,78		-6,94	2,364	
14	PQ1			702	80,965	11,455	504,635	0	244	59,12	1,19	70,345	174,165	1194	1676	7,45	16		-45,16	-6,73		-6,92	2,351	
15	PQ1			727	313,475	27,225	1207,7	0	213,5	225	0	175	349,575	2576	2980	7,7	19,7		-46,07	-6,7	2,06	-5,81	3,858	
16	PQ1			749	35,44	23,02	252,8	0	219,6	61,9	2,217	40	96,944	704	977	7,8	19,2		-42,49	-6,66	2,22	-7,25	4,59	
17	PQ1	16,1	0,4578	715	53,02	75,42	134,585	0	219,6	61,915	4,18	27,25	85,805	602	905	7,88	22	258	-30,1	-6,64	0,62	-7,07		4726
18	PQ1	15,4	1,3312	725	248,51	69,7	1221,76	0	189,1	411,77	11,35	121,26	251,25	2732	3170	7,14	19,1		-45,1	-6,59		-5,65	3,546	
19	PQ1				250	100	1750	0	231,8	323,25	11,5	174,75	309,2	3288	3690	7,6	18,7		-42,08	-6,54	2,23	-5,76	1,072	
20	PQ1			705	78,22	45,6	157,265	0	203,5	46,885	0,235	33,96	112,915	648	1033	7,38	17		-41,44	-6,5		-7,02	0,938	
21	PQ1	16,3	0,6528		204,425	0	1993,55	0	219,6	273,875	5,775	183,8	410,575	2894	3760	7,4	19,3		-43,75	-6,45	0,28	-5,93	1,519	
22	PQ1			736	49,565	0	191,935	0	231,8	65,87	0,41	31,84	88,32	758	916	7,51	20		-40,05	-6,4		-7,07	0,693	
23	PQ1			733	69,83	39,79	163,78	0	213,5	56,37	0	36,215	102,15	654	958	7,62	19		-40,41	-6,27		-6,99	0,841	
24	PQ1	20,1	0,6424	805	90,51	40,54	395,09	0	195,2	65,89	4,75	44,07	156,41	1058	1234	7,78	21	245	-36,38	-6,22	0,64	-6,83		3417
25	PQ1				177,675	190,4	1195,275	0	201,3	165,125	0	151,15	361	2252	2850	6,8	18,9		-39,28	-6,21	2,62	-6,19	1,154	
26	PQ1	22,6	1,6133	706	137,21	44,285	262,005	0	170,8	67,98	0,415	50,76	141,85	892	1140	7,01	18,7		-41,72	-6,21		-6,63	1,247	
27	PQ1			749	355,74	601,25	845,47	0	200,6	241,7	3,65	132,03	395,87	2784	3533	7,65	15,5		-37,9	-6,17		-5,72	3,821	
28	PQ1			750	351,18	3,24	1284,66	0	195,2	341,56	0	136,82	305,72	2883	3520	7,67	24,7		-40,68	-6,13	1,66	-5,6	1,294	
29	PQ1	20,1	0,2797	753	208,56	0	1935,05	0	231,8	263,99	1,15	191,17	532	3368	3800	7,22	18,5		-41,52	-6,13		-5,94	6,932	
30	PQ1			749	45,4	26,3	252,73	0	256,2	76,57	0	43,93	96,23	740	973	7,93	19,51	166	-40,55	-5,67		-7,05		
31	PQ1			740	68,516	28,22	195,852	0	183	56,586	3,584	29,45	112,098	660	887	7,14	13,4		-34,61	-4,79		-6,98	0,754	

N°	Nappe PQ2	SiO2	Br	Z	Cl	NO3	SO4	CO3	HCO3	Na	K	Mg	Ca	TDS	c25°C	pH	T°C	Eh	2H	18O	3H	Ishalite	Sr	a_C14	13C	Ages	
1	PQ2	16,6	0,4468	771	76,58	29,44	700,96	0	207,4	99,9	0	66,54	249,14	1464	1819	7,47	21,3		-40,46	-	6,47	1,17	-6,75	3,859			
2	PQ2				58,18	43,62	751,24	0	213,5	112,32	4,22	80,94	237,42	1573	1876	7,64	18,4		-44,8	-	6,64		-6,81	1,276			
3	PQ2			707	122,34	57,11	810	0	237,9	88,75	0	83,74	284,69	1732	1930	7,6	18,5		-52,6	-	7,68		-6,6	3,05			
4	PQ2	18,5	0,5221	719	197	1	687,46	0	231,8	189,18	6,76	80,1	150,42	1488	2052	7,46	19,2		-47,95	-	7,29		-6,06	0,737			
5	PQ2			736	96,86	6,46	990,72	0	201,3	112,22	3,4	83,64	281,62	1962	2130	6,73			-52,58	-	7,72		-6,62	4,046			
6	PQ2	17,8	1,1883	742	322,47	3,47	737,12	0	48,8	172,05	4,79	79,87	276,5	1802	2350	7,38	16		-52,6	-	7,37		-5,88	2,311			
7	PQ2			722	66,08	17,37	752,01	0	213,5	113,24	1,48	66,61	254,13	1540	1895	7,21	19,4		-48,82	-	6,76		-6,75	2,176	19,5	-7,71	12343
8	PQ2			745	69,67	66,38	898,59	0	156,8	218,99	3,33	76,28	203,87	1794	2240	7,49	18,1		-40,5	-	6,75		-6,45	2,279			
9	PQ2			740	150,75	37,51	747,66	0	201,3	113,82	0,35	88,63	278,73	1722	2230	7,14	20,8		-50,12	-	-7,4		-6,4	2,93			
10	PQ2			698	82,64	7,84	609,2	0	250,1	61,52	3,2	85,935	215,055	1286	1624				-45,68	-	6,71		-6,93	2,565			
11	PQ2			698	117,45	10,27	848,1	0	262,3	85,19	2,22	107,01	303,36	1702	1998				-45,04	-	6,75	0,98	-6,65	3,776			
12	PQ2				115,14	0	711,91	0	250,1	69,52	2,33	91,28	224,67	1502	1860				-44,68	-	6,95		-6,74	3,178			
13	PQ2				104,39	83,54	1051,49	0	170,8	223,21	3,02	86,32	232,55	2014	2379				-39,65	-	-6,4		-6,29	2,597			
14	PQ2				52,55	67,51	917,28	0	231,8	204,36	6,03	72,06	207,22	1754	2070				-38,18	-	6,26		-6,62	4,275			
15	PQ2	14,4	0,9861	747	169,68	55,2	661,44	0	207,4	200,92	0	97,6	168,8	1504	2000	8,5	21,8	225,4	-43,48	-	6,95	0,41	-6,1		27,6	-8,45	10337
16	PQ2	21,4	0,3088	775	41,28	70,42	959,78	0	213,5	98,02	0	105	253,82	1802	1999	7,67	22,4	249	-34,2	-	-6,3		-7,04	28	-8,70	10456	
17	PQ2				81,23	31,73	486,9	0	244	111,91	6,51	55,23	125,19	1078	1490				-40,22	-	6,36		-6,66	31	-10,81	9504	
18	PQ2			713	63,42	68,68	803,14	0	250,1	111,42	0	82,64	222,22	1616	1795	7,37	21,4	279	-41,5	-	7,14	2,21	-6,79	17	-7,48	14266	
19	PQ2			699	105,64	12,98	502,42	0	225,7	87,12	1,32	75,7	179,7	1211	1576	7,56	17,2		-53,92	-	8,18	0,91	-6,65	1,399			
20	PQ2	17,1	0,5099	725	87	3,2	483,28	0	256,2	68,74	6,6	57,74	192,2	1134	1491	7,71	19,7		-46,13	-	6,84	0,21	-6,84	0,382			
21	PQ2	20,8	0,4972	725	73,87	13,28	562,14	0	280,6	65,28	5,52	81,52	185,05	1236	1570	7,75	18,42	116,4	-42,58	-	7,18	1,34	-6,93				
22	PQ2			734	84,25	9,31	632,26	0	250,1	60,51	2,67	85,015	226,985	1248	1615		14,8		-45,7	-	6,95		-6,9	2,644			

23	PQ2	17,3	0,4178	761	58,92	65,96	782,18	0	195,2	87,8	0	74,56	265,9	1664	1882	7,63	23	220	-39,04	6,33		-6,92		20,4	-7,80	12757
24	PQ2			762	215,23	0,86	649,85	0	179	177,14	3,84	81,44	204,11	1694	2100				-52,7	8,04		-6,06	1,724			
25	PQ2	15,7	0,602		94	116	901,6	0	201,3	114,38	0	87,44	244,02	1962	2260	6,97	19,1		-50,47	7,52	0,02	-6,6	2,37			
26	PQ2			754	92,36	90,92	951,97	0	231,8	213,73	4,25	88,19	245,91	2050	2460	7,45	18		-41,22	6,04		-6,34	2,502			
27	PQ2	18,3	1,4855	809	235,5	78	861,04	0	221,3	255,42	0	125,3	220,76	2112	2789	7,75	21,17	128	-39,25	7,21	0,46	-5,87		31	-9,51	9437
28	PQ2			747	330,4	0	1342,875	0	250,1	363,075	12,325	141,45	321,125	2874	3290	7,74	24	157	-36,74	6,51		-5,6		18,2	-6,19	13696

N°	Name Miocene	SiO2	Br	Z	Cl	NO3	SO4	CO3	HCO3	Na	K	Mg	Ca	TDS	c25°C	pH	T°C	Eh	2H	18O	3H	Ishalite	Sr	a_C14	13C	Ages
1	Mio de bordure			764	149,18	34,74	561,98	0	189,1	91,36	0	84,56	219,28	1361	1826	7,27	20,3		-	-	0,21	-6,49	1,311			
2	Mio de bordure			753	72,26	23,9	159,88	0	219,6	64,62	6,7	30	86,4	623	946	7,9	20		42,79	6,23	0,13	-6,91	3,28			
3	Mio de bordure	20,3	0,5126	705	85,76	9,26	456,48	0	262,3	65	3,08	60	182,84	1095	1475	7,71	19,1		46,04	7,17	0,3	-6,86	0,265			
4	Mio de bordure				132,86	21,48	395,56	0	244	85,8	0	60,32	186,02	1144	1545	7,19	18,6		45,45	6,75	0,9	-6,55	1,465			
5	Mio de bordure	17,7	0,6187	770	108,28	15,7	379,56	0	207,4	91,78	0	54,5	125,32	999	1407	7,33	17,8		48,11	7,22	0,29	-6,6	1,18			
6	Mio de bordure	17,7	0,7467	771	147,46	34,58	447,28	0	225,7	149,82	0	55,88	166,76	1292	1781	7,5	19,6		46,36	6,78	0,38	-6,27	1,427			
7	Mio de bordure			734	151,26	6,04	1514,9	0	213,5	222,16	11,1	144,9	317,48	2874	3000	7,53	17,9		45,54	7,19	0,2	-6,13	2,567			
8	Mio de bordure	16,7	0,8381	763	161,47	38,73	506,185	0	213,5	168,525	0	49,95	179,8	1360	1812	7,27	18,3		46,15	6,75		-6,18	1,387			
9	Mio de bordure			772	124,42	19,07	399,01	0	231,8	142,405	4,7	40,9	152,385	1148	1532	7,3	20,4		50,05	7,63		-6,36	1,094			
10	Mio de bordure			724	61,03	7,05	705,565	0	335,5	101,28	5,075	64,96	246,205	1466	1753	7,28	20,2		50,58	7,51		-6,84	1,941			
11	Mio de bordure			750	35,94	48,88	665,28	0	262,3	180,1	4,69	61,55	168,81	1454	1806	7,56	19		-40,3	6,79		-6,81	1,638			
12	Mio de bordure			720	56,62	19,46	362,79	0	231,8	68,985	2,47	50,495	136,635	986	1237	7,55	17,2		49,43	7,57		-7	1,657			
13	Mio de bordure				439,2	143,05	1931,1	0	189,1	246	0	197,05	646,9	3930					38,79	6,81		-5,67				

60	Bge Erriahi			829	15,12	0	1085,44	0	85,4	47,16	8,8	53,72	312,8	1674					5,6	4,8	3,59	-7,79				
61	Bge Ain El Beidha			824	76,08	0	924,5	0	100,6	133,2	0	51,72	267,14	1720	1785	8,28	21,8	148	25,12	2,65	6,15	-6,63				
62	Bge Kht Slougui			813	246,45	0	2115,55	18	24,4	355,25	0	103,05	642,65	3736	3898	9,76	27	88	30,44	8,55		-5,76				
63	Oued el Hatab				365,55	0	1438,35	0	213,5	402,05	0	149,35	293	2898					-	-		-5,51	4,275			
64	Oued. hatab				328,41	0	1475,82	0	414,8	347,19	2,82	139,73	334,2	3048	3722				-	-		-5,63				

Université de Sfax
École Nationale d'Ingénieurs de
Sfax
Ecole Doctorale
Sciences et Technologies

Thèse de DOCTORAT
Génie Géologique



Académie d'Aix Marseille
Université D'Avignon et des
pays de Vaucluse
Ecole doctorale 536
« Agrosciences et sciences »
Thèse de Doctorat
Hydrogéologie

Quantification de la recharge naturelle et artificielle d'un système aquifère soumis à des contraintes climatiques et anthropiques en zone semi-aride (bassin de Foussana) Tunisie centrale

HACHAICHI ZOHRA

Abstract

The study area lies in the northern part of central Tunisia and extends over about 650 km². It is located between the rainy Tellian region in the North and the Saharan region in the South. The Foussana Basin is a typical closed inland basin surrounded by high mountains where the precipitation varies over space and time as a result of topography and seasonality.

The main outcrop that marks the watershed of Foussana basin is the quaternary alluvium, which is surrounded by Cretaceous reef of deposits covering folds Mountains bounding. The Foussana basin is composed of two aquifers, the PlioQuaternary and the Miocene aquifers. The PlioQuaternary aquifer consists of clayey sand, coarse sand and sandstone deposits. This aquifer is composed of two permeable levels PlioQuaternary Aquifer (PQ1) and Pliocene Aquifer (PQ2), which are separated by interbedded sandy marl. The Miocene aquifer consists of sandstone and coarse sands. This aquifer constitutes an important water source in the study area because of its relatively significant thickness and its water quality. It's separated to the PlioQuaternary aquifer by a clay layer. The different aquifers communicate through faults. The groundwater flows occurs from the borders to the center of the basin, i.e. from the surrounding hills to the depression area. The main source of aquifer recharge is infiltration of rainfall and dam water.

Groundwater samples with low TDS values, which typically correspond to outcrops of the Miocene aquifer and some samples of the first PlioQuaternary aquifer PQ1, are typically of SO₄-Ca-HCO₃-Na water type. In contrast, groundwater samples with high TDS values, most of which were collected in the PlioQuaternary aquifer (PQ1 and PQ2) and groundwater of the Confined Miocene, are typically of SO₄-Ca-Na-Mg water type. The main sources of the water mineralization in the Foussana basin are the water-rock interaction processes i.e. dissolution of evaporates and cation-exchange process.

The isotopic signatures permit to classify the studied groundwaters into different groups. The PlioQuaternary aquifer groundwater was classified into two groups. These are the non-evaporated groundwater, which is characterized by depleted $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ contents highlighting the importance of modern recharge at higher altitude, and the mixing process with the deep aquifer of the Miocene. The evaporated groundwater that exhibits enriched stable isotope contents, these enriched values could be related to the evaporation process, which occurs possibly in the upper part of the unsaturated zone of the PlioQuaternary aquifer (depression area). The Miocene aquifers groundwaters are classified into two groups. The first group is characterized by relatively depleted isotope contents corresponding to outcropping Miocene in the border indicating the altitude effect. The second group is distinguished by relatively depleted contents of stable isotopes corresponding to the confined Miocene reflecting a palaeoclimatic origin. Tritium data permit to identify recent groundwaters originating from a mixture of contemporaneous and post-nuclear recharge; and ancient groundwaters deriving from pre-nuclear recharge. Radiocarbon activities decrease from 80 pmc in the recharge area to less than 3 pmc in the confined aquifer providing ages from present day to 30 000 years BP.

In conclusion, a conceptual model has been produced to describe the functioning of the aquifers. The modelling is used as a tool to synthesise the data and the functioning hypothesis. It gives a visualization mean and can put in evidence the aspects, which should be deepened in next works.

Keywords: Foussana Aquifer, hydrochemistry, stable isotopes, FEFLOW, groundwater modeling.