



N° d'ordre : 14 / 2016

THESE DE DOCTORAT

Présentée par

Mr : Samir Amrani

Discipline : Géologie

Spécialité : Eau et environnement

**Hydrodynamisme, hydrogéochimie et vulnérabilité de la
nappe d'eau superficielle et leur relation avec la tectonique
cassante dans la zone effondrée Timahdite – Almis Guigou
(Moyen Atlas, Maroc)**

Thèse présentée et soutenue le samedi 02 avril 2016 devant le jury composé de :

Nom Prénom	Titre	Etablissement	
Mohammed CHARROUD	PES	Faculté des Sciences et Techniques de Fès	Président /Examinateur
Ali ESSAHLAOUI	PES	Faculté des Sciences de Meknès	Rapporteur
Hmidou EL OUARDI	PES	Faculté des Sciences de Meknès	Rapporteur
Driss EL AZZAB	PES	Faculté des Sciences et Techniques de Fès	Rapporteur
Hassan EL ARABI	PES	Faculté des Sciences Dhar El Mehraz de Fès	Examinateur
Saïd HINAJE	PES	Faculté des Sciences et Techniques de Fès	Directeur de thèse

Laboratoire d'accueil : Géo-Ressources & Environnement

Etablissement : Faculté des Sciences et Techniques Fes

À la mémoire de mon père

À ma mère

"Tous les mots du monde ne sauraient exprimer l'immense amour que je vous porte, ni la profondeur gratitude que je vous témoigne pour tous les efforts et les sacrifices que vous n'avez jamais cessé de consentir pour mon instruction et mon bien-être. J'espère que j'ai pu être à la hauteur de vos attentes, et c'est avec une grande reconnaissance et un éternel amour que je vous dédie ce modeste travail...Qu'Allah bénisse mon cher père et donne à ma chère mère la santé et le bonheur"

À ma femme et ma petite fille JAOUHARA.

À mes frères, sœurs, leurs enfants et leurs conjoints

À mes amis pour leur solidarité

REMERCIEMENTS

Arrivé au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma reconnaissance envers tous ceux qui ont contribué à sa réalisation.

J'adresse de chaleureux remerciements à mon encadrant Monsieur Saïd HINAJE, professeur à la faculté des sciences et Techniques de Fès, pour son attention de tout instant sur mes travaux, pour ses conseils avisés et son écoute qui ont été prépondérants pour la bonne réussite de cette thèse. Son énergie et sa confiance ont été des éléments moteurs pour moi. J'ai pris un grand plaisir à travailler avec lui.

Mes grands remerciements et respect pour Monsieur Mohammed CHARROUD, professeur à la faculté des sciences et Techniques de Fès. Je suis très sensible à l'honneur qu'il me fait en acceptant de présider et de participer au jury de cette thèse.

Je voudrais remercier les rapporteurs de cette thèse Messieurs Ali ESSAHLAOUI et Hmidou EL OUARDI, Professeurs à la Faculté des Sciences Université Moulay Ismail de Meknès et Monsieur Driss EL AZZAB, Professeur à la faculté des Sciences et Techniques de Fès, pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail.

Il m'est agréable de remercier Monsieur Hassan EL ARABI, Professeur à la Faculté des Sciences Dhar El Mehraz de Fès qui m'a honoré en acceptant de juger ce Travail.

Je remercie vivement ma famille pour leur patience et leur soutien moral tout au long de mon parcours étudiant.

Enfin, j'exprime ma reconnaissance envers les amis et collègues qui m'ont apporté leur support moral et intellectuel tout au long de ma démarche.

Résumé

La zone que nous avons choisi d'étudier est située dans le Moyen Atlas, entre Almis Guigou et Timahdite, longeant l'accident nord moyen atlasique sur une distance de 30 km environ. Elle correspond à un graben ou fossé de 5 km de large en moyenne, rempli par la lave volcanique et poursuivi par Oued Guigou, qui y constitue une plaine alluviale.

Le présent travail consiste à étudier les caractéristiques hydrogéologiques et structurales de la région d'étude, à montrer l'importance de la fracturation dans les écoulements des eaux en fonction de leur nature et de leurs orientations, à éclairer l'origine des eaux souterraines, leur dynamisme, leur chimisme, leur degré de potabilité et l'influence des activités anthropiques.

Les analyses physico-chimiques effectuées sur les différents points d'eau échantillonnée (puits et sources), nous a conduit à distinguer les faciès chimiques des eaux souterraines de la nappe, les facteurs contrôlant leur géochimie, leur évolution dans l'espace et leur qualité. L'analyse statistique multivariable appliquée aux résultats (analyse cluster et analyse en composante principale (ACP)), nous a permis de classifier les échantillons d'eau souterraine, d'étudier la corrélation entre les paramètres et les liens qui peuvent exister entre eux.

L'examen des paramètres physico-chimiques et bactériologiques, indicateurs de la pollution des eaux souterraines, nous a permis de dénombrer et de cerner les principales sources de la pollution.

L'application de la méthode DRASTIC nous a permis de dresser des cartes thématiques détaillées du degré de vulnérabilité à la pollution.

L'analyse de la fracturation affectant les dépôts fluviolacustre et volcaniques d'âge Plio-Quaternaire et leurs substratum jurassique, nous a permis de mettre en évidence quatre principaux épisodes extensifs et compressifs appartenant aux phases tectoniques néogènes et quaternaires. La genèse et l'évolution de cette zone d'étude est liée aux jeux normaux des failles depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire moyen récent. Ces fractures jouent un rôle très important dans la géométrie de l'aquifère et le mode de circulation des eaux souterraines et superficielles de l'Oued Guigou.

L'écoulement principal des eaux souterraines se fait suivant une direction du SW vers le NE. L'infiltration ne laisse percoler que 11.66 % des précipitations. De ce fait, l'alimentation à travers les failles bordières de la zone effondrée Timahdite Almis-Guigou orientée N30, est la plus importante et qu'elle doit être la plus considérée.

Mots clés : Eaux souterraines, hydrodynamisme, tectonique cassante, hydrochimie, pollution, méthode DRASTIC, Plio-Quaternaire, Timahdite-Almis Guigou, Moyen Atlas.

Abstract

The study area is located between Almis Guigou and Timahdite, along the northern middle atlas fault on a distance of approximately 30 km. It corresponds to a graben or tectonic subsiding collapse of 5 km than average width, filled by volcanics deposits and containing the valley and alluvial plain of Oued Guigou.

The present work is corresponding to study the hydrogeological and structural characteristics of the study area located between Timahdite and Almis Guigou, to show the importance of hydrogeological fractures identified according to their nature and their orientations, to illuminate the origin of groundwaters, their dynamics, their chemistry, their degree of potability and the influence of human activities.

The physico-chemical analysis of the various water points sampled (wells and sources), allows us to distinguished the chemical facies of groundwater, the factors controlling their geochemistries, their evolutions in space and their qualities. The multivariate statistical analysis applied to the results (cluster analysis and principal component analysis (PCA)), allowed us to classify the groundwater samples, to study the correlation between the parameters and the links can exist between them.

The examination of physico-chemical parameters and bacteriological indicators of groundwater pollution allowed us to count the main sources of pollution.

The application of the DRASTIC method allowed us to mapping thematic maps characterizing the degree of pollution vulnerability.

The analysis of brittle deformation affecting pliocene-quaternary fluvio-lacustrine and volcanic deposits and Jurassic substratum, allowed us to identify several extensive and compressive palaeostress episodes, belonging neogene and quaternary tectonic phases. The genesis and evolution of this study area is related to normal faults from the Miocene to Middle-Upper Quaternary. These faults and fractures are responsible of the geometry of the aquifer and the circulations mode of groundwater and Oued Guigou surface water.

The main groundwater flow is directed from SW to NE. The infiltration leaves percolate 11.66% of the precipitation. So, the water recharging through the boundary faults of the N30 Timahdite-Almis Guigou collapsed structure, is the most important and should be considered more.

Key words: groundwater, hydrodynamics, Tectonic brittle, water chemistry, pollution, DRASTIC method, Plio-Quaternary, Timahdite-Almis Guigou, Middle Atlas.

TABLE DES MATIERES

Introduction générale

Introduction générale.....	1
1 - Les grands ensembles structuraux du Maroc	1
2- Les grands ensembles structuraux du Moyen Atlas.....	2
2- 1 - Le Causse Moyen Atlasique	2
2 – 2 - Le Moyen Atlas plissé	3
3 – Aperçu stratigraphique et structural du Moyen Atlas	5
4- Historique des recherches	8
5 - Présentation de la zone d'étude.....	8
5 – 1 - Situation géographique	8
5 – 2 - Situation géologique	8
6 - But de travail.....	10
7- Méthodologie de travail	11

Chapitre 1 :

Aperçu lithostratigraphique de la zone d'étude

Chapitre 1 : Aperçu lithostratigraphique de la zone d'étude.....	13
1 - Introduction.....	13
2 - Trias	13
2 – 1 - Dépôts détritiques de base du Trias	16
2 – 2 - Argilites rouges inférieures.....	16
2 – 3 - Les Basaltes tholéitiques.....	17
2 – 4 - Argilites rouges supérieures.....	18
3 - Le Jurassique.....	19
3 – 1 – Lias	19
3 – 1 – 1 - Lias inférieur	19
a - Dolomies bréchiques	19
b - Dolomies sableuses	20
c - Dolomies massives.....	20
d - Dolomies litées.....	20
3 - 1 - 2 - Lias moyen	21
a - Formation des calcaires massifs de Maftah 1	21
b - Formation des calcaires à silex de Maftah 2.....	21
c - Formation marno-calcaires à silex épars de Maftah 3.....	22
d - Les récifs	22
3 – 1 – 3 - Lias supérieur (Toarcien).....	23
4 – Passage Jurassique - Crétacé	23
4 – 1 - Bathonien au Barrémien.....	23
4 - 2 - Crétacé supérieur	24
4 - 3 – Albien-Cénomanién-Turonien	25
4 - 4 - Turonien supérieur-Sénonien inférieur.....	26
4 - 5 - Campanien et Maastrichtien	27
5 - Paléogène	28
5 - 1 - Paléocène-Eocène inférieur et moyen	30
5 - 2 - Eocène supérieur et Oligocène	30
6 – Mio-Pliocène	31

7 - Quaternaire.....	34
7 - 1 – Quaternaire ancien-moyen	34
7 - 2 – Quaternaire moyen-récent.....	34
7 - 3 - Les coulées volcaniques.....	34

Chapitre 2 : Etude Climatologique

Chapitre 2 : Etude Climatologique.....	35
1 - Introduction.....	35
2 - Etude des facteurs climatiques.....	35
2 – 1 –La Pluviométrie	35
2 – 1 –1 - Variation temporelle des précipitations	36
a - Variation mensuelle	36
b - Variation annuelle	36
2 – 2– La température.....	37
3 - La lame d'eau moyenne précipitée	38
3 – 1 – Méthode de la moyenne arithmétique:	39
3 – 2 – Méthode de Thiessen.....	39
3 – 3 – Méthode des isohyètes	41
3 – 4 - Estimation de la moyenne de la lame d'eau calculée par les trois méthodes....	42
4 - Caractérisation du climat de la zone d'étude	43
4 – 1 - Indice d'aridité (Indice De Martonne) :	43
4 – 2 - Diagramme de Louis Emberger	44
5 - Diagramme ombrothermique	46
6 - Bilan hydrique.....	47
6 – 1 - Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP).....	47
- Méthode de Thornthwaite (1948).	47
6 – 2 - Calcul de l'évapotranspiration réel (ETR).....	48
6 – 2 – 1 - Méthode de Turc (1961)	48
6 – 2 – 2 - Formules de Thornthwaite (1955)	49
6 – 3 - Ruissellement	49
6 – 4 - Infiltration	50
7 - Bilan hydrologique de la zone d'étude par la méthode de Thornthwaite	50
8 - Conclusion	52

Chapitre 3 : Caractéristiques hydrologiques du bassin versant de Oued Guigou amont

Chapitre 3 : Caractéristiques hydrologiques du bassin versant de Oued Guigou amont	53
1 - Introduction.....	53
2 - Réseau hydrographique.....	53
3 - Régime d'écoulement de l'Oued Guigou	55
3 -1- Analyse des débits annuels	55
3 -1-1- Station de jaugeage Ait Aissa.....	55
3 – 1 – 2 - Station de jaugeage d'Ait Khabbache	56
3 – 2- Analyse des débits mensuels.....	57
3 – 2 - 1 - Station de jaugeage d'Ait Aissa.....	57
3 -2-2- Station de jaugeage d'Ait Khabbache	58
4 - Perte de charge de l'Oued Guigou	59
5 - Conclusion	60

Chapitre 4 :

Hydrogéologie de la nappe d'eau superficielle située entre Timahdite et Almis Guigou

Chapitre 4 : Hydrogéologie de la nappe d'eau superficielle située entre Timahdite et Almis Guigou	61
1 - Introduction	61
2 - Contexte hydrogéologique	61
3 - Piézométrie	61
3 – 1 - Repérage et inventaire des points d'eau.....	61
3 – 2 - Evolution de la piézométrie	62
3 – 3 - La piézométrie de basses eaux (Juin, Juillet et Août 2012).	63
3 – 4 - La piézométrie des hautes eaux (Janvier 2013).	64
3 – 5 - Variations annuelles de la piézométrie (fluctuations piézométriques).	65
3 – 6 - Calcul du gradient hydraulique	66
4 - Etude des paramètres hydrodynamiques.....	67
4 – 1 - Détermination des paramètres hydrodynamiques de la nappe.....	67
a- La transmissivité	67
b - La perméabilité	69
c - Coefficient d'emménagement.....	71
5- Les sources.....	71
5 – 1 - Source d'Aberchane	71
5 – 2 - Source de Tit Zill	71
6 - Conclusion	73

Chapitre 5:

Etude hydrogéochimique des eaux souterraines

Chapitre 5: Etude hydrogéochimique des eaux souterraines	74
1 - Introduction.....	74
2 - Méthodologie employée.....	74
2 – 1 - Echantillonnage des eaux.....	74
2 – 2 - Paramètres physico-chimiques.....	75
2 – 2- 1 - Mesures in situ	75
2 – 2 – 2 - Analyses aux laboratoires	76
3 - Analyse multivariable des données.....	76
3 – 1 - Classification Ascendante Hiérarchique (CAH).....	76
3 – 1 – a- Classification Ascendante Hiérarchique des variables.....	76
3 – 1 – b- Classification Ascendante Hiérarchique des observations.....	77
3 – 2 - Analyse statistique des données physico-chimiques.....	78
3 – 3 - Analyse en composantes principales (A.C.P)	79
3 – 3 - 1 -Analyse des plans factoriels.....	79
4 - Faciès hydrogéochimique	82
4 – 1 - Diagramme de Piper	82
4 – 2 - Diagramme de Schöeller-Berkaloff	83
5 - Etude de l'origine du chimisme des eaux souterraines	84
5 – 1 - Rapports caractéristiques	84
5 – 1 – 1 - Rapport Na^+/Cl^-	84
5 – 1 – 2 - Rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$	85
5 – 1 – 3 - Rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$	86
5 – 1 – 4 - Couple $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^-$	86
5 – 1 – 5 - Rapport $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4^{2-}$	86
6 - Etude de l'acquisition de la minéralisation	87

7 - Cartographie hydrochimique	88
7 – 1 - Température	88
7 – 2 - Conductivité	89
7 – 3 – PH.....	90
7 – 4 - Magnésium.....	91
7 – 5 - Calcium	92
7 – 6 - Sodium	94
6 – 8 – Potassium	95
6 – 9 – Chlorures	96
6 – 10 - Bicarbonates.....	97
6 – 11 – Sulfates	98
6 – 12 – Nitrates	99
6 – 13 – Les phosphates	100
7 - Qualité des eaux	100
7 – 1 - Qualité des eaux pour la consommation humaine	100
7 – 2 - Qualité des eaux pour l’usage agricole	101
7 – 2 – 1 - Caractérisation des eaux pour l’irrigation.....	101
7 – 2 – 2 - Classification des eaux par la méthode de Richards	102
8 - Conclusion	104

Chapitre 6: **Pollution et vulnérabilité de la nappe d’eau superficielle entre Timahdite et Almis** **Guigou**

Chapitre 6: Pollution et vulnérabilité de la nappe d’eau superficielle entre Timahdite et Almis	
Guigou.....	105
I : Pollution des eaux souterraines.....	105
1 - Introduction.....	105
2 - Source de pollution	105
3 - Contamination de la nappe.....	105
3 – 1 - Pollution par les eaux usées	105
3 – 2 - Pollution par l’activité agricole.....	106
3 – 3 - La pollution par les phosphates.....	107
3 – 4 – La pollution par les nitrates	107
4 - Conclusion	108
II : Vulnérabilité de la nappe d’eau souterraine	109
1 - Introduction.....	109
2 - La méthode DRASTIC	109
2 – 1 - Principe de la méthode DRASTIC.....	111
2 – 2 - Profondeur de la nappe d’eau (D).....	111
2 – 3 - Recharge nette (R)	113
2 – 4 - La zone saturée et type d’aquifère (A).....	114
2 – 5 - Type de sol (S)	115
2 – 6 - Topographie(T)	117
2 – 7 - La zone non saturée (vadose) (I).....	118
2 – 8 - Conductivité hydraulique (Perméabilité) (C).....	119
2 – 9 - Carte de vulnérabilité	120
3 - Conclusion	122

Chapitre 7 : Influence de la tectonique cassante sur les écoulements des eaux souterraines dans le bassin effondré de Timahdite - Almis Guigou

Chapitre 7 : Influence de la tectonique cassante sur les écoulements des eaux souterraines dans le bassin effondré de Timahdite - Almis Guigou.....	123
1 –Introduction	123
2 - Analyse de la fracturation et détermination des paléocontraintes responsables de la genèse, de l'évolution et des écoulements des eaux du bassin hydrogéologique Timahdite-Almis Guigou	124
2– 1 - Au cours de la phase tectonique d'âge Vallésien-Miocène supérieur	124
2 - 2 -Au cours de la phase tectonique compressive d'âge Miocène terminal -Pliocène inférieur-moyen :.....	126
2 - 3 - Au cours de la phase tectonique d'âge Pliocène moyen-supérieur.....	127
2 - 4 - Au cours de la phase tectonique d'âge Quaternaire ancien-moyen.....	129
2 - 6 - Au cours de la phase tectonique d'âge Quaternaire moyen-récent.....	129
3 - Identification des lignes de drainages des eaux souterraines.....	132
3 – 1 –Relation écoulement des eaux souterraines et failles issues de la phase tectonique d'âge Miocène supérieur.....	132
3 – 2 –Effet des failles inverses de la phase tectonique du Pliocène inférieur sur l'écoulement des eaux souterraines	133
3 – 3 - L'écoulement des eaux souterraines en relation avec les failles normales d'âge Pliocène moyen-supérieur	134
3 – 4 –Relation écoulement des eaux souterraines et les failles dues à la phase tectonique d'âge Quaternaire ancien-moyen	135
3 – 5 - Ecoulement des eaux souterraines et influence des failles subméridiennes issues de la phase tectonique d'âge Quaternaire moyen-récent.....	136
3 – 6 - Sens d'écoulement actuel des eaux souterraines	138
4 - Conclusion	138

Conclusion générale

Conclusion générale	140
Références bibliographiques	145

LISTE DES FIGURES

Fig. 1: Carte structurale du centre et du nord du Maroc et situation du domaine d'étude dans le Moyen Atlas (Michard, 1976).	1
Fig. 2 : Carte géologique simplifiée du Moyen Atlas (d'après la carte géologique du Maroc 1/1000 000).	4_Toc450299525
Fig. 3: Log stratigraphique synthétique de la série méso-cénozoïque du Moyen Atlas (d'après Hinaje, 2004).	7
Fig. 4 : Carte géologique du Moyen Atlas et situation de la région d'étude (d'après Charrière, 1989 modifiée).	9
Fig. 5 : Situation géographique de la région d'étude (extrait des cartes topographiques de : Azrou, Timahdite, Boulemane et Achloulj au 1/50 000).	10
Fig. 6 : Carte géologique de la région d'étude (d'après Charrière A., 1987; El Arabi H., 1987 ; Charroud M., 1990; Hinaje S., 2004).	14
Fig. 7 : Log stratigraphique synthétique de la zone d'étude (d'après nos travaux de terrain et les travaux des auteurs signalés dans le texte).	15
Fig. 8 : Coupes lithostratigraphiques synthétiques des formations rouges triasico-liasiques à l'Ouest et à l'Est du Moyen Atlas tabulaire (d'après Boudelot et al., 1990).	17
Fig. 9 : Carte géologique du plateau du Guigou montrant la répartition des complexes récifaux liasiques. (d'après Du Dresnay, 1975; modifié dans la partie nord par charrière, 1987).	23
Fig. 10 : Log stratigraphique du sondage d'Ait Tilt (Charroud, 1990).	28
Fig. 11 : Log synthétique des dépôts paléogènes du Moyen Atlas (Charroud, 1990).	29
Fig. 12 : Analyse microtectonique de la déformation cassante et détermination des axes de contraintes lors de la phase tectonique du Miocène supérieur dans la station de Charchara (Hinaje, 2004).	33
Fig. 13 : Position géographique des différentes stations climatiques utilisées dans l'étude.	36
Fig. 14 : Répartition mensuelle des pluies au niveau des stations dans la zone d'études (de 1975/76 à 2009/2010).	37
Fig. 15 : Evolution temporelle des précipitations annuelles des quatre stations situées dans la zone d'études (de 1975/76 à 2009/2010).	37
Fig. 16 : Evolution spatio-temporelle des températures moyennes mensuelles mesurées au niveau des quatre stations disponibles.	38
Fig. 17 : Polygones de Thiessen pour les stations climatiques de la zone d'étude (Azrou, Ifrane, Ait Khabbache et Aguelmam Sidi Ali).	40
Fig. 18 : Carte des isohyètes de la région d'étude.	42
Fig. 19 : Abaque de l'Indice d'aridité annuel de De Martonne.	44
Fig. 20 : Représentation des quatre stations climatiques dans le climagramme d'Emberger.	45
Fig. 21 : Diagramme ombrothermique d'Aguelmam Sidi Ali.	46
Fig. 22 : Diagramme ombrothermique d'Ait Khabbache.	46
Fig. 23 : Diagramme ombrothermique d'Ifrane.	46
Fig. 24 : Diagramme ombrothermique d'Azrou.	46
Fig. 25 : Classification descriptive : les différents types de base des réseaux hydrographiques (d'après Howard, 1976).	54

Fig. 26 : Réseau hydrographique des versants de l'Oued Guigou amont dans la zone d'étude.	54
Fig. 27 : Variations moyennes annuelles du débit de l'Oued Guigou au niveau de la station hydraulique d'Ait Aissa et corrélation avec les précipitations (1978-2009).	56
Fig. 28 : Variations moyennes annuelles des débits de l'Oued Guigou au niveau de la station d'Ait Khabbache et corrélation avec les précipitations (1971-2009).	57
Fig. 29 : Corrélation entre les débits moyens mensuels et les précipitations à la station hydraulique d'Ait Aissa (1978-2009).	58
Fig. 30 : Corrélation entre les débits moyens mensuels et les précipitations à Ait Khabbache (1971-2009).	59
Fig. 31 : Perte en charge de Oued Guigou (situation des stations de mesures : voir Fig. 19)...	60
Fig. 32 : Log stratigraphique du réservoir plio-quaternaire de la région d'Almis Guigou (d'après nos travaux de terrain et les logs des forages de l'A.B.H.S).	62
Fig. 33 : Log stratigraphique du réservoir plio-quaternaire de la région de Timahdite (d'après nos travaux de terrain et les logs des forages de l'A.B.H.S).	62
Fig. 34 : Carte de localisation des points d'eau dans la zone d'étude (basses eaux 2012 et hautes eaux 2013).	63
Fig. 35 : Carte piézométrique du plateau Timahdite-Almis Guigou en période de basses eaux (Juin, Juillet et Août 2012).	64
Fig. 36 : Carte piézométrique du plateau Timahdite-Almis Guigou en période de hautes eaux (Janvier 2013).	65
Fig. 37 : Fluctuations de la surface piézométrique au niveau de quelques puits de l'aquifère.	66
Fig. 38 : Courbe de remontée du puits ONEP (Almis Guigou).	68
Fig. 39 : Courbe de remontée du puits 1789/22 (Timahdite).	68
Fig. 40 : Carte de répartition de la transmissivité de la nappe d'eau souterraine entre Timahdite et Almis Guigou en $(10^{-2}) \text{ m}^2/\text{s}$.	69
Fig. 41 : Carte de répartition de la perméabilité de la nappe d'eau souterraine entre Timahdite-Almis Guigou en $(10^{-5}) \text{ m/s}$.	70
Fig. 42 : Diagramme de Schöeller-Berkaloff des eaux des sources Aberchane et Tit Zill (Janvier 2013).	72
Fig. 43 : représentation des points d'échantillonnages d'eau dans la zone d'étude.	75
Fig. 44 (a) : Arbre de classification hiérarchique des variables des eaux souterraines	77
Fig. 44 (b) : Arbre de classification hiérarchique des observations des eaux souterraines (Janvier 2013).	78
Fig. 45 : Projection des variables sur le plan factoriel F1 et F2.	80
Fig. 46 : Projection des variables sur le plan factoriel F1 et F3.	80
Fig. 47 : Représentation des individus de prélèvement sur le plan factoriel (1×2) .	81
Fig. 48 : Diagramme triangulaire de Piper des eaux de la nappe plio-quaternaire entre Timahdit et Almis Guigou (Janvier 2013).	82
Fig. 49 : Diagramme de Schöeller-Berkaloff des eaux de la nappe plio-quaternaire entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier 2013).	83
Fig. 50 : Relation entre $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$	85
Fig. 51 : Relation entre $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$	85
Fig. 52 : relation entre $\text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$	86

Fig. 53 : Relation entre $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^-$	87
Fig. 54 : relation entre $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$	87
Fig. 55 : Distribution spatiale des températures dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier 2013).	89
Fig. 56 : Distribution spatiale de la conductivité électrique dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).	90
Fig. 57 : Distribution spatiale du potentiel Hydrogène (pH) dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).	91
Fig. 58 : Distribution spatiale du magnésium dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).	92
Fig. 59 : Distribution spatiale du calcium dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).	93
Fig. 60 : Distribution spatiale du sodium dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).	94
Fig. 61 : Distribution spatiale du potassium dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).	95
Fig. 62 : Distribution spatiale des chlorures dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).	96
Fig. 63 : Distribution spatiale des bicarbonates dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).	97
Fig. 64 : Distribution spatiale des sulfates dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).	98
Fig. 65 : Distribution spatiale des nitrates dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).	99
Fig. 66 : Classification des eaux pour l'irrigation.	103
Fig. 67 : Variation spatiale de la demande biochimique en oxygène (DBO_5) et de l'oxygène dissous (O_2d) dans les eaux de la nappe Timahdite-Almis Guigou (Janvier 2013) (situation des puits : voir Fig. 43).	106
Fig. 68 : Variation des teneurs des nitrates et des phosphates dans les eaux souterraines de la zone d'étude (Janvier, 2013).	107
Fig. 69 : La carte de la profondeur en mètre de la nappe d'eau souterraine par rapport à la surface topographique.	112
Fig. 70 : Carte de recharge de la nappe d'eau souterraine.	114
Fig. 71 : Carte des matériaux de l'aquifère (zone saturée).	115
Fig. 72 : Carte des types de sols (d'après carte aménagement du bassin versant à l'amont barrage Allal El Fassi, pédologie (H.C.E.F.L.C.D., 1996).	116
Fig. 73 : Carte de la topographie (pente en %).	117
Fig. 74 : Carte de l'impact de la zone vadose de la nappe d'eau (la zone non saturée).	119
Fig. 75 : Carte de la conductivité hydraulique (perméabilité en m/s).	120
Fig. 76 : Carte de vulnérabilité à la pollution des eaux souterraines de la nappe phréatique entre Timahdite et Almis Guigou.	121
Fig. 77 : Carte paléotectonique au Vallésien-Miocène supérieur et stéréogrammes des paléochamps de contraintes d'âge Vallésien (A) et Miocène supérieur (B).	125

Fig. 78 : Carte paléotectonique au Miocène terminal-Pliocène inférieur et stéréogrammes des paléochamps de contraintes de même âge.....	126
Fig. 79 : Carte paléotectonique au Pliocène moyen – supérieur et stéréogrammes du régime tectonique extensif de cet âge.....	128
Fig. 80 : Carte paléotectonique et paléochamps de contraintes d'âge Quaternaire ancien-moyen dans la zone effondrée Timahdite-Alms Guigou.....	130
Fig. 81 : Carte tectonique et champs de contraintes du Quaternaire moyen-récent à l'époque actuelle dans la zone effondrée Timahdite-Almis Guigou.....	131
Fig. 82 : Relation entre l'écoulement des eaux souterraines et les failles d'âge Vallésien - Miocène supérieur.	133
Fig. 83 : Relation entre l'écoulement des eaux souterraines et la direction des failles d'âge Pliocène inférieur.	134
Fig. 84 : Relation entre l'écoulement des eaux souterraines et la direction des failles d'âge Pliocène moyen-supérieur.	135
Fig. 85 : Relation entre l'écoulement des eaux souterraines et la direction des failles d'âge Quaternaire ancien-moyen.	136
Fig. 86 : Relation entre écoulement des eaux souterraines au Quaternaire moyen-récent et à l'époque actuelle dans la zone effondrée Timahdite-Almis Guigou.....	137
Fig. 87 : Carte représentant l'influence de la fracturation sur l'écoulement des eaux souterraines de la nappe plio-quaternaire en période de basses eaux entre Timahdite et Almis Guigou.	138
Fig. 88 : Influence des failles dans la mise en place de la nappe d'eau souterraine entre Timahdite et Almis Guigou.....	143
Fig. 89 : Influence des failles dans la répartition spatiale de la conductivité électrique dans la nappe d'eau souterraine entre Timahdite et Almis Guigou.....	144
Fig. 90 : Carte de vulnérabilité détaillée à la pollution des eaux souterraines de la nappe phréatique entre Timahdite et Almis Guigou.....	144

LISTE DES TABLEAUX

Tab. 1: Coordonnées des stations climatiques utilisées dans l'étude.....	35
Tab. 2 : Séries des températures disponibles.....	38
Tab. 3 :Les précipitations moyennes annuelles des différentes stations (1975-2010).	39
Tab. 4 : Estimation de la lame d'eau par la méthode de Thiessen.	41
Tab. 5 : Estimation de la lame d'eau moyenne précipitée dans la zone d'étude par la méthode des isohyètes.....	41
Tab. 6 : Estimation de la lame d'eau moyenne tombée sur la zone d'étude.	42
Tab. 7 : Quotient pluviométrique des quatre stations climatiques.	45
Tab. 8 : Evaluation mensuelle de l'évapotranspiration réelle par la méthode de Turc (pour la période 1975/1976 à 2009/2010 pour les précipitations et les périodes disponibles en températures dans le Tab. 5).....	48
Tab. 9 : Bilan hydrique au niveau des stations étudiées selon la méthode de Thornthwaite (1955).	51
Tab. 10 : Ensemble des caractéristiques climatiques au niveau de Timahdite et Almis Guigou.	52
Tab. 11 : Valeurs du coefficient de perméabilité selon Castany,1982.	70
Tab. 12 : Matrice de corrélation des différents paramètres physico-chimiques.....	79
Tab. 13 : Corrélation entre les variables et les facteurs.....	80
Tab. 14 : Valeurs Moyennes des paramètres Calculés.....	88
Tab. 15 : Normes de potabilité des eaux.	100
Tab. 16 : Résultats des analyses bactériologiques des eaux souterraines (Février 2013).	101
Tab. 17 : Notations accordées aux paramètres de la méthode DRASTIC (d'après Barès, 1994).....	110
Tab. 18 : Poids attribués aux paramètres DRASTIC (Aller et al.,1987).....	110
Tab. 19 : Notation et pondération du paramètre de la profondeur.	112
Tab. 20 : Notation et pondération du paramètre de la recharge nette.	113
Tab. 21 : Notation et pondération du paramètre de la recharge nette.	115
Tab. 22 : Notation et pondération de la nature du sol.	116
Tab. 23 : Notation et pondération du facteur de la pente.	117
Tab. 24 : Notation et pondération du paramètre de la zone non saturée.	118
Tab. 25 : Classes et notations retenues pour la perméabilité.....	120

Introduction générale

Introduction générale

1 - Les grands ensembles structuraux du Maroc

Le Maroc appartient à la partie nord occidentale de l'Afrique. Il comprend trois domaines structuraux (Choubert et Marcais, 1956; Michard, 1976; Piqué et Michard, 1989; Piqué, 1994) qui, du Nord au Sud, sont les domaines rifain, atlasique et méséteïn, anti-atlasique et ses confins sahariens (Fig. 1).

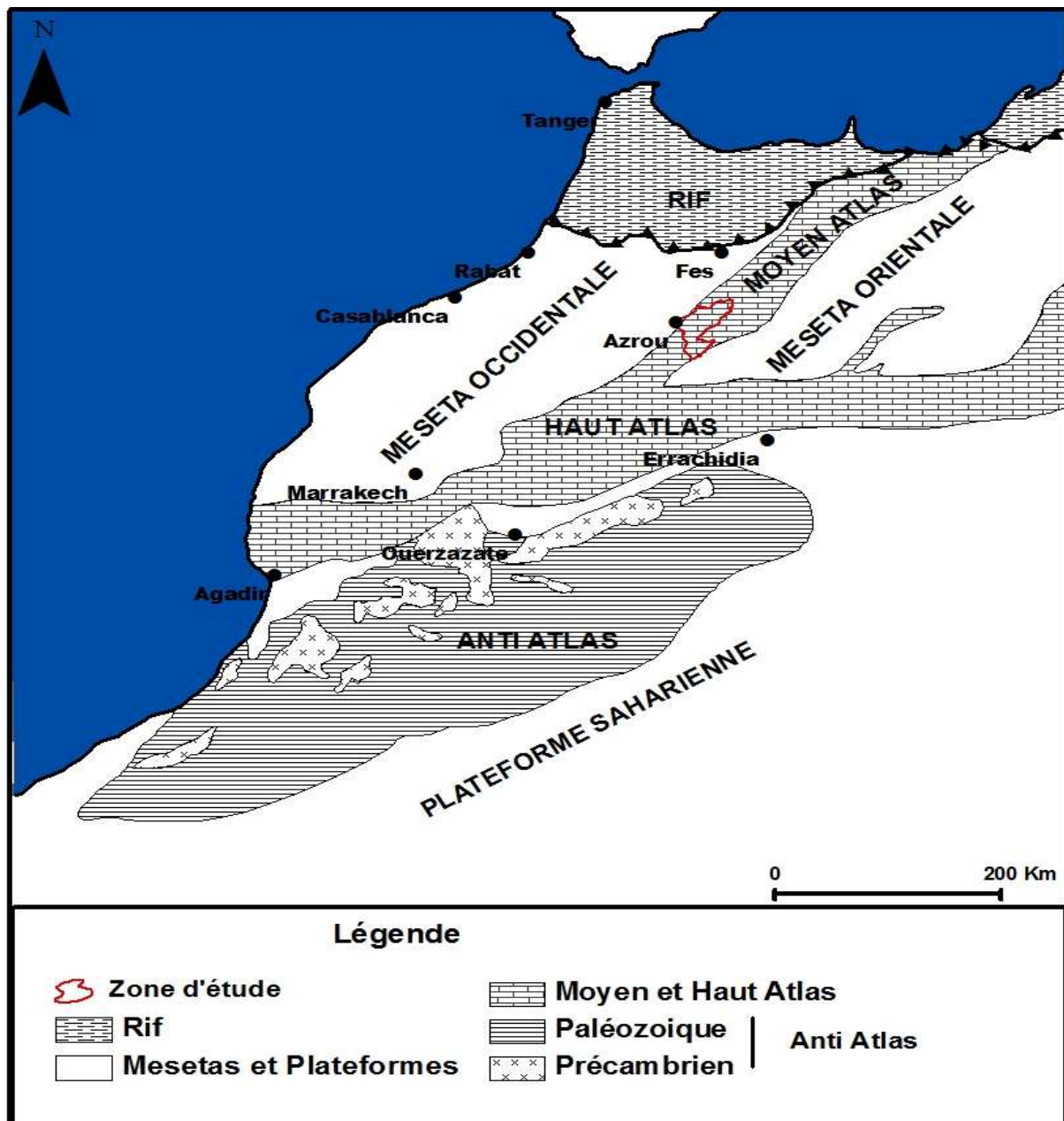


Fig. 1: Carte structurale du centre et du nord du Maroc et situation du domaine d'étude dans le Moyen Atlas (Michard, 1976).

A- Le domaine rifain au Nord formé au Tertiaire, présente une affinité méditerranéenne issue de l'orogénie alpine. Il est caractérisé essentiellement par une tectonique tangentielle et constitué d'unités allochtones charriées sur la marge de la plaque d'Afrique affectant les dépôts secondaires et tertiaires (Michard, 1976; Faugères, 1978 ; Ait Brahim, 1983).

B- Le domaine atlaso-mésétien à socle paléozoïque fortement plissé et métamorphisé, granitisé pendant la formation de la chaîne hercynienne, à couverture mésozoïque déformée et tectonisée lors des cycles ultérieurs. Ce domaine rassemble deux unités structurales, le domaine mésétien correspondant à une région de plaines, plateaux et collines où la couverture méso-cénozoïque est peu plissée mais fracturée pendant le cycle alpin; et les chaînes atlasiques (Moyen Atlas et Haut Atlas) formées au tertiaire (Charrière, 1990,2000 ; Charrière et al, 1994a ; El Arabi et al., 1999, 2000). C'est une chaîne intracontinentale à sédiments variés, dont les strates sont faillées et plissées lors des phases tectoniques alpines (Michard, 1976 ; Mattauer et al.1977 ; Piqué et al., 2002 ; Teixell et al.2003 ; Ellouz et al., 2003).

C- Le domaine anti-atlasique et ses confins sahariens au Sud. Ce domaine est caractérisé par un socle précambrien, recouvert par une couverture paléozoïque faiblement déformée.

2- Les grands ensembles structuraux du Moyen Atlas

Le Moyen Atlas est une chaîne montagneuse intracontinentale orientée NE-SW. Faisant partie du domaine atlasique défini par Chaubert et Marcais (1952). Il est limité au Nord par le couloir Sud-rifain, au Sud par le Haut Atlas et la vallée de la Haute Moulouya, à l'Est par la vallée de la moyenne Moulouya, à l'Ouest par la Meseta Marocaine. Sa structure correspond à de larges cuvettes synclinales d'axes parallèles à la chaîne, et des rides anticlinales étroites intrudées parfois de roches gabbroïques (Termier, 1936; Colo, 1961; Fedan, 1988). Selon sa structure géologique (Termier, 1936), le Moyen Atlas est morcelé en deux parties ; le Causse Moyen Atlasique ou Moyen Atlas tabulaire à l'Ouest et le Moyen Atlas proprement dit ou Moyen Atlas plissé à l'Est. Ces deux parties sont séparées par l'Accident Nord Moyen Atlasique (ANMA) (Colo, 1961 ; Duée et al., 1977 ; Fedan 1988, Charrière, 1990 ; Hinaje 2004) (Fig. 2).

2- 1 - Le Causse Moyen Atlasique

Le Causse moyen-atlasique est caractérisé par des formations carbonatées; dolomitiques au Lias inférieur et calcaires au Lias moyen. Le Lias supérieure et le jurassique moyen essentiellement marneux apparaissent à l'Est dans le synclinal de Bekrit où les séries sédimentaires sont recouvertes par les couches du Crétacé et du Tertiaire. La partie centrale

du Causse est marquée par un accident tectonique majeur appelé Accident de Tizi N'Tretten (Colo, 1961) dont la direction moyenne est NE-SW. Le causse moyen atlasique montre également des failles transversales NW-SE qui ont joué aussi un rôle primordial dans l'évolution tectono-sédimentaire depuis le Trias jusqu'au Quaternaire (Hinaje, 2004). Le Moyen Atlas montre des volcans plio-quaternaires qui ont versé d'épaisses coulées basaltiques couvrant les terrains anciens. Le causse moyen atlasique s'oppose au Moyen Atlas plissé par sa structure en blocs tabulaires et s'exprime dans la topographie sous forme de plateaux étagés aux causses, délimités par des failles longitudinales NE-SW et transversales NW-SE.

Le causse moyen atlasique est subdivisé en deux parties selon des critères structuraux et géographiques (Colo, 1961) :

- une partie occidentale qui va de la bordure de la Meseta à l'Oued de Sebou à l'Est. cette partie elle-même subdivisée en deux portions. Une portion méridionale au SE; comprend le causse de Ain Leuh, le causse de Guigou, le causse d'Amekla, le causse d'El Menzel, le causse de Tahla et la partie orientale du causse de Sefrou et une portion septentrionale au NW; comprend l'ensemble du causse d'El Hajeb, le causse d'Imouzzar, le causse d'Ifrane, le causse d'Agourai et la partie occidentale du causse de Sefrou ;
- une partie orientale qui correspond aux bordures liasiques de la boutonnière en forme d'anticlinal ou massif de Tazzeka.

Ces deux parties séparées par l'accident de Tizi N'Tretten orienté NE-SW.

2 – 2 - Le Moyen Atlas plissé

Le Moyen Atlas plissé est l'ensemble montagneux qui se situe à l'Est de l'accident tectonique dénommé Accident Nord Moyen Atlasique (ANMA) (Colo, 1961), qui est divisé en plusieurs branches de direction N20 à N70 (Hinaje, 2004). Il constitue un massif allongé dans le sens NE-SW, limité à l'Ouest par les massifs paléozoïques du Tazzeka et de Bsabis dans la partie septentrionale, et par l'accident nord moyen atlasique qui le sépare des causses du moyen atlas tabulaire. Vers le Nord, le Moyen Atlas est limité par la plaine de Guercif où les formations jurassiques s'ennoient sous un épais recouvrement néogène. Vers l'Est, cette chaîne est limitée par les bassins néogènes et quaternaires de la Moulouya. Vers le Sud, la limite est marquée par les massifs paléozoïques et les affleurements triasiques d'Ahouli-Mibladen et Boumia. La structure générale du Moyen Atlas se présente sous forme de quatre rides montagneuses successives et parallèles orientées NE-SW, séparées par des hautes

vallées occupant des fonds de synclinaux ou dépoctrés (Fedan, 1988). Ces rides sont généralement affectés par des séries de failles qui se manifestent localement par des chevauchements vers le NW et parfois vers le SE (Sabaoui, 1998). De point de vue tectonique, ces rides correspondent à des rampes sur failles chevauchantes, présentant des anticlinaux et des synclinaux de rampes, avec des paliers épousant les strates argileuses triasiques (Hinaje, 2004).

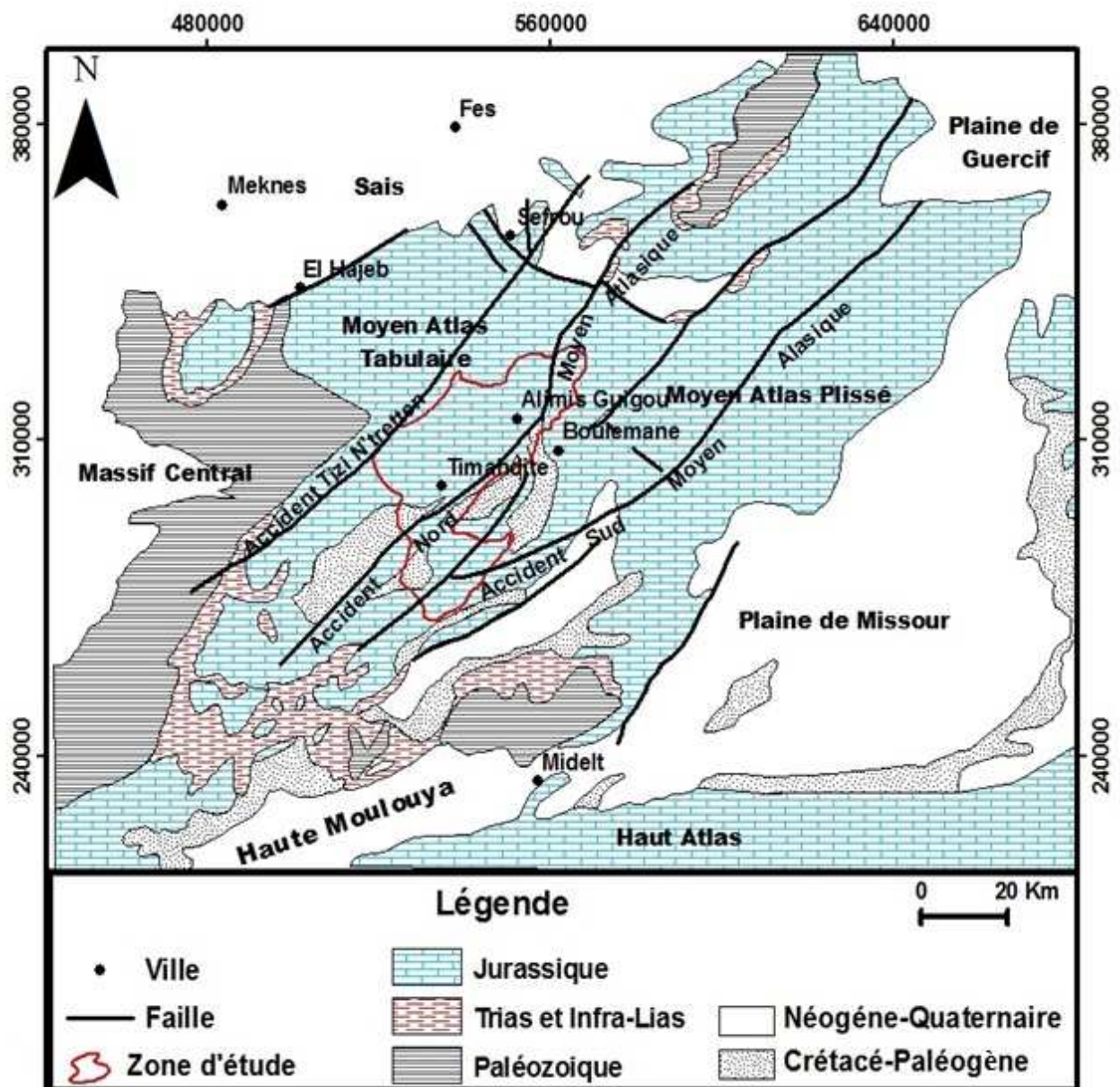


Fig. 2 : Carte géologique simplifiée du Moyen Atlas (d'après la carte géologique du Maroc 1/1000 000).

3 – Aperçu stratigraphique et structural du Moyen Atlas

L'évolution tectono-sédimentaire du Moyen Atlas commence au Trias par héritage de l'orogénèse hercynienne. Le jeu des accidents majeurs en failles normales ou en décrochements extensifs provoque la formation de bassins d'effondrement interprétés comme étant en «pull-apart» sur relais distensifs de décrochements E-W (Laville, 1981) lors d'un régime transtensif N160 à NE-SW (Petit et Laville, 1987) d'âge triasique supérieur (Laville et Petit, 1984). Ce régime tectonique en extension est lié au stade de rifting dans l'Atlantique central, avec épanchements de basaltes doléritiques datés à -180 et -212 M.a (Jacobshagen et al., 1988) et à $-196,3 \pm 2,1$ et $-210 \pm 1,2$ M.a (Feichtner et al., 1992). Les bassins sont à remplissages détritiques grossiers aux bords, et fins à salifères aux centres. L'épaisseur de la série peut dépasser localement les mille mètres (Lorenz, 1976 ; Mattis, 1977).

L'histoire jurassique du Moyen Atlas commence avec l'installation de la plate-forme carbonatée du Lias inférieur et moyen, généralisée à l'échelle de toute la Téthys occidentale (De Graciansky et al., 1979, Elmi et al. 1982). Celle-ci est fracturée par un épisode tectonique dont le paroxysme est atteint au passage Domérien-Toarcien (Du Dresnay, 1979; Fedan, 1988; Laville et Fedan, 1989 et Akhssas, 1993; Hinaje, 2004 ; Hinaje et al., 2015). Il en résulte l'individualisation du bassin moyen atlasique organisé en rides et dépo-centres, et montrant des approfondissements progressifs en allant du SW vers le NE (Fedan, 1988; Akasbi et al., 2001, Hinaje, 2004; Hinaje et al., 2015). Cette nouvelle configuration va guider l'évolution du bassin durant le Toarcien et le Dogger (Akasbi et al., 2001).

La stratigraphie du Moyen Atlas peut être résumée de la façon suivante (Fig. 2 et 3) :

- le socle paléozoïque constitué essentiellement de dépôts détritiques, affleure dans le massif de Tazekka et dans les boutonnières d'El Hajeb, de Kandar, de Bsabis, de Bhalil, etc ;
- les dépôts triasico-liasiques, qui affleurent autour des terrains paléozoïques, surtout au niveau des boutonnières de Kandar, d'El Hajeb du massif de Tazekka et la région d'El Kbab-Kerroouchène (Lorenz, 1976 ; Ouarhache, 1987; Beauchamp, 1988 ; Laville et al., 1995 ; Charroud et al., 1996; Hinaje, 2004). Ces dépôts affleurent aussi le long des grands accidents;
- les dépôts du Jurassique inférieur et moyen correspondent aux faciès de plate forme carbonatée. Ces dépôts sont très variés dans l'espace et dans le temps. Ils forment l'essentiel de la chaîne moyen atlasique ;
- les dépôts crétacés cantonnés dans le centre de la chaîne ;

- les dépôts Paléogènes (Paléocène, Eocène, Oligocène) sont très variés (détritiques et physico-chimiques) (Choubert et al., 1952; Du Dresnay, 1969; Ait Sliman, 1989 ; Charroud, 1990) ;
- les dépôts du Miocène supérieur affleurent dans la partie NW de la chaîne, au niveau du Moyen Atlas plissé et du causse moyen atlasique ;
- les dépôts plio-quadernaires sont caractérisés par des formations continentales fluvio-lacustres, travertineuses, de cônes de déjection et volcaniques, se localisent près des grands accidents et à la périphérie de la chaîne.

Les accidents majeurs qui ont joué un rôle primordial dans l'évolution tectono-sédimentaire et la structuration du Moyen Atlas sont (Fig. 2 et 4) :

- l'accident nord Moyen Atlasique (Colo, 1961), sépare le Moyen Atlas plissé du Causse Moyen Atlasique ;
- l'accident de Tizi N-Tretten (Colo, 1961) divise le causse moyen atlasique en deux parties, et sépare les dépôts du Lias inférieur de la chaîne et les dépôts néogènes du couloir sud rifain;
- l'accident sud moyen atlasique (Laville, 1977 ; Fedan, 1988) ou accident d'Ait Oufella (Du Dresnay, 1988 ; Herbig, 1988), sépare le Moyen Atlas plissé de la meseta Orientale et la plaine de Moulouya ;
- l'accident de Dayet Aoua (Charrière, 1990), sépare le Causse Moyen Atlasique et le Saïs de Fès près de la boutonnière de Kandar.

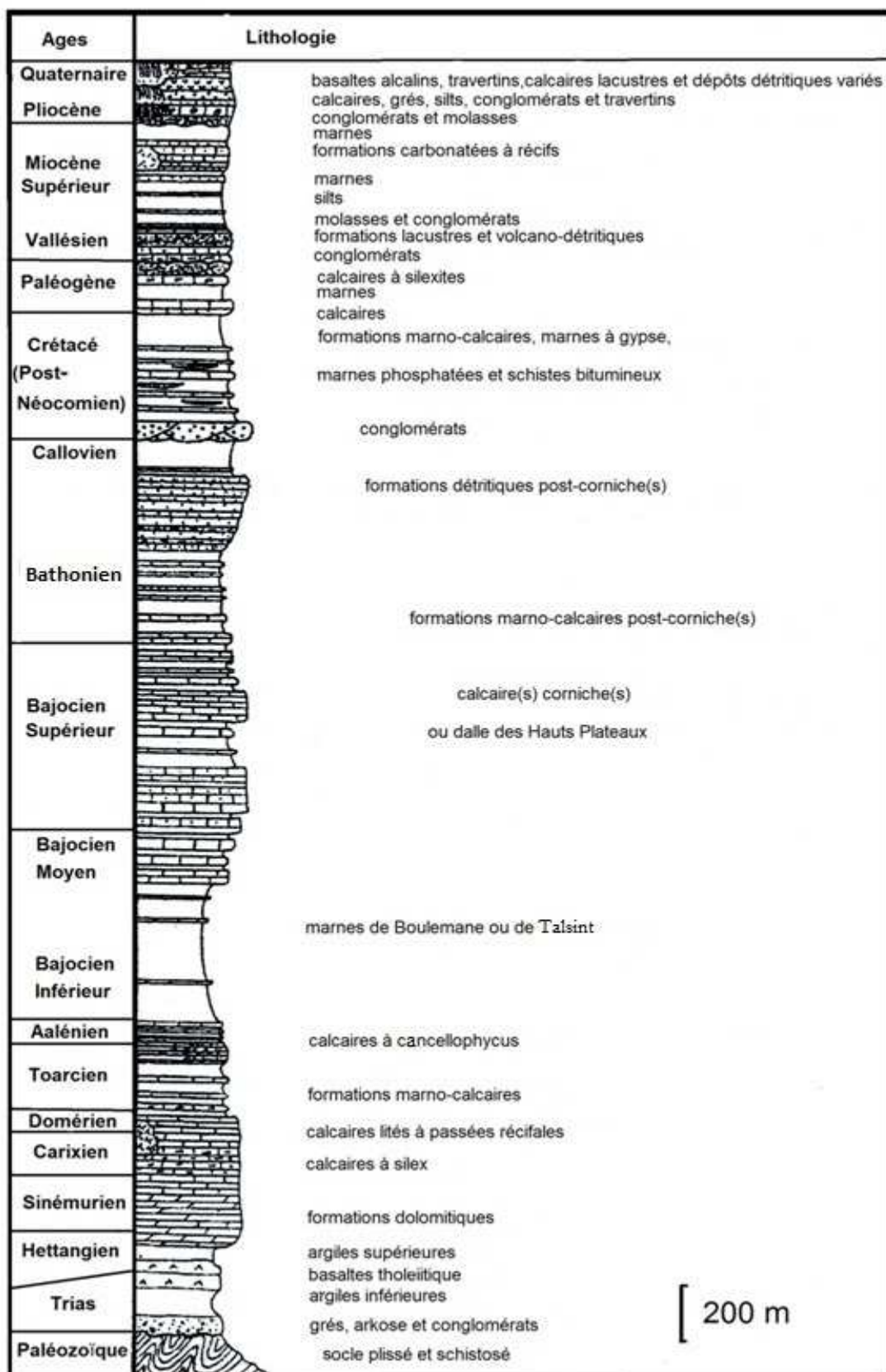


Fig. 3: Log stratigraphique synthétique de la série méso-cénozoïque du Moyen Atlas (d'après Hinaje, 2004).

4- Historique des recherches

Le Moyen Atlas a fait l'objet de nombreux travaux de recherche. Ceux-ci ont servi de base pour l'établissement des grandes lignes de la stratigraphie et de la structure de la chaîne (Gentil, 1916; Savorin, 1921; Termier, 1936; Gardet et Gerard, 1946; Roch, 1950; Choubert, 1952).

Plusieurs travaux ont été réalisés après, concernant la relation tectonique-sédimentation, et la mise en évidence d'une évolution structurale continue et contemporaine de la sédimentation (Zemmouri, 1971-76; Mattauer et al.1977; Laville, 1977-88; Fedan, 1980-88; Robillard, 1979; Nassili, 1982; Laadila, 1982-96; Chbani,1984; Charrière, 1985-90; El Arabi, 1987; Sabaoui, 1987-89 ; Ouarhache, 1987, Benshili, 1987; El Mezgueldi, 1989).

Ultérieurement, plusieurs travaux ont été réalisés concernant la stratigraphie, la géodynamique des bassins, la paléontologie, la sédimentologie et la tectonique (Ait Sliman, 1989; Charroud, 1990; Hinaje, 1991; Baudelot et al., 1990; Bejjaji, 1994 ; Laadila, 1996; Sabaoui,1998; El Arabi, 2001; Gouarrari, 2001; Charroud, 2002; Hinaje, 2004).

Les travaux d'ordre géomorphologique (Martin, 1981) et géographique (Labhar, 1985-99) ; les travaux concernant l'hydrogéologie (Margat, 1952 ; Taltasse, 1952 ; Bentayeb et Leclerc, 1977) et les travaux d'ordre pétrographiques (Moukadiri, 1983; Harmand et Cantagrel, 1984; Harmand et Moukadiri, 1986; Jacobshagen et al., 1988; Feichtner et al., 1992; El Azzouzi et al., 2010).

Les travaux d'ordre géophysique (El Azzab et El Wartiti, 1998).

5 - Présentation de la zone d'étude

5 – 1 - Situation géographique

La région d'étude située entre Timahdite et Almis Guigou, constitue une partie du causse moyen atlasique. Elle est située à l'Ouest du méridien de Boulemane, entre les coordonnées Lambert $518 \text{ Km} \leq X \leq 559 \text{ Km}$ et $270 \text{ Km} \leq Y \leq 330 \text{ Km}$ (Fig. 5). Elle est limitée au Nord par les causses de Sefrou et de l'Anoceur, à l'Est par le Moyen Atlas plissé, au Sud par le synclinal de Baqrit et à l'Ouest par le causse d'Azrou-Ifrane.

5 – 2 - Situation géologique

La région étudiée, située à l'Ouest du méridien de Boulemane, longe la zone de passage de l'accident nord moyen atlasique dont la direction est N20 à N70. Elle est à cheval sur le moyen atlas plissé et le causse de Timahdite-Guigou à travers l'accident nord moyen atlasique.

Elle comprend les éléments structuraux suivants (Fig. 4) :

- la zone de passage de l'accident nord moyen atlasique dont la manifestation la plus évidente est d'ordre morphologique: la première ride anticlinale (Colo, 1961);

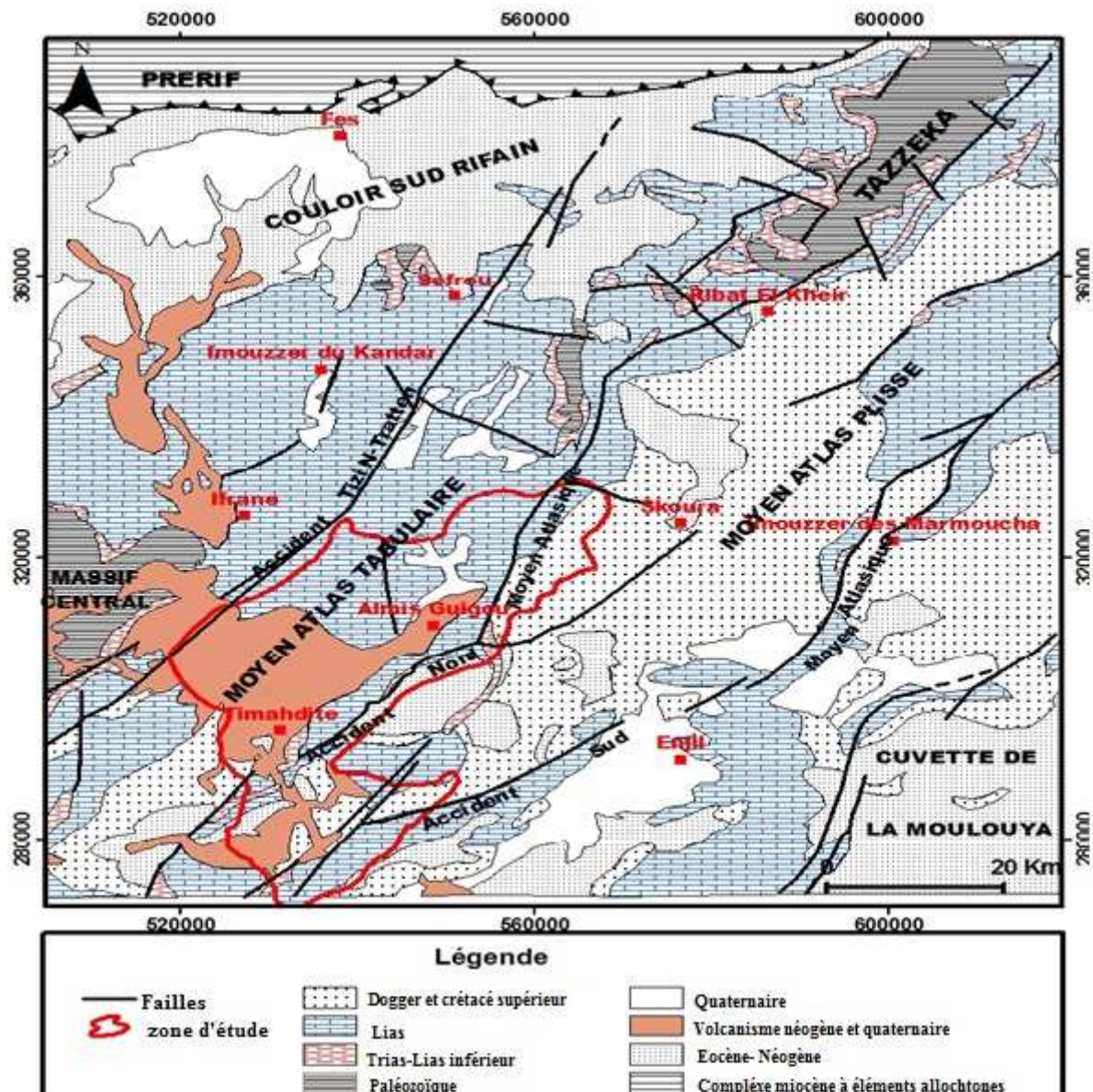


Fig. 4 : Carte géologique du Moyen Atlas et situation de la région d'étude (d'après Charrière, 1989 modifiée).

- les unités de Timahdite et de Guigou qui font partie de la structure synforme de Baqrit-Timahdite-Guigou, présentent des dépôts détritiques plio-quaternaires dans l'unité de Timahdite et carbonatés du Lias dans l'unité de Guigou. Les deux unités sont recouvertes par des coulées volcaniques récentes;
- la partie nord de la structure synforme de Bou Anguer, qui est séparée de celle de Baqrit-Timahdite-Guigou par la première ride anticlinale (Colo, 1961). Les formations

crétacés et éocènes sont développées sur les flancs méridional et oriental de cette structure (Charroud, 1990);

- la terminaison sud-ouest de la structure synforme d'Ain Nokra, qui est séparée de celle de Bou Anguer par l'accident de Felledi (Charroud, 1990). L'essentiel des affleurements de cette structure sont d'âge paléogènes (Aït Sliman, 1989). Toutefois, sur son flanc méridional affleure du Crétacé (Charroud, 1990).

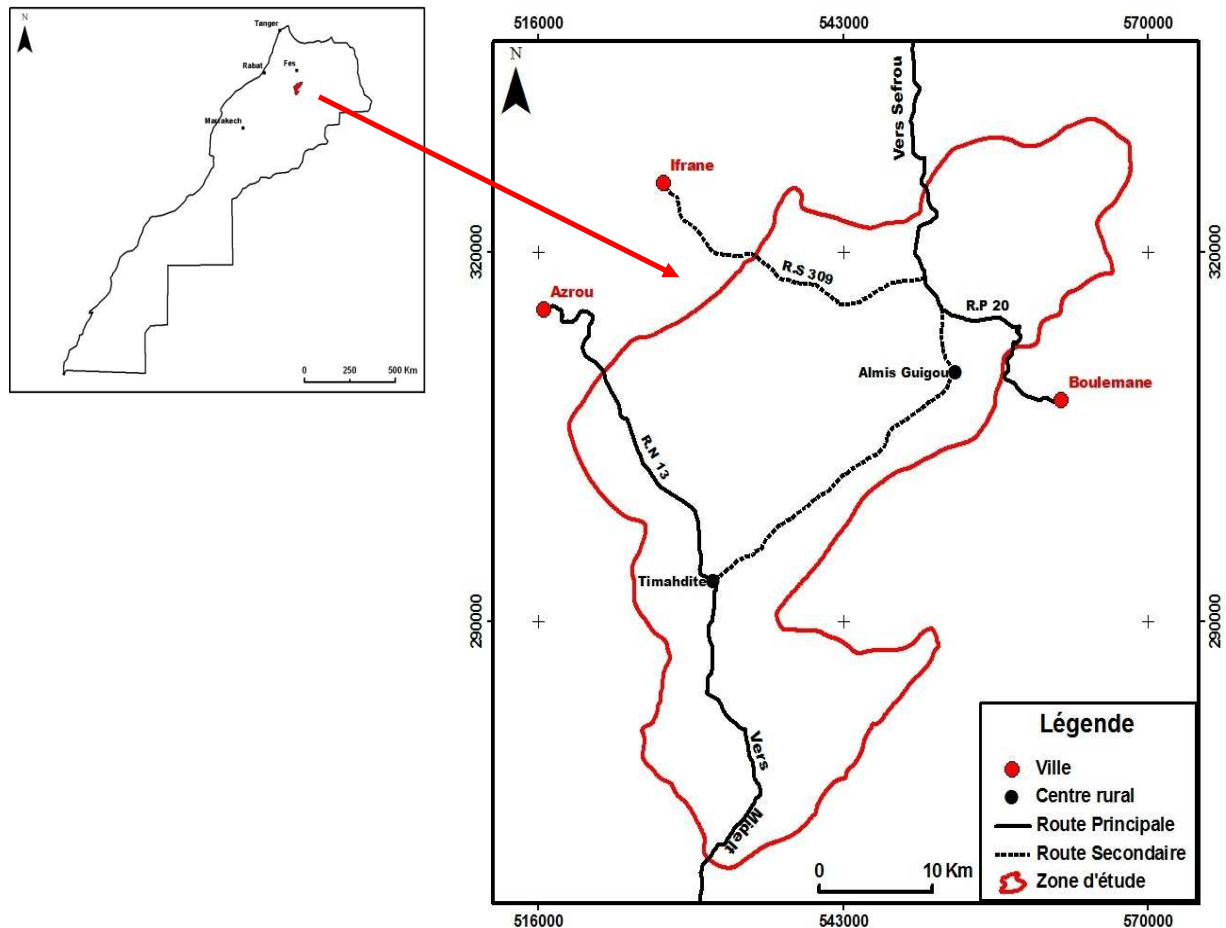


Fig. 5 : Situation géographique de la région d'étude (extrait des cartes topographiques de : Azrou, Timahdite, Boulemane et Achlouj au 1/50 000).

6 – Objectifs de l'étude

L'objectif principal de notre travail consiste en l'étude hydrogéologique et hydrochimique de la nappe superficielle d'Almis Guigou- Timahdite et la délimitation des zones vulnérables à la pollution surtout par les facteurs anthropiques. L'analyse de la déformation cassante nous a permis de déterminer l'évolution des paléochamps de contraintes de Miocène jusqu'à l'Actuel et leur relation avec la genèse et l'évolution du bassin hydrogéologique de Timahdite-Almis Guigou.

Les principaux objectifs de ce travail sont :

- la caractérisation de la région d'étude sur les plans géologique, climatique et hydrologique;
- la détermination des caractéristiques hydrogéologiques et le mode des écoulements des eaux souterraines;
- l'étude du chimisme des eaux souterraines par l'identification des faciès chimiques, la composition lithologique des couches traversées et le temps de séjour des eaux;
- l'étude des différents paramètres physico-chimiques nécessaires à l'explication des problématiques du changement de la qualité des eaux. Celle-ci est liée à des sources naturelles ou anthropiques, et/ou bactériologiques indicateurs de la pollution des eaux souterraines;
- l'étude de la vulnérabilité des aquifères dans les régions sujettes à des contaminations;
- détermination des paléochamps de contraintes du Miocène jusqu'à l'Actuel, et leurs relations avec la genèse et l'évolution du bassin hydrogéologique de Timahdite-Almis Guigou;
- la détermination de l'influence de la tectonique cassante sur l'organisation spatiale des écoulements et la circulation des eaux souterraines.

7- Méthodologie de travail

Pour réaliser ce travail de recherche, nous l'avons réparti entre travail de terrain et travail de laboratoire :

Sur le terrain, le travail consiste :

- à repérer et inventorier les pointes d'eaux en période de basses eaux (Juin, Juillet et Août, 2012) et en période de hautes eaux (Janvier, 2013), et établir des relevées de la piézométrie;
- des prélèvements des eaux souterraines pour des analyses physico-chimiques et bactériologiques de 18 points de prélèvement (forages, puits et sources) sur toute la zone d'étude. Avec la mesure in situ des paramètres physiques (la température, le pH et la conductivité) et chimique (l'oxygène dissous). Les prélèvements se sont déroulés pendant le premier trimestre du mois de Janvier 2013 et du mois de Février;
- la réalisation des mesures microtectoniques (direction, pendage, pitch, jeux...) sur les plans de failles responsables de la structuration de la zone d'étude ;
- l'établissement des logs et des cartes géologiques.

Au laboratoire

Le travail de laboratoire consiste à :

- la réalisation de la totalité des analyses physico-chimiques; environ 14 paramètres analysés ainsi que les indicateurs de contamination fécale (CT, CF, SF). Les analyses de l'eau souterraine sont réalisées au sein du laboratoire de la Faculté polydisciplinaire de Taza et l'Agence du Bassin Hydraulique de Sebou (ABHS). Les protocoles d'analyses suivies par la détermination des différents composants chimiques sont ceux définies par J. Rodier (1996) ;
- la détermination des paléochamps de contraintes a été effectuée dans un premier lieu par les méthodes graphiques d'Anderson (1951) et, d'Angelier et Mechler (1977), et par la suite par les méthodes automatiques de calcul mathématique (Angelier, 1975 ; Angelier et Stratis, 1980 ; Carey et Brunier, 1974 ; Carey, 1979 ; Etchecopar, 1984 ; Etchecopar et Mattauer, 1988) ;
- la détermination des caractéristiques hydrogéologiques et les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère ;
- l'élaboration d'un ensemble de diagrammes et de cartes à partir des données récoltées sur le terrain.

Chapitre 1 :
Aperçu lithostratigraphique de la
zone d'étude

Chapitre 1 : Aperçu lithostratigraphique de la zone d'étude

1 - Introduction

La région d'étude est caractérisée par des formations de nature lithologique et d'âge très variés (Fig. 6). La série lithostratigraphique méso-cénozoïque de la zone d'étude s'échelonne du Trias supérieur au Quaternaire (Fig. 7). Cette série débute par des formations géologiques basaltiques et argileuses attribués au Trias supérieur-Lias inférieur (Baudelot et Charrière, 1983 ; Charrière, 1990). Elle se poursuit par des dépôts essentiellement carbonatés liasiques, d'abord dolomitiques puis calcareuses, détritiques terrigènes et carbonatés du Crétacé et du Paléogène, puis continentaux et caractérisés par une activité magmatique au Néogène et au Quaternaire.

2 - Trias

Les dépôts triasiques reposent en discordance angulaire sur le substratum paléozoïque déformé et structuré par plusieurs phases tectoniques (Michard, 1976; Charrière, 1990; Hinaje et al., 1992, 1993, 2000; Piqué, 1994; Tahiri, 1994; Hinaje, 1995).

Dans le secteur d'étude, les affleurements du Trias sont réduits. Ils sont limités aux zones très tectonisées telle que la zone de passage de l'accident nord moyen atlasique. Ces dépôts de couleur rouge ont été attribués au « Permo-Trias » par L. Gentil (1914-1916), et considérés comme étant des dépôts continentaux (Roch, 1950). L'étude des argiles constituant cette formation a permis à J. Lucas (1962) de conclure que ces terrains se sont déposés dans une mer peu profonde. L'âge de ces dépôts a été précisé par des analyses stratigraphique, stratigraphiques et paléontologiques qui ont permis de séparer le Permien du Trias (Termier, 1948; Lorenz, 1976; Baudelot et Charrière, 1981-1983). Des datations palynologiques effectuées dans les niveaux sédimentaires associés aux basaltes, ou surmontant ces derniers, confirment un âge triasique supérieur (Cousminer et Manspeizer, 1976 ; Biron et Courtinat, 1982 ; Baudelot et al, 1986 ; Sabaoui, 1987).

Des datations radiométriques sur les basaltes tholéitiques ont donné un âge Triasico-liasique ou parfois franchement liasique (Hailwood et Mitchell, 1971 ; Manspeizer et al, 1978 ; Westphal et al, 1979 ; Pachtere et al, 1985). Ces émissions tholéitiques sont liées à un épisode de rifting, associé à l'ouverture de l'Atlantique central à l'époque du passage Trias-Lias (Laville et Piqué, 1962). L'âge de ces tholéiites est compris entre 210 ± 2.1 et 196.3 ± 1.2 Millions Années (Fiechtner et al, 1992).

En général, la série triasique a partout la même composition et les mêmes caractères (Ben Tayeb et Leclerc, 1977). A l'échelle du Maroc, les dépôts triasiques comportent presque

partout la même trilogie de faciès : argiles rouges inférieures, basaltes et formations rouges supérieures (Beauchamp, 1983; Salvan, 1974 – 1984; Ouarhache, 2002).

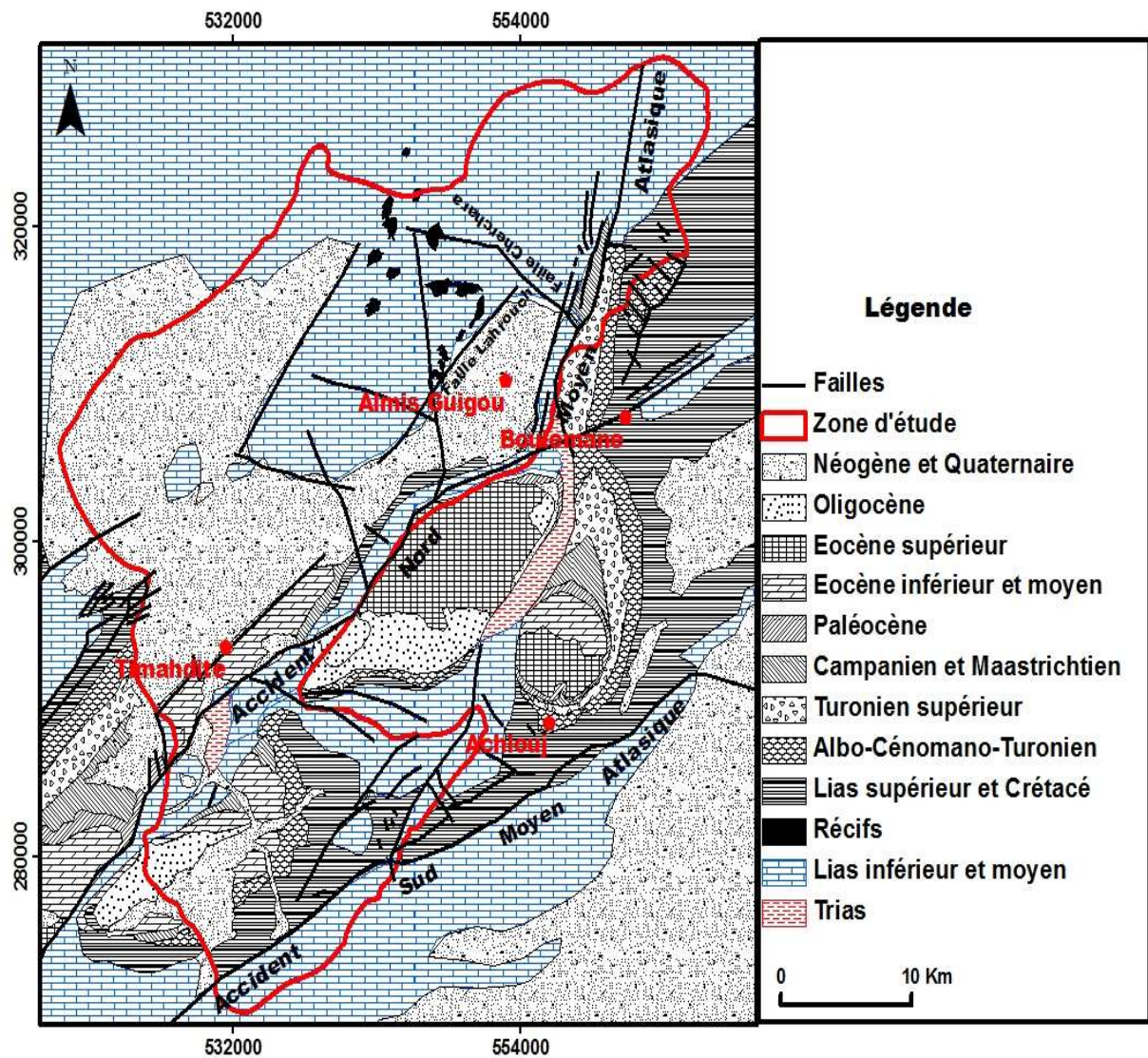


Fig. 6 : Carte géologique de la région d'étude (d'après Charrière A., 1987; El Arabi H., 1987 ; Charroud M., 1990; Hinaje S., 2004).

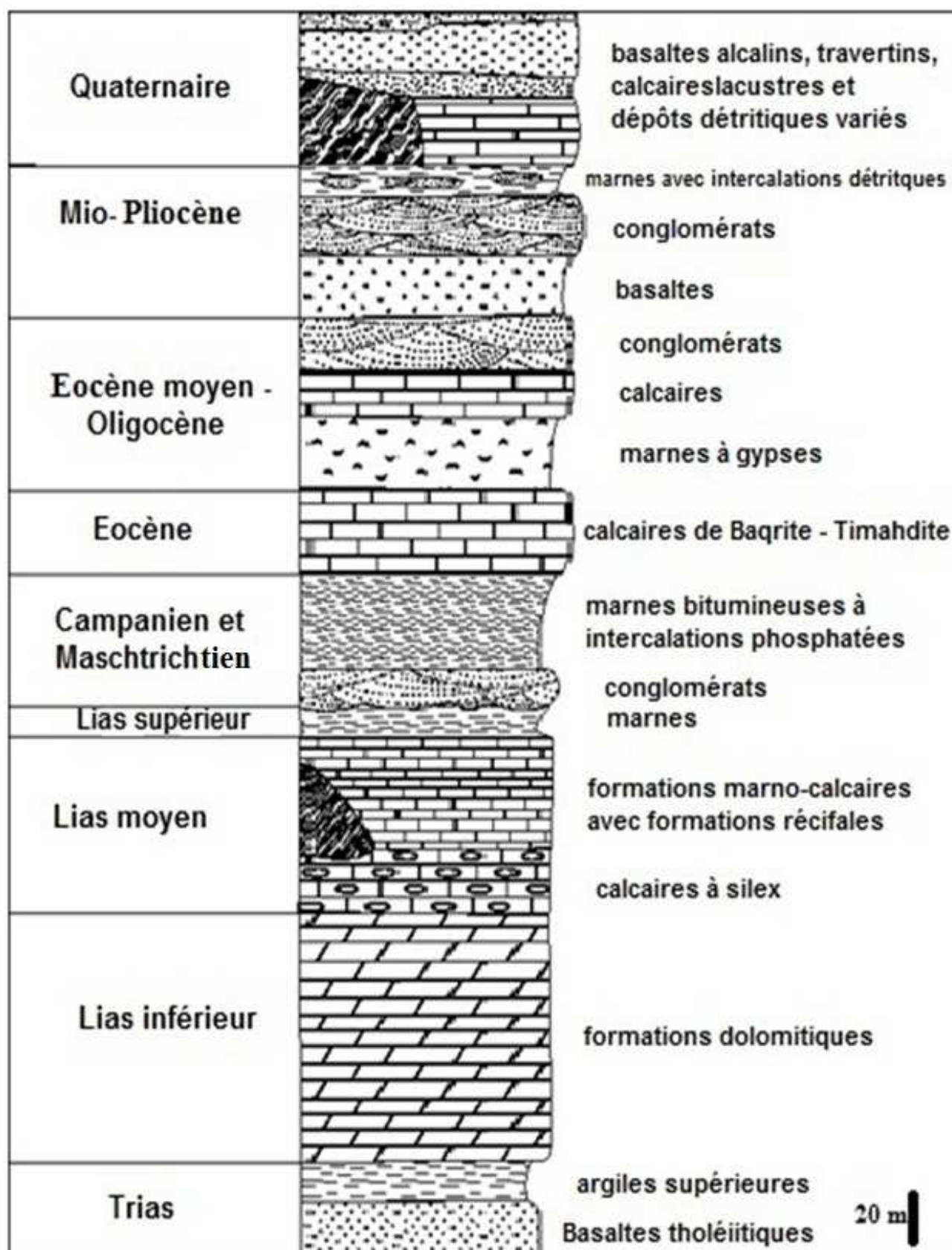


Fig. 7 : Log stratigraphique synthétique de la zone d'étude (d'après nos travaux de terrain et les travaux des auteurs signalés dans le texte).

Au Nord du charriage sud rifain, le Trias est essentiellement évaporitique (gypse et halite) de même pour le bassin de Khemisset (Faugères, 1978 ; Salvan, 1984; Et-Touhami, 1994; Hinaje, 2004).

2 – 1 - Dépôts détritiques de base du Trias

Les dépôts détritiques de base du Trias sont constitués de conglomérats, de grès et d'arkoses reconnus partout dans le domaine atlasique (Choubert et Faure-Muret, 1960-1962).

Dans le Moyen Atlas, les dépôts triasiques débutent par un conglomérat constitué d'éléments du socle, emballés dans une matrice argilo-gréseuse à micro-conglomératique, dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres. Ces dépôts détritiques de base du Trias sont parfois totalement lacuneux. Le cortège détritique triasique affleure dans plusieurs zones du Moyen Atlas telles que les boutonnières de Kandar, de Tazzeka, de Kerrouchène, de Bhalil, de Bsabis et de Beni Mellala (Ariscout, 1973; Lorenz, 1976; Ouarhache, 1987, Sabaoui, 1987; Charrière, 1992; Charroud, 1995 et Hinaje, 2004).

2 – 2 - Argilites rouges inférieures

Elles reposent sur les dépôts détritiques avec un passage progressif des grès et silts aux argiles rouges, ou parfois directement sur le socle paléozoïque. Ces argilites constituant un niveau plastique, ont joué le rôle de niveau de décollement et de paliers de chevauchements au cours des phases tectoniques atlasiques (Hinaje, 2004).

Ces argilites rouges de Trias supérieur, interprétées au début comme ayant une origine continentale (Roch, 1950), seraient déposées en fait dans un milieu marin peu profond, plus ou moins confiné (Lucas, 1962). Pour la coloration rouge de ces argiles ; elle signifie une période climatique rhéxistasique sous un climat chaud (Milot et al., 1961), Biron (1982) montre qu'elle est diagénitique. Ces dépôts sont parfois riches en évaporites (sel, gypse et anhydrite) dont l'évolution atteint la phase des chlorures (évaporites halitiques).

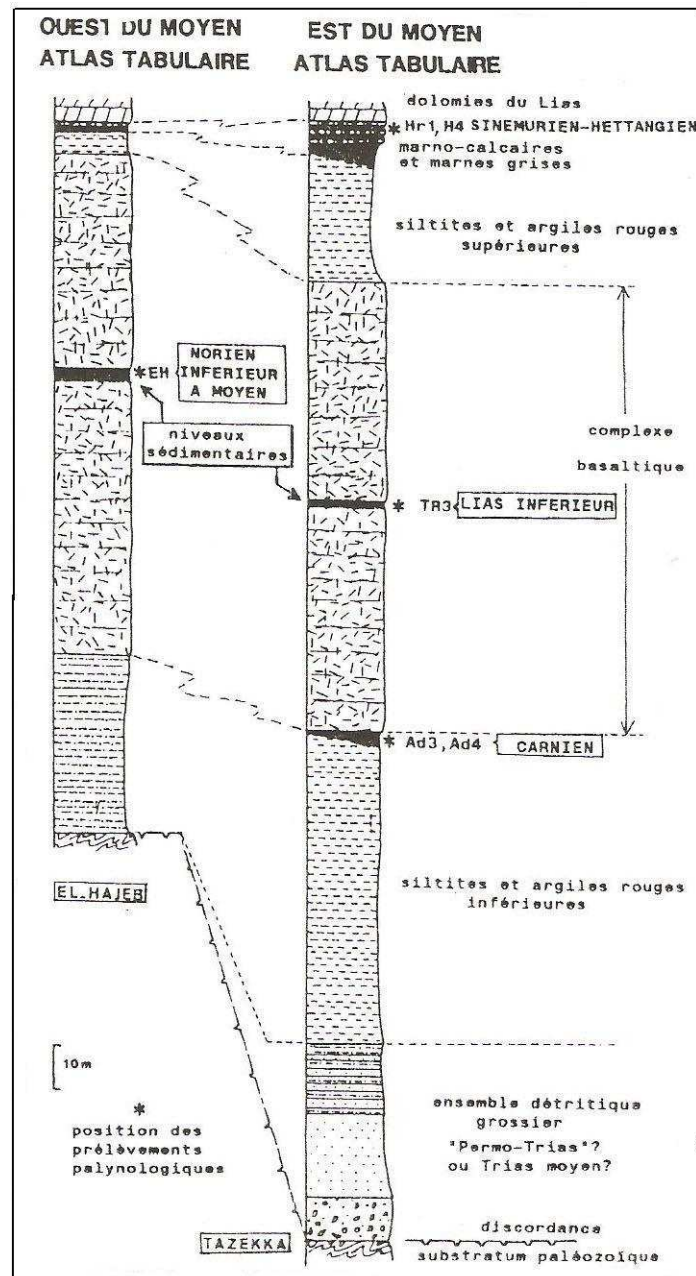


Fig. 8 : Coupes lithostratigraphiques synthétiques des formations rouges triasico-liasiques à l'Ouest et à l'Est du Moyen Atlas tabulaire (d'après Boudelot et al., 1990).

2 – 3 - Les Basaltes tholéïitiques

Le passage Trias-Jurassique (Lias inférieur) est caractérisé par un épisode volcanique de type tholéïitique, sur une grande extension géographique (Fedan, 1988 ; Hinaje, 2004). La présence de coulées prismées, de «pillow lava» et de niveaux sédimentaires à faciès intertidal à supratidal dans ce complexe basaltique, permet de déduire une mise en place des coulées en milieu subaquatique à aérien (Corney et Termier, 1971 ; Corney et Faugères, 1975). Ces roches basaltiques sont souvent altérées et donnent de véritables arènes basaltiques

(Ouarhache, 1987). Leur étude pétrographique a montré que ces basaltes ont une texture doléritique et sub-ophitique. Les analyses géochimiques indiquent que leur source correspond à un magma tholéiitique à affinité continentale (Robillard, 1978). L'existence de plusieurs niveaux sédimentaires d'extension variable intercalés dans les basaltes, indique que ceux-ci sont formés par plusieurs coulées, séparés par des périodes de calmes volcaniques et la reprise de la sédimentation. Ces niveaux sédimentaires sont constatés dans plusieurs affleurements :

- dans la zone d'étude, près de la zone du passage d'accident nord moyen atlasique (Ait Aissa), on trouve des basaltes contenant des niveaux argileux rouges millimétriques à centimétrique;
- dans la partie NW de la boutonnière de Kandar, ces basaltes montrent des structures en «pillow-lava», alors que dans sa partie SE ils montrent des niveaux centimétriques d'argiles rouges (Hinaje, 2004) ;
- sur la route reliant Ribat El Kheir à Tahla, ces basaltes contiennent des niveaux argileux rouges d'épaisseur centimétrique (Hinaje, 2004) ;
- près de Bhalil, à Kalaà de Mimet, on trouve des bancs carbonatés parfois entièrement silicifiés dont l'épaisseur dépasse localement 1 mètre (vallée de Qciba près de la boutonnière de beni mellala) (Hinaje, 2004).

Ces niveaux sédimentaires ont été également signalés par plusieurs auteurs dans plusieurs secteurs. Ils sont constitués de niveau siliceux, carbonatés et argileux à bois fossile (Ouarhache, 1987 ; Sabaoui, 1987).

Les datations faites par Baudelot et al. (1990) sur les basaltes de la région de Tazzeka et d'El-Hajeb, donnent un âge Carnien à Lias inférieur dans la première et Norien inférieur à moyen dans la seconde (Fig. 8). Ce magmatisme Triasico-liasique, est d'origine profonde et représente l'une des manifestations de la fissuration du socle hercynien au cours d'une phase de distension induite par des décrochements, liées au rifting atlantique (Fedan, 1988). Cette phase distensive orientée NW-SE, est responsable du jeu normal des failles N20 à N60 et du jeu décrochant senestre à composante normale des failles N70 à N100, qui délimitent des grabens et héli-grabens à dépôts détritiques et basaltiques (Hinaje, 2004).

2 – 4 - Argilites rouges supérieures

Sur les basaltes tholéiitiques reposent des argilites rouges plus ou moins sableuses ou silteuses, parfois à évaporites. Localement, le passage entre le Trias supérieur et Lias inférieur se fait par le biais d'un niveau argileux grisâtre connu sous le nom de la " Formation de Harira " (Boudelot et Charrière, 1983). Les études de datations palynologiques faites dans

cette formation ont donné un âge Hettangien inférieur (Baudelot et Charrière, 1983 ; Charrière, 1990), et Hettangien-Sinémurien par la microfaune (Sabaoui, 1998).

3 - Le Jurassique

Dans la zone d'étude, et partout dans le Moyen Atlas, les affleurements jurassiques représentent la majeure partie des terrains mésozoïques (Fig. 7). Ces formations reposent en concordance sur les formations rouges du Trias-Lias inférieur. Ces affleurements sont caractérisés par une sédimentation carbonatée (des dolomies, des calcaires, des alternances marno-calcaires) et parfois détritiques silico-clastiques.

3 – 1 – Lias

Dans le Moyen Atlas la sédimentation liasique peut être résumée en deux étapes majeures (Colo, 1961 ; Fedan, 1988). La première étape d'âge Lias inférieur et moyen et la deuxième étape d'âge Toarcien. La sédimentation carbonatée s'effectue dans des golfes ou des sillons sous la dépendance de la Mésogée (Choubert et Faure-Muret, 1960-1962; Colo, 1961-1964; Du Drasnay, 1967; Michard, 1976). Les carbonates du Lias inférieur et moyen correspondent à des dépôts de plateforme (interne puis externe) témoignant d'une stabilité tectonique relative et d'une augmentation de la bathymétrie (Fedan, 1988; Laville et Fedan 1989; Akhssas, 1993).

3 – 1 – 1 - Lias inférieur

Le Lias inférieur caractérisé par une sédimentation carbonatée où les apports détritiques sont rares. Les premiers niveaux carbonatés sont massifs de nature dolomitique à calcaréo-dolomitique, déposés dans un milieu intertidal à supratidal (Du Dresnay, 1967 ; El Arabi, 1987 ; Charrière, 1990). Ils n'ont livré aucun élément de datation précise, sauf les ammonites décrites par Colo (1961) récoltées dans le Moyen Atlas septentrional, qu'il a rapportées au Lias inférieur. Les premiers bancs calcaires sont datés par des foraminifères et des algues au Sinémurien (Sabaoui, 1998).

Dans la zone d'étude, l'affleurement du Lias inférieur est essentiellement dolomitique. Les principaux types de faciès qui existent : les dolomies bréchiques, les dolomies sableuses, les dolomies massives et les dolomies litées.

a - Dolomies bréchiques

Les dolomies bréchiques forment un ensemble homogène souvent non stratifiés, de couleur grisâtre à blanchâtre, ruiniforme et bien cristallisé. Ces brèches sont généralement monogéniques, formées d'éléments anguleux de diamètre centimétrique à décimétrique,

imbriqués les uns sur les autres. Ces éléments peuvent être jointifs, ou liés par un ciment dolosparitique et surmontés par des pseudomorphoses de gypse (El Arabi, 2001). La diversité de l'origine possible a été soulignée par A. Michard (1969), R. Du Dresnay (1972) et J.C. Faugère (1978) par l'intervention météorique et tectonique. A. Charrière (1990) et H. El Arabi (1987) ont rapporté ce vaste affleurement de dolomies bréchiques à des dépôts supratidaux dont la bréchification est pénicontemporaine de la sédimentation ou d'origine diagénitique; en plus l'intense bréchification observée est liée à la tectonique synsédimentaire précoce.

b - Dolomies sableuses

Les dolomies sableuses résultent d'un broyage des dolomies bréchiques dans les failles tectoniques. Ce broyage devient plus important au niveau des plans d'accidents majeurs. Les dolomies bréchiques et les dolomies sableuses montrent des joints et des remplissages argileux rougeâtres. Ces remplissages qui sont déposés, résultent de la dissolution de CaCO_3 et de $(\text{Ca, Mg}) (\text{CO}_3)_2$ par les eaux météoriques, ce qui met en place les argiles de décalcifications qui colmatent les fractures.

c - Dolomies massives

Ces dolomies massives affleurent dans le causse de Guigou, Taghazout (El Arabi, 1987) et jbel Saghrou (Fedan, 1989). Elles sont organisées en bancs plurimétriques à métriques. Ces faciès sont formés par des barres oolithiques massives à stratifications obliques à bases ravinantes. Ces barres s'alternent avec des niveaux plus réduits sparitiques à structures laminées et à stromatolithes qui forme des séquences répétitives.

d - Dolomies litées

Les dolomies litées affleurent surtout dans le Sud de la zone d'étude. Il s'agit des dolomies bien stratifiées. Ces bancs présentent des niveaux à laminites parallèles et des croûtes stromatolithiques avec parfois des cristaux de gypse pseudomorphosés. Ces faciès dolomitiques passent ensuite à des faciès calcaires. Le passage du faciès bréchique au faciès lité et l'apparition des dolomies à silex au voisinage de l'Accident Nord Moyen Atlasique (entre jebel Tisdadine et jebel Ejmel) (Colo, 1961), est le résultat d'un approfondissement de la bathymétrie et d'une ouverture du milieu. Ceci est interprété par un affaissement global du milieu vers le Sud en direction du sillon Nord moyen atlasique. Ceci montre que ces dolomies litées sont liées à un environnement de plateforme subtidale (Charrière, 1990).

3 - 1 - 2 - Lias moyen

Le Lias moyen domine la zone d'étude. Il affleure largement dans le causse de Guigou (Colo. 1961 ; El Arabi, 1987 ; Fedan, 1989) où il est caractérisé par un faciès essentiellement calcaire (Colo, 1961 ; Fedan, 1989). L'ensemble de ces calcaires qui suit la formation dolomitique du Lias inférieur, a été appelé «formation de Maftah» (El Arabi et al.1986 ; El Arabi, 1987). A. Charrière (1990), a subdivisé cet ensemble en trois formations distinctes par leurs caractères lithologiques et paléontologiques.

a - Formation des calcaires massifs de Maftah 1

Cette formation montre une intense fossilisation et une diversification des éléments fossilisés. En effet, sur le bord de la route Ifrane - Boulemane (R.S. 309, coté N), la formation de Taïllout présente des calcaires à gros bivalves et foraminifères vers le haut (El Arabi, 1987), sous forme de barres, surmontées par des calcaires à stromatolithes. Le milieu de la série est représenté par des calcaires à foraminifères et algues. Le haut de la série est occupé par des calcaires à « bird eyes », des calcaires à oncholites et keystones vugs. Ces dépôts sont remplacés latéralement par des niveaux à bryozoaires, algues et stromatopores, représentant les premiers dépôts de la barrière. Cette dernière se développe par la suite, formant des corps volumineux oolitiques et bioclastiques. Ceci, conduit à attribuer la sédimentation de ces calcaires au Sinumérien (Lotharingien supérieur) et au Carixien inférieur (Septfontaine, 1984 ; Charrière, 1990).

Une surface de condensation à bivalves, polypiers et " bois fossiles " légèrement ferruginisée surmonte ce calcaire de Maftah 1 et correspond à une discontinuité sédimentaire, liée à une légère baisse des eaux (El Arabi, 1987).

b - Formation des calcaires à silex de Maftah 2.

Les calcaires à silex apparaissent en bancs légèrement massifs et durs, à stratification plane parallèle. La silicification peut se présenter sous forme de rognons sombres ou beiges, ou encore en lits comprimés entre les bancs calcaires et parallèles à la stratification, rarement verticaux. Quatre niveaux à silex ont été identifiés (El Arabi, 1987) :

- le premier niveau est peu épais (0.50 m), il s'installe directement sur la discontinuité à "bois fossiles";
- le deuxième plus développé (2 m), est installé sur une barre à bryozoaires et polypiers ;
- le troisième, peu épais, repose sur une barre bioclastique plus ouverte, à crinoïdes, associée à des marnes et marno-calcaires jaunes;

- le quatrième niveau persiste sur 15 à 20m, voir plus, associé à des horizons marneux minces; les rognons siliceux sont plus abondants vers le sommet et deviennent alors stratiformes.

Ce calcaire à silex de Maftah2 est rapporté au Carixien moyen à supérieur (El Arabi, 1987).

c - Formation marno-calcaires à silex épars de Maftah 3

Les calcaires à silex passent progressivement vers le haut à des niveaux marno-calcaires où les rognons siliceux deviennent épars.

Cette formation marno-calcaire de Maftah 3 est rapportée au Domérien inférieur (El Arabi, 1987).

d - Les récifs

Les récifs dolomitisés du Causse du Guigou représentent un second faciès exceptionnel (Martin, 1981) du Lias Moyen (Carixien inférieur au Domérien moyen). Le Causse de Guigou est dominé par quelques collines arrondies en forme de grandes taupinières. Les principales sont situées de part et d'autre de la route d'Ifrane et Boulemane : ce sont les collines de Mdouaïr, Ech-chham, Mou-Aguerbez, Ich Amellah, Maâfa Tameziant, Koudiat Ich.Chlarm etc... (Colo, 1961 ; Martin, 1981 ; El Arabi, 1987). Ces récifs sont représentés sous forme de structures massives de dimensions variables. La plus importante d'entre elles, c'est Koudiat Ech.chham, correspondant à une construction récifale classique. Elle a été étudiée par plusieurs auteurs (Morabet, 1974 ; Du Dresnay, 1975 ; Charrière, 1987 ; El Arabi, 1987).

Quatre séquences lithologiques ont été définies. Elles présentent une évolution d'ensembles comparable à celle des édifices d'Ich Amellal, Maâfa Tameziant, Maâfa Tamekrant. Trois termes successifs ont été définis (El Arabi, 1987) :

- un terme calcaire marneux (mudstone) qui correspond à des dépôts distaux. Certains bancs à la base du récif se révèlent riches en ammonites;
- un terme formé de calcaires bioclastiques roux (grainstone) avec dominance d'entroques circulaires, des plaques d'échinodermes ainsi que d'autres fragments bioclastiques, formant des barres progradantes vers le SW;
- enfin un terme formé de calcaire récifal souvent riche en polypiers coloniaux groupés en buissons (baffelstone et framestone), dans une gangue du rudstone.

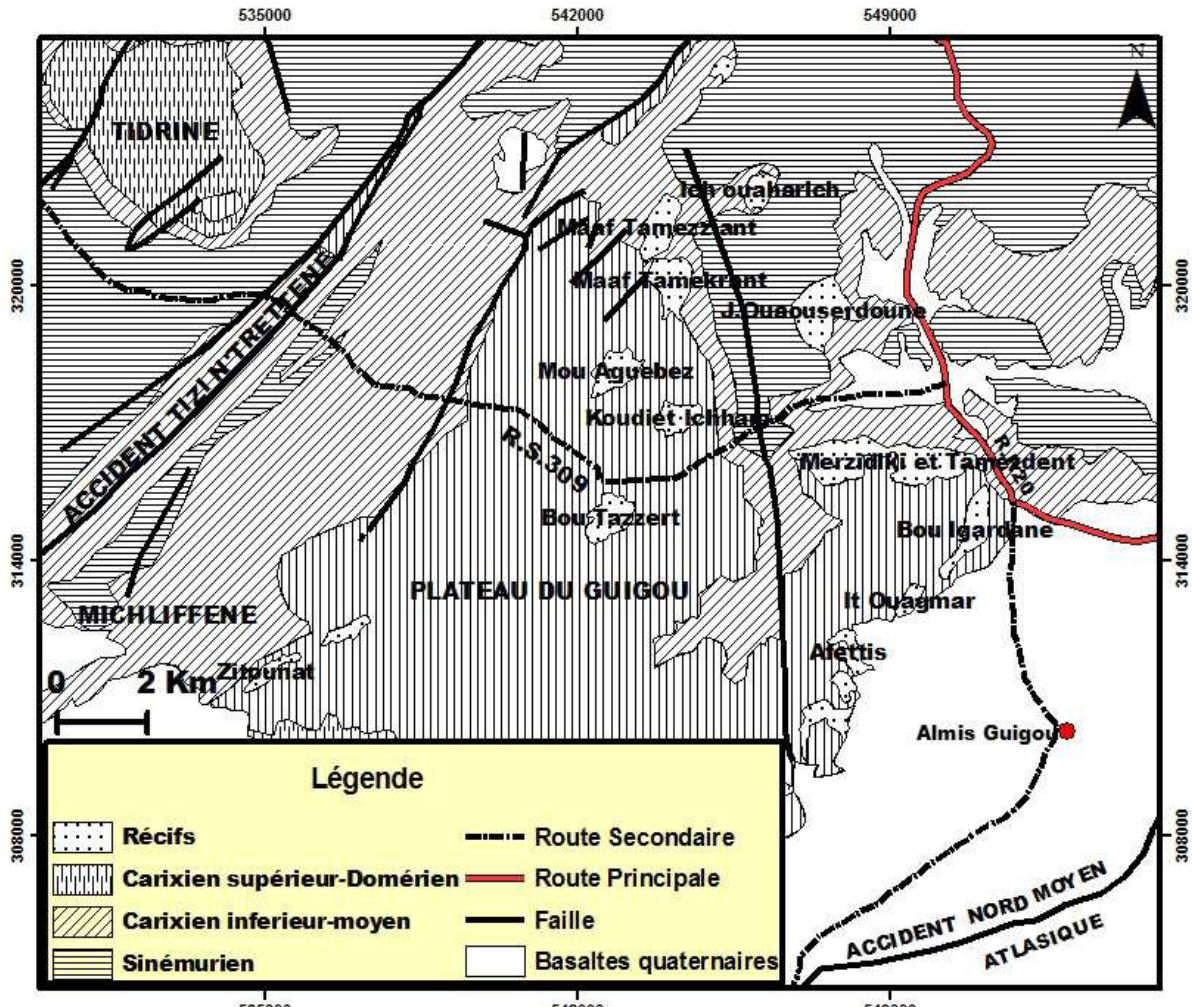


Fig. 9 : Carte géologique du plateau du Guigou montrant la répartition des complexes récifaux liasiques. (d'après Du Dresnay, 1975; modifié dans la partie nord par charrière, 1987).

3 – 1 – 3 - Lias supérieur (Toarcien)

Le Lias supérieur est rare dans le secteur d'étude. Il se présente au Nord à Tarhzout, où il est essentiellement marneux et surmonté par des alternances marno-calcaires rapportées au Domérien supérieur (El Arabi, 1987). Cette formation marneuse affleure largement au SW du plateau de Guigou et plus précisément à l'extrémité sud-occidentale du synclinal de Bekrit-Timahdite (Termier, 1936; Colo, 1961).

4 – Passage Jurassique - Crétacé

4 – 1 - Bathonien au Barrémien

Le passage Jurassique-Crétacé correspond à la phase ultime de la vie du bassin jurassique de Moyen Atlas. Il est caractérisé par des dépôts détritiques et évaporitiques qui marquent successivement l'arrivée des silico-clastiques d'origine lointaine et l'installation d'un régime

continental (Fedan, 1988; Fedan et Charroud, 1990). Telle est l'expression de la sénescence dans le Moyen-Atlas. Elle est le témoin d'inversions tectonique, structurale et paléogéographique. Les formations détritiques silico-clastiques et évaporitiques du passage Jurassique-Crétacé sont encadrées par le Dogger et le Crétacé supérieur marins. Elles caractérisent le Moyen Atlas central où elles montrent la trilogie de dépôts suivante : les détritiques inférieurs, les marnes à gypse et les détritiques supérieurs. Ces trois termes lithostratigraphiques peuvent être discordants entre-eux (discordance progressive), comme ils peuvent reposer en discordance sur les différents termes du Jurassique (Charroud, 1990).

Les formations détritiques et évaporitiques du passage Jurassique-Crétacé sont rares dans la zone d'étude. Elles se présentent à l'Ouest de Timahdite ; où elles sont représentées par des dépôts continentaux rouges. Ceux-ci sont intercalés entre les calcaires corniches d'Izdi Ouareg d'âge Bajocien et les marnes à gypses cénomaniennes (Charroud, 1990).

Ces dépôts sont épais de 12 à 16 m, dont l'étude sédimentologique a mis en évidence deux types de faciès :

- des conglomérats en barres épaisses de 1 à 3m. Il s'agit de poudingues hétérométriques (2 à 20cm) et polygéniques (calcaires gris, calcaire à silex et dolomies grises). Les éléments de poudingue, proviennent de l'érosion des différents termes de la série jurassique. Les surfaces basales des bancs sont généralement érosives; quant aux surfaces sommitales, elles sont planes. Deux types de poudingues sont distingués : les poudingues inorganisés et sans structures sédimentaires et les poudingues granoclassés à stratifications entrecroisées;
- des argiles de couleur rouge, bioturbées et contiennent des niveaux à paléosols.

L'agencement séquentiel de ces différents faciès traduit l'installation d'un environnement continental de types fluviatile. Cette formation, attribuée à l'Infracénomien (Diouri, 1965), ne correspond en fait qu'au détritique supérieur ou troisième terme de la sénescence des sous-bassins moyen atlasiques (Fedan, 1988).

4 - 2 - Crétacé supérieur

Le bassin jurassique du Moyen Atlas est comblé à la fin du Dogger. Il forme alors un haut fond en cours de structuration. Son érosion alimente en détritiques continentaux molassiques les bordures de la future chaîne ainsi que les dépressions intramontagnes (Fedan, 1989). Sur les bordures SW de cette chaîne intracontinentale naissante, à l'Ouest du méridien de Boulemane, évoluent des bassins résiduels de dépendance atlantique. Il s'agit des bassins de Baqrit-Timahdite-Guigou, Bou Anguer, Ain Nokra, Oudiksou et de Tighboula (Fedan, 1989;

Charroud, 1990). Le Crétacé supérieur est représenté par une sédimentation de mer épicontinentale, surtout argileuse ou calcaire, temporairement bitumineuse ou phosphatée, localement évaporitique (Michard, 1976). La géométrie de ces bassins ainsi que la nature de leur remplissage sont contrôlées par la remobilisation de la zone d'accident nord moyen atlasique et des structures annexes (Fedan, 1989; Charroud, 1990).

Les étapes de l'évolution structuro-sédimentaire de cette partie SW du Moyen Atlas où la zone d'étude reflète les variations eustatiques que la tectonique locale a perturbé (Charroud, 1990).

Les déformations affectant les terrains méso- cénozoïques du Moyen Atlas a permis de mettre en évidence la succession de plusieurs événements tectoniques extensifs et compressifs. Ceux-ci ont influencé la géométrie des bassins sédimentaires et la répartition paléogéographique des dépôts (Hinaje, 2004). Cette évolution commence au Trias par l'extension NW-SE d'âge triasico-liasique responsable de l'ouverture du rift atlasique NE-SW. Celui ci avorte au passage Carixien-Domérien lorsque l'axe extensif devient orienté NE-SW, associé à un axe compressif mineur orienté NW-SE. Au cours de l'Aaléno-Bajocien, le régime tectonique est caractérisé par une extension NNW-SSE. Au Bathono-Callovien l'extension devient orientée NE-SW, assurant un approfondissement des bassins vers le NE. La phase compressive NNW-SSE d'âge post-Bathonien – anté-Barrémien termine l'évolution tectono-sédimentaire mésozoïque avec surrection du Haut Atlas central (entre Midelt-Errachidia) et formation des rampes sur failles majeures moyennes atlasiques (Hinaje, 2004 ; Hinaje et al, 2015).

Les bassins sédimentaires crétacés (Aptien-Albo-Cénomano-Turonien-Sénonien inférieur) correspondent à des grabens NE-SW limités par des failles normales NNE-SSW à NE-SW. Ces failles sont actives sous un régime tectonique tel que l'axe σ_3 est horizontal et orienté N120 (σ_1 est vertical ou horizontal et orienté N30). L'axe extensif se réoriente au Sénonien supérieur et devient orienté NE-SW, formant des bassins subsidents, euxiniques et limités par des failles NW-SE (Hinaje, 2004 ; Hinaje et al, 2015).

4 - 3 – Albien-Cénomanién-Turonien

L'Albo-Cénomano-Turonien marque le début de la transgression atlantique dans la région Sud-Ouest du Moyen Atlas où se situe le secteur d'étude. Le résultat de cette transgression c'est l'installation de la plateforme carbonatée Cénomano-Turonienne, qui s'est déroulée en deux temps (Charroud, 1990) :

- **l'Albo-Cénomanién**

L'Albo-Cénomanién est caractérisé par une sédimentation tidale, réduite dans la zone d'étude (bassin résiduel de Bou-Anguer) où elle affleure sur la bordure Est et au Sud et lacuneux en Timahdite et Almis Guigou.

- **le Cénomano-Turonien inférieur et moyen**

Le Cénomano-Turonien inférieur et moyen est représenté par des marnes versicolores à intercalations de gypses et d'anhydrites, et par des calcaires noduleux blanc-beige à ammonites, échinodermes et lamellibranches. Ces carbonates forment les corniches qui arment les flancs des bassins résiduels. Cette formation témoigne de l'installation progressive d'une plate forme carbonatée turonienne et de l'uniformisation des paléogéographies (Diouri, 1965; Michard, 1976; Fedan, 1989; Charroud, 1990).

Dans la zone d'étude, le Cénomano-Turonien inférieur et moyen n'est pas représenté.

4 - 4 - Turonien supérieur-Sénonien inférieur

La première étape de l'évolution différentielle des bassins résiduels est caractérisée par l'apparition d'une sédimentation tidale et lagunaire (Charroud, 1990). Les dépôts qui en résulte, sont très épais mais réduits dans la zone d'étude au NE d'Almis Guigou (bassin résiduel de Tighboula). La formation est nettement plus épaisse (370m) avec un développement exceptionnel des marnes à gypse à la base. Par ailleurs, les calcaires d'Ich Ou Sklou sont très épais (120m), à l'aplomb de la zone de passage de l'accident nord moyen atlasique (ride d'Ejamal). L'érosion de ce paléo-relief alimente en éléments bréchiques carbonatés (Lias) les dépôts du Turonien supérieur-Sénonien inférieur.

Par conséquent dans cette partie de la région d'étude, le Turonien supérieur-Sénonien inférieur est caractérisé par le développement de milieux lagunaires (marnes à gypses) et tidaux carbonatés (calcaires d'Ich Ou Sklou). Les manifestations d'un contrôle tectonique de la sédimentation (variations d'épaisseur et de faciès), en relation de la zone de passage de l'accident nord-moyen-atlasique (Ducé et al., 1977 ; Fedan, 1977 ; Charrière, 1985) et de la remobilisation de la ride de Tichoukt. Des études tectoniques récentes ont montré que les failles N30 à N50 présentent un jeu normal ; limitant des grabens et héli-grabens subsidents, au cours de la phase tectonique extensive N120-140 d'âge Albo-Cénomano-Turonien-Sénonien inférieur (Hinaje, 2004 ; Hinaje et al, 2015).

4 - 5 - Campanien et Maastrichtien

La différenciation des bassins résiduels qui s'accroît durant le Campanien et le Maastrichtien, est responsable de l'apparition du régime euxinique (dépôts essentiellement de marnes bitumineuses à intercalations phosphatées).

A Timahdite, le Crétacé supérieur de cette région est représenté seulement par le Maastrichtien qui affleure à l'Est de Timahdite. Il est discordant sur les calcaires corniches du Bajocien supérieur de la ride jbel Ben Ij. Cet affleurement Maastrichtien, montre une alternance de marnes gréseuses grises légèrement bitumineuses et de calcaires noduleux en bancs métriques ou en nodules (Fedan, 1989 ; Charroud, 1990).

Le sondage effectué par l'ONAREP (ONHYM) dans la région d'Aït Tilt (au NE de Timahdite) a traversé les dépôts paléogènes, et les dépôts Maastrichtiens stériles et très réduits (Fig. 10). Ce Crétacé supérieur est représenté par des argilites et des marnes grises très riches en éléments carbonatés provenant de l'érosion et du remaniement du Lias sous-jacent. La région d'Aït Tilt a formé un haut-fond que bordent des failles subméridiennes à regards ouest et est, actives au cours de la sédimentation. Ces failles N-S sont des satellites de l'accident nord-moyen-atlasique (Charroud, 1990).

Dans la région de Guigou un important affleurement d'âge Maastrichtien repose en discordance sur le Lias de la ride de Tajda (région d'Aït Amar). Il est caractérisé par la formation suivante (Charroud, 1990):

- un niveau métrique de grès et de conglomérats rouge-brique discordant sur le Lias carbonaté;
- ensuite une alternance de marnes bitumineuses et phosphatées et de calcaires gréseux noduleux à débris d'ossements phosphatés de vertébrés sélaciens, lamellibranches, coprolithes, et pseudo-oolithes phosphatées.

Dans le bassin résiduel de Tighboula, le Crétacé supérieur est représenté seulement par le Campanien à dominante marneuse "formation de Tighboula". Elle comporte des intercalations de gypse à la base et de calcaires gréseux au sommet.

Dans le bassin résiduel de Bou Anguer et dans la zone d'étude ; le Crétacé supérieur n'est représenté que par le Maastrichtien qui affleure au Nord de ce bassin. Dans cette partie, les dépôts d'âge Maastrichtien sont encadrés par les carbonates du Lias et par les calcaires éocènes de Baqrit-Timahdite. Cette trilogie (Jurassique, Crétacé et Paléogène) forme la classique discordance progressive de Foug Kheneg (Choubert et al., 1952 ; Choubert et Faure-Muret, 1960-1962 ; Du Dresnay, 1969). A proximité de l'accident nord-moyen-atlasique, le substratum liasique, faillé et érodé, est recouvert par un microconglomérat. Celui-

ci remanie des éléments carbonatés liasiques et contient des éléments de vertébrés Sélaciens. Ce conglomérat de base Maastrichtien est surmonté par une alternance de marnes grises ou jaune-beige, des calcarénites (calcaires gréseux) noduleuses et des calcaires lumachelliques à bivalves, huitres et ossements phosphatés de Sélaciens (Charroud, 1990).

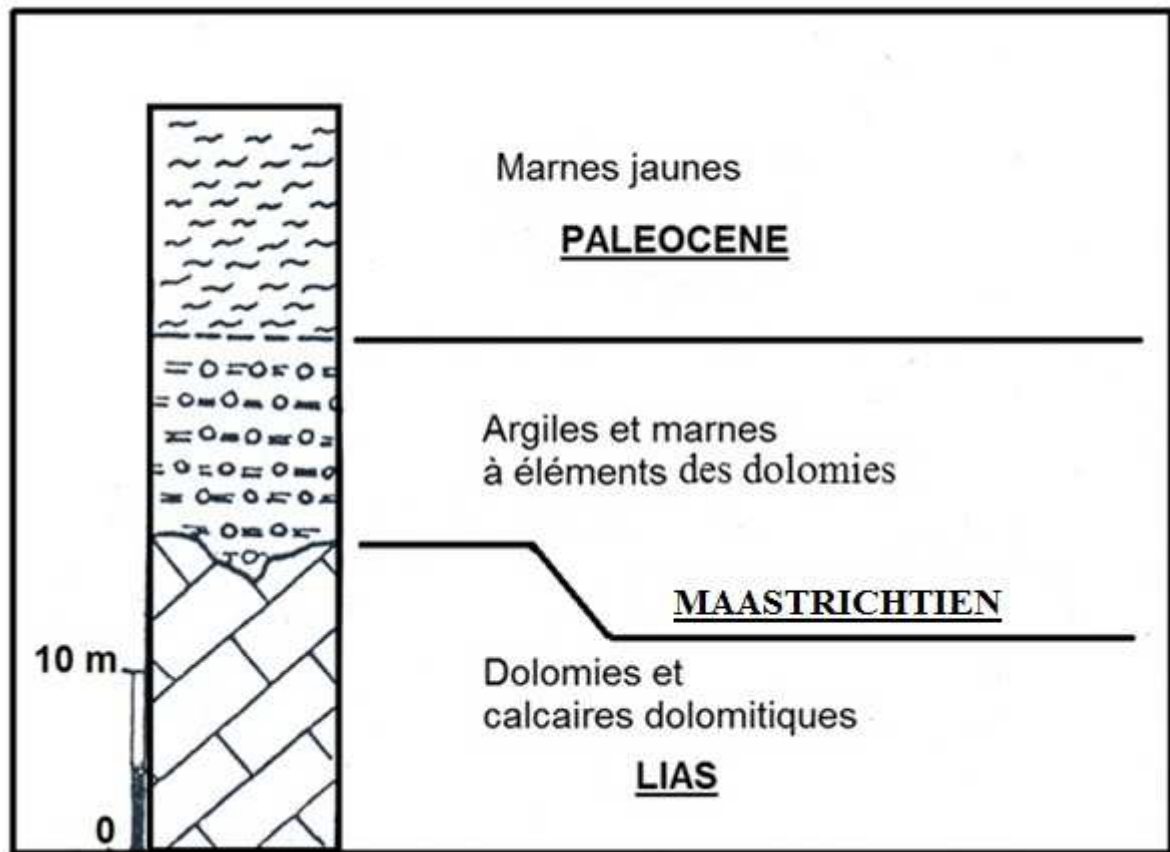


Fig. 10 : Log stratigraphique du sondage d'Ait Tilt (Charroud, 1990).

5 - Paléogène

C'est durant le Paléogène que s'est déroulée la troisième étape de l'évolution structuro-sédimentaire de la partie sud-ouest du Moyen Atlas. Elle est marquée par l'installation progressive de la plateforme carbonatée lutétienne, à dépendance atlantique.

Les dépôts paléogènes, très variés (détritiques et physico-chimiques), peuvent être subdivisés en cinq termes lithostratigraphiques majeurs (Aït Sliman, 1989): un terme argilo-grès-conglomératique avec ou sans évaporites (1), les calcaires de Baqrit-Timahdit (2), les marnes à gypses (3), les calcaires à silexites (4) et le complexe conglomératique (5).

Ils sont attribués communément au :

- Paléocène-Eocène, terme argilo-grès-conglomératique avec ou sans évaporites;
- Eocène, terme calcaire de Baqrit-Timahdit et marnes à gypses;
- Eocène-Oligocène, terme calcaire à silexites;

- Oligocène, terme complexe conglomératique.

L'évolution paléogène, qui forme l'étape ultime de la vie des bassins résiduels, peut être subdivisée en deux stades majeurs (Charroud, 1990) :

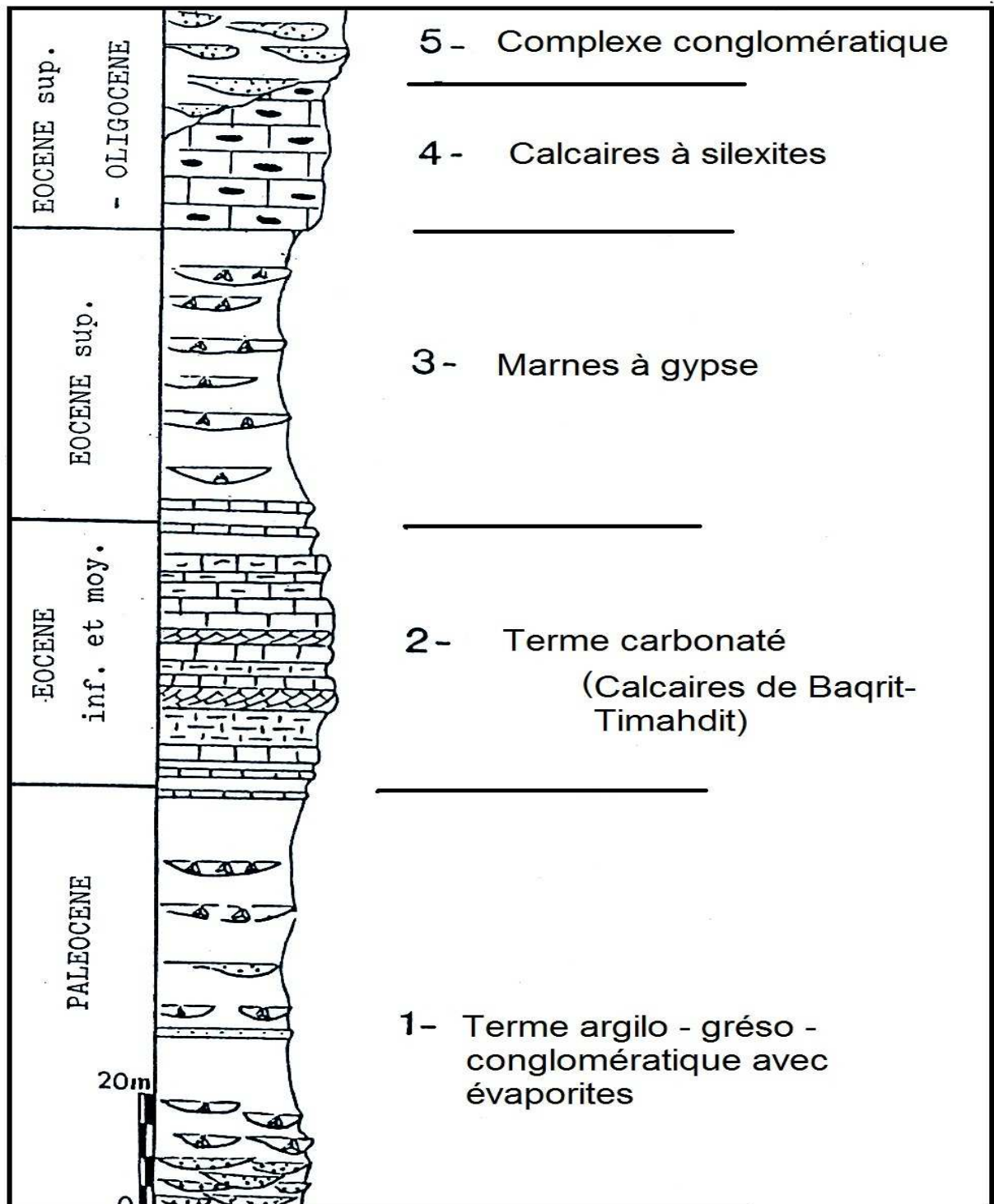


Fig. 11 : Log synthétique des dépôts paléogènes du Moyen Atlas (Charroud, 1990).

5 - 1 - Paléocène-Eocène inférieur et moyen

Le Paléocène est représenté par des dépôts détritiques terrigènes et silico-clastiques discordants sur la série mésozoïque. Il correspond à l'installation de milieux lagunaires et littoraux qui annoncent les mouvements transgressifs qui vont s'affirmer durant l'Eocène inférieur et moyen (Charroud, 1990). Les dépôts de ce dernier étage correspondent généralement à des calcaires néritiques de plate-forme non barrée, appelés communément calcaires de Baqrit-Timahdit (Choubert et al., 1952).

Le Paléocène est réduit dans le bassin de Bou Anguer et affleure en discordance sur le Maastrichtien. Il est représenté par le terme argilo-gréseux, qui montre de bas en haut : une alternance d'argilites rouge brique, des grès et des microconglomérats à stratifications entrecroisées et obliques, et de grès calcareux jaunes. L'Eocène inférieur et moyen affleure largement dans la zone d'étude. Ils sont représentés par les calcaires de Baqrit-Timahdite (Lutétien). Ce faciès néritique à prédominance des niveaux noduleux et lumachelliques à huitres, comprend deux ensembles : un ensemble inférieur totalement carbonaté et un ensemble supérieur, essentiellement marneux avec des intercalations de calcaires gréseux.

5 - 2 - Eocène supérieur et Oligocène

Au cours de l'Eocène supérieur et l'Oligocène, on assiste à la dislocation de la plate forme carbonatée éocène et la sénescence des bassins résiduels par les marnes à gypses (Eocène supérieur), les calcaires à silexites (Eocène supérieur et Oligocène) et le complexe conglomératique (Oligocène). Ces dépôts expriment l'installation d'un régime de lagune suite aux mouvements régressifs qui accompagnent la destruction de la plate forme carbonatée lutétienne. Le terme final de cette évolution traduit le développement d'un environnement continental d'abord lacustre (calcaires à silexites) puis fluvatile (complexe conglomératique) (Charroud, 1990).

La phase tectonique d'âge Paléogène-Miocène inférieur est divisée en plusieurs épisodes. Chaque épisode tectonique est caractérisé par l'orientation et le plongement des axes des contraintes principales, et par le rapport $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ (Hinaje, 2004; Hinaje et al., 2015) :

- le premier épisode correspondant à une extension N120 à N145 (σ_1 verticale) est responsable du jeu normal des failles N20 à N45. Celles-ci ont permis l'installation de bassins sédimentaires de direction moyenne NE-SW, qui communiquent avec le golfe d'âge Sénonien supérieur de Khouribga – Kasba Tadla orienté NW-SE. Les accidents majeurs NE-SW du

Moyen Atlas et du Haut Atlas centro-occidental, présentent alors un jeu normal, favorisant la formation du bassin marin Naour – Baqrit – Timahdite;

- le deuxième épisode tectonique correspond à un régime de paléo-contraintes tels que l'axe σ_1 est horizontal et orienté N30 et l'axe σ_3 est aussi horizontal et orienté N120. Cet état de contraintes est responsable du jeu décrochant dextre des failles sub-méridiennes, du jeu décrochant senestre des failles ENE-WSW et du jeu inverse des failles N120 à N140. Le rapport ϕ varie de 0 à 0,82 ; indiquant que les décrochements peuvent être associés à des failles normales ($\phi > 0,5$) ou à des failles inverses ($\phi < 0,5$);

- le troisième épisode correspond à un régime compressif (permutation σ_2 - σ_3) tel que σ_1 est horizontal et orienté N30 (σ_3 vertical). Celui ci est responsable du jeu inverse à chevauchant des failles N120 à N140, des plis WNW-ESE et d'une schistosité de fracture orientée N110 à N145.

Ces structures affectent les dépôts jurassiques et crétacés, et elles sont parfois synsédimentaires aux dépôts éocènes et oligocènes (Hinaje, 2004).

Dans la zone d'étude, les dépôts d'âge Eocène supérieur et Oligocène, affleurant dans le bassin résiduel de Bou Anguer, sont représentés par :

- les marnes à gypses : ce sont des marnes versicolores ou rouge brique à intercalations de gypse blanc laminé ou massif, attribués à l'Eocène supérieur;
- les calcaires à silexites : ce sont des calcaires gris bleu lamintiques à silexites, attribués à l'Eocène supérieur-Oligocène (Du Dresnay, 1969);
- le complexe conglomératique du Jbel Hayane : ce sont des argilites rouges à passées conglomératiques, lenticulaires et chenalisées, des poudingues et des grès d'origine locale (éléments du Jurassique et du Crétacé) y compris des éléments de bois silicifiés. Ce terme conglomératique, est attribué à l'Oligocène (Du Dresnay, 1969).

6 – Mio-Pliocène

Des bassins sédimentaires marins et continentaux orientés NW-SE se forment dans le Moyen Atlas sous un régime extensif NE-SW pendant le Miocène supérieur (Hinaje, 2004).

L'épisode tectonique d'âge Miocène, correspond à un régime extensif NE-SW (σ_1 verticale) responsable du jeu normal des failles NW-SE. Le rapport $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ varie entre les valeurs 0,3 et 0,85; indiquant qu'il existe des saccades où l'axe extensif est associé à un axe compressif horizontal et orienté NW-SE. Sous cet état de contraintes les failles transverses NW-SE présentent un jeu normal, favorisant l'installation de bassins sédimentaires orientés en gros NW-SE. Parmi ces derniers il y a le bassin marin de Sefrou-Tahla-Ribat El Kheir-

Skoura et les bassins continentaux d'Almis Mermoucha, d'Ait Kermous-Boulemane (Oum Jniba), d'Anjil-Itzer et Charchara, encadré par des failles normales N120 à N145 (Hinaje, 2004 ; Hianje et al., 2015).

La période du Pliocène est caractérisée par des dépôts continentaux fluvio-lacustres et travertinaux. Ces dépôts sont localisés dans des bassins intra-montagneux à style tectonique extensif (Hinaje, 2004). Dans la majorité des cas, ces dépôts surmontent un cortège conglomératique grossier, connu sous le nom de poudingues de Skoura, dont l'âge est attribué au Pliocène inférieur-moyen (Termier, 1936; Martin, 1981; Charrière, 1990; Sebaoui, 1998). Ces dépôts conglomératiques témoignent d'une période d'intense érosion qui touche les rampes frontales NE-SW et les rampes obliques ENE-WSW, lors d'un régime compressif NW-SE (Hinaje, 2004).

Le Pliocène moyen-supérieur correspond à une période biostasique, connue par des dépôts lacustres, des paléosols carbonatés et des travertins. L'ensemble a été déposé dans des bassins orientés ENE-WSW, lors d'un régime extensif NNW-SSE (σ_1 vertical). Cet état de contraintes est responsable du jeu normal des failles N60 à N90 et du jeu normal à composante décrochante dextre des failles N30 à N60 (Hinaje, 2004; Hinaje et al., 2015).

Dans la zone d'étude, le complexe mio-pliocène de Charchara est situé au NW de Boulemane, au droit du passage de l'accident Nord-Moyen-Atlasique (Fig.12) (Hinaje, 1991). Il est formé par des dépôts détritiques variés, recouverts par des coulées basaltiques quaternaires (Harmand et Cantagrel, 1984). Ce complexe est antérieur aux coulées basaltiques quaternaires (-0.5 à -1.8 Ma : Harmand et Cantagrel, 1984). Les dépôts, divisés en séquences détritiques séparées par des discontinuités sédimentaires majeures (Fedan, 1988), sont affectés par une tectonique cassante d'âge Néogène (Fedan et Thomas, 1985-86).

Le premier bassin continental, orienté NW-SE, est limité par des failles normales orientées N120 à N145 (Hinaje, 2004). Dans ce bassin les premiers dépôts correspondent à des calcaires palustres, des conglomérats et des paléosols rouges (Fedan, 1988). Ce premier effondrement est d'âge Miocène supérieur (Hinaje, 2004), où la phase tectonique est synsédimentaire. Les failles mesurées par Hinaje (2004) correspondent à des failles normales NW-SE, des décrochements senestres N-S et des décrochements dextres E-W. L'ensemble est compatible avec un paléochamp de contraintes extensif tel que σ_1 est verticale et σ_3 est horizontale et orientée NE-SW (Fig. 12). Le rapport $\phi = 0,85$; indique que $\sigma_2 \approx \sigma_1$. Cela veut dire que l'extension NE-SW est associée à un axe compressif orienté NW-SE.

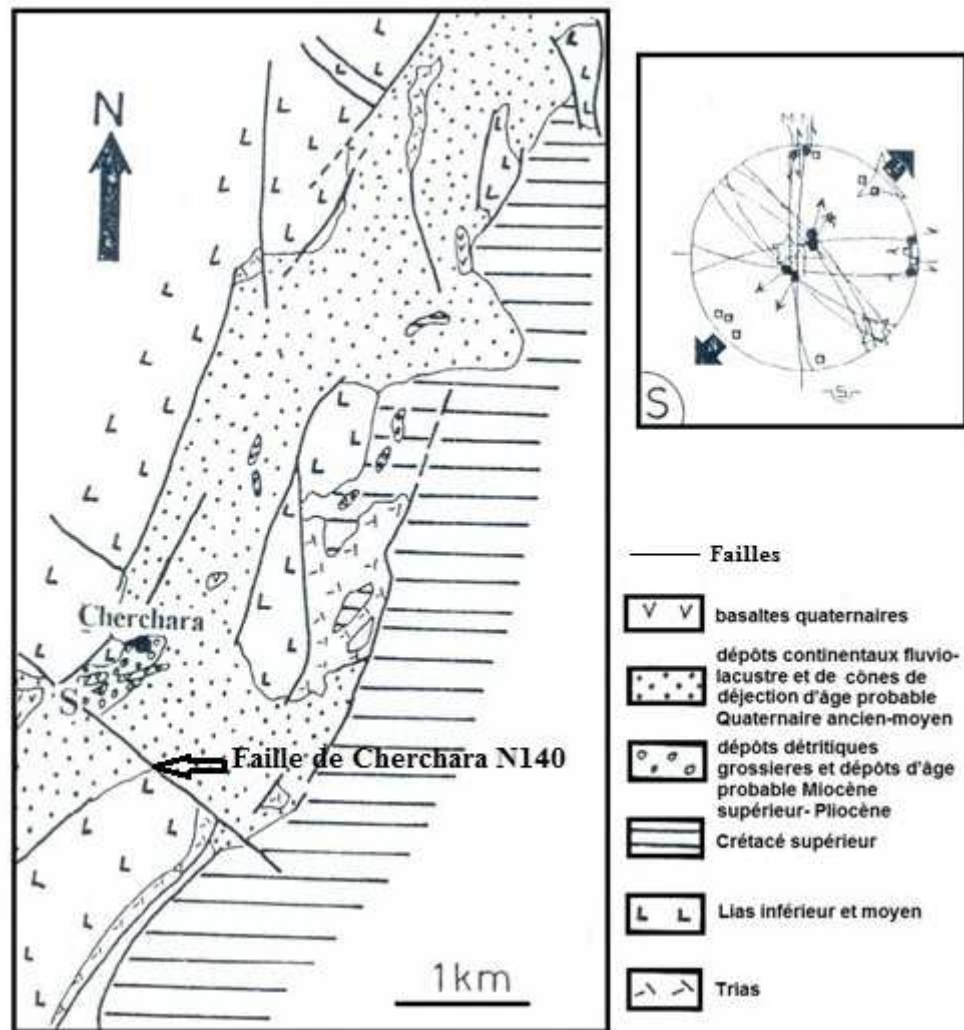


Fig. 12 : Analyse microtectonique de la déformation cassante et détermination des axes de contraintes lors de la phase tectonique du Miocène supérieur dans la station de Charchara (Hinaje, 2004).

Au Miocène, le Moyen Atlas a été le siège d'une activité magmatique alcaline, essentiellement effusive qui a fait l'objet de plusieurs travaux (Moukadiri, 1983 ; Harmand et Catangrel, 1984 ; Harmand et Moukadiri, 1986 ; El Azzouzi et al., 2010). Ces auteurs ont reconnu la série alcaline d'âge Miocène moyen (-14 à -10 Ma). Ces séries sont le résultat d'une fusion partielle du manteau supérieur. Lorsque les accidents tardi-hercyniens, réactivés, sont perpendiculaires par rapport à la direction de raccourcissement, il y a formation de néoruptures. Celles-ci permettent le drainage des magmas et leurs localisations préférentielles gouvernent la répartition des volcans (Harmand et Moukadiri, 1986 ; Hernandez et al, 1987; El Azzouzi et al., 2010).

7 - Quaternaire

7 - 1 – Quaternaire ancien-moyen

Les dépôts qui caractérisent cette époque sont caractérisés par des conglomérats et grès progradants et chenalisés de cônes de déjection et de cônes alluviaux, des silts et argiles à lentilles grès-conglomératiques et paléosols de plaines alluviales, des calcaires lacustres et des travertins (Gourrari, 2001). Ces dépôts sont localisés dans des bassins sédimentaires continentaux orientés en gros NE-SW. De point de vue tectonique, ces bassins correspondent à des grabens ou fossés effondrés, limités par des failles normales de direction N10 à N50 (Hinaje, 2004).

7 - 2 – Quaternaire moyen-récent

Dans la chaîne atlasique marocaine, les dépôts d'âge Quaternaire moyen-récent sont localisés dans des bassins sédimentaires sub-méridiens (Hinaje, 2004). Ceux-ci correspondent à des grabens et héli-grabens. Ces dépôts sont constitués par des travertins, des dépôts de basses terrasses fluviales à paléosols, des calcaires lacustres, des silts et des argiles de plaines alluviales (Gourrari, 2001).

7 – 3 - Les coulées volcaniques

Au cours du Quaternaire, le Moyen Atlas a été le siège d'une activité volcanique continue depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire récent (Charrière, 1990 ; Hinaje et Aït Brahim, 2001), et correspond à un volcanisme alcalin qui résulterait de déformations du manteau supérieur responsables d'une fusion partielle (Moukadiri, 1983 ; Harmand et Catangrel, 1984 ; Harmand et Moukadiri, 1986 ; El Azzouzi, 2010).

Dans la zone d'étude les édifices volcaniques sont de type maar et de type strombolien (Timahdite et Sidi Ali). On distingue trois structures volcaniques, parfois superposés, et dont les activités sont successives (Hinaje, 2004) :

- les cratères en dépression ou maar et leurs dépôts volcano-détritiques situés à leurs périphéries;
- les cônes de scories contenant des dépôts pyroclastiques de différents types ;
- les coulées qui ont emprunté les vallées et les dépressions sur plusieurs kilomètres c'est le cas des coulées des volcans de Sidi Ali et de Timahdite qui ont suivi la vallée de Oued Guigou.

De point de vue tectonique, les édifices volcaniques sont localisés sur des fractures N40 à N50, selon un alignement N70 et N170 (Harmand et Moukadiri, 1986) pour Azrou-Timahdite

et des failles N130, N50 et N170 pour les deux cratères de type strombolien de Sidi Ali (Hinaje, 2004).

8 - Conclusion

La série lithostratigraphique méso-cénozoïque de la zone d'étude s'échelonne du Trias supérieur au Quaternaire avec des lacunes importantes. Cette série débute par des formations géologiques basaltiques et argileuses attribués au Trias supérieur-Lias inférieur. Elle se poursuit par des dépôts liasiques essentiellement carbonatés à la base et marneux au sommet, des conglomérats et des marnes du Campanien et Maastrichtien, les calcaires de Baqrit-Timahdite de l'Eocène, des marnes puis des calcaires et conglomérats de l'Eocène moyen-Oligocène, puis continentaux et volcaniques au Néogène et au Quaternaire.

Les relevés stratigraphiques que nous avons effectués sur le terrain, concernant les différentes formations géologiques composant la zone d'étude, nous ont permis de constater la présence d'une nappe d'eau superficielle libre de grande importance logée dans les dépôts continentaux fluvio-lacustres et volcaniques d'âge plio-quaternaire. Celle ci couvre la plus grande partie du graben ou fossé de Timahdite - Almis Guigou.

Chapitre 2 :

Etude Climatologique

Chapitre 2 : Etude Climatologique

1 - Introduction

Dans la région de Timahdite - Almis Guigou (Moyen Atlas), les facteurs climatiques que nous allons présenter, jouent un rôle primordial dans la compréhension des ressources en eau de surface, souterraines et les processus d'alimentation. Leurs changements influent directement sur le potentiel hydrique et la qualité chimique des eaux.

L'étude des données climatiques, basée sur quatre stations météorologique au Moyen Atlas permettant d'analyser les facteurs du climat de cette zone qui nous informera sur :

- le type du climat ;
- le comportement hydroclimatologique de la zone d'étude ;
- le bilan hydrologique.

Pour la région étudiée, nous avons quatre stations pluviométriques (Tab. 1 et Fig.13), dont les données s'étalent sur la période allant de 1975 à 2010 pour les précipitations. Deux de ces stations se trouvent à l'intérieur de la zone d'étude (Ait Khabbache et Aguelmam Sidi Ali) et les deux autres stations sont situées à l'extérieur (Azrou et Ifrane). Notre étude consiste en l'analyse et l'interprétation des données climatiques (précipitations et températures), recueillies par les services de la météorologie nationale.

Tab. 1: Coordonnées des stations climatiques utilisées dans l'étude.

Station climatique	X (m)	Y (m)	Z (m)
Ait Khabbache	55700	314800	1478
Aguelmam Sidi Ali	53780	276000	2078
Azrou	516000	316000	1250
Ifrane	524000	323000	1640

2 - Etude des facteurs climatiques

2 – 1 –La Pluviométrie

L'étude des précipitations présente un intérêt considérable en climatologie. Elle nous permet d'estimer la lame d'eau tombée sur l'ensemble de la zone d'étude, et son influence sur l'alimentation et le changement du comportement hydrodynamique de la nappe d'eau souterraine. Par le calcul du bilan hydrologique, on peut estimer le volume d'eau précipité, le volume évaporé, la lame d'eau ruisselée et le volume moyen infiltré.

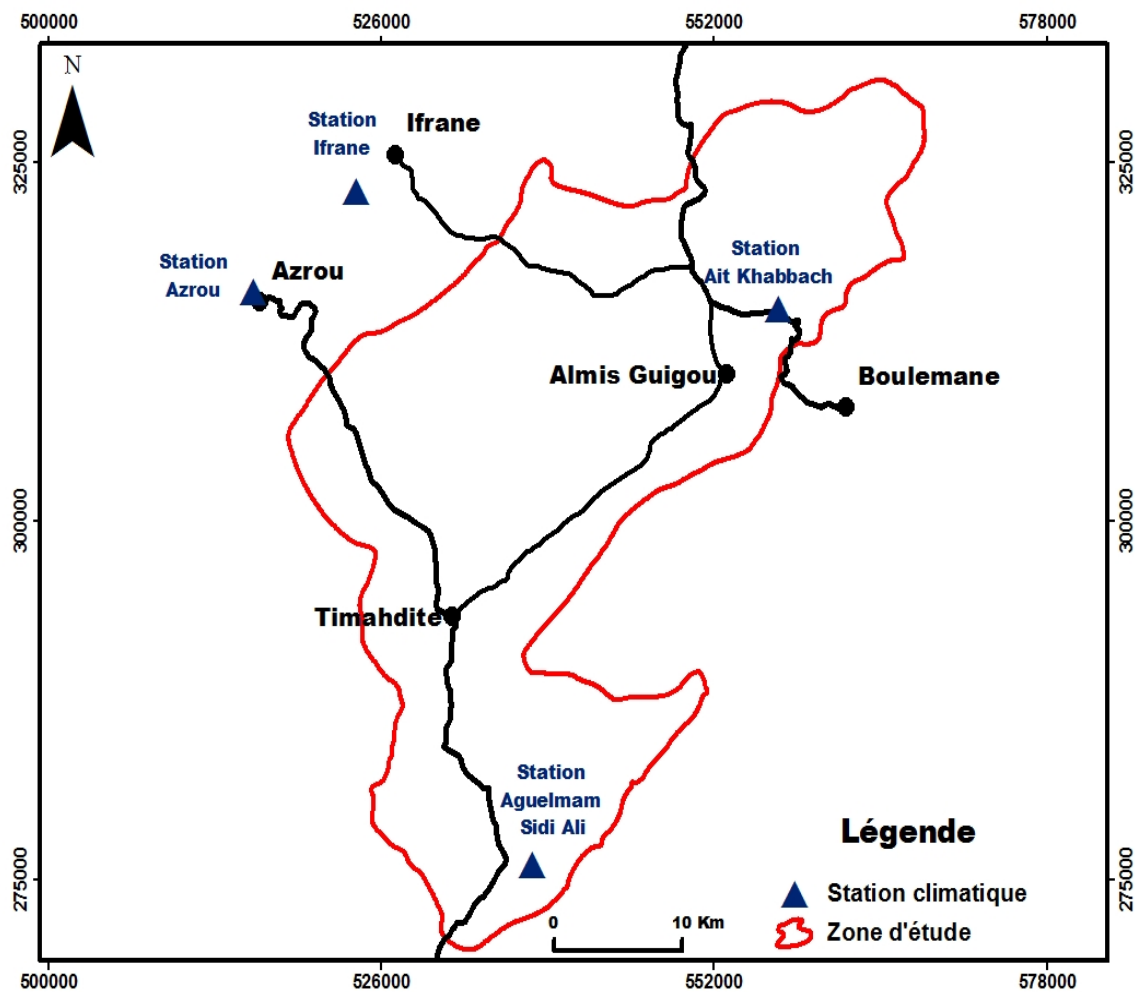


Fig. 13 : Position géographique des différentes stations climatiques utilisées dans l'étude.

2 – 1 –1 - Variation temporelle des précipitations

a - Variation mensuelle

L'examen des mesures pluviométriques mensuelles (Fig. 14) montre que les précipitations enregistrées sont très variables d'une station à l'autre. Le mois de décembre est en général le plus arrosé, alors que les mois de Juillet et Août sont les plus secs, mais avec des averses orageuses brutales pouvant provoquer des écoulements torrentiels dans les vallées sèches de la région. Le mois de Mars constitue souvent un maximum secondaire.

b - Variation annuelle

L'examen des mesures pluviométriques interannuelles (Fig. 15) montre la succession de périodes déficitaires, normales et excédentaires par rapport aux précipitations moyennes annuelles. L'analyse des précipitations annuelles sur une période de 35 ans montre que les années 1996-1997 et 2009-2010 sont les plus humides pour les quatre stations. Alors que les années 1981-1982, 1998-1999, 2004-2005 et 2006-2007 représentent les années les plus sèches.

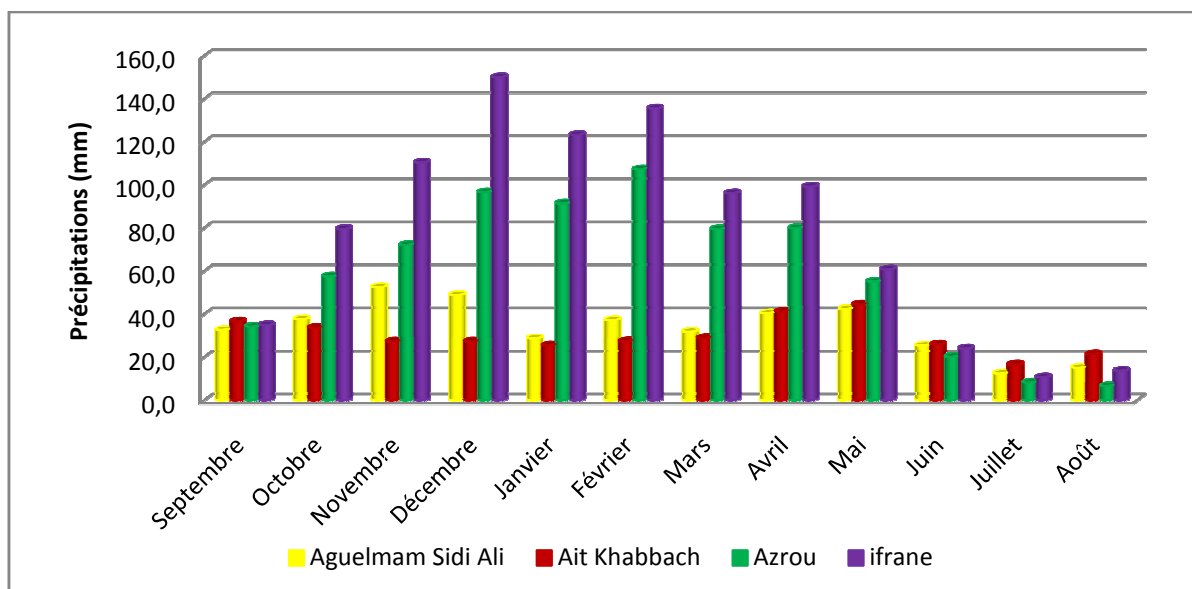


Fig. 14 : Répartition mensuelle des pluies au niveau des stations dans la zone d'études (de 1975/76 à 2009/2010).

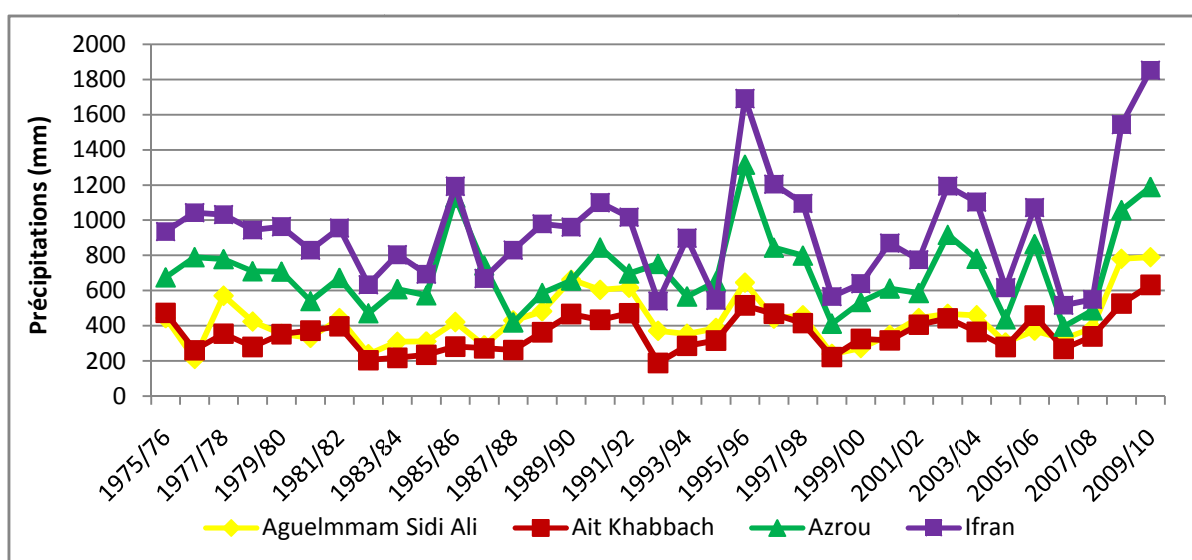


Fig. 15 : Evolution temporelle des précipitations annuelles des quatre stations situées dans la zone d'études (de 1975/76 à 2009/2010).

2 – 2– La température

Les stations climatiques de la zone d'étude sont caractérisées par l'absence des séries homogènes. En effet, les périodes de fonctionnement des stations pour les températures sont variables pour les quatre stations (Tab. 2). La température agit directement avec les autres facteurs météorologiques et géographiques; tels que les précipitations, l'altitude, la latitude, la longitude, etc....) sur le climat d'une région.

L'examen des températures mensuelles moyennes des quatre stations (Fig. 16) montre l'influence de l'altitude sur l'évolution spatiale de celle-ci. Des hautes altitudes vers les basses altitudes, on assiste à l'augmentation de la température.

Tab. 2 : Séries des températures disponibles.

Station climatique	Année
Ait Khabbach	2003 - 2012
Aguelmam Sidi Ali	1975 - 2010
Ifrane	1958 - 2003
Azrou	1933 - 1963

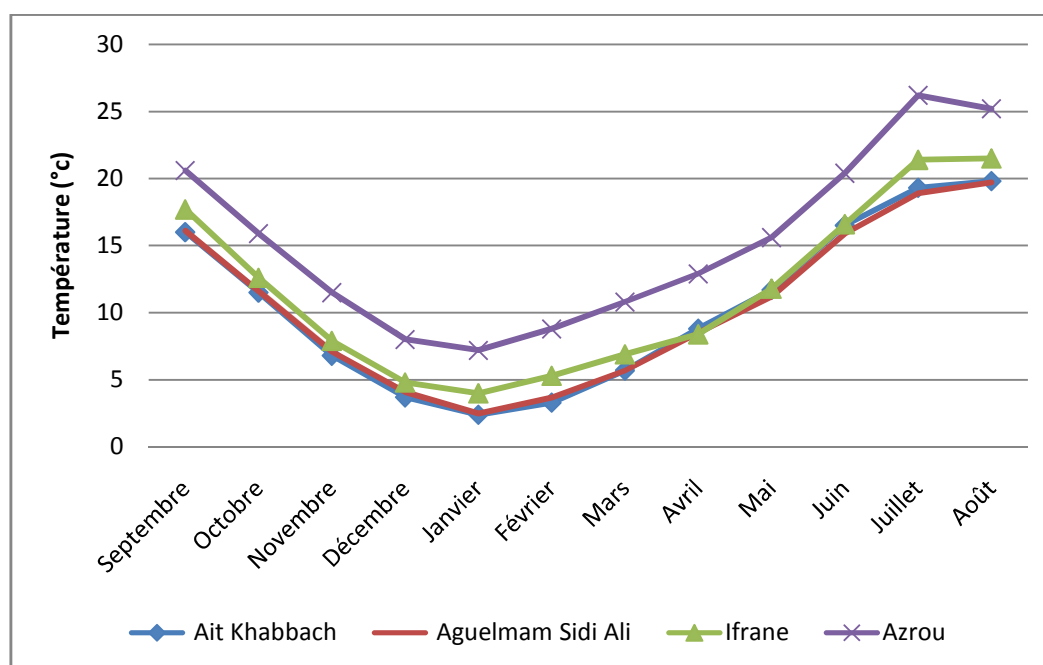


Fig. 16 : Evolution spatio-temporelle des températures moyennes mensuelles mesurées au niveau des quatre stations disponibles.

La variation des températures moyennes mensuelles, dont le mois le plus chaud est le mois d'Août pour Ait Khabbach (19,8°C), Aguelmam Sidi Ali (19,7°C) et Ifrane (21,5°C), et Juillet pour Azrou (26,2°C). Le mois le plus froid est le mois de Janvier pour Ait Khabbach (2,4°C), Aguelmam Sidi Ali (2,5°C), Ifrane (4°C) et Azrou (7,2°C).

3 - La lame d'eau moyenne précipitée

La lame d'eau moyenne précipitée est la quantité de pluie moyenne chutée sur une surface pour une période définie. Pour estimer la lame d'eau moyenne annuelle précipitée dans la

région d'étude pendant la période située entre 1975 et 2010. Nous avons utilisé trois méthodes qui sont la méthode de la moyenne arithmétique, la méthode de Thiessen et la méthode des isohyètes.

3 – 1 – Méthode de la moyenne arithmétique:

La méthode la plus simple consiste à calculer la moyenne arithmétique des hauteurs des précipitations relevées dans le même intervalle de temps aux diverses stations de la région d'étude. Cette méthode peut être adoptée tant que l'écart entre les différentes valeurs n'est pas assez important (Tab. 3).

Tab. 3 :Les précipitations moyennes annuelles des différentes stations (1975-2010).

Station climatique	Précipitations moyenne en (mm)
Aguelmam Sidi Ali	405,1
Ait Khabbache	350,3
Ifrane	1003,8
Azrou	706,23

Pour la période étudiée nous obtenons une moyenne annuelle de la lame d'eau à l'échelle de la zone d'étude de 616,35 mm/an. Cette valeur est obtenue à partir de la formule suivante:

$$\bar{P} = \frac{\sum P_i}{n} \quad (\text{Roche, 1963 et Castany, 1963})$$

$$\bar{P} = \frac{2465.43}{4} = 616,35 \text{ mm/an}$$

Avec :

Pi : pluviométrie moyenne annuelle de chaque station en mm;

n : nombre de stations utilisées.

3 – 2 – Méthode de Thiessen

C'est l'une des méthodes les plus utilisées, qui revient à effectuer la moyenne des précipitations mesurées dans les stations climatiques de la zone d'étude. Elle consiste à tracer autour des stations climatiques voisines un polygone formé par les médiatrices des segments reliant ces stations climatiques, dans lesquels on attribue à chaque station climatique un poids proportionnel à une zone d'influence. Un point situé dans cette zone est soumis à la même

précipitation que celle de la station climatique. Dans la zone d'étude nous avons quatre stations, pour laquelle sont tracés les polygones (Fig. 17). La méthode ne tient donc compte que de la distribution spatiale des stations (Roche, 1963). Elle est basée sur la formule suivante :

$$P = \frac{\sum P_i S_i}{S} = \frac{V}{S}$$

$$P = 490,83 \text{ mm/an}$$

Avec

V : volume total tombé sur le bassin en mm ;

S : surface totale du bassin km²;

P_i : précipitations moyennes annuelles de la station située à l'intérieur du polygone en mm;

S_i : surface élémentaire du polygone en question en km².

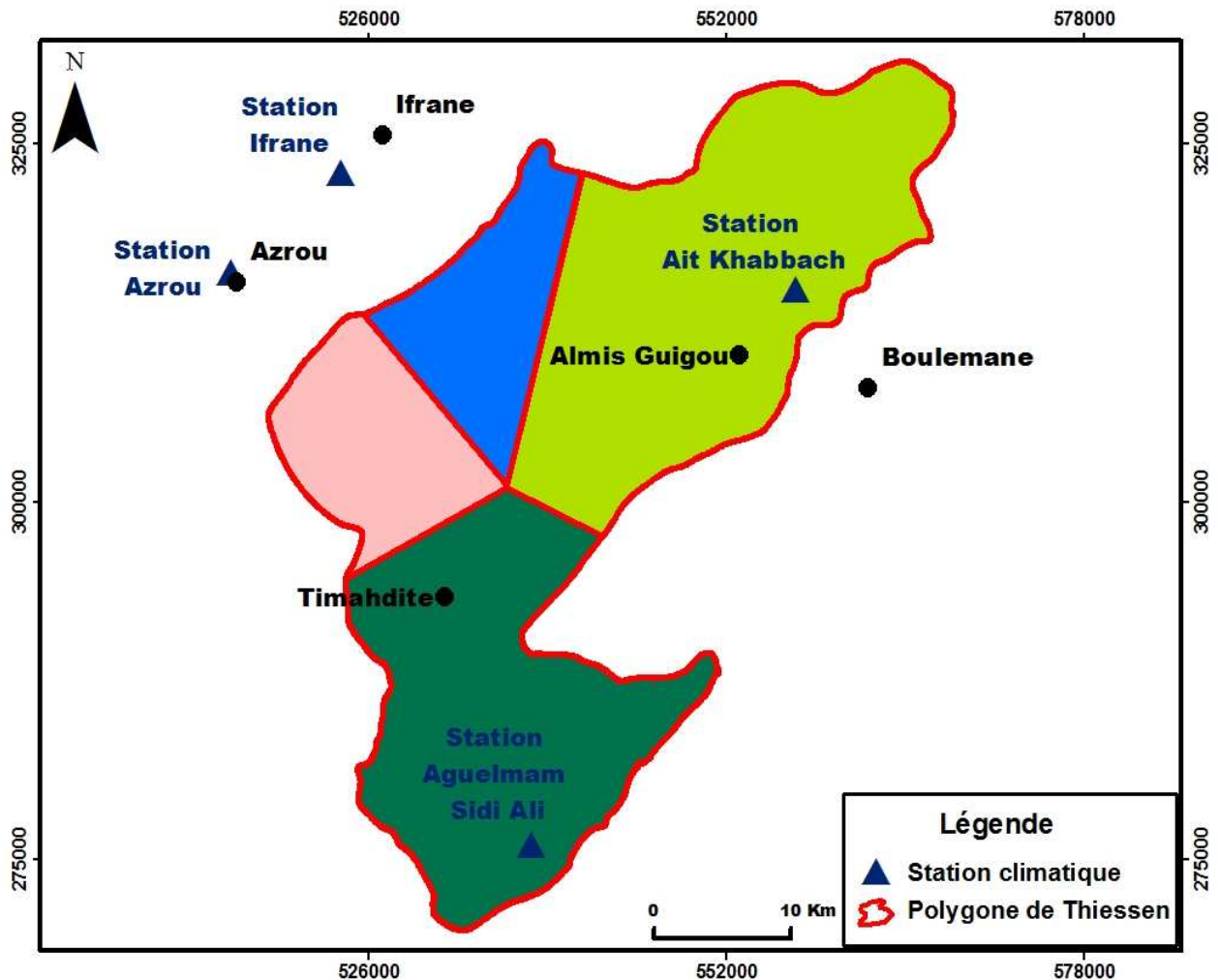


Fig. 17 : Polygones de Thiessen pour les stations climatiques de la zone d'étude (Azrou, Ifrane, Ait Khabbach et Aguelmam Sidi Ali).

Tab. 4 : Estimation de la lame d'eau par la méthode de Thiessen.

Stations climatiques	Pi (mm)	Si (km ²)	Pi*Si
Ait Khabbache	350,3	560,16	196224,048
Aguelmam Sidi Ali	405,1	443,43	179633,493
Azrou	706,23	163,9	115751,097
Ifrane	1003,8	158,76	159363,288
		S = 1326,25	V = 650971,926

3 – 3 – Méthode des isohyètes

Cette méthode est basée sur la connaissance des isohyètes tracées pour la période (1975 à 2010) dans la zone d'étude. Ces courbes correspondent à des lignes unissant les endroits où tombe la même quantité de précipitation (Fig. 18). En supposant que la quantité de précipitation tombée sur cette surface est égale à la moyenne des valeurs des deux isohyètes qui la délimitent (Tab. 5). On mesure les surfaces comprises entre deux courbes isohyètes successives. La lame d'eau tombée sur la région d'étude est calculée par la formule suivante (Tripet, 1967):

$$P_{\text{moy}} = \frac{\sum P_i \cdot A_i}{A}$$

$$P_{\text{moy}} = 498,52 \text{ mm/an}$$

Où :

Ai : surface inter- isohyète en km² ;

Pi : pluviométrie moyenne inter- isohyète en mm;

A : surface totale du bassin en km².

Tab. 5 : Estimation de la lame d'eau moyenne précipitée dans la zone d'étude par la méthode des isohyètes.

Courbes d'isohyètes	Précipitation (mm)	Superficie (Km ²)	Somme
300-400	350	299,756	104914,6
400-500	450	410,341	184653,45
500-600	550	345,205	189862,75
600-700	650	197,401	128310,65
700-800	750	64,831	48623,25
800-900	850	5,649	4801,65
		1326.25	661166,35

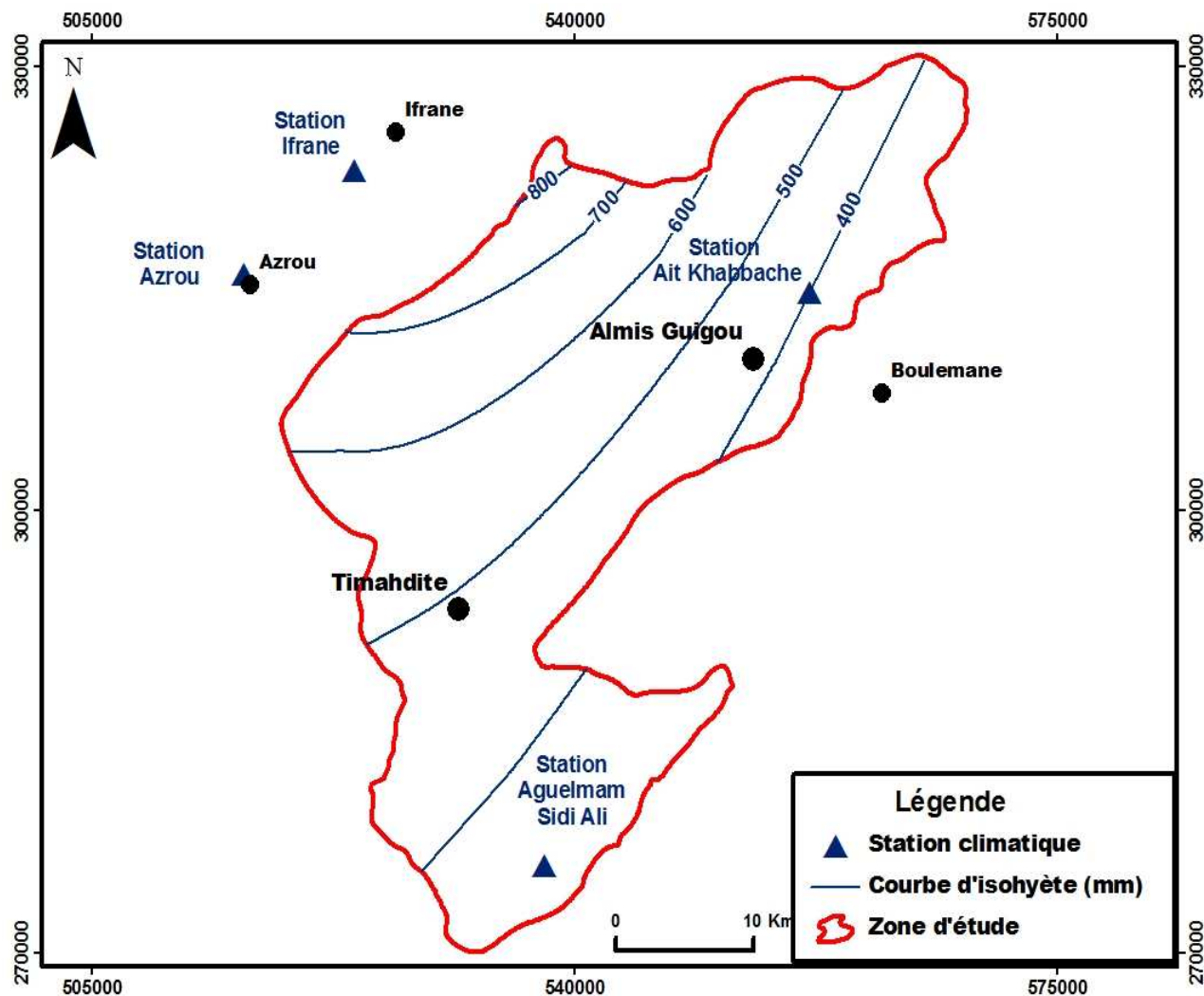


Fig. 18 : Carte des isohyètes de la région d'étude.

3 – 4 - Estimation de la moyenne de la lame d'eau calculée par les trois méthodes

La lame d'eau estimée par les trois méthodes, évoquée précédemment, montrent des valeurs différentes. Dans le but de rapprocher entre ces valeurs trouvées, une moyenne entre elle est calculée dans le Tab.6 suivant :

Tab. 6 : Estimation de la lame d'eau moyenne tombée sur la zone d'étude.

Moyenne arithmétique	Polygone de Thiessen	Méthode des isohyètes	La lame d'eau moyenne tombée sur la zone d'étude
616,35 mm/an	490,83 mm/an	498,52 mm/an	535,23 mm/an

4 - Caractérisation du climat de la zone d'étude

4 – 1 - Indice d'aridité (Indice De Martonne) :

Pour la caractérisation du type de climat, Emmanuel De Martonne (1925) a présenté une formule climatologique appelée indice d'aridité. Cet indice d'aridité qui est en fonction de la température moyenne annuelle (°C) et des précipitations moyennes annuelles (mm), a permis de déterminer le type de climat qui caractérise la région d'étude. Ce paramètre se calcule par la formule suivante:

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

Où :

I : indice d'aridité (sans unité) ;

P : précipitations moyennes annuelles en mm ;

T : températures moyennes annuelles en °C.

Application :

- Aguelmam Sidi Ali

T = 10,4°C, P = 405,1 mm

Ce qui donne : I = 19,86

- Ait Khabbache

T = 10,5°C, P = 350,3 mm

Ce qui donne : I = 17,09

- Ifrane

T = 11,6°C, P = 1003,8 mm

Ce qui donne : I = 46,47

- Azrou

T = 15,3°C, P = 706,23 mm

Ce qui donne : I = 27,91

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

I < 5	: climat hyperaride
5 < I < 7,5	: climat désertique
7,5 < I < 10	: climat steppique
10 < I < 20	: climat semi-aride
20 < I < 30	: climat tempéré.
I > 30	: le climat est humide (écoulement abondant).

Les résultats trouvés pour les stations de la zone d'étude, montrent que (Fig. 19):

- l'indice d'aridité est égal à : $I = 19,86$ pour la station d'Aguelmam Sidi Ali et $I = 17,09$ pour la station d'Ait Khabbache, ce qui permet de dire que le climat est du type semi-aride avec un écoulement temporaire;
- l'indice d'aridité pour la station d'Ifrane est égal à : $I = 46,47$, ce qui permet de dire que le climat est du type humide avec écoulement abondant;
- l'indice d'aridité pour la station d'Azrou est égal à : $I = 27,91$, ce qui permet de dire que le climat est du type tempéré avec un écoulement temporaire.

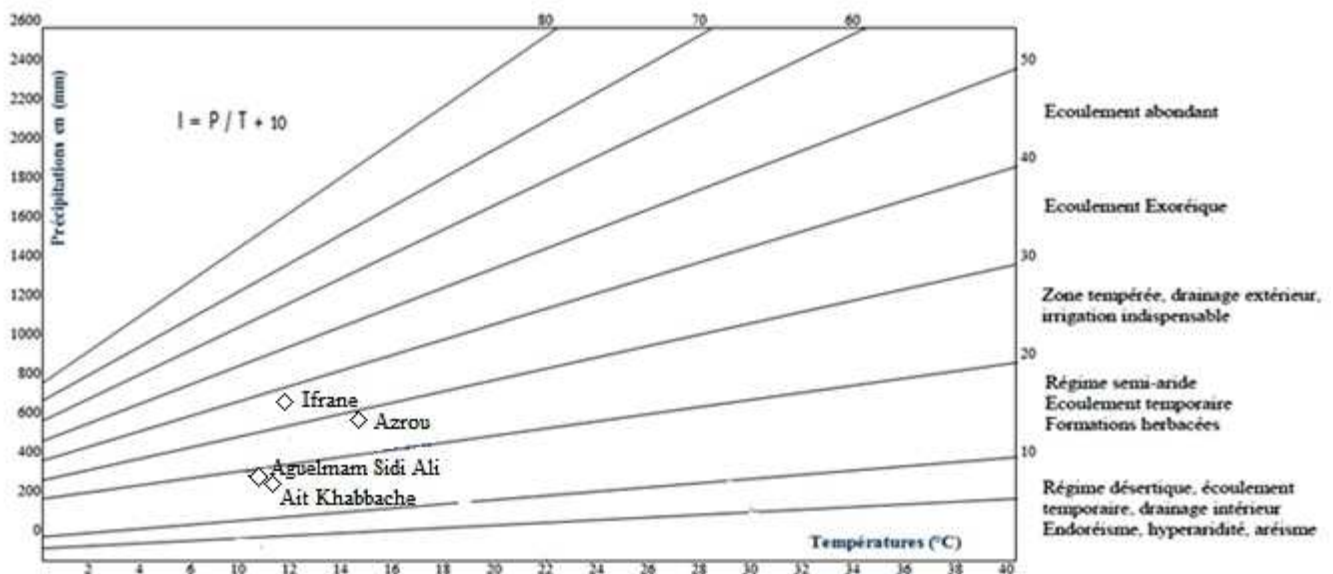


Fig. 19 : Abaque de l'Indice d'aridité annuel de De Martonne.

4 – 2 - Diagramme de Louis Emberger

Pour préciser le climat de la région d'étude, nous employons le climagramme de Louis Emberger (Fig. 20), qui a proposé la détermination d'un quotient pluviométrique Q_2 . Ce quotient dépend des précipitations moyennes annuelles et des moyennes des températures minima du mois le plus froid et maxima du mois le plus chaud. Il est calculé par la formule suivante :

$$Q_2 = \frac{2000P}{M^2 - m^2}$$

Avec :

P : précipitations annuelles en mm ;

M : moyenne des températures maximales du mois le plus chaud exprimé en °K ;

m : moyenne des températures minimales du mois le plus froid exprimé en ° K.

$$T^0_k = T^0_c + 273,15.$$

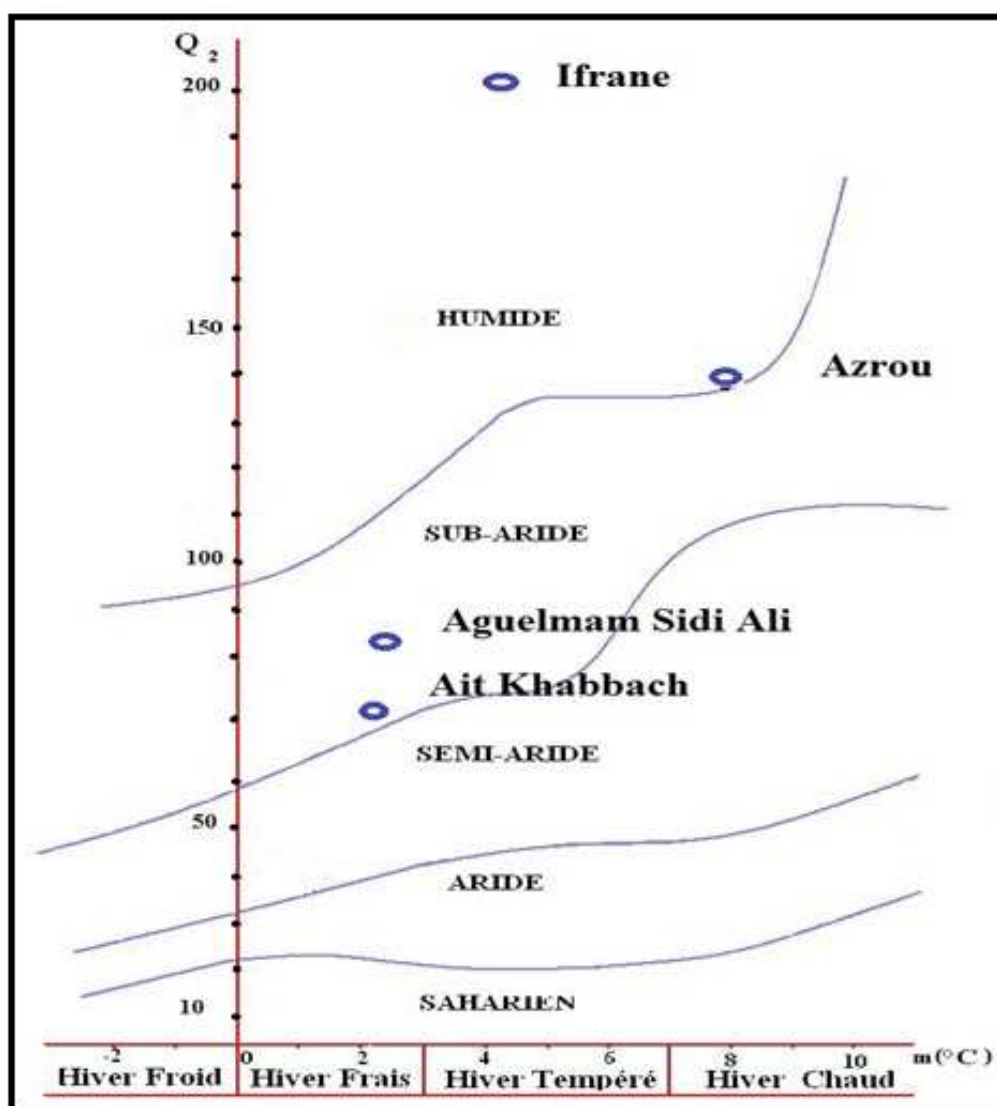


Fig. 20 : Représentation des quatre stations climatiques dans le climagramme d'Emberger.

Tab. 7 : Quotient pluviométrique des quatre stations climatiques.

Station climatique	Q_2
Aguelmam Sidi Ali	81,24
Ait Khabbache	70,86
Ifrane	200,74
Azrou	135,67

5 - Diagramme ombrothermique

La relation entre les deux principaux facteurs climatiques; la température et les précipitations, est intéressante car elle permet de déterminer les mois véritablement secs. Selon les auteurs F. Bagnouls et H. Gaussen (1953, 1957), les mois les plus secs sont ceux ayant un total pluviométrique (moyenne en millimètre) égal ou inférieur au double de la température ($P \leq 2T$). Cette relation permet d'établir un graphe dit Ombrothermique.

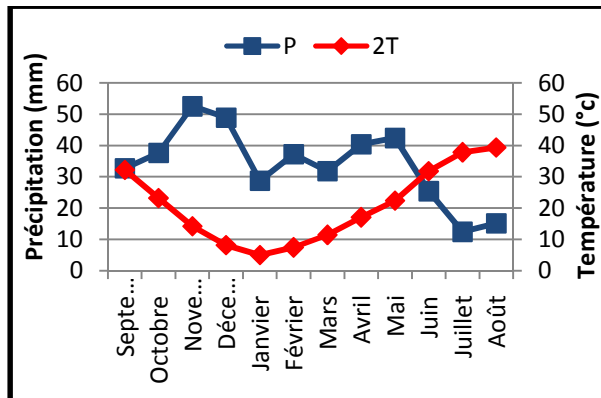


Fig. 21 : Diagramme ombrothermique d'Aguelmam Sidi Ali.

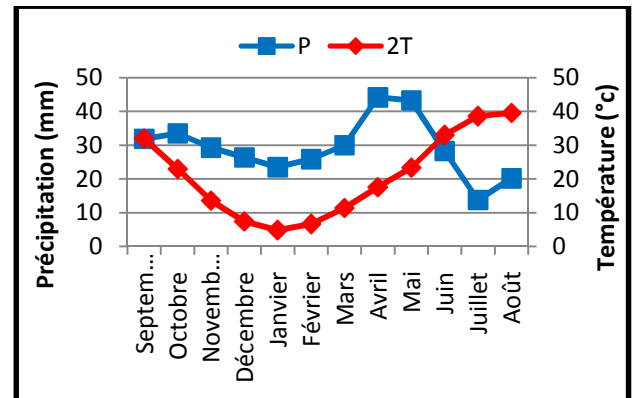


Fig. 22 : Diagramme ombrothermique d'Ait Khabbache

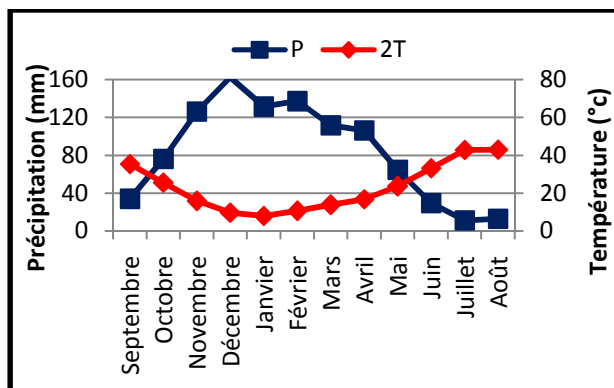


Fig. 23 : Diagramme ombrothermique d'Ifrane.

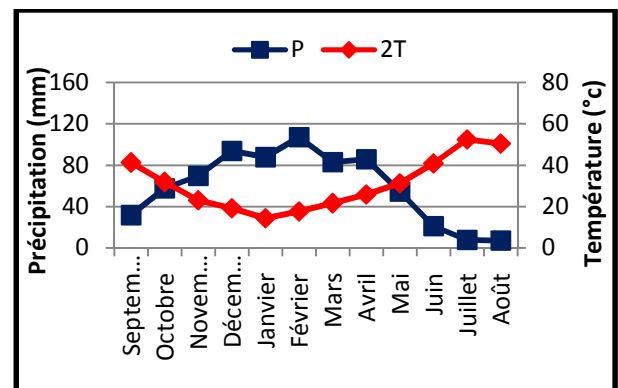


Fig. 24 : Diagramme ombrothermique d'Azrou.

Les diagrammes ombrothermiques (Fig. 21, 22, 23 et 24) dressés à partir des données des stations situées dans la zone d'étude (Fig. 13) révèlent les constatations suivantes :

- la période humide s'étale sur sept mois ; de mi-October jusqu'au milieu du mois de Mai pour les stations d'Ifrane et d'Azrou. Par contre la période sèche caractérise le reste des mois de l'année hydrologique;
- pour les stations d'Aguelmam Sid Ali et d'Ait Khabbache, la période humide s'étale sur neuf mois; de mi-September jusqu'au milieu du mois de Mai, et la période sèche caractérise le reste des mois de l'année hydrologique.

La détermination de ces périodes est d'une grande importance pour l'hydrologie à fin de pouvoir estimer les besoins en eau.

6 - Bilan hydrique

Le bilan hydrique exprime le processus qui suit une quantité d'eau arrivant au sol par précipitation ou neige avant de s'évaporer dans l'atmosphère (Kherici N., 2007), s'infiltrée ou ruisselée jusqu'au niveau de base du bassin versant. L'établissement du bilan hydrique de la région d'étude a pour but d'estimer les apports et les pertes en eau de surface.

L'expression générale du bilan hydrique est la suivante (Castany, 1982):

$$P = R + ETR + I$$

Où :

P : précipitation en mm;

R : ruissellement en mm;

ETR : évapotranspiration réelle en mm;

I : infiltration en mm.

6 – 1 - Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Evapotranspiration potentielle (ETP) : c'est la quantité d'eau dépensée par le pouvoir évaporant de l'atmosphère (évaporation potentielle : la quantité d'eau évaporée par un stock d'eau libre (cours d'eau, lac, ..etc.), donc dans des conditions d'alimentation excédentaires) et l'activité biologique (transpiration) (Castany, 1982).

Pour estimer l'évapotranspiration potentielle, Thornthwaite (1948) a établie une équation qui se base sur la température moyenne mensuelle qui s'écrit comme suit :

- Méthode de Thornthwaite (1948).

La formule de l'évapotranspiration potentielle de Thornthwaite est la suivante:

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

Où:

ETP : évapotranspiration potentielle mensuelle en mm ;

T : température moyenne mensuelle du mois considéré en °C ;

I : indice thermique annuel.

$$I = \sum i, i \text{ (l'indice thermique Mensuel)}, i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$$

a : l'exposant climatique donné par la formule suivante:

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

K : coefficient qui dépend de la latitude.

6 – 2 - Calcul de l'évapotranspiration réel (ETR)

Les pertes d'eau d'un sol atteignent l'évapotranspiration si le stock d'eau de la réserve facilement utilisable (RFU) lui est supérieur ou égale. En cas d'insuffisance elles sont limitées à une quantité plus petite. Cette limite est appelée l'évapotranspiration réelle (Castany, 1982). L'estimation est faite partir des formules de Turc (1961) et Thornthwaite (1955).

6 – 2 – 1 - Méthode de Turc (1961)

Cette méthode est applicable à tous les climats et elle est en fonction des précipitations et des températures moyennes mensuelles. La formule est la suivante :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \left(\frac{P}{L} \right)^2}}$$

Où:

ETR: évapotranspiration réelle annuelle en mm;

P: précipitation moyenne annuelle en mm;

L = 300 + 25 T + 0,05 T³: pouvoir évaporant de l'atmosphère;

T: température moyenne annuelle en °C.

Tab. 8 : Evaluation mensuelle de l'évapotranspiration réelle par la méthode de Turc (pour la période 1975/1976 à 2009/2010 pour les précipitations et les périodes disponibles en températures dans le Tab. 5).

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	ETR Total
Ait Khabbache	33,58	35,26	30,84	27,78	24,73	27,26	31,61	46,49	45,53	29,82	14,55	21,30	368,75
Aguelmam Sidi Ali	35,8	39,58	55,03	51,15	30,14	39,03	33,44	42,48	44,59	26,76	13,08	15,91	425,64
Ifrane	35,8	79,94	128,96	158,30	80,42	137,43	116,6	109,61	68,10	30,96	11,78	13,57	971,47
Azrou	33,41	60,58	73,03	97,15	90,83	110,47	86,55	89,73	57,3	22,13	8,22	7,39	736,79

6 – 2 – 2 - Formules de Thornthwaite (1955)

Nous allons faire un calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR), de la RFU et de l'infiltration (I) à partir des précipitations (P) et de l'évapotranspiration potentielle (ETP).

Il convient, d'abord, d'estimer l'évapotranspiration potentielle (ETP) qui est la quantité d'eau évaporée. Après, l'évapotranspiration réelle (ETR) pourra être calculée, en prenant en compte la quantité d'eau disponible du sol ou réserve facilement utilisable (RFU).

La réserve facilement utilisable (RFU) : c'est la quantité d'eau contenue dans le sol susceptible d'être transformée en vapeur (Castany, 1982).

- si $P > ETP$: donc $ETR = ETP$.
- si $P - ETP < 0$: donc $P < ETP$.

Ce dernier cas est subdivisé en deux possibilités :

- $P + RFU > ETP \longrightarrow ETP = ETR$
- $P + RFU < ETP \longrightarrow ETR = P + RFU$
- si $RFU > 0$: donc $ETR = ETP$
- si $RFU = 0$: donc $ETR = P + RFU$

6 – 3 - Ruissellement

Le ruissellement (R), quantité d'eau qui, au cours d'une précipitation, échappe à l'infiltration et à l'évapotranspiration (Castany, 1967).

J. Tixeront et E. Berkaloff ont établi une formule qui permet d'étudier le ruissellement moyen annuel. Elle s'écrit selon la formule suivante:

$$R = \frac{P^3}{3(ETP)^2}$$

Avec

R : le ruissellement moyen annuel en (mm).

P : la hauteur des précipitations annuelles en (mm).

ETP : l'évapotranspiration potentielle annuelle en (mm).

Ce qui donne :

$$R = \frac{(535,23)^3}{3(814,1)^2}$$

$$\mathbf{R = 77,12 \text{ mm}}$$

Cette formule tant qu'elle ne tienne pas compte de la nature lithologique des terrains, de l'influence de la perméabilité et de la tectonique sur le ruissellement, donne des résultats incomplets.

6 – 4 - Infiltration

L'infiltration (I), c'est la quantité d'eau franchissant la surface du sol. Elle renouvelle les stocks d'eau souterraine et entretient le débit de l'écoulement souterrain des sorties après circulation dans les formations hydrogéologiques perméables du sous-sol (Castany, 1982).

Dans la région d'étude, le ruissellement peut être considéré comme négligeable en raison de l'affleurement des terrains fracturés qui favorisent l'infiltration des eaux provenant des précipitations. C'est dû aussi du faible développement du réseau hydrographique dont l'écoulement est le plus souvent temporaire. Dans ce cas, l'infiltration des eaux est obtenue par la formule suivante (Castany, 1982) :

$$I = P - (ETR+R) + \Delta S$$

Avec,

P : la hauteur de la précipitation annuelle en (mm).

R : le ruissellement de surface annuel en (mm).

ETR: l'évapotranspiration réelle annuelle en (mm).

I : l'infiltration annuelle (mm).

ΔS : variation du stock d'eau

Ce qui donne :

$$I = 535,23 - (395,675 + 77,12)$$

$$I = 62,435 \text{ mm}$$

7 - Bilan hydrologique de la zone d'étude par la méthode de Thornthwaite

Le bilan hydrologique établi mensuellement à l'aide de la méthode de Thornthwaite, nous permet d'estimer la réserve facilement utilisable ou RFU. Cette méthode suppose que le sol est saturé quand il a absorbé une lame d'eau équivalente à une précipitation de 100 mm. Dans les zones arides et semi-arides, cette valeur maximum peut être ramenée à 50 mm du fait que le sol n'est pas saturé (Archambault et al., 1975).

Tab. 9 : Bilan hydrique au niveau des stations étudiées selon la méthode de Thornthwaite (1955).

		Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Total
Ait Khabbache	P (mm)	31,9	33,5	29,3	26,4	23,5	25,9	30	44,2	43,3	28,3	13,8	20,2	350,3
	ETP(mm)	80.87	47.75	21.37	9.83	6.20	9.6	23.67	44.21	70.66	106.17	127.38	122.35	670,07
	P-ETP (mm)	-48.97	-14.25	7.93	16.57	17.3	16	6.33	-0.01	-27.36	-77.87	-113.58	-102.58	-306,24
	RFU (mm)	0	0	7.93	24.5	41.8	50	50	49,99	22,63	0	0	0	246,85
	ETR(mm)	31,9	33,5	21,37	9,83	6,2	9,6	23,67	44,21	70,66	50.93	13,8	20,2	335,87
	Excés (mm)	0	0	0	0	0	8,1	6,33	0	0	0	0	0	14,43
	déficit (mm)	48,97	14,25	0	0	0	0	0	0	0	40,81	113,58	102,58	320,19
Aguelmam Sidi Ali	P (mm)	32,7	37,6	52,5	48,9	28,7	37,2	31,8	40,4	42,4	25,4	12,4	15,1	405,1
	ETP(mm)	141.4	73.56	28.23	11.21	5.41	10.64	27.28	57.29	101.03	175.65	229.88	129.06	990,64
	P-ETP (mm)	-108,7	-35,96	24,17	37,69	23,29	26,56	4,52	-16,89	-58,63	-150,25	-217,88	-213,16	-685,24
	RFU (mm)	0	0	24.27	61.96	84.98	100	100	83.11	24.48	0	0	0	478,8
	ETR(mm)	32,7	37,6	28,23	11,21	5,41	10,64	27,28	57,29	101,03	49,88	12,4	15,1	388,77
	Excés (mm)	0	0	0	0	0	11,54	4,52	0	0	0	0	0	16,06
	déficit (mm)	108,7	35,96	0	0	0	0	0	0	0	125,77	217,88	213,16	701,47
Ifrane	P (mm)	33,98	76,27	126,26	162,61	131,56	137,24	111,71	106,19	64,56	29,38	11,17	12,87	1003,8
	ETP(mm)	88.2	49.86	22.84	11.39	9.45	14.38	33.92	37.80	66.52	102.96	141.7	132.88	711,9
	P-ETP (mm)	-54,22	26,41	103,42	151,22	122,11	122,86	77,79	68,39	-1,96	-73,58	130,53	-120,01	552,92
	RFU (mm)	0	26.41	100	100	100	100	100	100	98.04	24.46	0	0	748,91
	ETR(mm)	33,98	49,86	22,84	11,39	9,45	14,38	33,92	37,8	66,52	102,96	35,63	12,87	431,6
	Excés (mm)	0	0	29,83	151,22	122,11	122,86	77,79	68,39	0	0	0	0	572,2
	déficit (mm)	54,22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	106,07	120,01	280,3
Azrou	P (mm)	31,71	57,6	69,67	93,75	87,64	106,94	82,88	85,78	54,44	21	7,8	7,02	706,23
	ETP(mm)	95.79	54.28	26.29	13.52	11.86	17.62	32.25	48.67	76.31	119.41	180.04	157.74	833,78
	P-ETP (mm)	-64,08	3,32	43,38	80,23	75,78	89,32	50,63	37,11	-21,87	-98,41	-172,24	-150,72	-127,55
	RFU (mm)	0	3.38	46.76	100	100	100	100	100	78.13	0	0	0	628,27
	ETR(mm)	31,71	54,28	26,29	13,52	11,86	17,62	32,25	48,67	76,31	99,13	7,8	7,02	426,46
	Excés (mm)	0	0	0	26,99	75,78	89,32	50,63	37,11	0	0	0	0	279,83
	déficit (mm)	64,08	0	0	0	0	0	0	0	0	20,28	172,24	150,72	407,32

8 - Conclusion

La région de Timahdite-Almis Guigou est soumise à un climat de type sub-aride à humide, avec des précipitations annuelles de l'ordre de 535.23 mm. La température moyenne annuelle est de 12,6°C. Le calcul du bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite a révélé que l'ETR est de l'ordre de 395,675 mm, mobilisant 73,92% des précipitations, et que l'infiltration ne représente que 11,66 % de ces dernières. Le ruissellement ne bénéficie également que de 14,41% de ces précipitations.

L'analyse des paramètres climatiques observés dans la zone d'étude ont permis de déduire les résultats présentés dans le Tab.10 ci-dessous:

Tab. 10 : Ensemble des caractéristiques climatiques au niveau de Timahdite et Almis Guigou.

	Entrés	Sorties		
	Précipitations	Evapotranspiration	Ruissellement	Infiltration
La lame moyenne de précipitations (mm/an)	535,23	395,675	77,12	62,435
Pourcentage %	100	73,926	14,408	11,665

Chapitre 3 :
Caractéristiques hydrologiques du
bassin versant de Oued Guigou
amont

Chapitre 3 : Caractéristiques hydrologiques du bassin versant de Oued Guigou amont

1 - Introduction

Le réseau hydrographique de la zone d'étude est constitué par Oued Guigou orienté en gros SE-NW jusqu'à Timahdite, puis son orientation générale devient SW-NE vers Almis Guigou. Cet oued est subdivisé en deux parties, oued Guigou amont dans la plaine de Timahdite et drainé par la source d'Aberchane et Oued Guigou aval drainé par la source de Tit-Zill dans la plaine de Guigou.

La variation de débit d'Oued Guigou dépend étroitement des précipitations et de l'exploitation. Il est important d'indiquer à cet effet que l'alimentation est régie par la fraction des précipitations (pluviométrie) et le débit des sources, constituant à moyen terme la véritable ressource en eau mobilisable.

En général, les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant influencent fortement sur la réponse hydrographique, et notamment le régime d'écoulement. La réaction du bassin versant aux précipitations est influencée par les différentes caractéristiques morphométriques; tels que la superficie du bassin, la forme, l'élévation, la pente. A ces facteurs s'ajoutent d'autres facteurs comme le type de sol (pédologie), la nature et la structure de la roche (géologie) et les caractéristiques du réseau hydrographique.

2 - Réseau hydrographique

L'Oued Guigou prend sa naissance dans le Moyen Atlas plissé, près du col du Zad (Tizi n'tabourit). Le long de son parcours, il est alimenté par deux sources ayant un important débit. Ces sources apparaissent près des failles qui jalonnent Oued Guigou. La source d'Aberchane est drainée par l'Oued Guigou en amont dans la plaine de Timahdite, et la source de Tit Zill est drainée par Oued Guigou aval, en amont de la plaine d'Almis Guigou. Toutefois, les eaux générées par la source d'Aberchane disparaissent après un court parcours. Ce qui fait l'écoulement ne commence qu'à proximité de Tit Zill. Dans cette région, la source de Tit Zill est responsable d'engendrer un débit important. Après un court parcours en aval de cette source, l'Oued Guigou disparaît au niveau d'Ait Hamza, par suite des déviations des eaux pour l'utilisation en irrigation agricole.

D'après la classification descriptive de A.D.Howard (1967), qui résume les différents types de base des réseaux hydrographiques (Fig. 25), l'Oued Guigou est caractérisé par un réseau de type dendritique (Fig. 26).

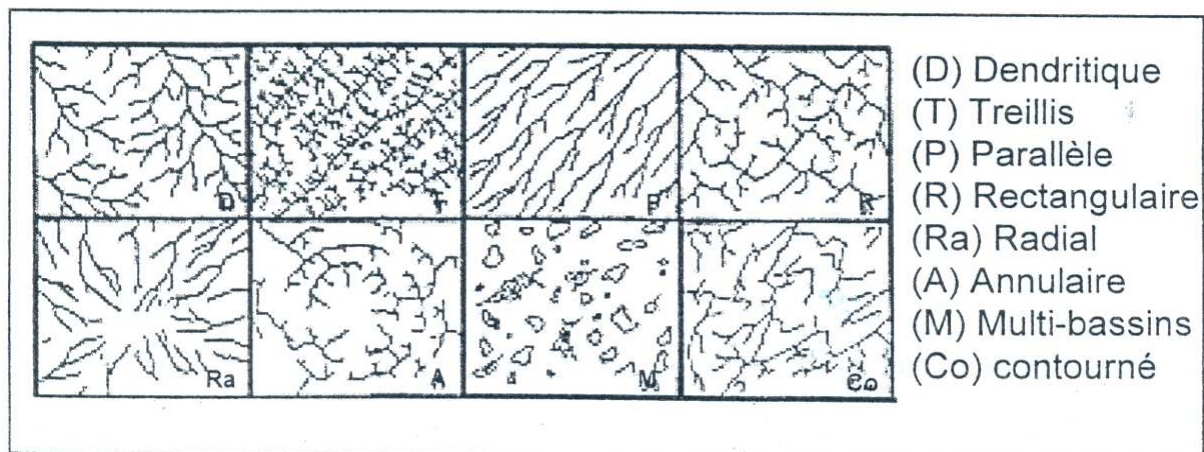


Fig. 25 : Classification descriptive : les différents types de base des réseaux hydrographiques (d'après Howard, 1976).

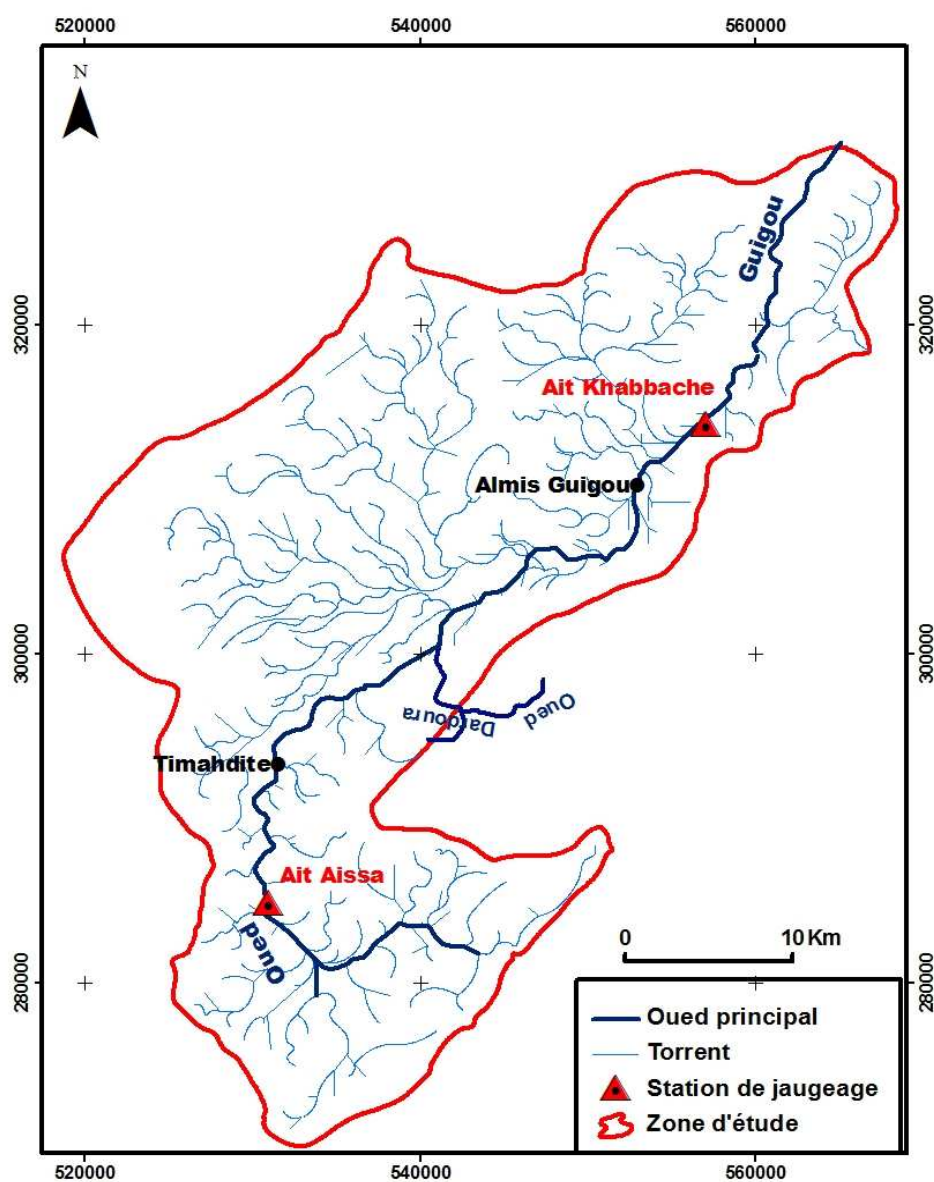


Fig. 26 : Réseau hydrographique des versants de l'Oued Guigou amont dans la zone d'étude.

3 - Régime d'écoulement de l'Oued Guigou

Le réseau de mesures hydrométriques est constitué par la station du pont d'Ait Aissa située dans le douar d'Ait Aissa au Sud de Timahdite, et la station du pont d'Ait Khabbache située dans le douar d'Ait Khabbache au Nord d'Almis Guigou (Fig. 26).

Le régime d'écoulement d'Oued Guigou dans la zone d'étude résulte de la superposition de deux écoulements distincts. D'une part le ruissellement de surface dans la majeure partie de la superficie du bassin versant dans la région d'étude, et d'autre part le débit des deux sources Aberchane et Tit-Zill.

Le réseau hydrographique de la zone d'étude est constitué par Oued Guigou qui prend sa naissance près le col du Zad. Il est discontinu en période d'étiage, orienté en gros de SE-NW jusqu'à Timahdite, puis son orientation générale devient SW-NE parallèle aux branches de l'accident nord moyen atlasique de direction moyenne N45, N70 et N30 (Hinaje, 2004), et l'effondrement tectonique « à l'aube du Quaternaire » (Martin, 1981), attribué à un épisode extensif de la phase tectonique d'âge quaternaire ancien-moyen (Hinaje, 2004).

Pour les torrents, le sens d'écoulement général parallèle aux failles subméridiennes d'âge quaternaire moyen-récent.

3 -1- Analyse des débits annuels

3 -1-1- Station de jaugeage Ait Aissa

Pour la série de mesures hydrologiques s'étalant entre 1978 et 2009, on constate que le débit moyen annuel varie entre 285 et 1458 (l/s). La corrélation entre les débits et les précipitations annuelles pour la période considérée, montre qu'il existe une bonne corrélation entre ces deux paramètres (Fig. 27). En effet, le débit de l'Oued Guigou au niveau de la station d'Ait Aissa est sensible à la variation des précipitations en amont de cet Oued. Une exception est observée pendant les années 1979, 1982, 1986, 1990, 1996 et 2009 où le débit reste en augmentation malgré la diminution des précipitations durant ces années. Ce qui est peut être dû à la fonte de la neige et les orages torrentiels pendant l'été.

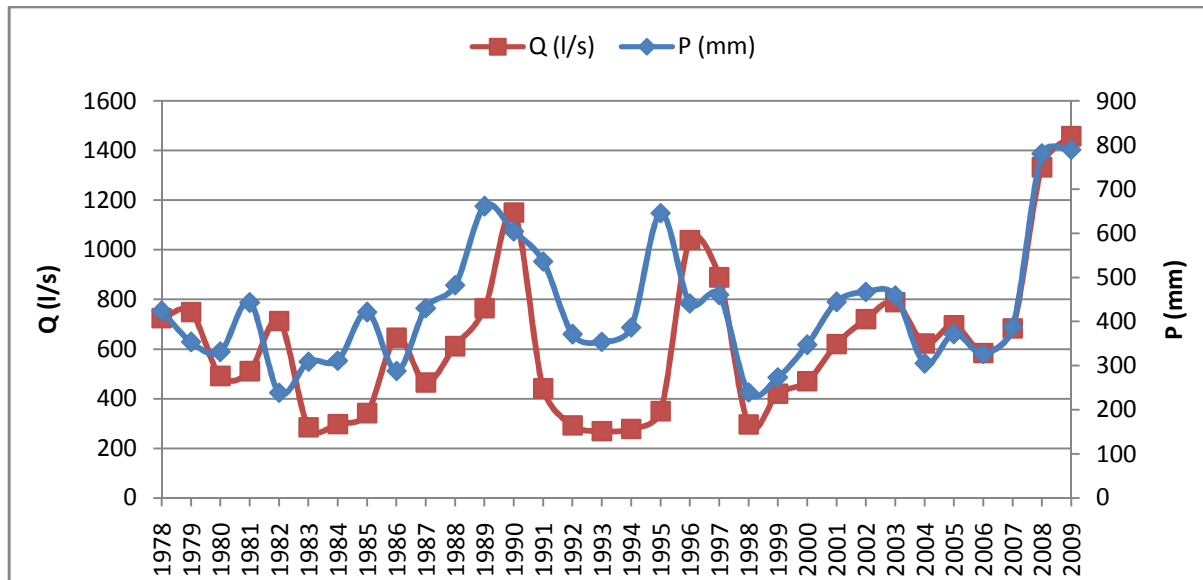


Fig. 27 : Variations moyennes annuelles du débit de l'Oued Guigou au niveau de la station hydraulique d'Ait Aissa et corrélation avec les précipitations (1978-2009).

3 – 1 – 2 - Station de jaugeage d'Ait Khabbache

Pour la série de mesures hydrologiques s'étalant entre 1971 et 2009, on constate que le débit moyen annuel varie de 516 à 7920,56 (l/s).

La corrélation entre les débits et les précipitations annuelles pour la période considérée, montre qu'il existe une bonne corrélation entre ces deux paramètres (Fig. 28). En effet, le débit de l'Oued Guigou au niveau de la station d'Ait Khabbache est sensible à la variation des précipitations. On observe aussi que le débit de l'Oued Guigou au niveau d'Ait Khabbache est faible par rapport aux précipitations, ce qui peut être dû aux dérivations des « seguias » d'irrigation et aux pertes d'infiltration dans les formations fluvio-lacutres et volcaniques caractérisées par une importante porosité.

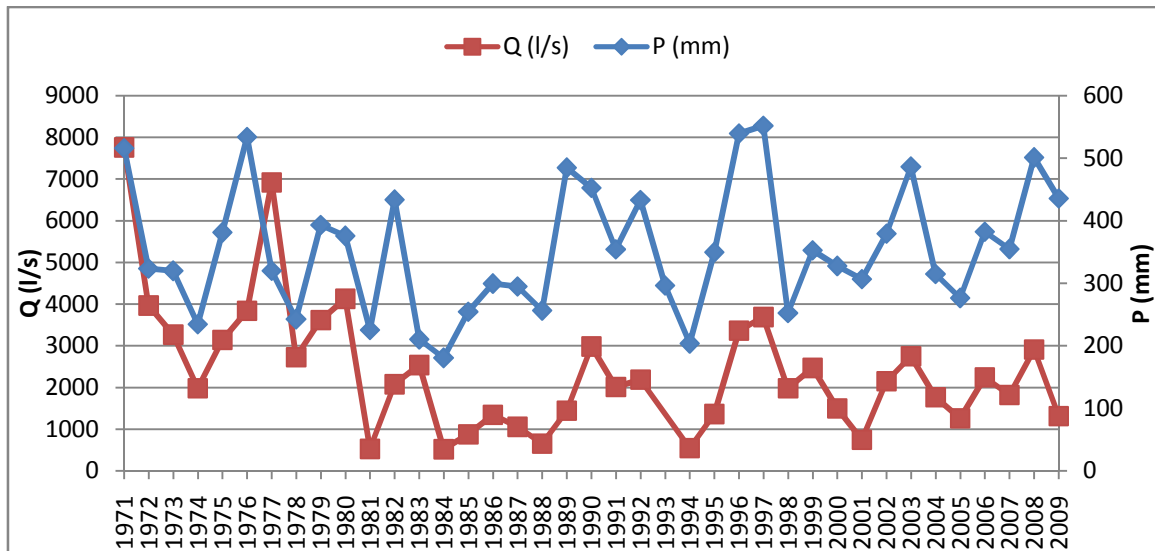


Fig. 28 : Variations moyennes annuelles des débits de l'Oued Guigou au niveau de la station d'Ait Khabbache et corrélation avec les précipitations (1971-2009).

3 – 2- Analyse des débits mensuels

3 – 2 - 1 - Station de jaugeage d'Ait Aissa

L'analyse de la variation mensuelle des débits pour la période 1978-2009 montre que le minimum apparaît au mois d'Octobre (425,5 l/s) et le maximum correspond au mois de Mars (525,9 l/s). On observe que l'Oued Guigou au niveau de la station de jaugeage d'Ait Aissa est caractérisé par un régime d'écoulement mensuel relativement régulier.

La corrélation entre les débits mensuels et les précipitations (Fig. 29) montre une certaine irrégularité entre ces deux paramètres. Nous pensons que cette relation est due à l'influence de la nappe d'eau (source Aberchane) sur l'écoulement. Au mois de Décembre-Janvier, même si la pluviométrie diminue, le débit reste presque constant. Ceci est dû au volume de la neige qui est mesuré en dehors de la pluviométrie, et qui alimente la rivière de façon continue en hivers et en printemps.

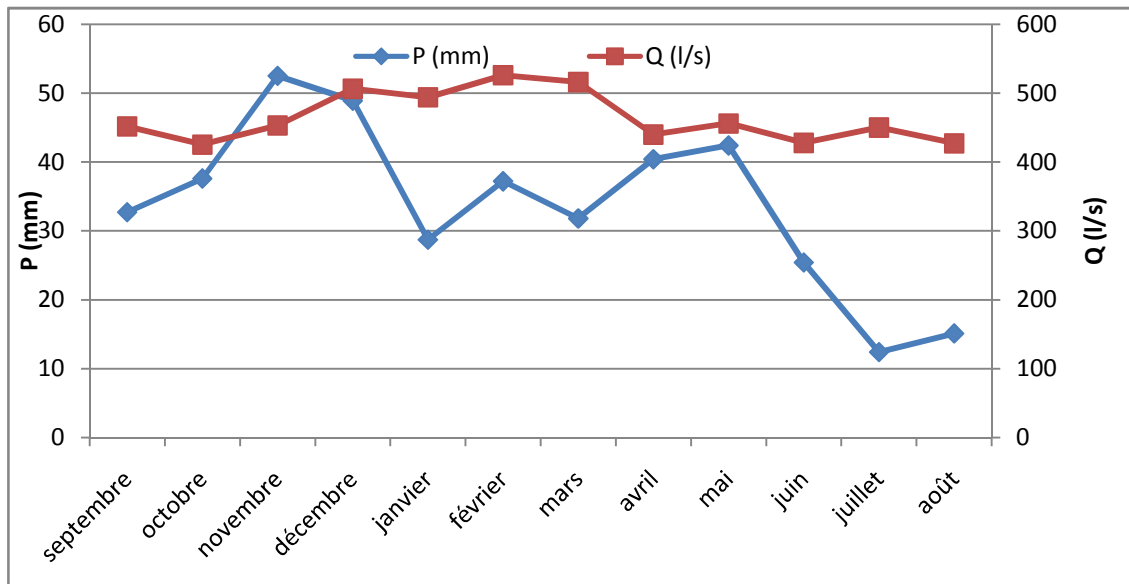


Fig. 29 : Corrélation entre les débits moyens mensuels et les précipitations à la station hydraulique d'Ait Aissa (1978-2009).

3 -2-2- Station de jaugeage d'Ait Khabbache

L'analyse de la variation mensuelle des débits pour la période comprise entre 1971 et 2009 montre que le minimum apparaît au mois d'Octobre (1691,4 l/s) et le maximum correspond au mois de Janvier (2237,7 l/s). On observe que l'Oued Guigou au niveau de cette station, est caractérisé par un régime d'écoulement mensuel relativement régulier.

La corrélation entre les débits mensuels et les précipitations (Fig. 30) montre une certaine irrégularité entre ces deux paramètres. Nous pensons que cette relation est due à l'influence de la nappe d'eau (source de Tit Zill), elle-même influencée surtout par le volume de neige stockée. Ce volume mesuré ne fait pas partie des mesures des précipitations. Egalement, le volume d'eau provenant de l'affluent Oued Dardoura, qui ramène les eaux de fonte des neiges de la zone de Aïn Nokra, et qui régularise l'écoulement au niveau de l'Oued Guigou à la station d'Ait Khabbache.

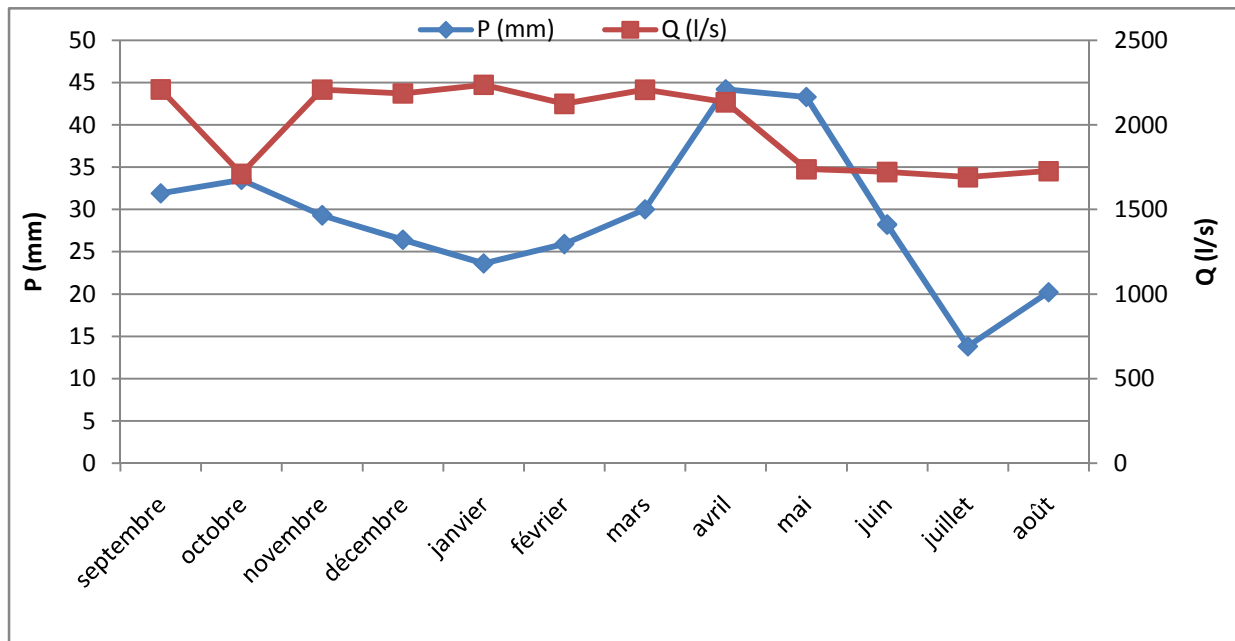


Fig. 30 : Corrélation entre les débits moyens mensuels et les précipitations à Ait Khabbache (1971-2009).

4 - Perte de charge de l'Oued Guigou

L'hydrologie de l'Oued Guigou qui prend naissance en amont de Timahdite, dans le Moyen Atlas plissé, est importante à étudier, car le long de son trajet dans le Causse de Guigou, cette rivière perd une grande partie de son débit.

Des jaugeages différentiels effectués le long de l'oued Guigou, dans la plaine de Timahdite et dans la plaine de Guigou; ont eu lieu au niveau de deux stations de mesure entre 1978 et septembre 2014.

La Fig. 31 montre l'importance des débits mesurés sur l'oued Guigou durant la période hydrologique située entre 1978 et Septembre 2014, au niveau des deux points de jaugeage (Fig. 26). La corrélation du débit de l'Oued Guigou dans ces deux stations de jaugeage montre qu'il existe un synchronisme de débit. En effet, le débit de l'Oued Guigou au niveau de la station d'Ait Khabbache est sensible à la variation des précipitations et des apports des affluents ; surtout oued Dardoura et Oued Lahmar. On peut relever les caractéristiques suivantes (Fig. 31):

- l'oued est pérenne à l'amont au niveau de la station d'Ait Aissa, et il est temporaire à l'aval au niveau de la station d'Ait Khabbache ;
- on peut avoir parfois un surplus de débit à l'aval, dû à l'apport des affluents de la rivière (Oued Dardoura et Oued Lahmar) en périodes des averses et précipitations;

- les pertes entre les deux stations de mesures sont dues aux dérivations des « seguias » d'irrigation et aux pertes d'infiltration dans les formations fluvio-lacutres et volcaniques caractérisées par une importante porosité.

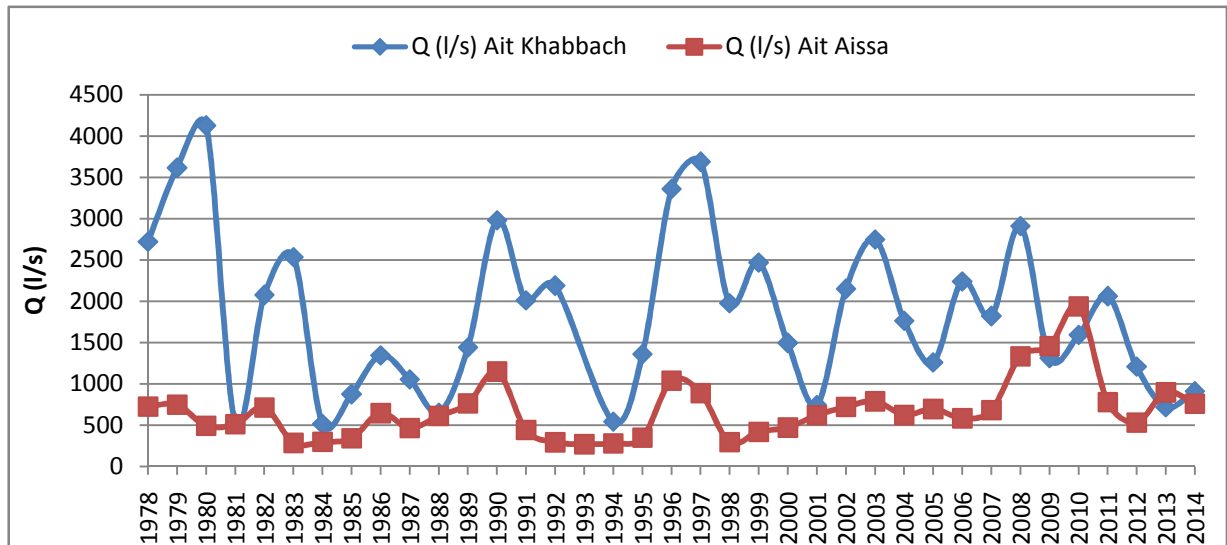


Fig. 31 : Perte en charge de Oued Guigou (stuation des stations de mesures : voir Fig. 19).

5 - Conclusion

L'Oued Guigou prend sa naissance dans le Moyen Atlas plissé, près du col Zad (Tizi n'tabourit). Le long de son parcours, il est alimenté par deux sources ayant un important débit. Ces sources apparaissent près des failles qui jalonnent Oued Guigou. La source d'Aberchane est drainée par l'Oued Guigou en amont dans la plaine de Timahdite, et la source de Tit Zill est drainée par Oued Guigou aval, en amont de la plaine d'Almis Guiou. Il est orienté en gros de SE-NW jusqu'à Timahdite, puis son orientation générale devient SW-NE parallèle aux branches de l'accident nord moyen atlasique. Pour les torrents, le sens d'écoulement général est parallèle aux failles subméridiennes d'âge quaternaire moyen-récent.

La corrélation entre les débits et les précipitations annuelles pour la période 1978-2009 pour la station d'Ait Aissa et la période 1971-2009 pour la station d'Ait Khabbach, montre qu'il existe un synchronisme entre ces deux paramètres (Fig. 27). En effet, le débit de l'Oued Guigou au niveau de la station d'Ait Aissa est sensible à la variation des précipitations en amont de cet Oued et, aux dérivations des « seguias » d'irrigation et aux pertes d'infiltration dans les formations fluvio-lacutres et volcaniques caractérisées par une importante porosité.

La corrélation entre les débits mensuels et les précipitations (Fig. 29) montre une certaine irrégularité entre ces deux paramètres. Nous pensons que cette relation est due à l'influence de la nappe d'eau (sources Aberchane et Tit Zill) sur l'écoulement et au volume de la neige qui

est mesuré en dehors de la pluviométrie, et qui alimente la rivière de façon continue en hivers et en printemps. Egalement, le volume d'eau provenant de l'affluent oued Dardoura, qui ramène les eaux de fonte des neiges de la zone de Aïn Nokra, et qui régularise l'écoulement au niveau de l'oued Guigou à la station d'Ait Khabbache.

La corrélation du débit de l'oued Guigou dans ces deux stations de jaugeage montre qu'il existe un synchronisme de débit. En effet, le débit de l'oued Guigou au niveau de la station d'Ait Khabbache est sensible à la variation des précipitations et des apports des affluents ; surtout oued Dardoura et oued Lahmar.

Chapitre 4 :

**Hydrogéologie de la nappe d'eau
superficielle située entre Timahdite et
Almis Guigou**

Chapitre 4 : Hydrogéologie de la nappe d'eau superficielle située entre Timahdite et Almis Guigou

1 - Introduction

La région d'étude située entre Timahdite et Almis Guigou, est caractérisée par une situation géologique particulière, favorisant le développement d'un réservoir d'eau souterraine. Les terrains concernés (aquifère) sont représentés par des lithologies variées appartenant à des formations géologiques fluvio-lacustres et volcaniques d'âge plio-quaternaire.

Les relevés piézométriques, que nous avons effectués pendant deux campagnes (l'une en basses eaux (Juin, Juillet et Août 2012) et l'autre en hautes eaux (Janvier 2013)), et la détermination des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère (transmissivité et perméabilité) ; nous ont permis de déterminer les caractéristiques de l'écoulement et le comportement de la nappe d'eau.

2 - Contexte hydrogéologique

Les relevés stratigraphiques que nous avons effectués sur le terrain, concernant les différentes formations géologiques composant la zone d'étude, et les mesures piézométriques que nous avons réalisées sur les puits et les sondages; nous ont permis de constater la présence d'une nappe d'eau superficielle libre de grande importance. Cette nappe logée dans les dépôts continentaux fluvio-lacustres et volcaniques d'âge plio-quaternaire, couvre la plus grande partie du graben ou fossé Timahdite - Almis Guigou (Fig. 32 et 33).

Alimentée par les infiltrations pluviales, nivales et par les circulations souterraines à partir des failles bordières de la zone effondrée Timahdite Almis-Guigou orientée N30. Ces failles à jeux de direction NNE-SSW à NE-SW, favorisent l'écoulement des eaux souterraines des zones bordières carbonatées liasiques, vers la zone effondrée centrale située entre Timahdite et Almis Guigou.

3 - Piézométrie

3 – 1 - Repérage et inventaire des points d'eau

Pour étudier la piézométrie de la nappe d'eau plio-quaternaire entre Timahdite et Almis Guigou, nous avons réalisé deux campagnes de mesures piézométriques durant la période de basses eaux (Juin, Juillet et Août 2012) et de hautes eaux (Janvier 2013). Ces campagnes d'inventaire et de repérage ont porté sur les puits captant la nappe dans la région d'étude (Fig. 34).

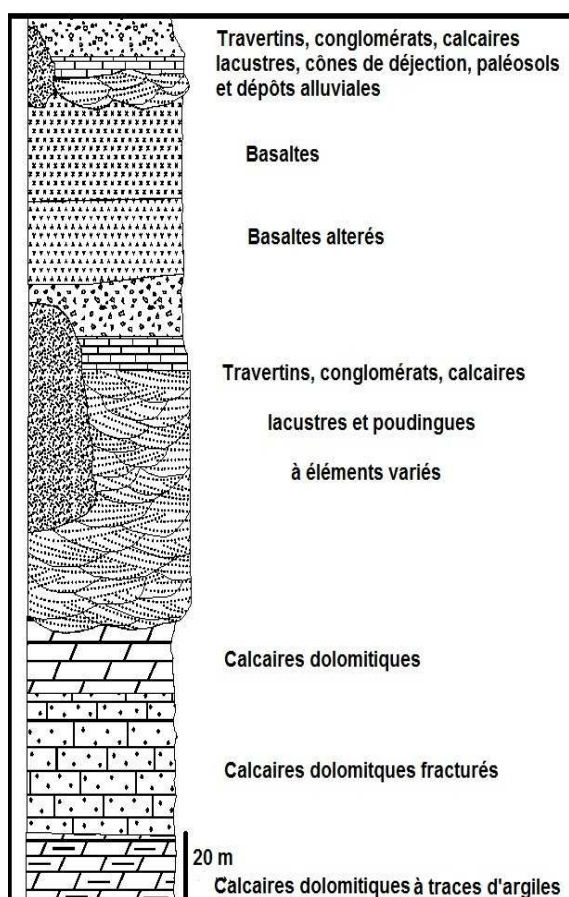


Fig. 32 : Log stratigraphique du réservoir plio-quaternaire de la région d'Almis Guigou (d'après nos travaux de terrain et les logs des forages de l'A.B.H.S).

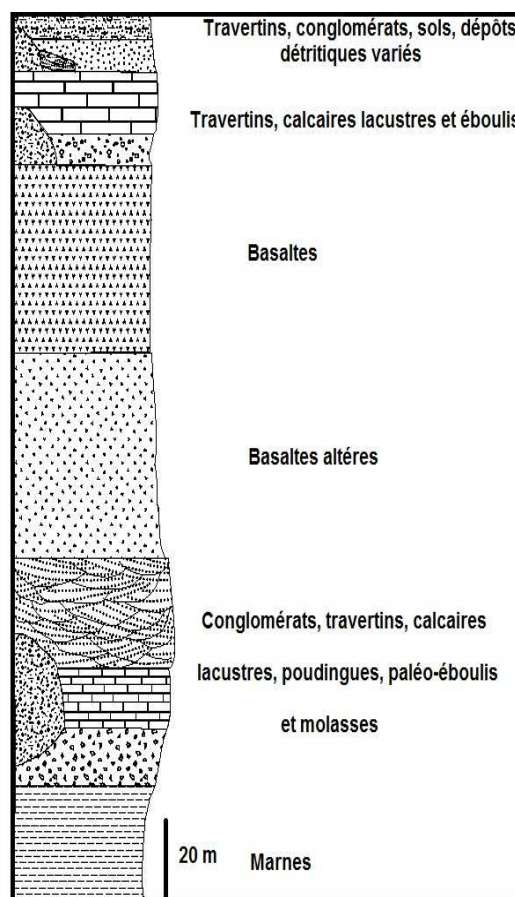


Fig. 33 : Log stratigraphique du réservoir plio-quaternaire de la région de Timahdite (d'après nos travaux de terrain et les logs des forages de l'A.B.H.S).

3 – 2 - Evolution de la piézométrie

Le suivi de l'évolution piézométrique de la nappe d'eau souterraine dans le temps et dans l'espace permet de reconnaître d'une part la direction générale de l'écoulement des eaux souterraines, et d'autre part d'identifier quelques paramètres hydrodynamiques tels que le gradient hydraulique et la vitesse d'écoulement. Ces derniers paramètres nous renseignent sur le temps de séjour des eaux dans le système hydrogéologique (aquifère) et par conséquent sur les échanges géochimiques entre les roches et l'eau. Comme les eaux souterraines représentent le moyen de transport des substances minérales et organiques, la détermination de leur déplacement renseigne sur leur minéralisation et l'origine de leur pollution. La cartographie de la piézométrie a été illustrée à la base des relevés piézométriques.

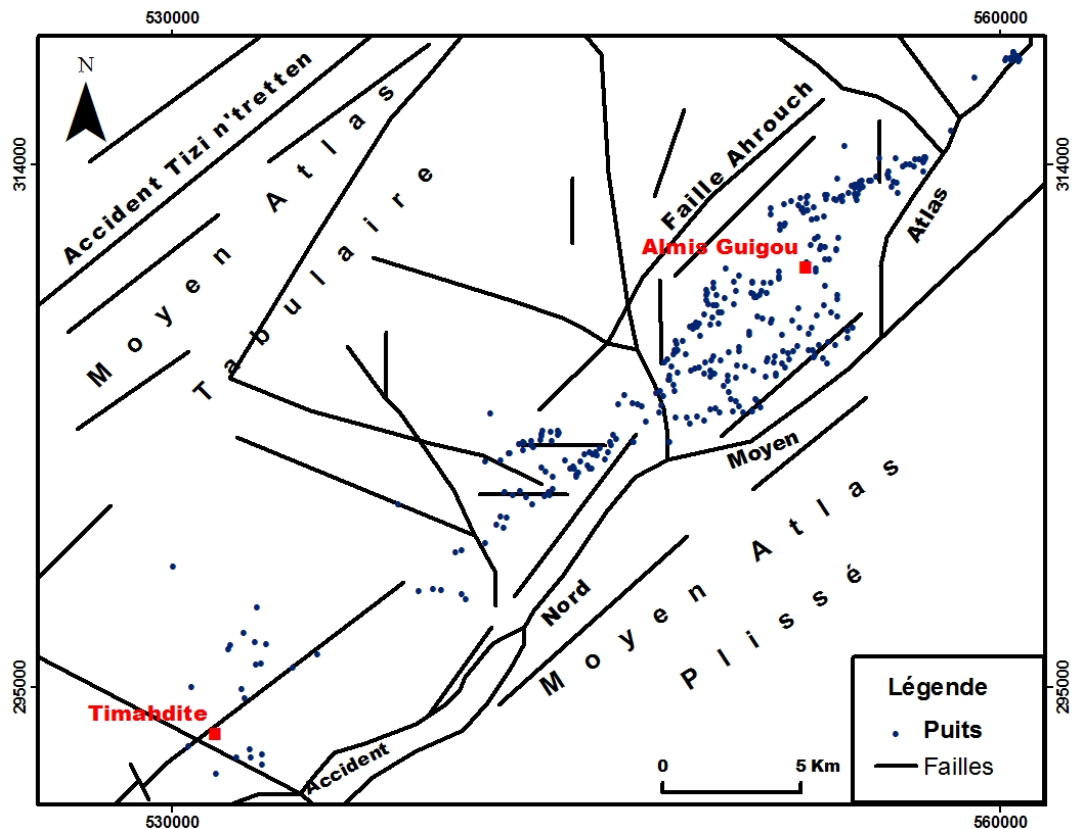


Fig. 34 : Carte de localisation des points d'eau dans la zone d'étude (basses eaux 2012 et hautes eaux 2013).

3 – 3 - La piézométrie de basses eaux (Juin, Juillet et Août 2012).

La carte piézométrique de basses eaux que nous avons réalisée (Fig. 35), nous a permis de mettre en évidence les résultats suivants :

- le gradient hydraulique augmente vers la région d'Almis Guigou ,
- l'écoulement général s'effectue du Sud Ouest vers Nord Est (région d'Almis Guigou);
- l'existence d'une alimentation à partir du Sud Ouest, du côté de la faille N120 de Timahdit, et d'une autre provenant du Sud-Est, à partir du bloc soulevé du Moyen Atlas plissé. En effet, la position perchée du Moyen Atlas plissé par rapport à la zone subsidente de Timahdite - Almis Guigou, et les rejets verticaux de l'aquifère liasique et de la semelle imperméable triasique au niveau des plans de failles ; provoquent des alimentations latérales et longitudinales à travers les failles bordières qui favorisent les écoulements des eaux souterraines.

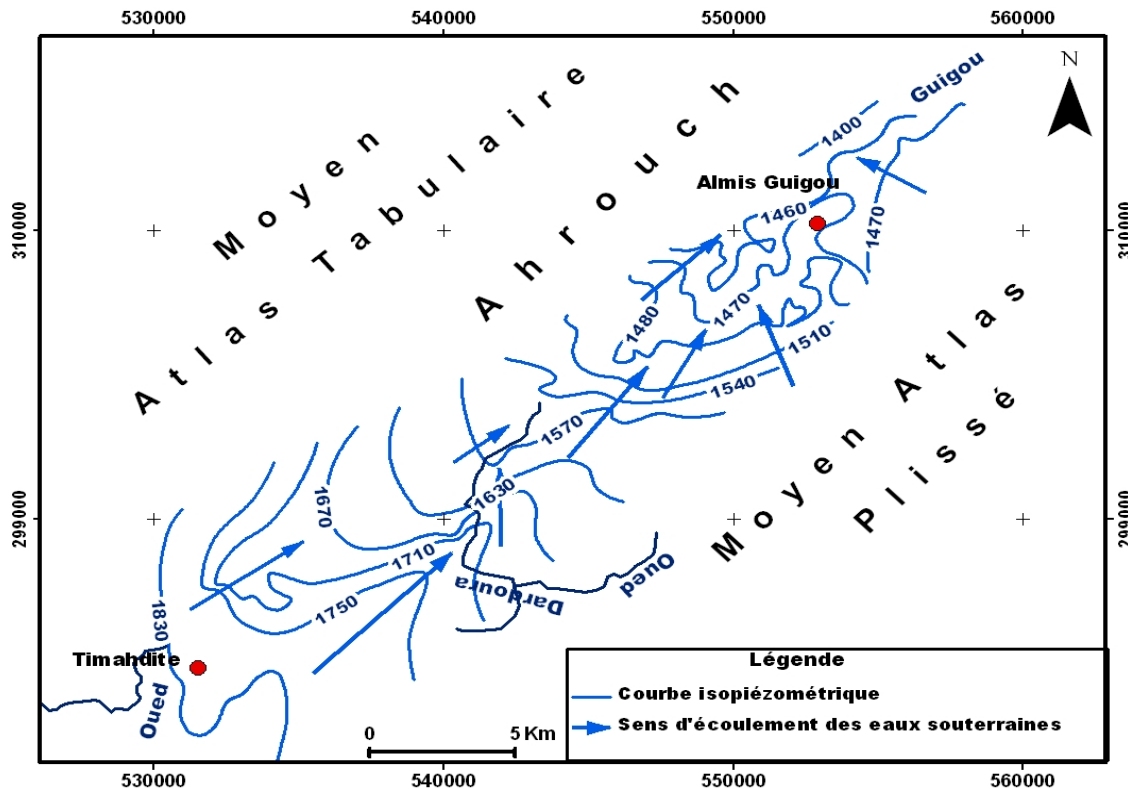


Fig. 35 : Carte piézométrique du plateau Timahdite-Almis Guigou en période de basses eaux (Juin, Juillet et Août 2012).

Par ailleurs, l'analyse de la carte piézométrique de basses eaux révèle des altitudes très variables des courbes isopiézométriques, avec un maximum situé dans la partie SW de la zone d'étude (zone d'alimentation) et un minimum dans la région d'Almis Guigou. Elle donne une vue globale sur le sens de l'écoulement des eaux souterraines, mais aussi des informations sur les caractéristiques géologiques du système aquifère. En effet, les eaux souterraines logées dans l'aquifère constitué par les formations fluvio-lacustres et volcaniques d'âge Plio-Quaternaire, montrent des courbes isopiézométriques qui convergent vers la région d'Almis Guigou. Ces courbes se rétrécissent de plus en plus vers cette région (Fig. 35). Elles caractérisent ainsi une perméabilité croissante dans le sens de l'écoulement. L'augmentation du gradient hydraulique vers le NE peut être expliquée par un basculement des blocs due à la tectonique plio-quaternaire qui affecte la région.

3 – 4 - La piézométrie des hautes eaux (Janvier 2013).

La carte piézométrique établie pour la période de hautes eaux, présente la même allure que celle de la période de basses eaux (Fig. 36). La comparaison des deux cartes piézométriques issues des mesures de hautes eaux et de basses eaux; fait apparaître une augmentation moyenne de la piézométrie de l'ordre de 9 m. Ceci est un indicateur de l'influence des

précipitations et des circulations latérales des eaux souterraines sur l'alimentation de la nappe d'eau.

L'établissement de ces cartes piézométriques nous a permis de voir clairement le sens de l'écoulement général des eaux souterraines. Celles-ci se dirigent en gros vers la dépression d'Almis Guigou située vers le NE de la région d'étude.

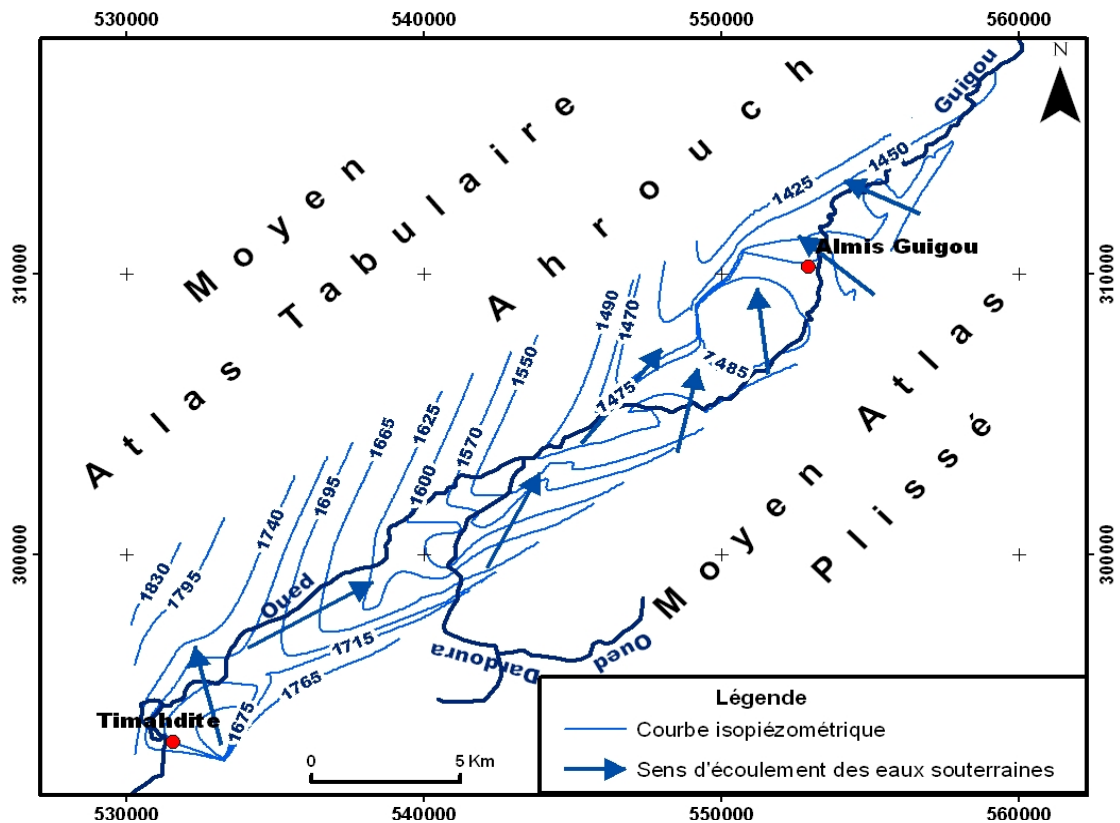


Fig. 36 : Carte piézométrique du plateau Timahdite-Almis Guigou en période de hautes eaux (Janvier 2013).

3 – 5 - Variations annuelles de la piézométrie (fluctuations piézométriques).

La figure 37 montre la variation du niveau d'eau dans la nappe d'eau souterraine au niveau des puits (P1, P2, ..., P16) (situation des puits : voir Fig. 43). Ceci nous amène à conclure que la variation de la surface piézométrique de la nappe d'eau dans la région est dépendante de la variation des précipitations et des alimentations latérales des eaux souterraines. Ainsi, on constate que le niveau d'eau est haut dans les ouvrages, près des zones d'alimentation et surtout à côté des failles. Le niveau d'eau remonte avec le retour des précipitations. Nous constatons que le sens d'écoulement des eaux souterraines est le même pendant les périodes de basses eaux et de hautes eaux.

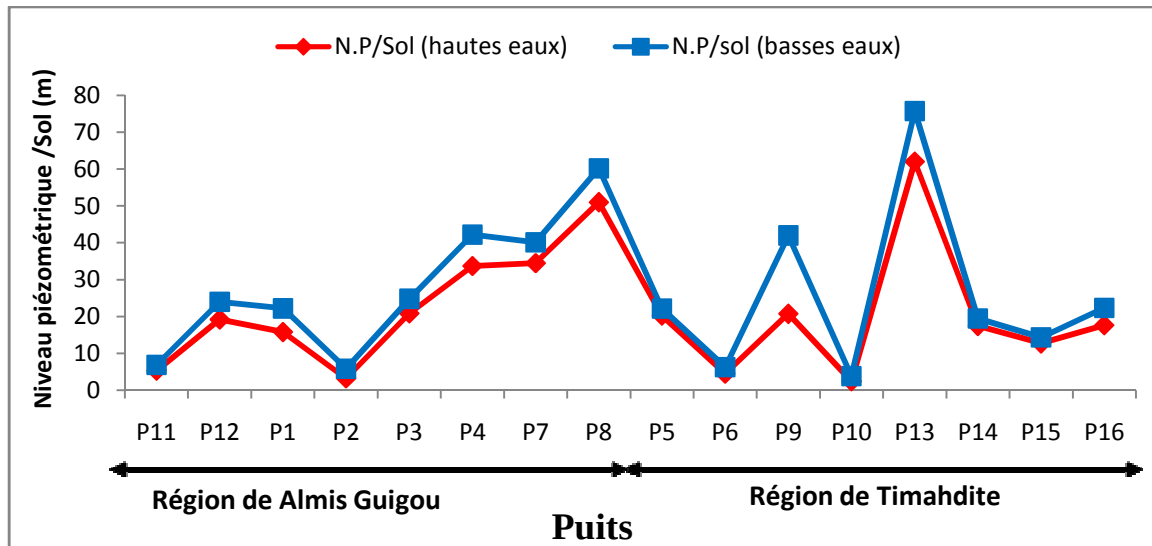


Fig. 37 : Fluctuations de la surface piézométrique au niveau de quelques puits de l'aquifère.

3 – 6 - Calcul du gradient hydraulique

Par comparaison entre le dispositif du laboratoire de Darcy et le terrain, le gradient hydraulique, i , est la différence de niveau piézométrique entre deux points de la surface piézométrique, par unité de longueur, mesuré le long du courant (sens d'écoulement). Il est assimilable à la pente de la surface piézométrique (Castany, 1998).

Dans la pratique, le gradient hydraulique i , est calculé sur le terrain à l'aide des niveaux piézométriques dans deux ouvrages d'observation, alignés sur une ligne de courant (sens d'écoulement des eaux souterraines) ; l'un en amont $H1$, et l'autre en aval $H2$, séparés d'une distance L (Castany, 1998). Mais la méthode recommandée est celle de l'utilisation des cartes piézométriques (Castany, 1998). En application dans le plateau de Timahdite –Almis Guigou, le gradient hydraulique, i , est :

$$i = \frac{H1 - H2}{L} \quad (\text{Castany, 1998})$$

région de Timahdite

Juin, Juillet et Aout 2012

$$i = \frac{(1670 \text{ m} - 1570 \text{ m})}{7917 \text{ m}}$$

$$= 0.012$$

région d'Almis Guigou

Juin, Juillet et Aout 2012

$$i = \frac{(1540 \text{ m} - 1470 \text{ m})}{3750 \text{ m}}$$

$$= 0.0187$$

Janvier 2013

$$i = \frac{(1665 \text{ m} - 1570 \text{ m})}{6458 \text{ m}}$$

$$= 0.0147$$

Janvier 2013

$$i = \frac{(1470 \text{ m} - 1425 \text{ m})}{1250 \text{ m}}$$

$$= 0.0360$$

Ces valeurs du gradient hydraulique pour les périodes extrêmes, nous montrent qu'elles sont différentes dans le temps. Ainsi, le régime des eaux souterraines dans la nappe est variable. C'est ce qui nous permet de penser à une alimentation variable de la nappe, et à des circulations variées des eaux souterraines dans le plateau de Timahdite-Almis Guigou.

4 - Etude des paramètres hydrodynamiques

4 – 1 - Détermination des paramètres hydrodynamiques de la nappe

Dans le but de déterminer la transmissivité et la perméabilité de la nappe d'eau souterraine étudiée, nous avons utilisé les résultats des essais de débits de 4 puits. Leur interprétation graphique est basée sur l'expression de l'approximation logarithmique de C.E.Jacob (1950).

$$s = \frac{0.183 * Q}{T} \log \frac{2.25 T * t}{R^2 * S}$$

où :

s : rabattements en (m) ;

T : transmissivité en (m²/s) ;

Q : débit de pompage en (m³/s) ;

S : coefficient d'emmagasinement ;

t : temps écoulé depuis le début du pompage en (secondes) ;

R : distance entre le piézomètre et le forage en (m).

a- La transmissivité

La production d'un captage dans un aquifère est fonction de son coefficient de perméabilité K et de son épaisseur b. c'est pourquoi un paramètre récent, la transmissivité, notée T, a été créée. Il régit le débit d'eau qui s'écoule par unité de largeur L d'un aquifère, sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique i (Castany, 1982).

Ici dans la région, elle est obtenue par la résolution graphique de l'expression de Jacob (1950) en rapportant sur un papier semi-logarithmique, les rabattements exprimés en mètre en ordonnées arithmétiques et le temps de pompage exprimé en secondes en abscisses logarithmiques.

La transmissivité est déterminée à partir de la pente de la droite obtenue $d = f(\log t)$, pour un cycle logarithmique, par la formule de C.E. Jacob (1950) :

$$T = \frac{0.183 \cdot Q}{C}$$

Où

T : transmissivité en (m²/s) ;

Q : débit de pompage (m³/s) ;

C : pente de la droite.

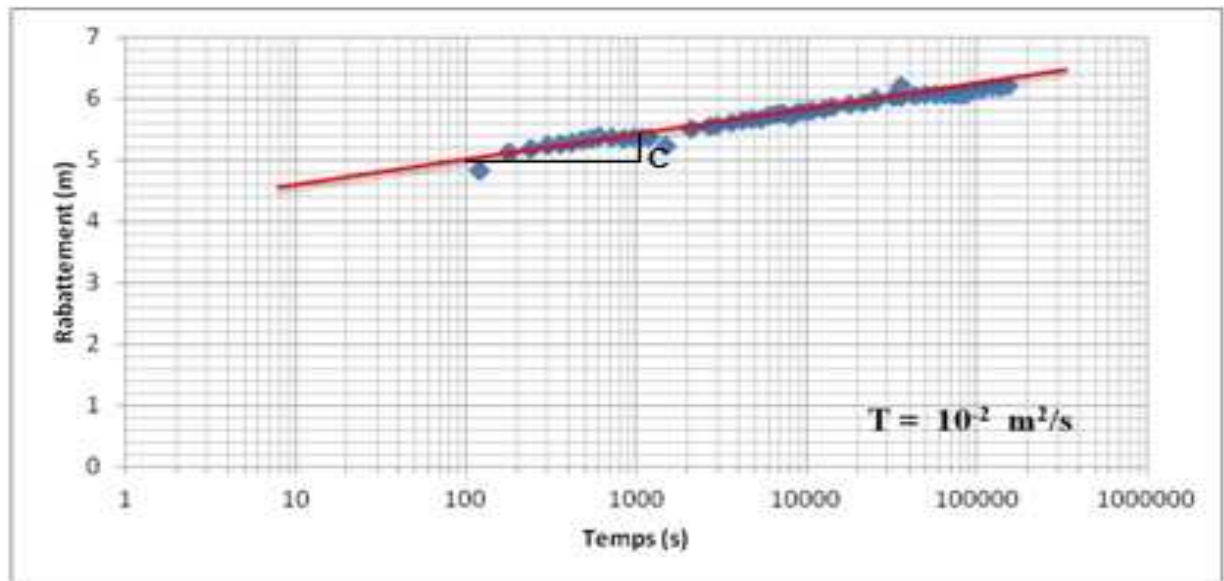


Fig. 38 : Courbe de remontée du puits ONEP (Almis Guigou).

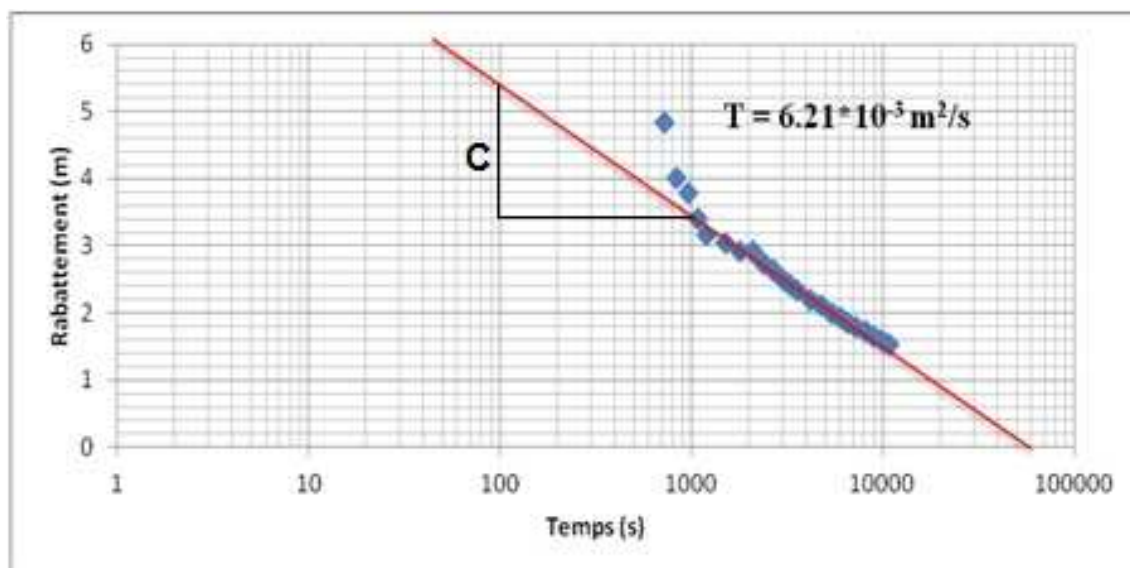


Fig. 39 : Courbe de remontée du puits 1789/22 (Timahdite).

Dans la zone d'étude, on a enregistré les valeurs de l'ordre de $6,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ dans la région de Timahdite, de l'ordre de $3,73 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ dans la région d'Ait Ghanem et de l'ordre de $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ dans la région d'Almis Guigou. Ce qui justifie la présence du plus grand nombre de puits dans la région d'Almis Guigou.

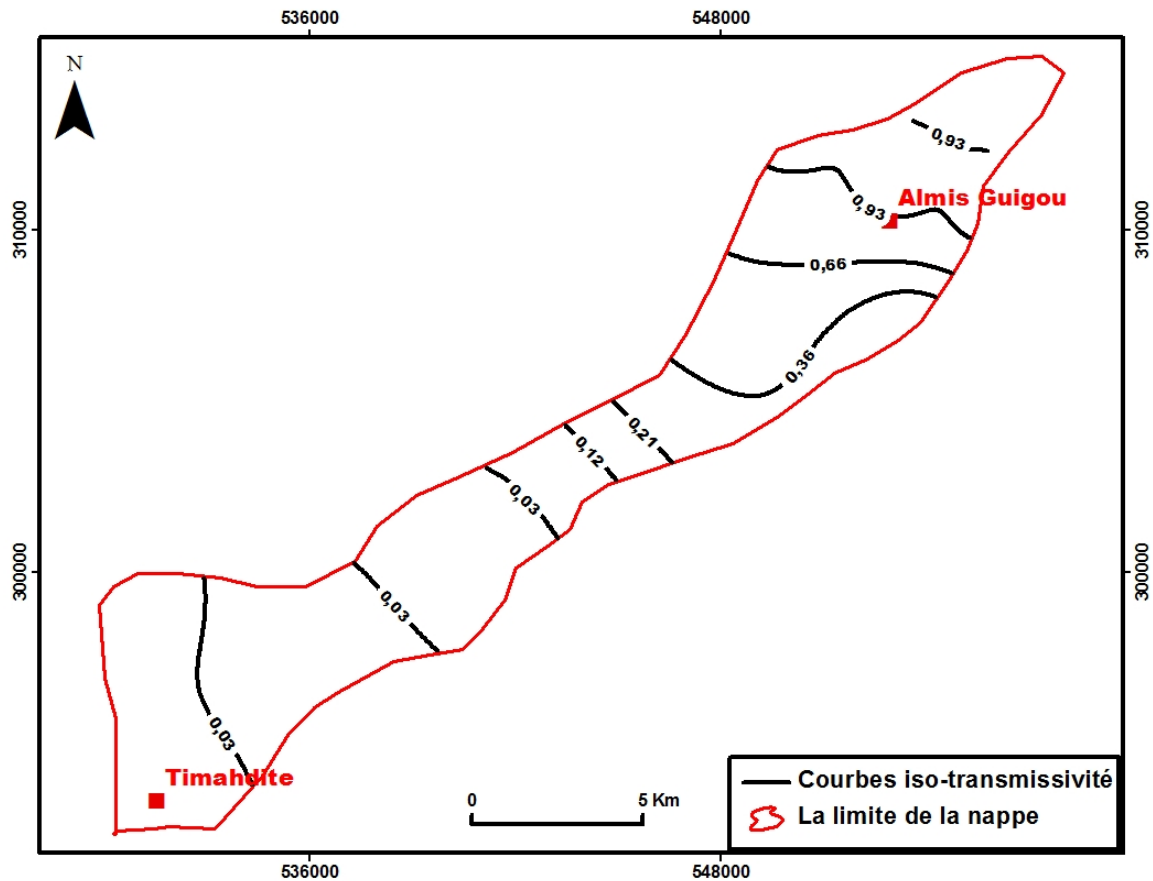


Fig. 40 : Carte de répartition de la transmissivité de la nappe d'eau souterraine entre Timahdite et Almis Guigou en $(10^{-2}) \text{ m}^2/\text{s}$.

b - La perméabilité

La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique. Elle exprime la résistance du milieu à l'écoulement de l'eau qui le traverse (Castany, 1982).

La perméabilité est déterminée par la formule suivante (Castany, 1982) :

$$T = K * b$$

$$K = \frac{T}{b}$$

Où

K : perméabilité (m/s).

T : transmissivité (m^2/s).

b : épaisseur de l'aquifère (m).

L'examen de la carte de perméabilité montre que les valeurs de celle ci augmentent vers la région d'Almis Guigou, dans le sens de l'écoulement des eaux souterraines. Ce qui est en accord l'augmentation des valeurs du gradient hydraulique.

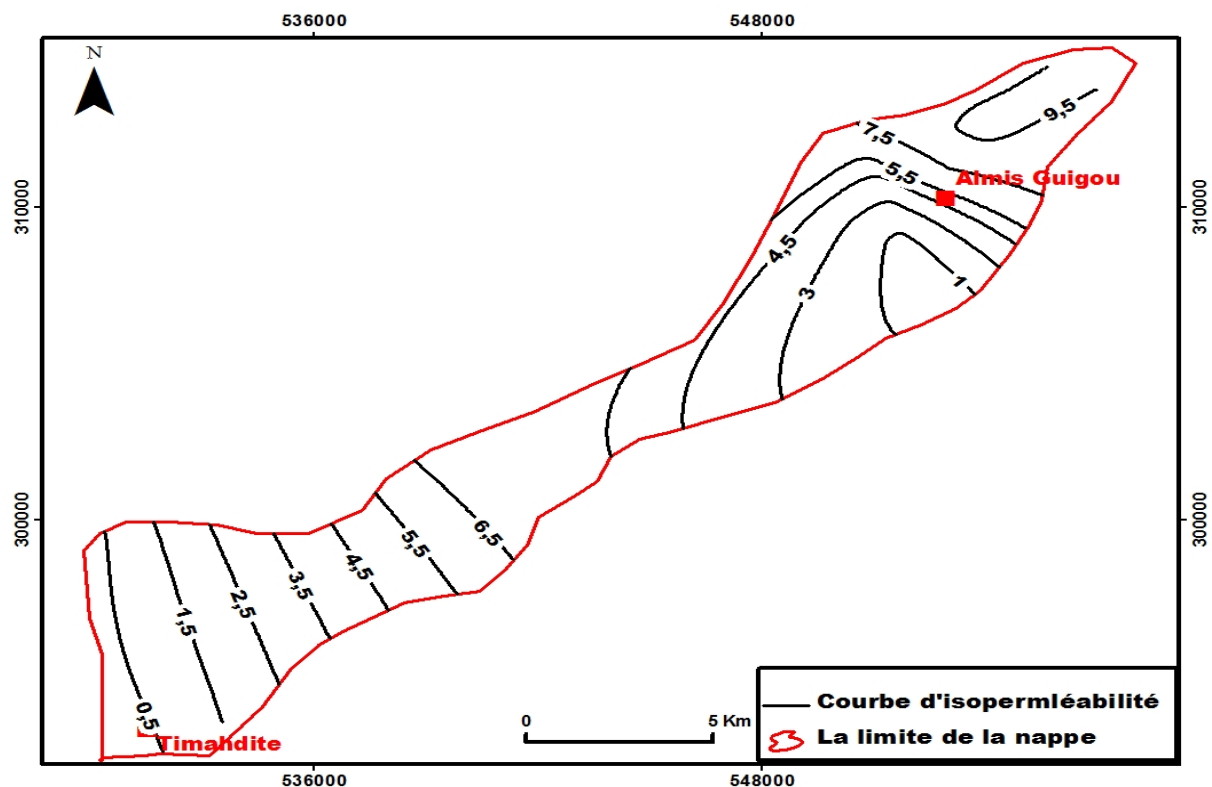


Fig. 41 : Carte de répartition de la perméabilité de la nappe d'eau souterraine entre Timahdite- Almis Guigou en (10^{-5}) m/s.

Tab. 11 : Valeurs du coefficient de perméabilité selon Castany,1982.

K en m/s	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹
granulométrie homogène	Gravier pur				Sable pur		Sable très fin			Silt		Argile	
granulométrie variée	Gravier gros et moyen		Gravier et sable			Sable et argile-Limons							
degré de perméabilité	Très bonne - bonne				mauvaise						nulle		
type de formation	perméable				Semi-perméable						imperméable		

c - Coefficient d'emmagasinement

Le Coefficient d'emmagasinement est déterminé par la formule de C.E. Jacob (1950) :

$$S = \frac{2.25Tt_0}{x^2}$$

Les coefficients d'emmagasinement calculés par l'A.B.H.S pour deux forages, montrent une importante variable dans la région d'étude. La valeur de coefficient d'emmagasinement est $1,93 \cdot 10^{-11}$ dans la région de Timahdite, et de l'ordre de $7,13 \cdot 10^{-8}$ dans la région d'Almis Guigou.

5- Les sources

La représentation des résultats des analyses obtenues de deux sources (Aberchane et Tit Zill) sur le diagramme Schöeller-Berkaloff (Fig. 42), permet de comparer la composition chimique des eaux souterraines. Sur ce diagramme, les deux courbes ont la même allure et montrent deux pics bien accusés : le première correspond au calcium et le second, beaucoup plus exprimé, aux bicarbonates. Il permet de mettre en évidence un seul type de faciès chimique bicarbonaté calcique.

D'après ces résultats, on constate que les eaux de deux sources, issues des infiltrations à partir des roches carbonatées ont un faciès bicarbonaté calcique dont la provenance est sans doute les calcaires du Lias moyen du Moyen Atlas plissé.

5 – 1 - Source d'Aberchane

La source d'Aberchane ou Aghbalou Aberchane est une grande résurgence, située au Sud de Timahdite sur la rive droite de l'Oued Guigou à Foug Khnag. Ses eaux jaillissent à la base de formation basaltique; son débit moyen annuel est d'environ $0.6 \text{ m}^3/\text{s}$ (ABHS). Elle constitue ainsi la source principale de drainage de l'Oued Guigou en amont.

La classification des éléments chimiques des eaux de la source selon le diagramme de Schöeller-Berkaloff (Fig. 42), montre la dominance de certains éléments majeurs $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$. Elle permet de mettre en évidence des eaux bicarbonatées calciques.

5 – 2 - Source de Tit Zill

La source de Tit Zill est une grande résurgence, située au Sud d'Almis Guigou sur la rive gauche de l'Oued Guigou. Ses eaux jaillissent à la base de formation basaltique. Le débit total des eaux se déversant dans l'Oued Guigou, est de $400\text{-}700 \text{ l/s}$ ($0,4 \text{ à } 0,7 \text{ m}^3/\text{s}$) (ABHS).

Elle constitue ainsi la source principale de drainage de l'Oued Guigou en aval de la région d'étude.

L'interprétation des données des analyses obtenues sur l'eau de la source montre que l'ordre d'abondance des ions majeurs est le suivant : $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$.

Selon la classification de Schöeller-Berkaloff (Fig. 42), le diagramme montre que l'ordre d'abondance des ions majeurs est le suivant : $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$. Elle permet de distinguer des eaux de nature bicarbonatée calcique.

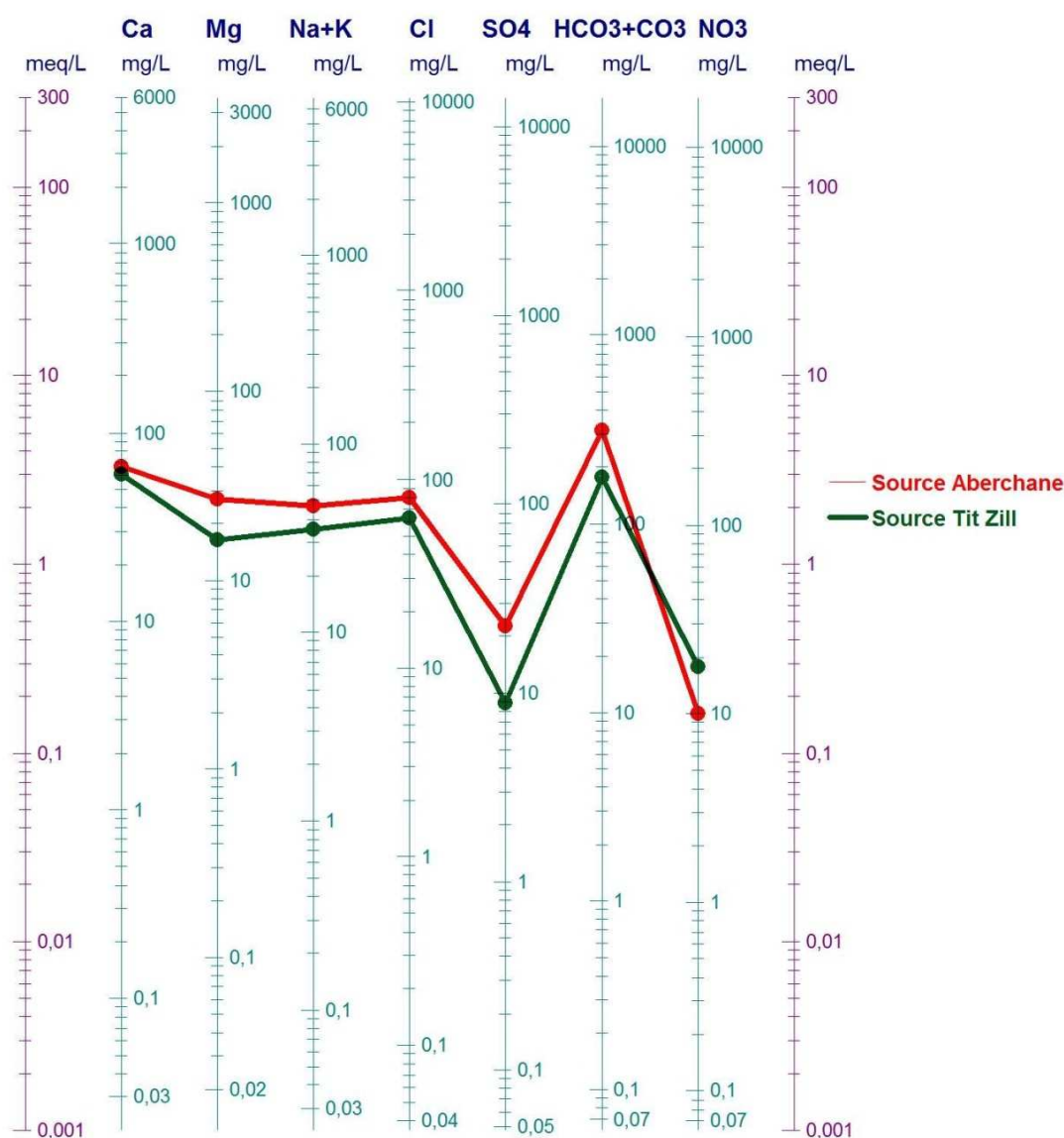


Fig. 42 : Diagramme de Schöeller-Berkaloff des eaux des sources Aberchane et Tit Zill (Janvier 2013).

6 - Conclusion

L'aquifère plio-quadernaire de la zone subsidente située entre Timahdit et Almis Guigou, est constitué par des formations fluvio-lacustres et volcaniques. Ces formations renferment une nappe d'eau importante.

Au terme de ce chapitre nous pouvons conclure que :

- l'écoulement souterrain des eaux se fait, en général, selon une direction Sud-Ouest - Nord-Est, avec un axe de drainage qui coïncide sensiblement avec les failles de directions N30. Le déplacement généralisé des écoulements souterrains vers Almis Guigou, affirme le caractère de zone d'effondrement et de basculement tectonique de la zone d'étude ;
- l'évolution de la piézométrie dépend des conditions climatiques, qui influencent le rabattement de la nappe par la recharge durant la période de hautes eaux ;
- le niveau piézométrique présente une évolution régulière, caractérisée par une baisse durant la période de basses eaux sous l'effet de l'irrigation, et une remontée pendant la période de hautes eaux, suite à la recharge de la nappe ;
- les valeurs les plus importantes de la perméabilité et de la transmissivité se localisent dans la région d'Almis Guigou. Cette répartition est confirmée par le gradient hydraulique ;
- la classification des éléments chimiques des eaux des sources (Aberchane et Tit Zill) selon le diagramme de Schöeller-Berkaloff (Fig. 42), montre la dominance de certains éléments majeurs $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$. Elle permet de mettre en évidence des eaux bicarbonatées calciques.

Chapitre 5:
Etude hydrogéochimique des eaux
souterraines

Chapitre 5: Etude hydrogéochimique des eaux souterraines

1 - Introduction

Le chimisme des eaux souterraines dépend principalement de la composition lithologique des couches traversées, du temps de séjour des eaux et des agents de pollution. Cette interaction influe sur la teneur des éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- et NO_3^-). Les concentrations de ces éléments naturels sont conditionnées par divers facteurs tels que les paramètres climatiques, l'activité anthropique, les échanges entre aquifères et les eaux de surface, les apports météoriques, la nature des minéraux du réservoir, les processus d'échange entre les eaux et le milieu aquifère, la vitesse de percolation de l'eau dans le sous-sol, le temps de séjour, l'acquisition des éléments chimiques par la dissolution ou l'altération et les apports de surface (lixiviat de la décharge publique, lessivage du sol, fosses septiques...).

Les activités anthropiques ont une influence non négligeable sur la qualité physicochimique des eaux souterraines. On observe principalement deux types d'influence :

- en agriculture : apports de K^+ , Ca^{2+} , NO_3^- , SO_4^{2-} et PO_4^{3-} ,
- les rejets des eaux usées : apports de Na^+ , K^+ , NO_3^- et Cl^- .

2 - Méthodologie employée

2 – 1 - Echantillonnage des eaux

Les données des analyses utilisées dans ce travail proviennent d'une campagne d'échantillonnage des eaux pendant la période de hautes eaux (janvier 2013). Les données précitées concernent dix huit (18) points d'échantillonnages (16 puits et 2 sources) captant la nappe phréatique plio-quadernaire. Les différents sites d'échantillonnage sont représentés sur la Fig. 43. Ces points d'eaux ont été choisis de telle sorte qu'ils soient répartis le long de la zone d'étude. Ils concernent les puits et sources captant la nappe d'eau située dans les couches fluvio-lacustres et volcaniques. Ces puits et sources sont destinés à l'irrigation, à l'alimentation des populations et à l'usage domestique. Certaines mesures ont été effectuées sur place afin de pouvoir déterminer quantitativement les paramètres qui évoluent après échantillonnage ; tels que la température (T (°C)), le potentiel hydrogène (pH), la conductivité électrique (Cond ($\mu\text{S}/\text{cm}$)), et l'oxygène dissous (O_2d). Nous avons effectué ces mesures à l'aide d'un appareil multi-paramètre portatif HANNA HI 9828.

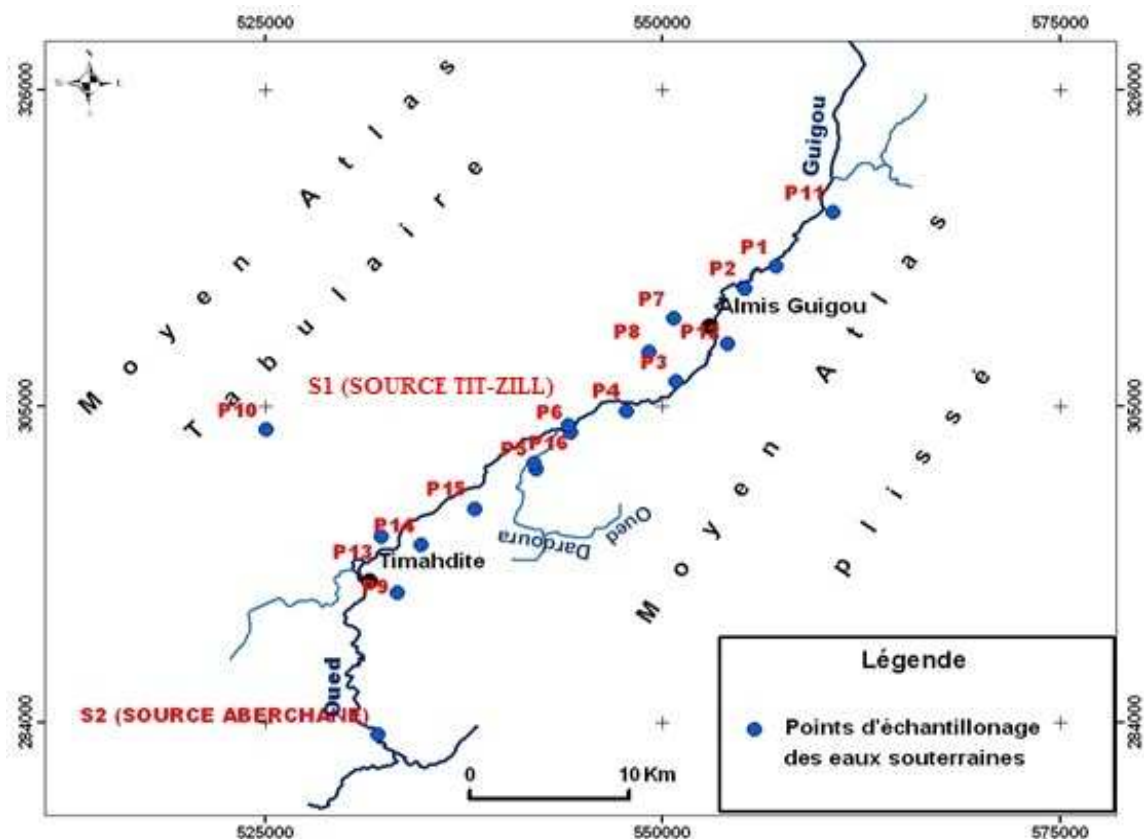


Fig. 43 : représentation des points d'échantillonnages d'eau dans la zone d'étude.

2 – 2 - Paramètres physico-chimiques

2 – 2- 1 - Mesures in situ

Quatre paramètres physico-chimiques ont été mesurés in situ, immédiatement après le prélèvement de l'échantillon d'eau :

- température $T(^{\circ}\text{C})$: la température de l'eau est un facteur important dans l'environnement aquatique du fait qu'elle régit la presque totalité des réactions physiques, chimiques et biologiques (Chapman et al., 1996);
- potentiel hydrogène (PH) : potentiel hydrogène de l'eau mesure la concentration des protons H^+ contenus dans l'eau. Il résume la stabilité de l'équilibre établi entre les différentes formes de l'acide carbonique et il est lié au système tampon développé par les carbonates et les bicarbonates (Ezzaouaq, 1991; El Blidi et Fekhaoui, 2003; Himmi et al., 2003). Le pH dépend de l'origine des eaux, de la nature géologique du substrat et du bassin versant traversé (Dussart, 1966; Bermond et Vuichard, 1973);
- conductivité électrique : la conductivité électrique désigne la capacité de l'eau à conduire un courant électrique et elle est déterminée par la teneur en substances dissoutes, la charge ionique, la capacité d'ionisation, la mobilité et la température de

l'eau. Par conséquent, elle renseigne sur le degré de minéralisation d'une eau (Derwich et al., 2010);

- oxygène dissous (O_2d) : l'oxygène dissous mesure la concentration du dioxygène dissous dans l'eau (Rodier, 1996).

2 – 2 – 2 - Analyses aux laboratoires

On a procédé à une analyse complète de tous les éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^-). Les polluants résultants des activités agricoles ont été l'objet d'un suivi particulier (NO_3^- , NO_2^- et PO_4^{3-}).

Les méthodes analytiques que nous avons adoptées sont :

- méthode colorimétrique pour les éléments Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , NO_2^- et PO_4^{3-} ;
- méthode de spectrophotométrie d'absorption atomique pour Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ ;
- la DBO_5 (la demande biochimique en oxygène (voir chapitre pollution des eaux souterraines)) par la méthode de dilution.

3 - Analyse multivariable des données

L'analyse statistique multivariable consiste à étudier un ensemble d'échantillons d'eau. Elle permet de synthétiser et de visualiser rapidement une grande quantité d'informations. Cette méthode repose sur un examen des interdépendances entre toutes les variables.

3 – 1 - Classification Ascendante Hiérarchique (CAH)

3 – 1 – a- Classification Ascendante Hiérarchique des variables

La classification ascendante hiérarchisée (CAH) des données physico-chimiques a été réalisée à partir de 13 paramètres qui sont :

paramètres physiques : Conductivité électrique ($\mu S/cm$), T ($^{\circ}C$), PH et O_2d (mg/l).

paramètres chimiques : Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- et NO_2^- . La teneur est en mg/l.

Le dendrogramme de la classification ascendante hiérarchisée des variables montre trois grands groupes (Fig.44 (a)).

Le premier groupe (G1) comporte les facteurs suivants : la conductivité, Cl^- , Na^+ et T° . La conductivité possède une forte corrélation avec Cl^- ($r = 0.81$) et avec T° ($r = 0.64$) et à moyenne corrélation avec Na^+ ($r = 0.48$). Le Cl^- a une forte corrélation avec Na^+ ($r = 0.78$). Le Cl^- et Na^+ participent de manière importante à la minéralisation des eaux souterraines dans la zone d'étude.

Le deuxième groupe (G2) est formé par Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Mg^{2+} et HCO_3^- ; ces variables possèdent une corrélation moyenne. Ca^{2+} est corrélé avec SO_4^{2-} ($r = 0.5$) et Mg^{2+} corrélé avec HCO_3^-

($r=0.59$). La teneur de ces éléments participe aussi à la minéralisation totale des eaux souterraines et provient de la dissolution des formations carbontées.

Le troisième groupe est formé par pH, NO_3^- , O_2d , K^+ et NO_2^- . Ce dernier groupe peut être considéré comme une source de pollution azotée par les activités agricoles et/ou les eaux usées.

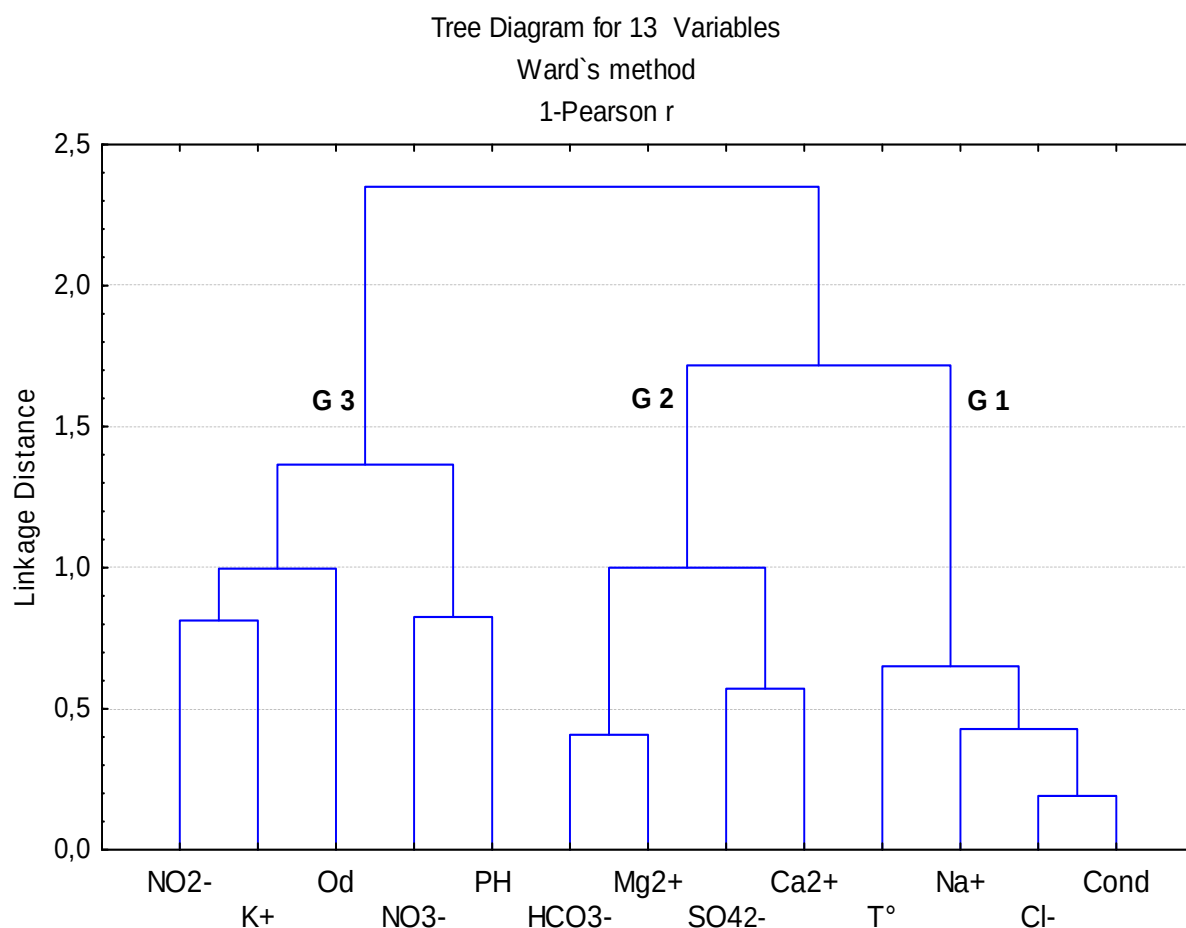


Fig. 44 (a) : Arbre de classification hiérarchique des variables des eaux souterraines (Janvier 2013).

3 – 1 – b- Classification Ascendante Hiérarchique des observations

L'analyse du dendrogramme de la classification ascendante hiérarchisée des observations permet de distinguer trois familles de points d'eaux dans cette classification (Fig.44 (b)) : F1, F2 et F3. La famille F1 est formée par les points P10, S2, S1, P13 et P9. Cette famille englobe les points d'eaux qui ont la conductivité électrique faible ne dépasse pas 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (faible minéralisation). La famille F2 est formée par les observations P8, P15, P14, P7, P4, P3 et P2. Cette famille rassemble les points d'eaux qui ont la conductivité électrique moyenne et varie entre 716 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 1085 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La famille F3 est formée par le reste des observations

possédant une grande méniralisation et la conductivité électrique varie entre 1166 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 1770 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

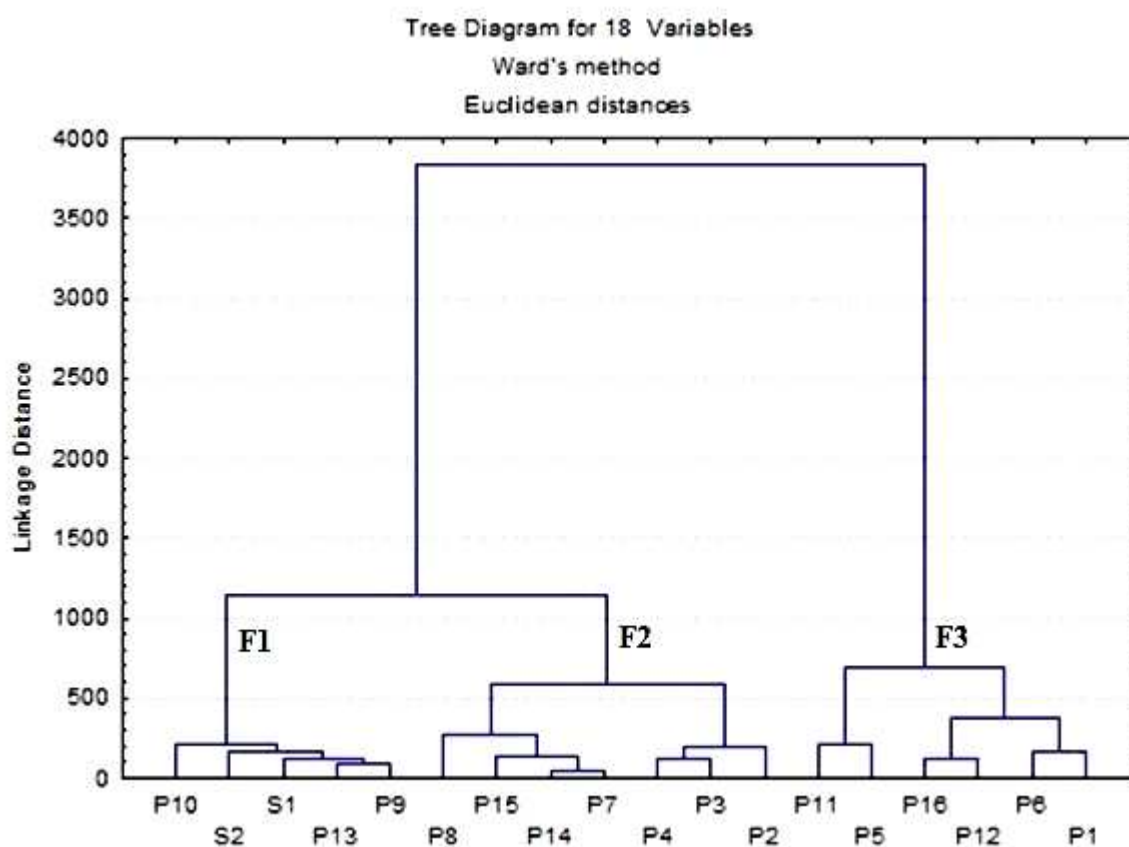


Fig. 45 (b) : Arbre de classification hiérarchique des observations des eaux souterraines (Janvier 2013).

3 – 2 - Analyse statistique des données physico-chimiques

L'étude statistique des données physico-chimiques de 13 variables et 18 individus (puits et sources) a été réalisée par l'analyse en composantes principales (ACP). La matrice de corrélation (Tab. 12) des différents paramètres étudiés a permis de mettre en évidence une relation étroite entre Na^+ , SO_4^{2-} , Cl^- et la conductivité électrique. Cette relation se traduit par les coefficients de corrélation. Les liens significatifs peuvent être probablement attribués à des origines communes de ces éléments.

Tab. 12 : Matrice de corrélation des différents paramètres physico-chimiques.

	Cond	pH	T°	O ₂ d	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻
Cond	1												
pH	-0,83	1											
T°	0,6	-0,58	1										
O ₂ d	0,01	-0,12	0,08	1									
Ca ²⁺	0,45	-0,14	-0,01	-0,41	1								
Mg ²⁺	0,46	-0,32	0,36	0,21	0,06	1							
Na ⁺	0,48	-0,28	0,28	0,21	0,3	-0,03	1						
K ⁺	-0,04	-0,05	-0,04	0,13	-0,3	-0,11	-0,03	1					
HCO ₃ ⁻	0,01	-0,04	-0,09	0,02	0,16	0,59	-0,4	-0,02	1				
Cl ⁻	0,83	-0,68	0,5	0,19	0,34	0,24	0,78	0,04	-0,3	1			
SO ₄ ²⁻	0,66	-0,43	0,31	-0,14	0,5	0,46	0,27	0,26	0,35	0,47	1		
NO ₃ ⁻	-0,03	0,17	-0,34	0,01	0,08	-0,08	0,18	-0,16	-0,05	-0,1	-0,03	1	
NO ₂ ⁻	0,12	0,01	0,19	-0,04	0,01	-0,35	0,37	0,19	-0,43	0,32	-0,09	-0,15	1

3 – 3 - Analyse en composantes principales (A.C.P)

Une étude statistique par l'analyse en composantes principales (A.C.P) a été effectuée sur un Tableau de 13 variables (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, NO₃⁻, NO₂⁻, Conductivité électrique (Cond), pH, O₂d et T) et de 18 individus (puits et sources).

3 – 3 - 1 -Analyse des plans factoriels

Le résultat fondamental correspond au Tab.13 de corrélations entre les variables et les facteurs. Il s'agit des coefficients de corrélation linéaire entre les variables initiales et les facteurs.

La projection des variables sur le plan factoriel (1x2) montre que 49.98% de la variance totale sont exprimés (Fig. 45).

L'axe de facteur 1 représente 31,86 % de la variance totale et il regroupe T°, Conductivité électrique, Cl⁻, SO₄²⁻ et Na⁺ dans le pôle positif, et le pH dans le pôle négatif (Tab. 2, Fig. 3). Donc l'axe de facteur 1 peut être considéré comme un axe caractérisant la minéralisation des eaux souterraines dans la zone d'étude.

L'axe de facteur 2 représente 18,12% de la variance totale et il regroupe Mg²⁺, HCO₃⁻ dans le pôle positif et NO₂⁻ dans le pôle négatif (Tab. 13, Fig. 45). On remarque que Mg²⁺ et HCO₃⁻ sont bien corrélés entre eux, ce qui montre que l'origine de ces éléments provient de la dissolution des formations carbonatées liasiques.

L'axe de facteur 3 représente 13,26% de la variance totale et il regroupe Ca^{2+} et NO_3^- dans le pôle positif et O_2d et K^+ dans le pôle négatif (Tab. 13, Fig. 46). Cet axe de facteur 3 explique les indices de pollution par les activités agricoles et domestiques.

Tab. 13 : Corrélation entre les variables et les facteurs.

	Facteur 1	Facteur 2	Facteur 3	Facteur 4
Cond	0,954180	0,068479	0,083404	-0,026272
PH	-0,799859	-0,074346	0,209210	-0,005237
T°	0,674862	-0,051820	-0,351323	0,137157
O ₂ d	0,090344	-0,087353	-0,625740	-0,622895
Ca ²⁺	0,431808	0,167224	0,773108	0,164585
Mg ²⁺	0,459906	0,690631	-0,244673	-0,211718
Na ⁺	0,615793	-0,521518	0,210876	-0,336992
K ⁺	0,023278	-0,127097	-0,451968	0,380394
HCO ₃ ⁻	-0,006562	0,880890	-0,054696	0,045263
Cl ⁻	0,902909	-0,318988	0,000877	-0,103306
SO ₄ ²⁻	0,695529	0,385844	0,163945	0,223404
NO ₃ ⁻	-0,148124	-0,012141	0,469883	-0,637982
NO ₂ ⁻	0,172728	-0,718118	-0,028009	0,308262

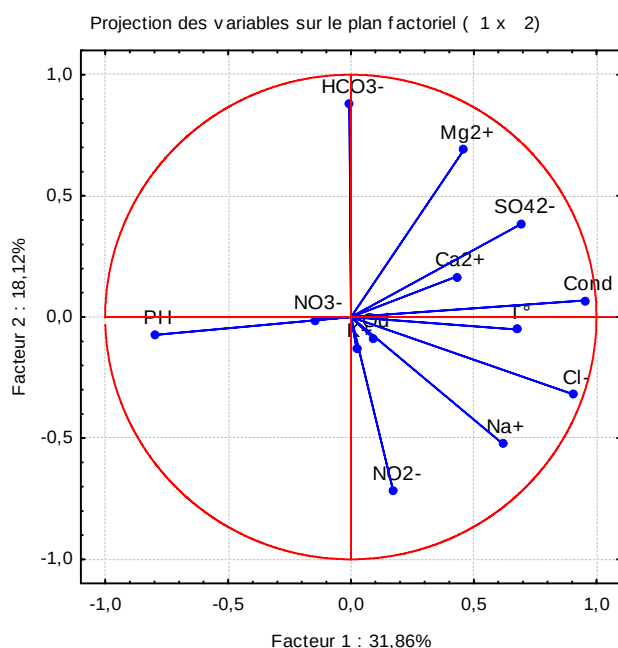


Fig. 46 : Projection des variables sur le plan factoriel F1 et F2.

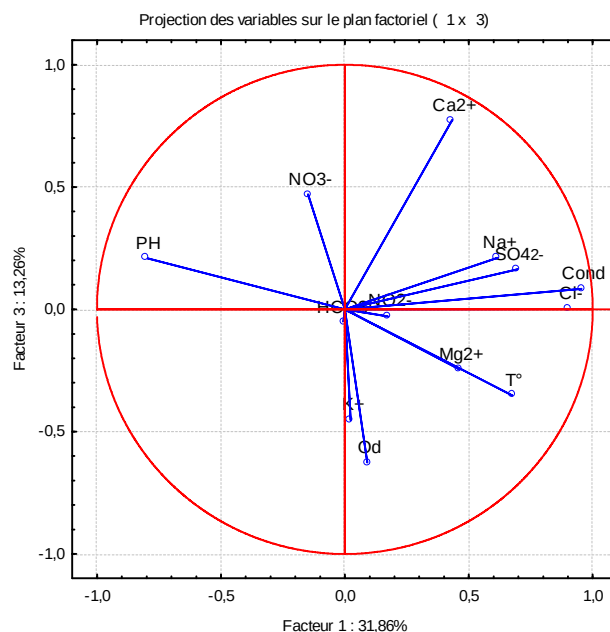


Fig. 47 : Projection des variables sur le plan factoriel F1 et F3.

En ce qui concerne la projection des individus (puits et sources) sur le plan factoriel F1 et F2, elle montre que 31.86% des individus sont bien représentés par l'axe F1 et 18.12% des individus sont bien représentés par l'axe F2 (Fig. 47), donc les individus les mieux expliqués par l'axe F1 sont : P1, P5, P9, P10, P11, P12, P13, P16, S1 et S2. Les individus les mieux expliqués par l'axe F2 sont : P2, P3, P4, P6, P7, P8 et P14.

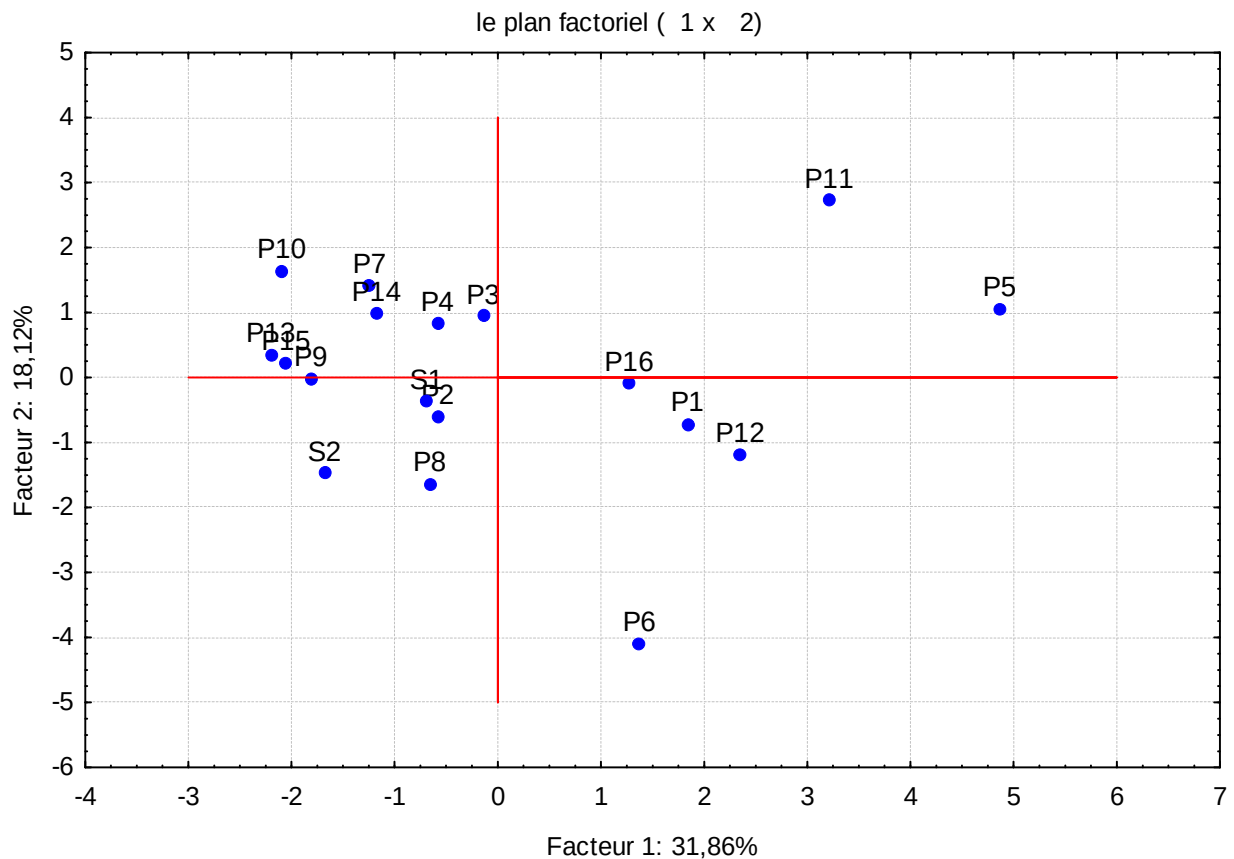


Fig. 48 : Représentation des individus de prélèvement sur le plan factoriel (1 x 2).

L'analyse de la projection des individus dans le plan factoriel F1 et F2 montre qu'on peut subdiviser les points de mesures en trois groupes :

Groupe 1 : ce sont les points les plus minéralisés avec une conductivité électrique élevée liée aux teneurs en Cl^- , SO_4^{2-} et Na^+ . Les eaux ayant de fortes conductivités électriques se placent sur la partie positive de l'axe 1. Ce groupe renferme les points d'eau échantillonnés près des failles.

Groupe 2 : il regroupe les individus les moins minéralisés, avec une conductivité électrique faible. Ils sont caractérisés par des teneurs faibles en Cl^- , SO_4^{2-} . Ces points se placent sur la partie négative de l'axe 1.

Groupe 3 : il se distingue des groupes précédents par sa conductivité électrique moyenne. Il en est de même pour la minéralisation.

4 - Faciès hydrogéochimique

Pour la description de la composition chimique des eaux souterraines dans la zone d'étude, les résultats des analyses chimiques sont représentés sur deux types de diagrammes. Le diagramme triangulaire de Piper et le diagramme vertical en échelle logarithmique de Schöeller-Berkaloff. Grâce à ces diagrammes, on peut déterminer les différents types de faciès géochimiques des eaux de la nappe.

4 – 1 - Diagramme de Piper

La représentation des teneurs en ions majeurs sur le diagramme de Piper, permet de distinguer deux groupes d'eaux (Fig. 48) :

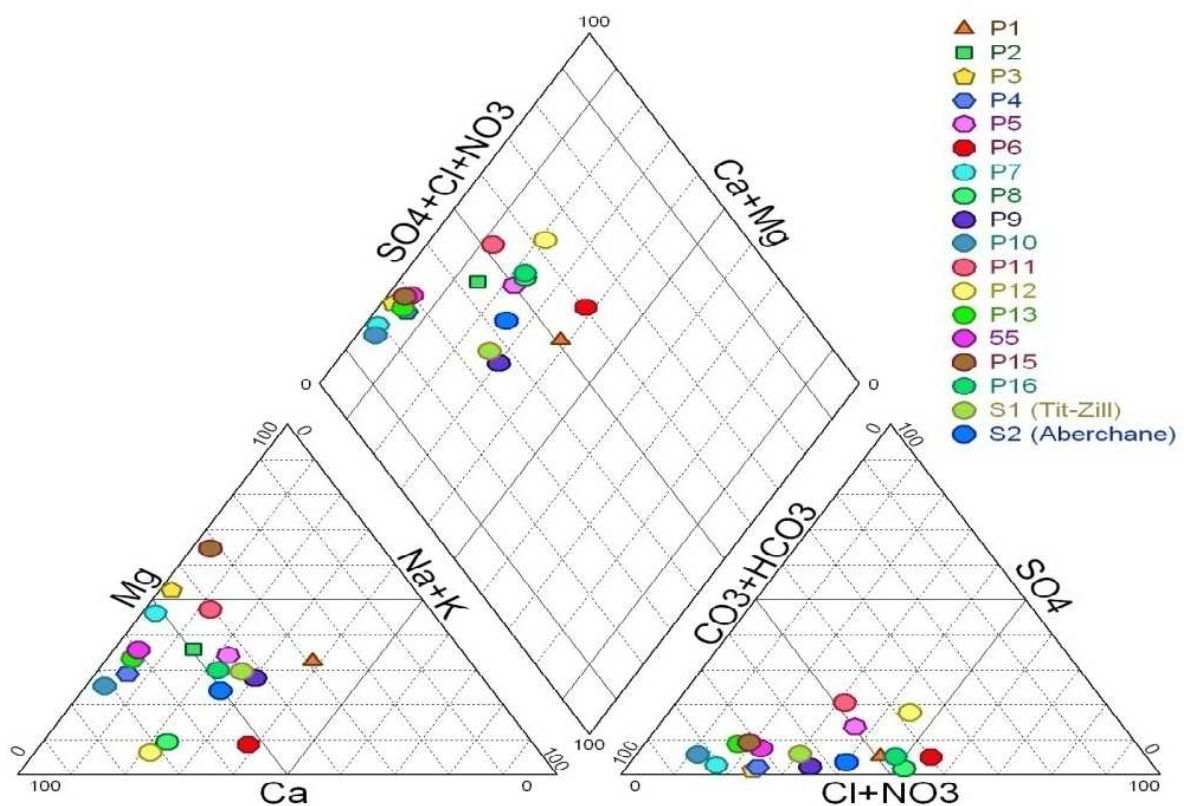


Fig. 49 : Diagramme triangulaire de Piper des eaux de la nappe plio-quaternaire entre Timahdit et Almis Guigou (Janvier 2013).

Le faciès bicarbonaté, calcique et magnésien représente 66,66% des eaux analysées (P2, P3, P4, P7, P8, P9, P10, P13, P14, P15, S1, S2) ; c'est le faciès le plus dominant dans la zone d'étude. Il représente en général les eaux faiblement minéralisées. Les eaux de ce faciès sont issues des infiltrations à partir des roches carbonatées liasiques.

Le faciès chloruré, sulfaté, calcique et magnésien ; représente 33,33% des eaux analysées (P1, P5, P6, P11, P12, P16). C'est le faciès le moins dominant. Il représente en générale les eaux les plus minéralisées. Les conductivités électriques des eaux varient entre 1160 $\mu\text{s/cm}$ et 1770

$\mu\text{s/cm}$. Ce faciès est localisé près des zones de passage des failles, marquées par un broyage intense et par les injections des argiles rouges triasiques riches en évaporites. La présence de ce faciès est due aux infiltrations et à la dissolution des roches argilo-évaporitiques du Trias supérieur – Infra-Lias près des failles.

4 – 2 - Diagramme de Schöeller-Berkaloff

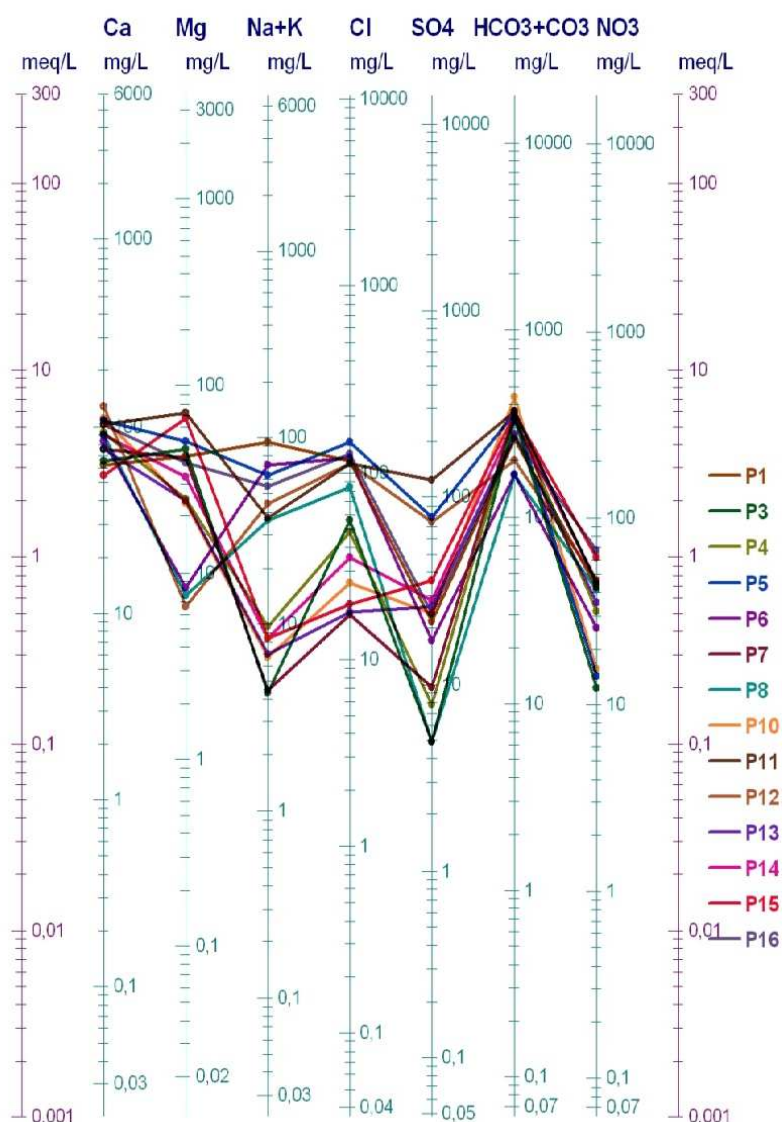


Fig. 50 : Diagramme de Schöeller-Berkaloff des eaux de la nappe plio-quaternaire entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier 2013).

Le diagramme Schöeller – Berkaloff (Fig. 49), est une représentation graphique semi-logarithmique. Sur l'axe des abscisses sont représentés les ions ou groupements d'ions dont la teneur (en meq/l) est reportée sur l'axe des ordonnées. Les points obtenus sont reliés par des droites et l'allure du graphique permet de visualiser le faciès de l'eau concernée (Rabiet M. 2006).

Sur le diagramme de Schöeller – Berkaloﬀ (Fig. 49), on constate que les courbes présentent deux types d'allures. Le premier type qui représente les points P3, P4, P7, P8, P10, P14 et P15, montre trois pics bien accusés correspondant au magnésium, au calcium et aux bicarbonates.

Le deuxième type qui représente les points P1, P5, P6, P11, P12 et P16, montre deux pics bien accusés : le premier correspond au chlorure et le second, beaucoup plus exprimé, aux bicarbonates.

On peut déduire que les eaux dans l'aquifère plio-quaternaire de la zone d'étude, sont subdivisées en deux types : le premier type correspond à une eau chlorurée sulfatée calco-magnésienne ou une eau chlorurée bicarbonatée calco-magnésienne, caractérisant des eaux à minéralisation élevée et le deuxième type correspond à une eau bicarbonatée calco-magnésienne caractérisant les eaux de faible minéralisation.

D'après ces résultats, on constate que les eaux circulant dans le système aquifère plio-quaternaire à travers les failles bordières polyphasées à jeux multiples de la zone effondrée Timahdite-Almis Guigou orientée N30, favorisent l'écoulement des eaux souterraines des zones bordières carbonatées liasiques, vers la zone effondrée à remplissages fluvio-lacustres et volcaniques (Amrani et Hinaje, 2014). Où lors de leurs trajets en profondeur, les eaux issues des infiltrations à partir des roches carbonatées ont un faciès carbonaté calcique et les eaux issues des infiltrations et de la dissolution à partir des formations triasiques (Trias supérieur près des failles) ont un faciès chloruré, sulfaté, calcique et magnésien.

5 - Etude de l'origine du chimisme des eaux souterraines

5 – 1 - Rapports caractéristiques

Les relations entre les éléments chimiques des eaux souterraines Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} et HCO_3^- montrent la dominance des ions carbonatés (Ca^{2+} , HCO_3^-) par rapport aux ions gypses (Ca^{2+} , SO_4^{2-}) et aux ions salifères (Na^+ , Cl^-).

5 – 1 – 1 - Rapport Na^+/Cl^-

L'étude du couple Na^+/Cl^- est un outil performant pour remonter à l'origine de la minéralisation (Dindane et al., 2007) . Le comportement du sodium en fonction de la teneur en chlorures considéré comme un ion conservé, très soluble, entrant rarement dans les précipitations salines chlorurées, n'intervenant pas dans les phénomènes d'oxydo-réduction et non affecté par l'activité bactérienne (Fetter, 1993).

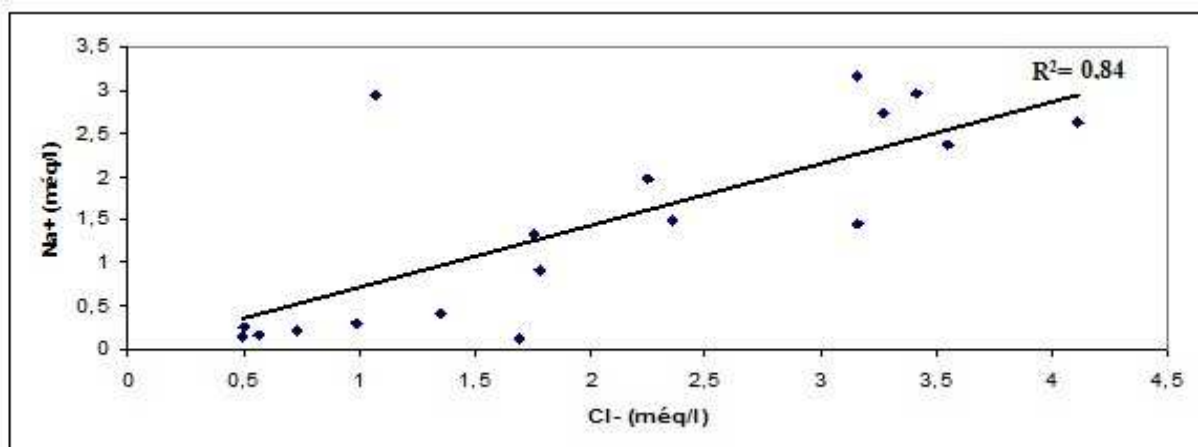


Fig. 51 : Relation entre Na^+ - Cl^- .

Cette corrélation montre un excès en chlorures par rapport à la droite de la dissolution de la halite (Fig. 50). Cela s'explique par l'existence d'une autre origine pour les ions chlorures qui fait accroître la concentration des chlorures par rapport à celle des sodiums. Cet excès en chlorures pourrait provenir des marnes à gypse d'âge Eocène riches en NaCl, les infiltrations de Oued Guigou qui ramène les sels de la région d'Aguelmam sidi Ali, de l'infiltration des eaux usées et des eaux d'irrigation. Mais comme cet excès en chlorures est accompagné d'un déficit en sodium; il peut être expliquée par le phénomène d'échange de base lié aux minéraux argileux qui fixent l'ion Na^+ après libération des ions Ca^{2+} .

5 – 1 – 2 - Rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$

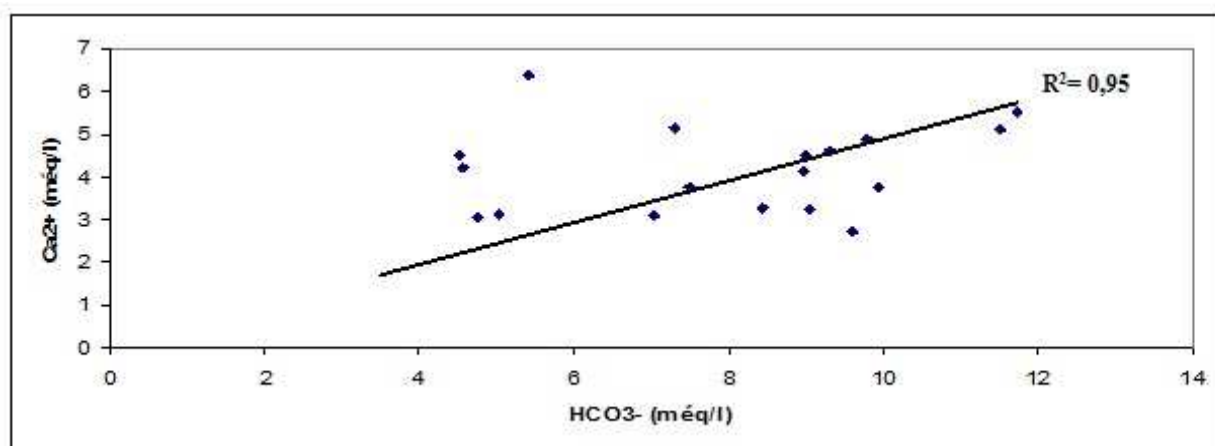


Fig. 52 : Relation entre Ca^{2+} - HCO_3^- .

Tenant compte de la dominance des bicarbonates (HCO_3^-) et du calcium (Ca^{2+}), il est important de vérifier la relation entre ces deux éléments (Fig.51). Le graphique montre que la majorité des points analytiques qui se positionnent au dessus de la droite de dissolution,

indiquent un excès en calcium (Ca^{2+}) dans la solution, ce qui entraîne, dans le bilan final, de fortes Teneurs en calcium dans la solution.

5 – 1 – 3 - Rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$

La représentation du graphique des teneurs en calcium (Ca^{2+}) en fonction de celles en sulfates (SO_4^{2-}) met en évidence un excès en calcium (Ca^{2+}) (Fig. 52). Cependant les points qui présentent un excès des teneurs traduisent une autre origine qui est liée à la dissolution des formations triasiques.

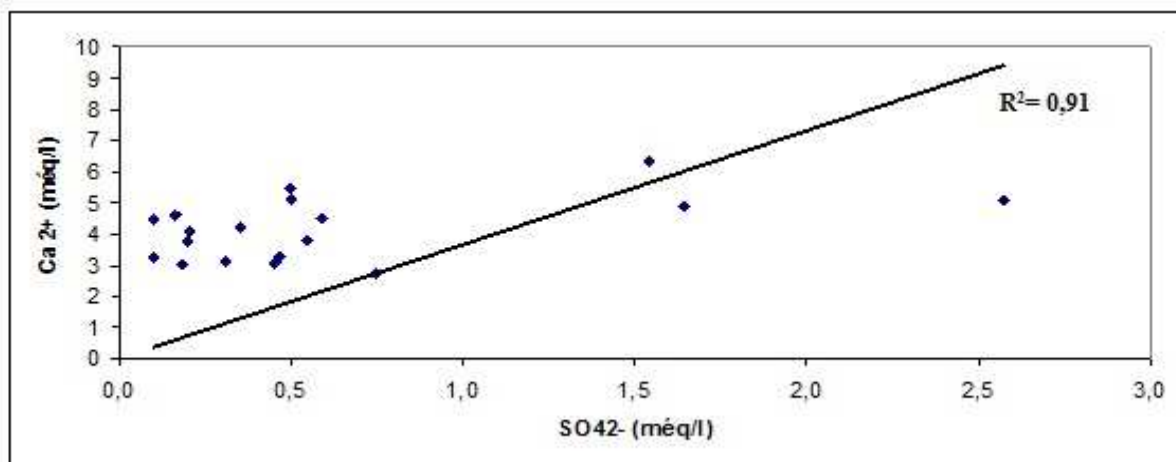


Fig. 53 : relation entre Ca^{2+} - SO_4^{2-} .

5 – 1 – 4 - Couple $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^-$

La représentation du graphique de l'association entre le calcium et le magnésium ($\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$) avec les bicarbonates (HCO_3^-) (Fig. 53), montre une tendance différente où les eaux analysées se situent au-dessous de la droite de la dissolution. Ceci suggère que ces deux ions sont impliqués dans des processus géochimiques différents.

5 – 1 – 5 - Rapport $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}/\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4^{2-}$

L'évolution proportionnelle entre les teneurs de $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ et $\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4^{2-}$ suggère la dissolution des formations triasiques argilo-évaporitiques et liasiques carbonatées (Fig. 54). Ces formations sont drainées par les eaux souterraines qui proviennent du Moyen Atlas plissé et qui sont, par la suite, mélangées aux eaux de l'aquifère au niveau du plateau à travers les failles.

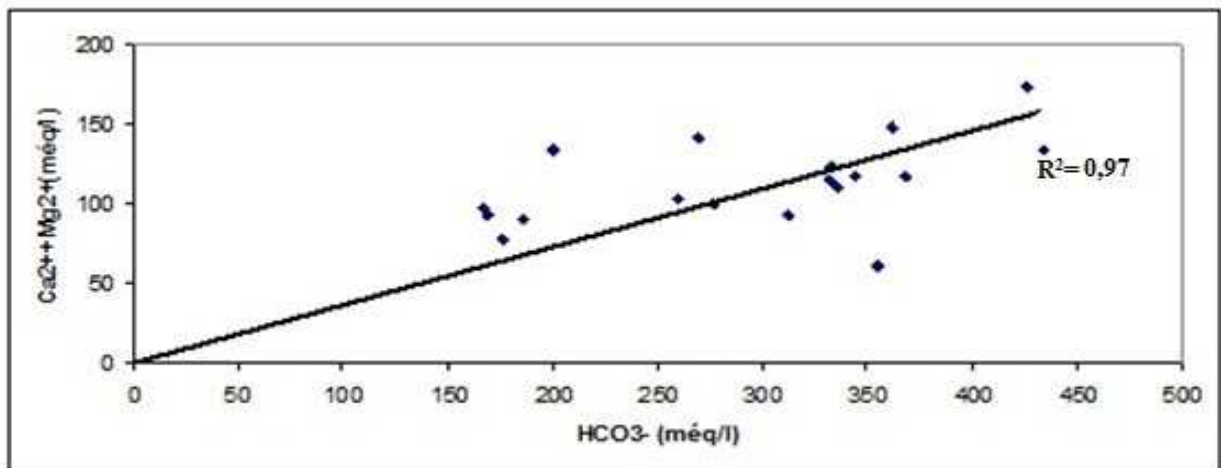


Fig. 54 : Relation entre $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}-\text{HCO}_3^-$.

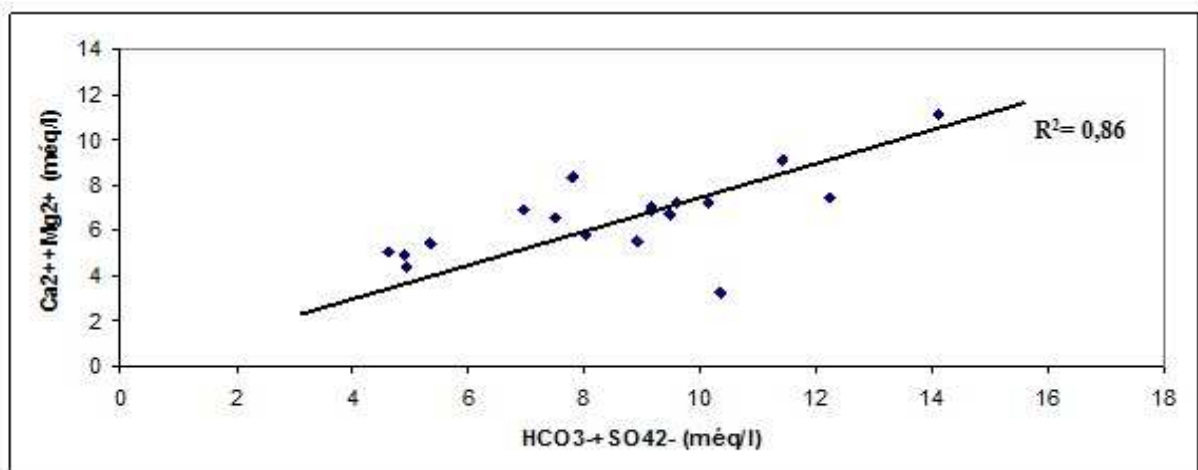


Fig. 55 : relation entre $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}-\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4^{2-}$.

6 - Etude de l'acquisition de la minéralisation

Pour évaluer les processus géochimiques qui sont à l'origine de la minéralisation des eaux souterraines dans le plateau Timahdite-Almis Guigou ; une attention particulière est accordée aux paramètres chimiques sélectionnés, tel que l'indice de saturation (IS) des eaux à l'égard de certains minéraux. L'indice de saturation exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et le minéral dans la matrice de l'aquifère considéré comme une mesure du processus de dissolution et/ou précipitation concernant l'interaction eau – roche (Drever J. F., 1997). L'utilisation du programme géochimique de PHREEQC (Plummer et al, 1976), nous a permis de calculer l'indice de saturation de l'anhydrite, de l'aragonite, de la calcite, de la dolomite, du gypse et de la halite.

Tab. 14 : Valeurs Moyennes des paramètres Calculés.

	minimum	maximum	moyenne
IS Anhydrite	-3,22	-1,75	-2,52
IS Aragonite	-0,63	0,85	0,18
IS Calcite	-0,48	1,00	0,28
IS Dolomite	-0,99	1,52	0,37
IS Gypse	-2,68	-1,50	-2,28
IS Halite	-8,79	-6,64	-7,51

Les résultats significatifs de tous les échantillons analysés (Tab. 14), montrent qu'ils sont saturés par rapport à l'aragonite, la calcite et la dolomite, mais ils sont plutôt sous-saturés en ce qui concerne l'anhydrite, le gypse et la halite. Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans l'eau indique que seul les minéraux carbonatés tendent à précipiter surtout sous la forme de dolomite.

Par contre, les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous-saturation. Cela est expliqué par l'effet des valeurs élevées de la constante d'équilibre des minéraux évaporitiques (NaCl (-4,34) ; CaSO₄ (-4,59)), ce qui permet aux éléments évaporitiques de se présenter dans l'eau à des concentrations élevées. Par contre pour les minéraux carbonatés, la constante d'équilibre est plus faible (Dolomite (-16,81) et Calcite (-8,42)), ce qui produit une précipitation rapide des minéraux carbonatés.

7 - Cartographie hydrochimique

7 – 1 - Température

La température de l'eau est un paramètre physique instable mesurée directement sur le terrain. Elle dépend des conditions d'écoulement et de la structure des aquifères. Les anomalies de température des eaux sont contrôlées par les structures géologiques qui conditionnent la géométrie des aquifères et le type de la circulation souterraine des eaux (Faillat & Puradimaja, 1995). Des variations des températures peuvent correspondre à une circulation de l'eau relativement rapide par des réseaux karstiques (Faillat, 1984). En effet, la température de l'eau est un élément essentiel dans le fonctionnement des systèmes aquifères. Elle varie en fonction de la température extérieure (l'air), des saisons, de la nature géologique de l'aquifère et de la profondeur du niveau de l'eau par rapport à la surface du sol (Lallahem, 2012).

Les valeurs de la température de la région d'étude varient entre 9,8 °C et 18 °C (Fig. 55). Ces variations journalières des températures atmosphériques, influencent celles des eaux situées à faibles profondeurs.

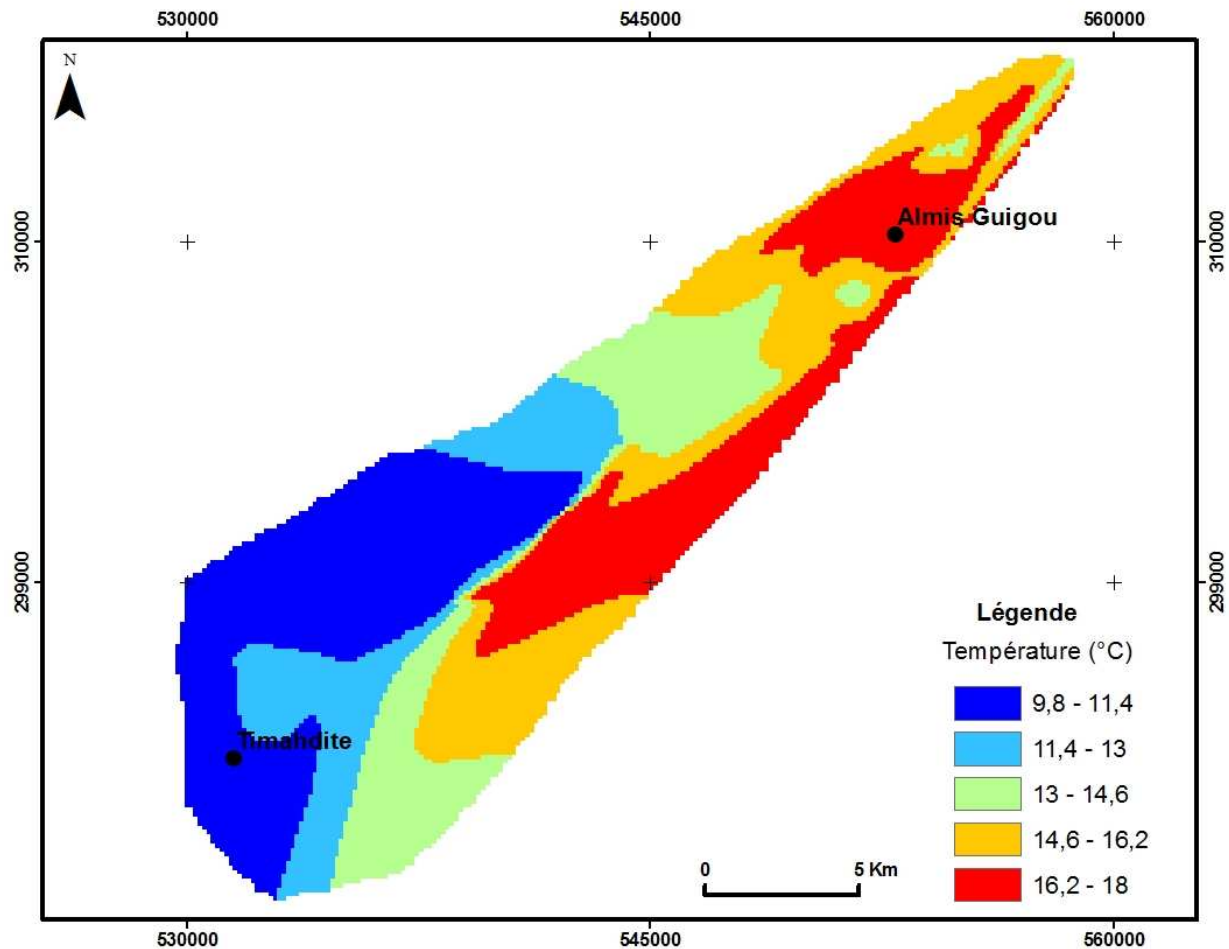


Fig. 56 : Distribution spatiale des températures dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier 2013).

7 – 2 - Conductivité

La conductivité électrique traduisant la capacité de l'eau à conduire le courant électrique. Elle est directement liée à la force ionique qui découle des formations géologiques traversées ainsi qu'à son temps de séjour dans le réservoir. Elle donne ainsi une bonne appréciation sur la minéralisation globale de l'eau. La mesure de la conductivité permet d'évaluer rapidement mais très approximativement la minéralisation globale de l'eau (Rodier, 1996).

La carte de distribution de la conductivité électrique de la nappe d'eau (Fig. 56) établie à partir des valeurs mesurées in situ lors de la campagne de mesures et d'échantillonnages des eaux souterraines, montre que la distribution spatiale des conductivités varie entre 498 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 1850 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La réglementation Marocaine fixe la limite maximale de la conductivité pour

que les eaux soient potables à la valeur 2700 $\mu\text{S}/\text{cm}$, Les fortes valeurs mesurées dans des puits sont situés au centre de la zone étudiée ainsi que dans la région d'Almis Guigou.

Les variations locales de la minéralisation des eaux souterraines sont organisées spatialement (Fig. 56) montrant un gradient croissant de SW vers NE, dans le sens d'écoulement des eaux souterraines. D'après le traitement multivariable, on a pu constater que les éléments responsables de la minéralisation des eaux souterraines sont représentés par les chlorures, les sulfates et le sodium. Cette conductivité électrique dans cette nappe est liée surtout à l'influence de la nature lithologique des couches triasico-liasiques, qui est plus ou moins évaporitique.

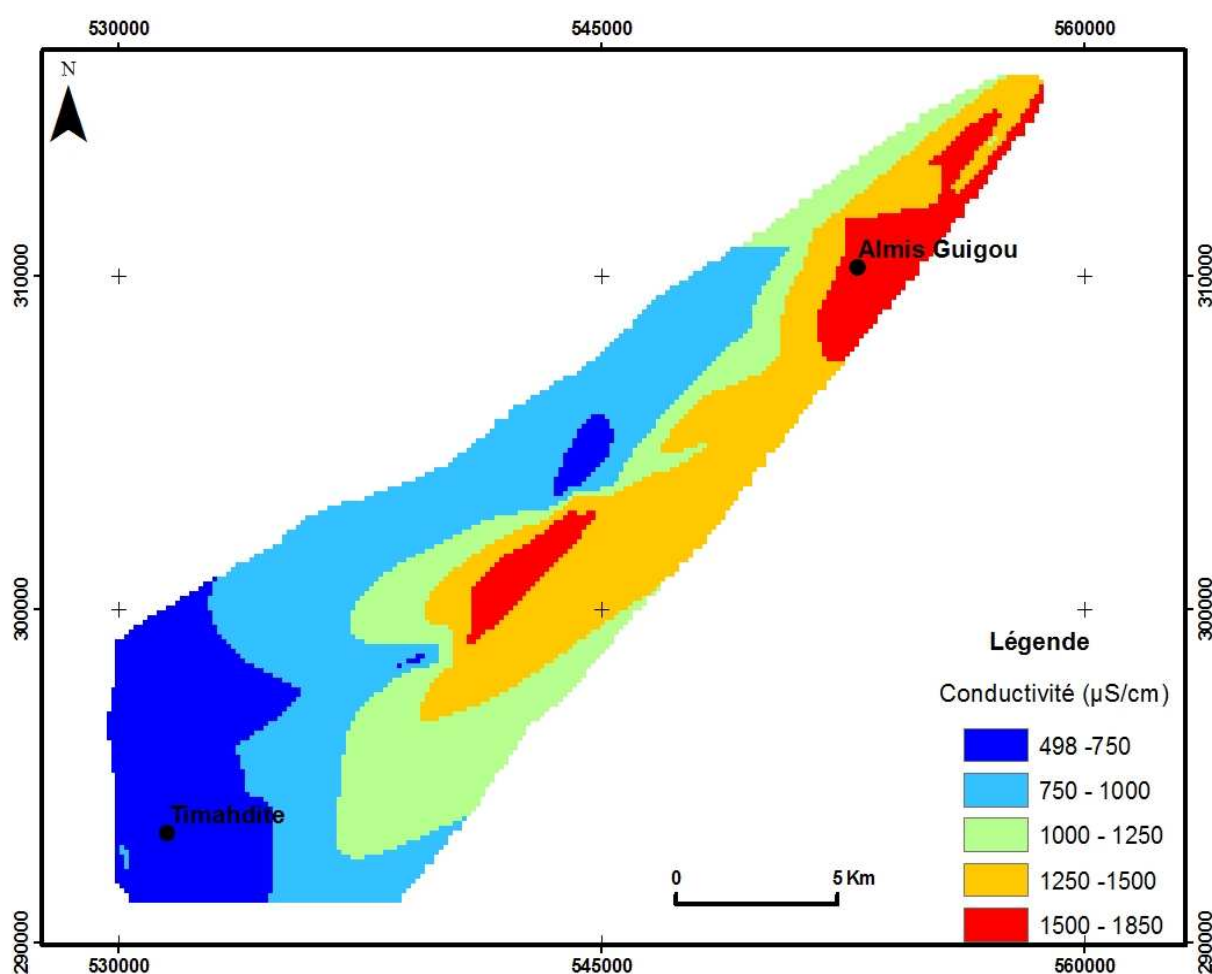


Fig. 57 : Distribution spatiale de la conductivité électrique dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).

7 – 3 – PH

Le pH (potentiel Hydrogène) mesure la concentration en ions H^+ de l'eau. Il traduit ainsi la balance entre acide et base sur une échelle de 0 à 14. Ce paramètre caractérise un grand nombre d'équilibre physico-chimique et dépend de facteurs multiples, dont l'origine de l'eau.

Il est lié au système tampon développé par la présence des bicarbonates dans l'eau et due à la dissolution des formations carbonatées.

La répartition spatiale du pH, montre généralement que les valeurs croissantes selon le sens d'écoulement des eaux souterraines du SE vers le NW dans la région d'Almis Guigou et de Timahdite. Cette hausse peut être expliquée par le contact des eaux avec les basaltes de l'aquifère fluvio-lacustre et volcaniques.

Les mesures du pH montrent que tous les puits se trouvent dans l'intervalle de norme de potabilité entre 6,62 et 8,18 (Fig. 57), ceci indique que les différentes campagnes se situent autour de la neutralité et provenant de l'aquifère carbonaté du moyen atlas plissé.

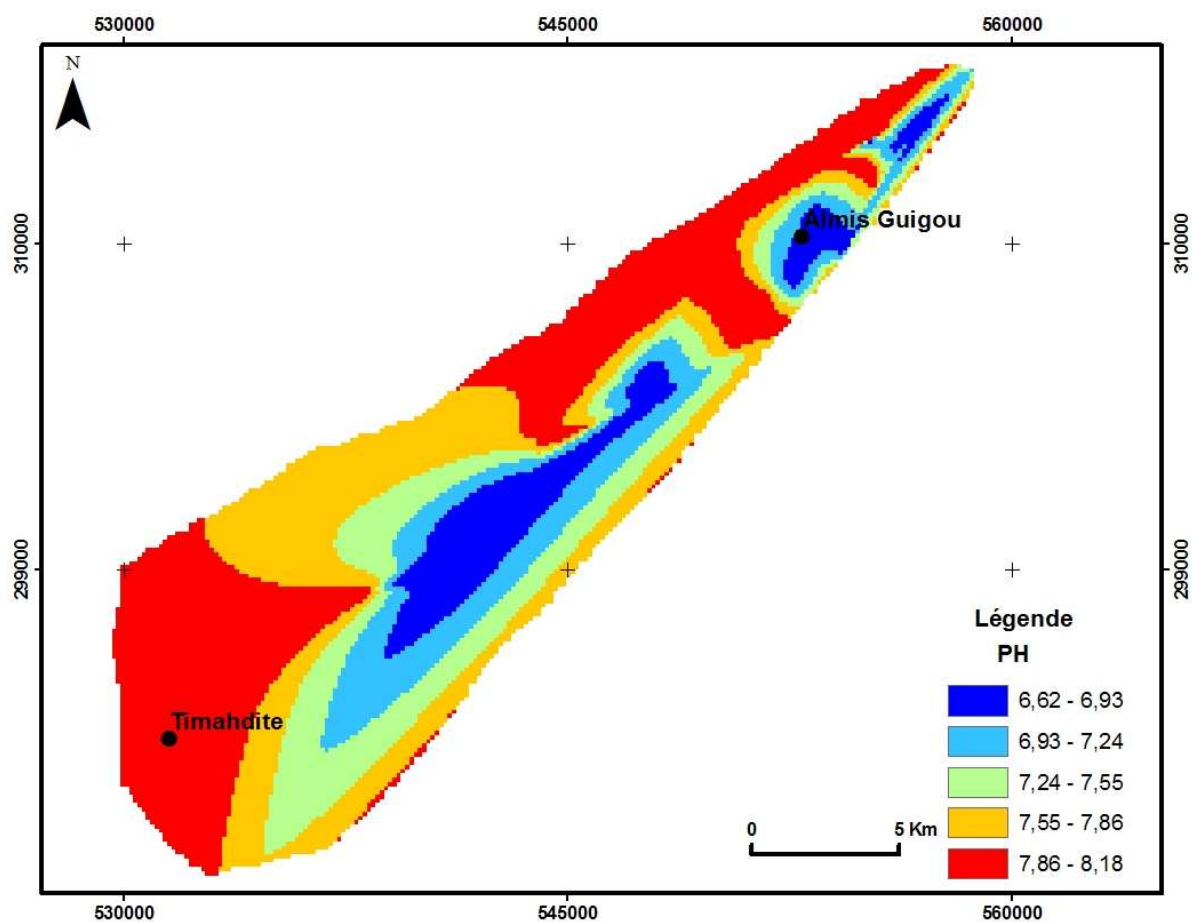


Fig. 58 : Distribution spatiale du potentiel Hydrogène (pH) dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).

7 – 4 - Magnésium

Le magnésium est un élément Alcalino-terreux dont la teneur dépend des terrains traversés. Il provient principalement de la dissolution des roches magnésites (des dolomies, calcaires dolomitiques, des silicates magnésiques et ferro-magnésiques et lessivage des évaporites

magnésiennes) ainsi que les basaltes et les argiles. Le magnésium se dissout lentement dans l'eau et participe aux échanges ioniques.

La concentration du magnésium dans les eaux de la nappe étudiée varie entre 7,28 mg/l et 63,3 mg/l (Fig. 58). La réglementation marocaine fixe la valeur maximale pour la consommation humaine à 100 mg/l. Elle atteint les valeurs maximales de 37 à 64 mg/l dans les puits situés soit près de la faille d'Ahrouch, dans la partie NE de la nappe et au centre de celle-ci. Cette hausse des teneurs en magnésium peut-être expliquer par la convergence des écoulements au niveau de l'aquifère, ce qui entraîne l'accumulation des sels magnésiums, et par la distance de la circulation des eaux qui favorise un contact prolongé de l'eau avec la formation aquifère et des dolomies du lias inférieur.

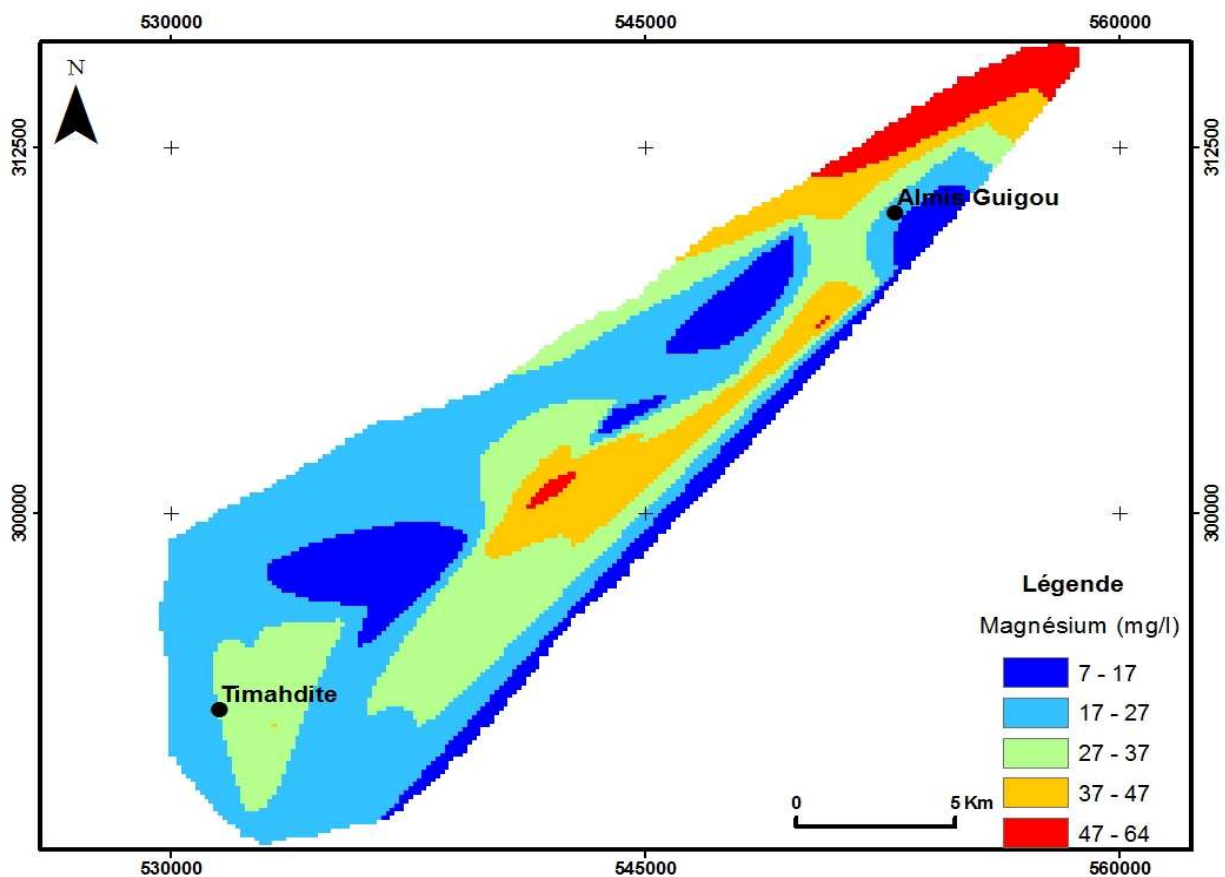


Fig. 59 : Distribution spatiale du magnésium dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).

7 – 5 - Calcium

Le calcium est un élément alcalino-terreux qui se trouve dans la majorité des eaux naturelles. Il est obtenu par l'attaque des roches carbonatées par l'anhydride carbonique dissous dans l'eau, ou par simple dissolution des roches salifères comme le gypse. Le calcium se présente principalement sous forme de bicarbonate soluble $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, mais on le trouve aussi en

faible concentration sous forme de carbonate de chlorure et de sulfates. Il peut précipiter facilement et il est affecté par le processus d'échange ionique (El Fellah, 2009).

Les teneurs en eau du calcium varient entre 46 mg/l et 125 mg/l. en effet, la répartition spatiale du calcium augmente vers la zone d'accumulation des eaux souterraines dans la zone d'Almis Guigou (Fig. 59). Elles atteignent les valeurs maximales de 86 à 125 mg/l dans les puits situés soit au centre de la nappe d'eau, soit dans la région d'Almis Guigou et le long de l'accident nord moyen atlasique. Par contre, les faibles teneurs en calcium sont rencontrées dans les puits du reste de la nappe. Ces faibles teneurs pourraient avoir leur explication dans un phénomène chimique de minéralisation des eaux, tel que le processus d'échange de base. En effet, la carte piézométrique laisse à penser à un phénomène de ce type semblable, car le sens d'écoulement est globalement orienté vers la zone d'Almis Guigou ou bien à la présence des basaltes.

En outre, les fortes teneurs suggèrent un apport en calcium, soit par la contamination de la nappe par les eaux usées qui s'infiltrent à travers les fosses septiques et oued Guigou, soit par la dissolution des minéraux des roches carbonatées liasique et surtout les calcaires roses éocènes de Timahdite et argileuses triasique.

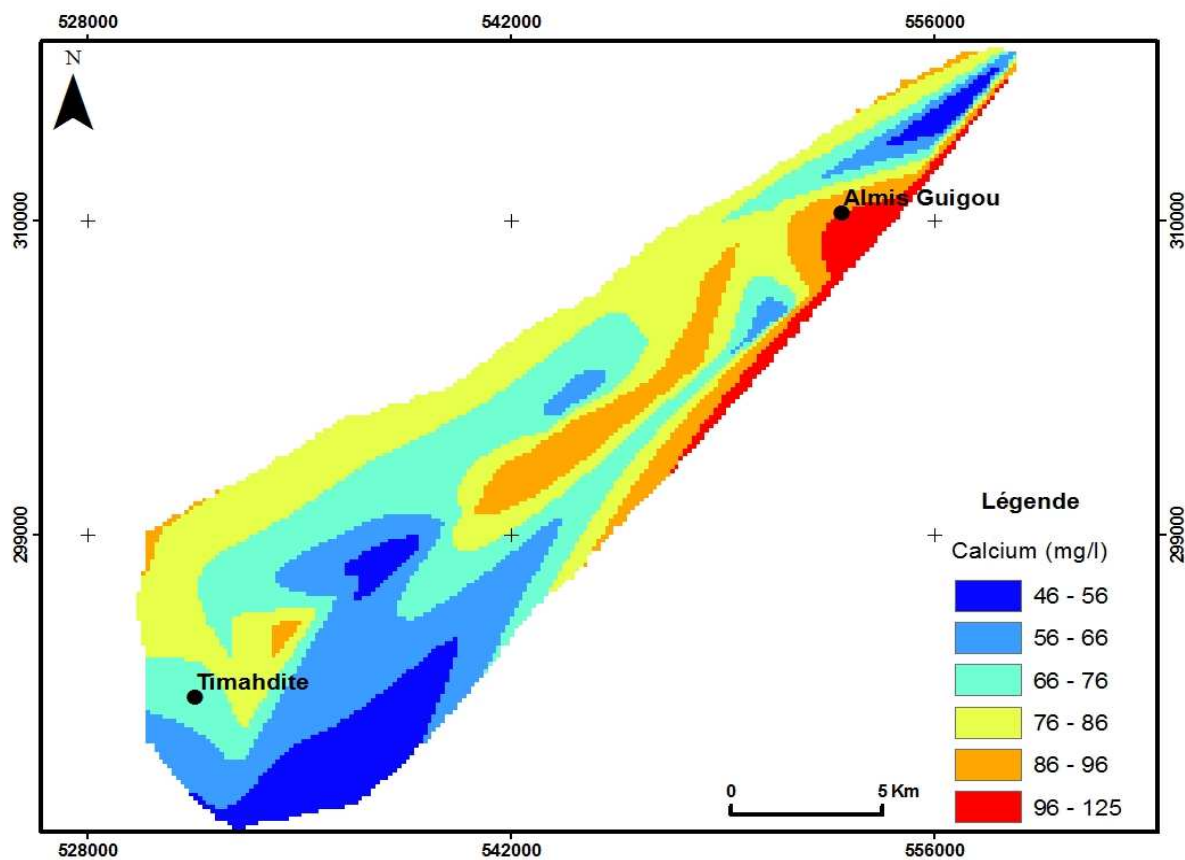


Fig. 60 : Distribution spatiale du calcium dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).

7 – 6 - Sodium

Le sodium est un élément alcalin provenant de la dissolution des sels évaporitiques, de la décomposition des silicates de sodium et d'aluminium, des lessivages des sols après l'utilisation des fertilisants (engrais), ou des éléments argileux par phénomènes d'échanges de base avec les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} .

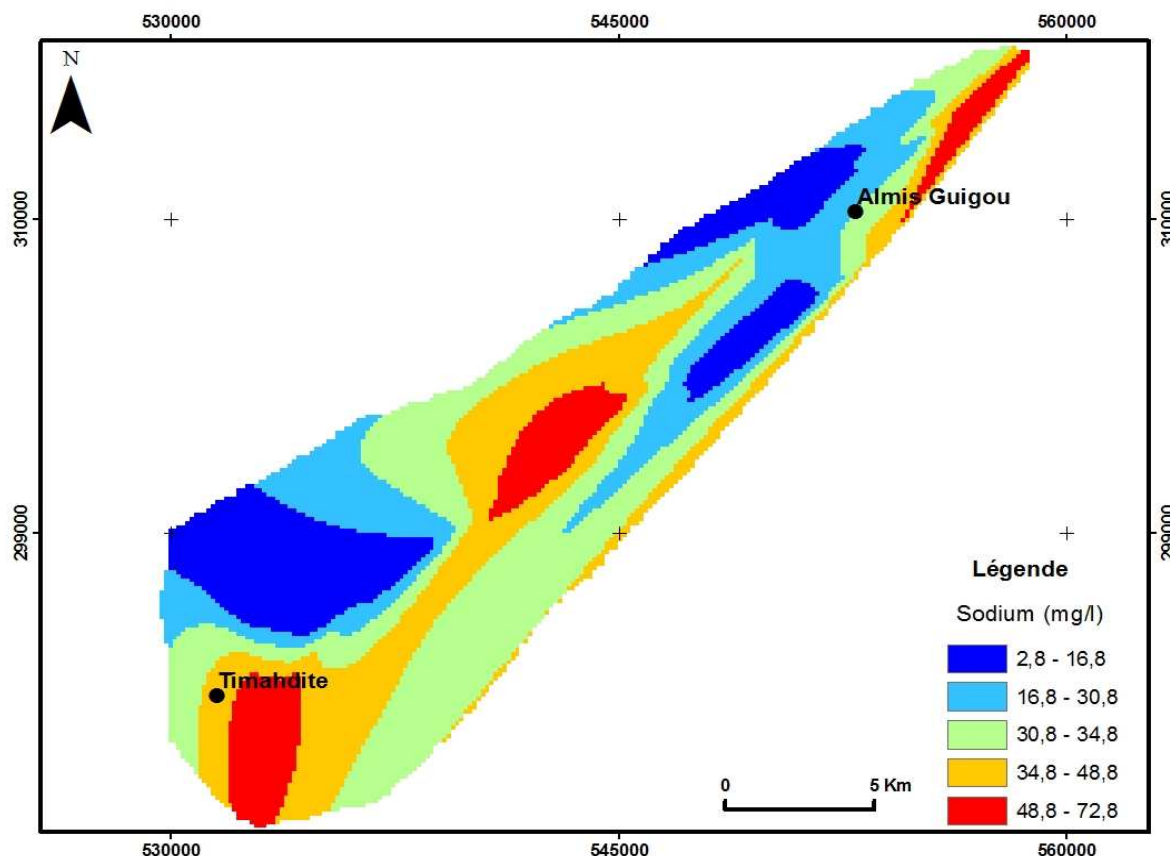


Fig. 61 : Distribution spatiale du sodium dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).

Dans la zone d'étude, les teneurs en sodium présentent une distribution variant entre 2,8 et 72,8 mg/l sur l'ensemble de l'aquifère. La concentration maximale du sodium dans l'eau d'après l'O.M.S est de 200 mg/l. La variation spatiale du sodium est sensiblement identique à celle obtenue par les chlorures et la conductivité électrique (Fig. 60).

La forte corrélation entre le sodium et les chlorures $r = 0,78$ reflète l'origine commune de ces deux éléments chimiques, lié principalement à la dissolution de la halite existant au niveau des couches argileuses triasiques, les marnes à gypse d'âge Eocène, les infiltrations de Oued Guigou qui ramène les sels de la région d'Aguelmam sidi Ali riches en minéraux de sodium tel que la halite. En effet, la teneur élevée du sodium dans l'aquifère est liée aux apports

provenant du SW vers le NE à travers les failles bordières polyphasées à jeux multiples de la zone effondrée Timahdite-Almis Guigou orientée N30.

6 – 8 – Potassium

Les eaux naturelles présentent des concentrations faibles en ion potassium qui ne dépassent généralement pas 10 à 15 mg/l. le potassium provient de la composition des silicates et de la solubilité des sels potassiques. Il peut provenir également des activités agricoles, minières et industrielles. Dans les eaux souterraines, il se trouve souvent en concentrations très inférieures à celles du sodium, puisqu'il tend à être fixé de façon irréversible par les argiles du sol (Stitou El Messari, 1995).

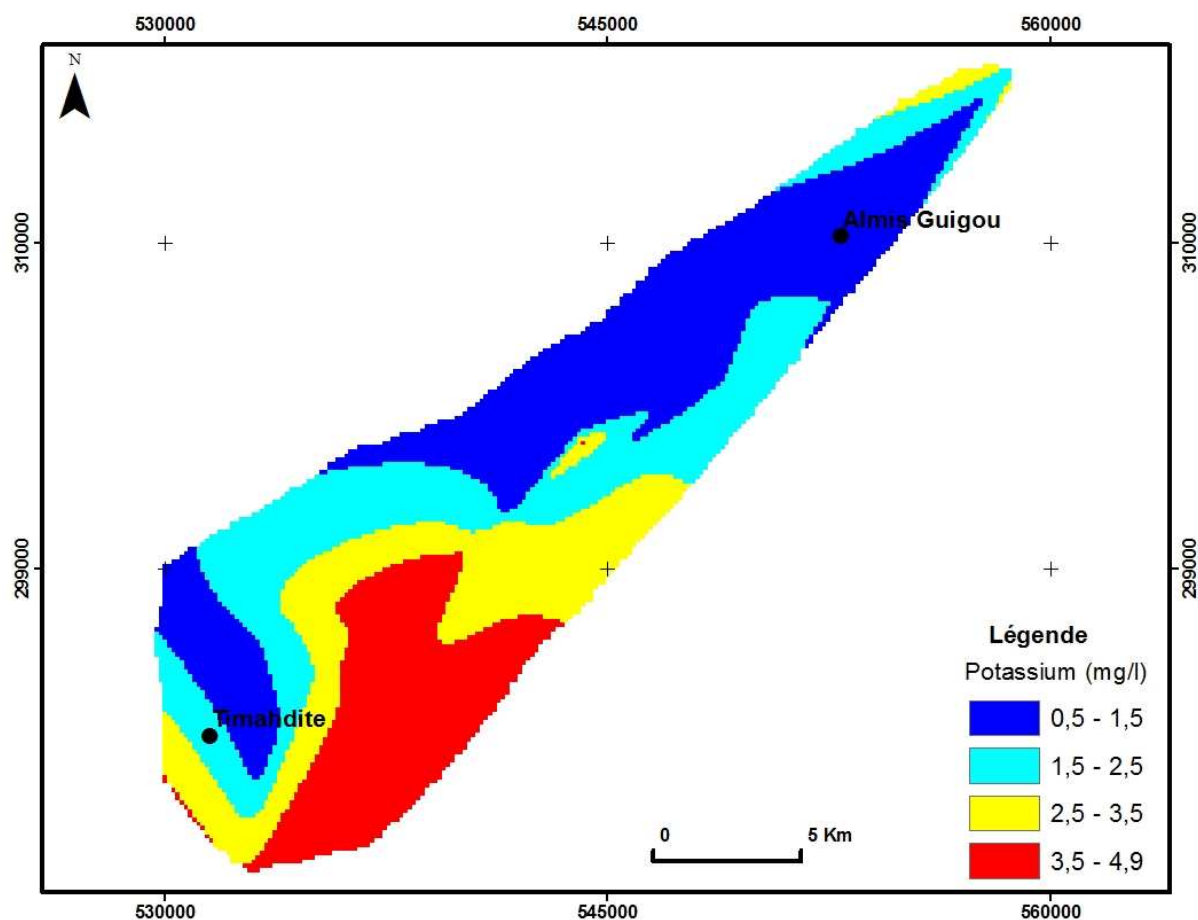


Fig. 62 : Distribution spatiale du potassium dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).

Au niveau de la nappe d'eau souterraine de la zone d'étude, la teneur en potassium varie entre 0,5 et 4,9 mg/l. La diminution des teneurs du potassium se fait vers le NE (Fig. 61), l'enrichissement des eaux en potassium dans ce secteur est dû d'une part à l'altération des micas présents dans les argiles du Trias – infra Lias, les dépôts éocènes (calcaires roses,

marnes à gypse) et calcaires à silexite dans la région de Timahdite, et d'autre part au lessivage des sols agricoles intensément traités par des engrais potassiques.

6 – 9 – Chlorures

Le chlore très stable et très soluble dans l'eau, provient du lessivage des roches d'origine marine, de l'infiltration des eaux usées et des eaux d'irrigation. Les chlorures contribuent d'une façon importante avec d'autres ions comme le sodium et le potassium, à la salinité de l'eau.

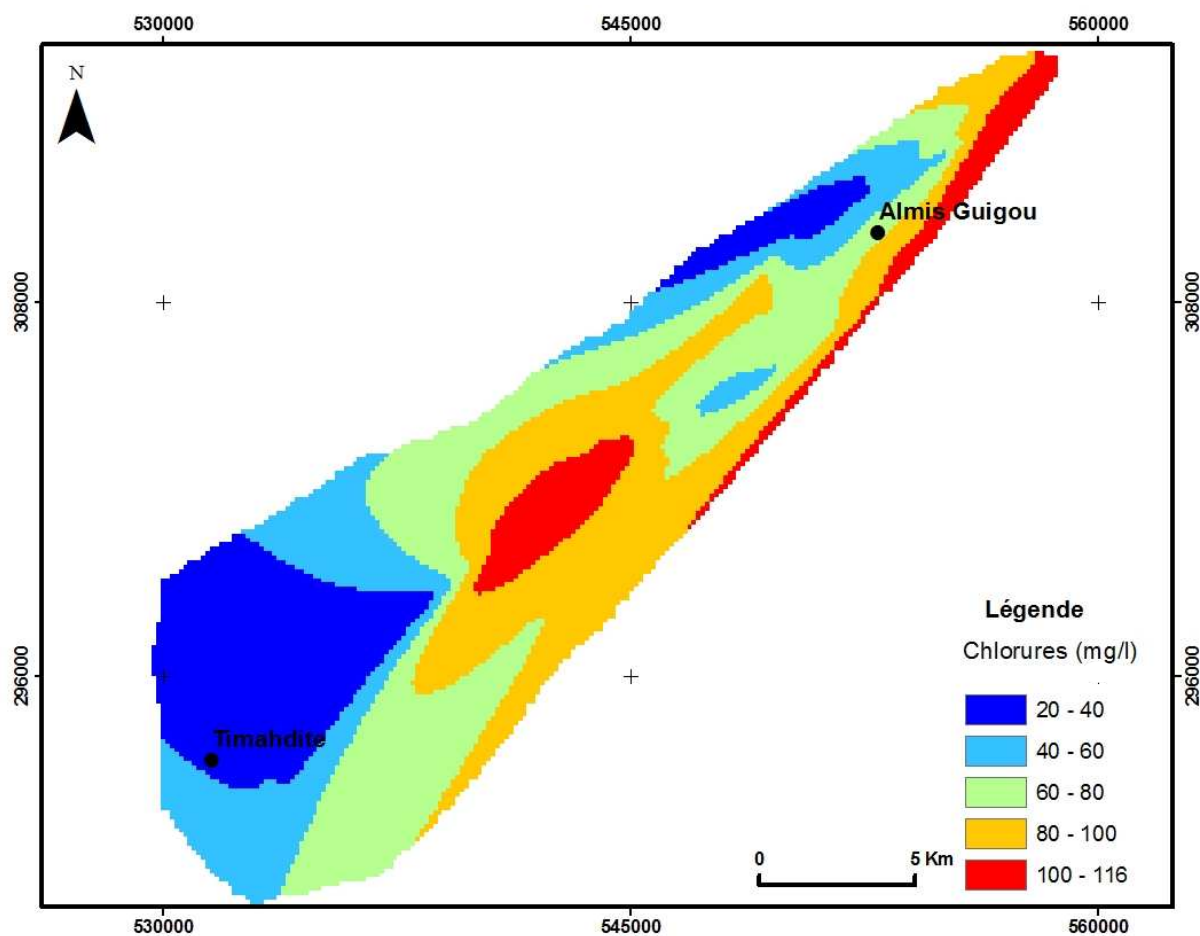


Fig. 63 : Distribution spatiale des chlorures dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).

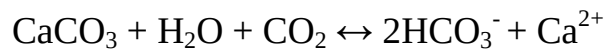
Dans la zone d'étude, le contenu des chlorures varie entre les valeurs de 20 et 116 mg/l. La norme marocaine de potabilité des eaux, est recommandée à une valeur maximale de 750 mg/l. On constate que la distribution spatiale de celles-ci (Fig. 62) coïncide avec celle de la conductivité et celle du sodium.

Les chlorures contribuent fortement à la minéralisation des eaux souterraines. Leurs concentrations résultent de la dissolution qui affecte les terrains triasico-liasiques, les marnes à gypse d'âge Eocène et les infiltrations de l'Oued Guigou qui ramène les sels de la région

d'Aguelmam sidi Ali riches en minéraux chlorurés tel que la halite. Les chlorures peuvent provenir également des horizons pédologiques suite aux infiltrations et aux ruissellements des eaux de pluies qui lessivent les sols.

6 – 10 - Bicarbonates

La présence des bicarbonates dans l'eau est due à la dissolution des formations carbonatées liasiques, selon la réaction suivante :



Les bicarbonates représentent l'un des constituants majeurs des eaux souterraines. Dans la région d'étude leur teneur varie entre 127 et 434 mg/l. Généralement, les bicarbonates augmentent avec le sens d'écoulement des eaux souterraines (Fig. 63). La répartition des teneurs des bicarbonates semble présenter une corrélation avec le magnésium ($r = 0,59$) reflétant l'origine commune de ces deux éléments chimiques.

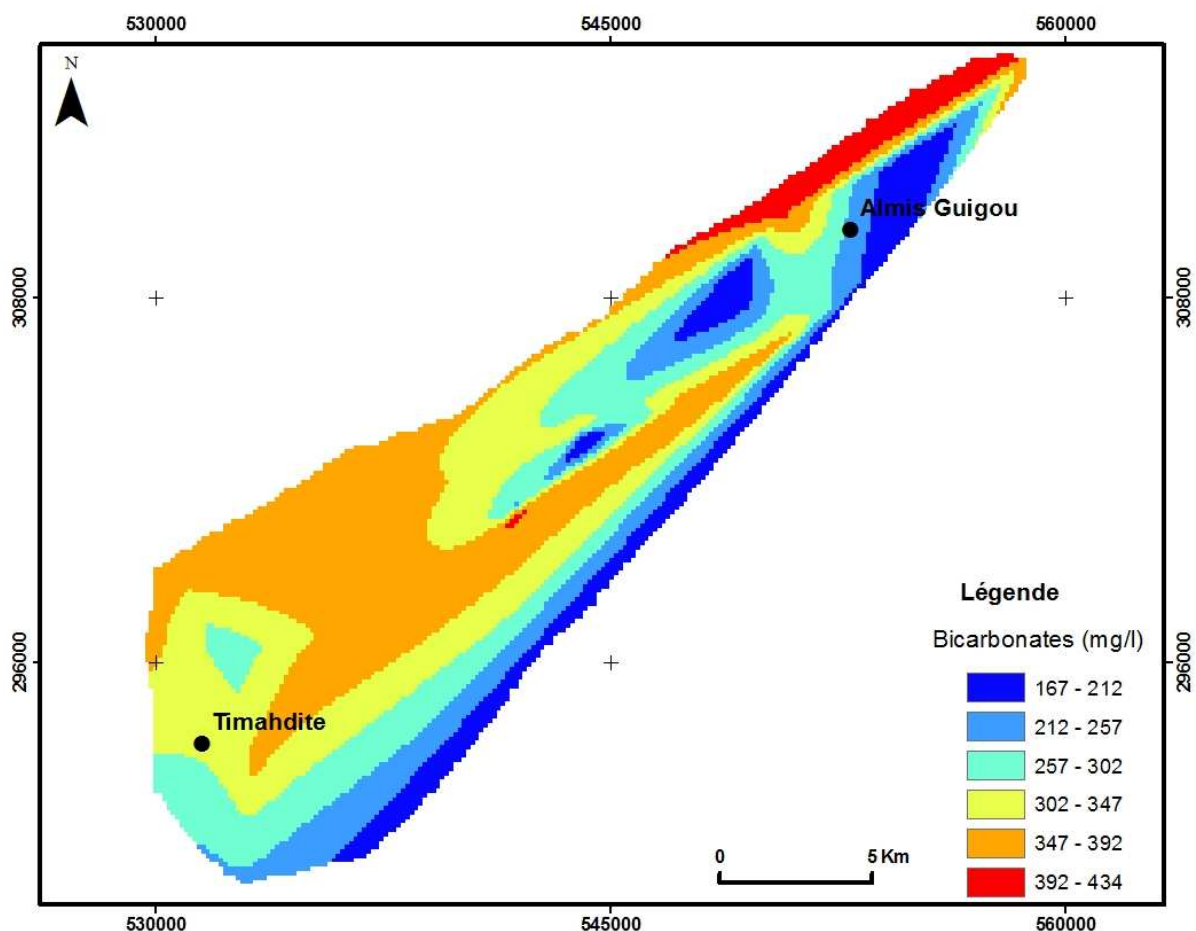


Fig. 64 : Distribution spatiale des bicarbonates dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).

6 – 11 – Sulfates

Les sulfates proviennent du lessivage des dépôts argilo-évacoritiques et de l'oxydation des minéraux sulfurés. Ils peuvent provenir des activités agricoles (engrais), urbaines et industrielles, et peuvent être soumis à la réduction bactérienne en milieu réducteur.

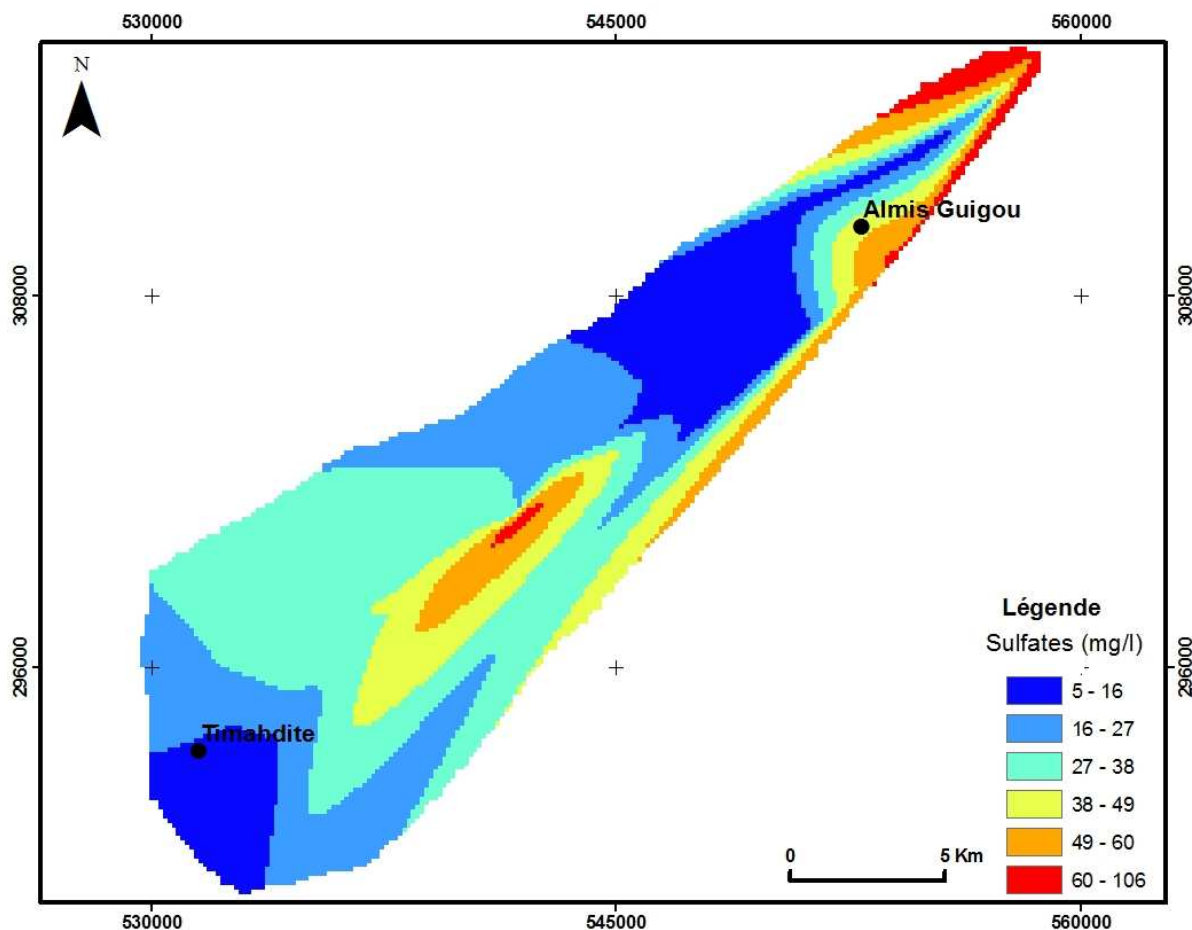


Fig. 65 : Distribution spatiale des sulfates dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).

Les teneurs en sulfates varient entre 4,9 et 123,6 mg/l (Fig. 64). La variation des sulfates est sensiblement identique à celle obtenue pour la conductivité électrique et le calcium. La corrélation entre les sulfates et le calcium ($r = 0,5$) reflète l'origine commune de ces deux éléments chimiques. Les sulfates contribuent fortement à la minéralisation des eaux souterraines. Leurs concentrations résultent de la dissolution des évaporites (gypse, anhydrite, halite,) contenues dans les argiles rouges du Trias supérieur-Lias inférieur.

6 – 12 – Nitrates

La contamination des eaux souterraines par les nitrates est maintenant considérée comme la forme la plus abondante de la pollution des eaux souterraines. La répartition des teneurs en nitrates dans la zone d'étude est liée aux facteurs polluants, et en particulier à l'activité agricole.

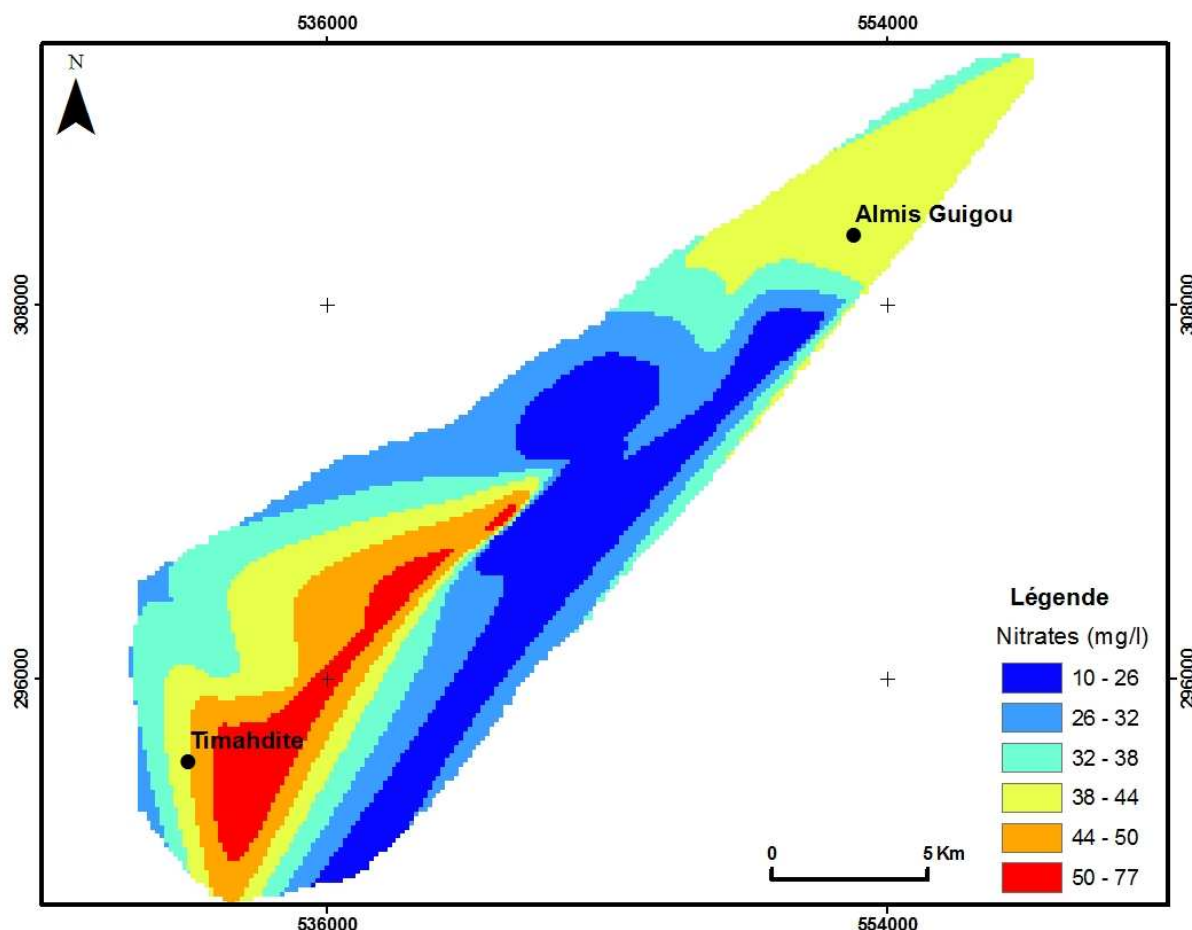


Fig. 66 : Distribution spatiale des nitrates dans les eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou (Janvier, 2013).

Dans les eaux souterraines de la zone d'étude, les nitrates sont présents avec des concentrations qui varient entre 10 mg/l et 77 mg/l.

On observe dans la carte de distribution spatiale des nitrates (Fig. 65) deux zones où la concentration est importante. Elles sont localisées respectivement dans la région de Timahdite à forte concentration, et dans la région d'Almis Guigou à concentration moyenne. Ces deux zones correspondent à des régions irrigables où l'usage des engrais est irrationnel. Ces concentrations semblent diminuer suivant l'axe d'écoulement des eaux souterraines, ce qui nous laisse à penser à une dilution des nitrates.

6 – 13 – Les phosphates

Les phosphates peuvent provenir des rejets domestiques et industriels, ou par lessivage des terres cultivées (engrais phosphatés et pesticides). Ils peuvent exister dans les eaux en solution ou en suspension, à l'état minéral ou organique (Rodier, 1996).

Les teneurs en phosphates varient entre 0,02 mg/l et 0,74 mg/l. les concentrations en phosphates dépassent la norme mondiale de la santé (0.5 mg/l). Ces teneurs montrent que cet élément constitue un risque de pollution pour les eaux de la nappe d'eau étudiée. En effet, la répartition spatiale des teneurs du phosphore dans la nappe d'eau est semblable avec celle des nitrates, ce qui confirme leur origine anthropique résultant de l'activité agricole.

Dans la région d'étude, on assiste à une augmentation des teneurs en phosphore totale de Timahdite (0,4 mg/l au niveau de puits P9), au SW vers Almis Guigou (0,72 mg/l au niveau de puits P4), au NE. Cette augmentation des teneurs peut s'expliquer par l'effet auto-épuratoire de la nappe d'eau, mais également à l'utilisation intensive d'engrais par les agriculteurs dans la région d'Almis Guigou.

7 - Qualité des eaux

7 – 1 - Qualité des eaux pour la consommation humaine

La qualité de l'eau souterraine est caractérisée par un certain nombre de paramètres physico-chimiques et bactériologiques souvent déterminants.

Les normes de potabilité de l'organisation mondiale de la santé (O.M.S), fixent la concentration maximale admissible pour les différents constituants. Les normes marocaines pour certaines caractéristiques physico-chimiques sont représentées sur le Tab.15 ci-dessous :

Tab. 15 : Normes de potabilité des eaux.

	Maroc		O.M.S
Paramètres	Valeur maximale recommandée	Valeur maximale admissible	Valeur indicative
PH	6.5 à 8.5	9.2	6.5 à 8.5
Conductivité (µs/cm)	1300	2700	-
Chlorures (mg/l)	300	750	250
Sulfates (mg/l)	200	-	400
Sodium (mg/l)	-	-	200
Calcium (mg/l)	-	-	200
Magnésium (mg/l)	100	-	150
Nitrates (mg/l)	-	50	50

En ce qui concerne la qualité physico-chimique, les points d'échantillonnages des eaux souterraines de la nappe d'eau contenue dans les couches fluvio-lacustres et volcaniques, sont considérés globalement de bonne qualité.

De point de vue bactériologique, l'étude a été basée sur la quantification des paramètres d'origine fécale : streptocoques fécaux (SF), coliformes fécaux (CF) et coliformes totaux (CT). Ces paramètres mettent en évidence l'existence d'une pollution organique due à la présence de certains germes pathogènes. Les streptocoques fécaux et coliformes fécaux sont importants par ce qu'ils vivent en abondance dans les matières fécales des animaux à sang chaud et de l'homme, et constituent de bons indicateurs fécaux.

Tab. 16 : Résultats des analyses bactériologiques des eaux souterraines (Février 2013).

	CT (N/100 ml)	CF (N/100 ml)	SF (N/100 ml)
P3	4	0	1100
P4	43	0	460
P9	9	9	44
P12	42	460	460
Source Tit Zill	9	0	9

Les résultats des analyses bactériologiques des points d'échantillonnage des eaux souterraines dans la zone d'étude sont illustrés dans le Tab. 16 ci- dessus.

On constate que les eaux des puits P9, P12, P3, P4 et Source Tit Zill sont très riches en germes pathogènes. C'est au niveau de puits P12 que le nombre des coliformes fécaux est le plus important. En effet, ce puits capte la nappe d'eau souterraine près de la décharge publique d'Almis Guigou. Quant aux puits P9, P3 et P4 qui se trouvent au niveau du plateau de Lamrijate (Timahdite), d'Ait Hamza et d'Ait Ghanem sont liés à l'existence des fosses septiques et au lessivage de déjections animales. Concernant la source de Tit Zill, elle est légèrement aussi contaminée par l'infiltration des fosses septiques, les infiltrations à partir de Oued Guigou qui est légèrement pollué à partir de Timahdite et au lessivage de déjections animales d'Ait Ghanem.

7 – 2 - Qualité des eaux pour l'usage agricole

7 – 2 – 1 - Caractérisation des eaux pour l'irrigation

La salinisation peut entraîner des effets nocifs sur la qualité des eaux pour l'irrigation, et ce en raison de la fixation du sodium et des chlorures par les colloïdes du sol. La présence du sodium exerce alors une action néfaste sur la végétation et le sol (Gouaidia, 2008) qui se manifeste par :

- un accroissement de la pression osmotique qui rend l'eau plus difficilement mobilisable par les plantes;
- une toxicité de certains ions pour les végétaux (Cl^- , Na^+ , etc.);
- une dégradation du sol (modifications de l'état structural, diminution de la perméabilité, ... etc).

Lorsque la concentration des ions Na^+ à l'état soluble dans le sol est importante, ces ions remplacent le plus fréquemment les cations Ca^{2+} (échange de base) dans le complexe absorbant. Ce risque est déterminé à l'aide de la valeur du sodium absorbable (Sodium Absorption Ratio, SAR). Pour une même conductivité, le risque est d'autant plus grand que le coefficient est plus élevé.

Le SAR est défini par la relation suivante:

$$\text{S. A. R} = \frac{\text{Na}^+ + \text{K}^+}{\sqrt{\frac{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})}{2}}}$$

Tous les ions sont exprimés en méq/l.

7 – 2 – 2 - Classification des eaux par la méthode de Richards

Cette classification a été proposée par Richards (1954), pour déterminer les caractéristiques spécifiques des eaux d'irrigation.

Le risque de salinisation des sols peut être apprécié par la conductivité électrique et celui de l'alcalinisation (Richards, 1954). En tenant compte de ces deux paramètres, cet auteur a proposé un diagramme de classification comportant seize classes correspondant aux risques salins-risques alcalins. Cette classification a été très utilisée pour caractériser les eaux d'irrigation.

L'eau avec un SAR se situant entre 0 et 6 peut généralement être utilisée sur tout type de sol avec une faible accumulation de sodium. Quand le SAR se situe entre 6 et 9, les risques de problèmes liés à la perméabilité du sol augmentent. Dans ce cas, le sol devrait être échantillonné tous les 1 ou 2 ans pour déterminer si l'eau augmente la teneur en sodium du sol (Couture, 2004).

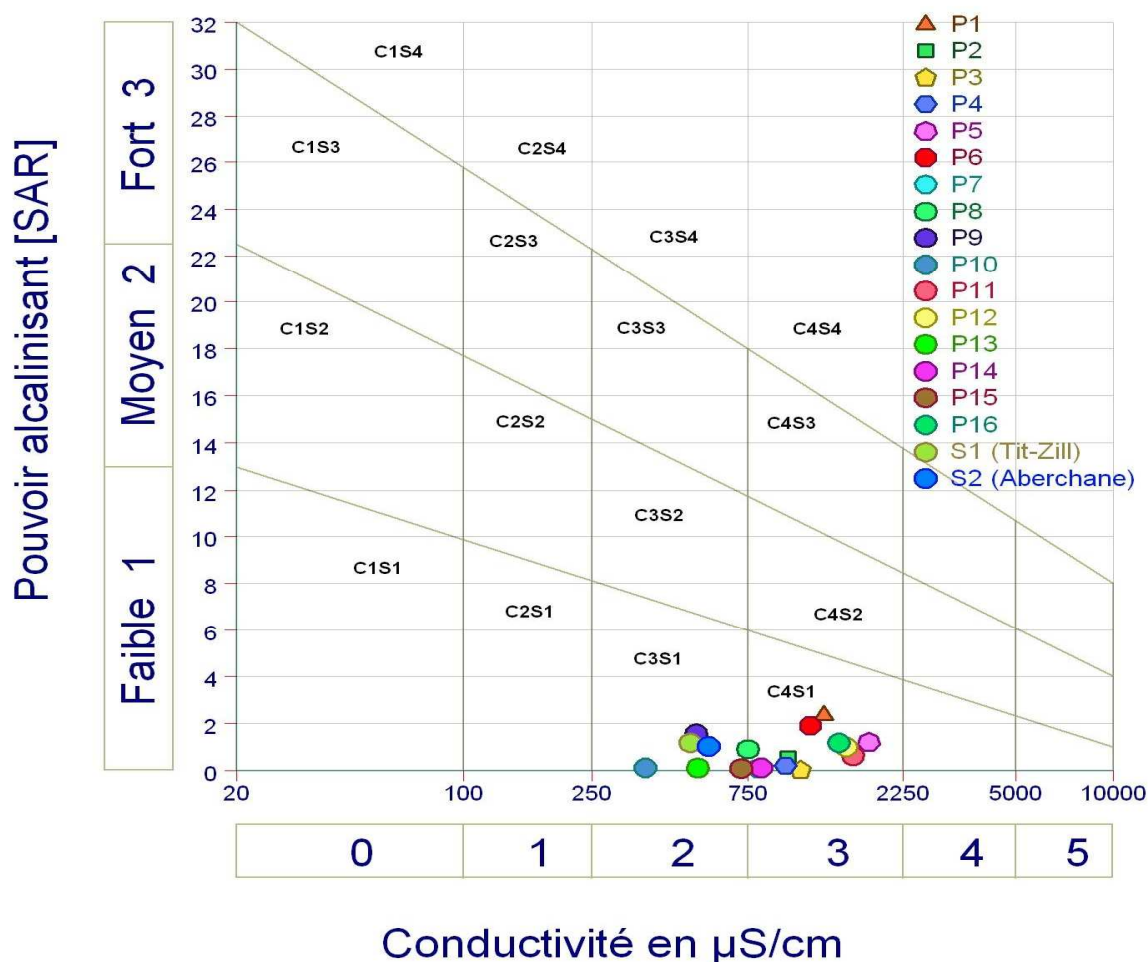


Fig. 67 : Classification des eaux pour l'irrigation.

En tenant compte de cette classification et après avoir positionné les points d'eau des différentes campagnes sur le diagramme de Richards (Fig. 66), selon la conductivité électrique et la valeur de SAR, on a pu constater la présence des deux groupes suivants :

- le premier groupe C3.S1 : P8, P9, P10, P13, P15, P16, S1 et S2. Ce groupe rassemble les points d'eau de qualité bonne à médiocre. Cette eau peut être utilisée sans contrôle particulier pour les irrigations des plantes ;
- le deuxième groupe C4.S1 : P1, P2, P3, P4, P5, P6, P7, P11, P12 et P14. Ce groupe rassemble les points d'eau de qualité médiocre à mauvaise. Elle est minéralisée et ne convient à l'irrigation que pour les sols à texture grossière ou les sols organiques très perméables avec un bon drainage et utilisation des plantes tolérantes du sel.

8 - Conclusion

Les eaux souterraines de l'aquifère fluvio-lacustre et volcanique, sont caractérisées par une température variant entre 9.8 °C et 18 °C et une conductivité électrique allant de 498 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 1850 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les variations des valeurs de la conductivité peuvent être liées soit au lessivage des dépôts triasiques riches en évaporites, soit à l'altération des roches carbonatées lors de la karstification et du broyage tectonique. Ces trois phénomènes peuvent agir à la fois en libérant des anions et des cations (Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- et Na^+).

L'application des méthodes des analyses statistiques multivariées, particulièrement classification ascendante hiérarchique (CAH) et analyse en composante principale (ACP), sur les points échantillonnés, nous a permis de distinguer trois principaux groupes de variables.

Le premier groupe est composé par la conductivité, Cl^- , Na^+ et Température, et le deuxième groupe est formé par Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Mg^{2+} et HCO_3^- . La teneur de ces éléments participe à la minéralisation totale des eaux souterraines. Le troisième groupe est formé par pH, NO_3^- , O_2d , K^+ et NO_2^- . Ce dernier groupe peut être considéré comme source de pollution azotée par les activités agricoles et/ou les eaux usées.

Les eaux dans l'aquifère plio-quaternaire de la zone d'étude, sont subdivisées en deux types :

1. le premier type correspond à une eau chlorurée sulfatée calco-magnésienne, caractérisant des eaux à minéralisation élevée.
2. le deuxième type correspond à une eau bicarbonatée calco-magnésienne caractérisant les eaux de faible minéralisation.

Les relations entre les éléments chimiques des eaux souterraines Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} et HCO_3^- montrent la dominance des ions carbonatés (Ca^{2+} , HCO_3^-) par rapport aux ions gypses (Ca^{2+} , SO_4^{2-}) et aux ions salifères (Na^+ , Cl^-).

Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans l'eau souterraine indique que seuls les minéraux carbonatés tendent à précipiter surtout sous la forme de dolomite. Par contre les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous-saturation. Cela est expliqué par l'effet des valeurs élevées de la constante d'équilibre des minéraux évaporitiques (NaCl (-4,34) ; CaSO_4 (-4,59)), ce qui permet aux éléments évaporitiques de se présenter dans l'eau à des concentrations élevées. Par contre pour les minéraux carbonatés, la constante d'équilibre est plus faible (Dolomite (-16,81) et Calcite (-8.42)), ce qui produit une précipitation rapide des minéraux carbonatés.

La qualité physico-chimique des eaux de la nappe est considérée globalement de qualité bonne à médiocre, à l'exception de quelques points qui montrent une importante contamination bactérienne et des concentrations élevées en nitrates et phosphates.

Quant à la pollution des eaux souterraines de la zone d'étude, on distingue deux sources principales : les sources d'origines domestiques liées aux fosses septiques et à Oued Guigou; ce qui provoque la détérioration de la qualité de la nappe d'eau et les sources liées aux activités agricoles et qui se traduisent par la présence de fortes concentrations des nitrates et des phosphates dans les eaux de la nappe.

Chapitre 6:
Pollution et vulnérabilité de la nappe
d'eau superficielle entre Timahdite et
Almis Guigou

Chapitre 6: Pollution et vulnérabilité de la nappe d'eau superficielle entre Timahdite et Almis Guigou

I : Pollution des eaux souterraines

1 - Introduction

Les activités humaines, agricoles et domestiques, libèrent dans l'environnement des produits et des substances polluantes. Ces dernières sont rejetées directement dans les milieux naturels. Leur présence, notamment dans les eaux souterraines, pose un problème à l'interface des écosystèmes et des ressources hydriques. Le but de cette étude est de dénombrer les principales sources de la pollution des eaux souterraines entre Timahdite et Almis Guigou. Cette étude est basée sur les analyses hydrochimiques, dont les résultats permettent quantifier la pollution. Egalement, la cartographie des éléments chimiques nous a permis de déterminer les zones touchées par les différents types de pollution.

2 - Source de pollution

Durant notre travail sur terrain, nous avons pu déterminer des différentes sources de pollution, qui se résument comme suit :

- les rejets urbains, qui déversent des eaux usées domestiques dans l'Oued Guigou et dans les fosses septiques, sans traitement préalable;
- la décharge publique d'Almis Guigou qui est installée dans un site non aménagé et constitue ainsi un danger potentiel de contamination de la nappe d'eau par l'infiltration des polluants (lixiviats);
- les cultures maraîchères et céréalières, qui utilisent d'importantes quantités de fertilisants.

3 - Contamination de la nappe

3 – 1 - Pollution par les eaux usées

Pour évaluer l'impact des polluants sur la nappe d'eau souterraine de la zone d'étude, nous avons effectué seize prélèvements. Les analyses des échantillons nous ont permis de rendre compte sur la qualité de la nappe d'eau souterraine. Les résultats des paramètres analysés sont résumés dans la Fig. 67.

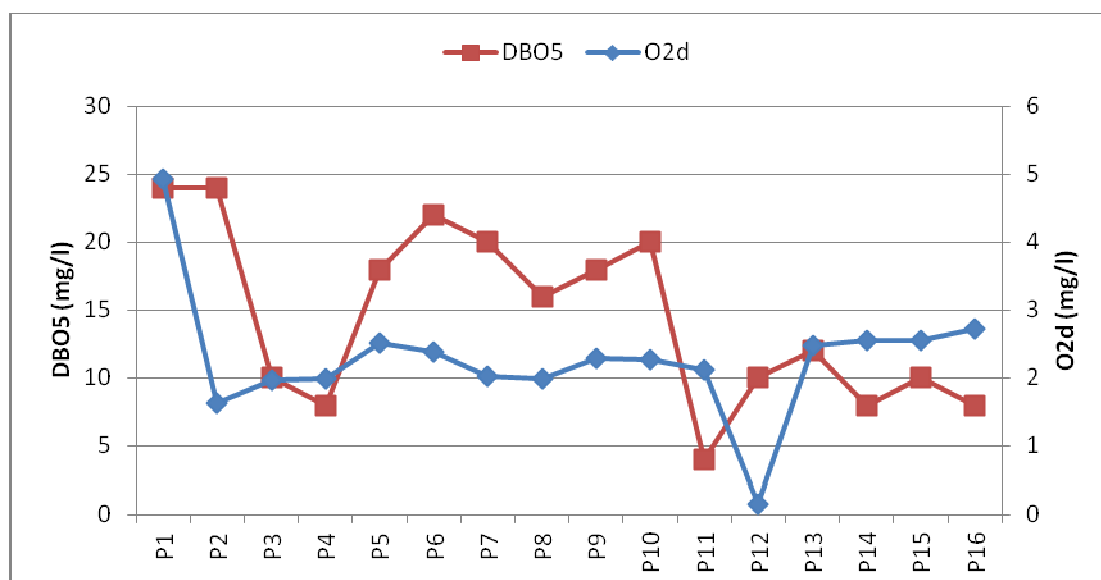


Fig. 68 : Variation spatiale de la demande biochimique en oxygène (DBO_5) et de l'oxygène dissous (O_2d) dans les eaux de la nappe Timahdite-Almis Guigou (Janvier 2013) (situation des puits : voir Fig. 43).

D'après la Fig. 67, on constate que les points d'eaux souterraines prélevés dans la région d'étude sont contaminés. En effet, les valeurs de la DBO_5 (la demande biochimique en oxygène dissous, représente la quantité d'oxygène (mg/l) utilisée par les micro-organismes pour décomposer la matière organique présente dans l'eau durant une période d'incubation de 5 jours à 20 °C. Elle a été déterminée par la méthode de dilution), dans les puits P2, P5, P6, P7, P8, P9 et P10 varient de 16 à 24 mg/l, traduisant une forte teneur en matières organiques issue des rejets d'eaux usées dans les fosses septiques. Les fortes teneurs en micro-organismes dans les eaux usées vont consommer l'oxygène existant dans les eaux souterraines ce qui explique la faible teneur en oxygène dissous (de 1,6 à 2,39 mg/l).

Par contre au niveau des puits P4, P11, P14, P15 et P16, les valeurs de la DBO_5 varient de 4 à 10 mg/l. Cette diminution de la DBO_5 et l'augmentation de l'oxygène dissous (de 1,99 à 2,73 mg/l) peut être expliquée par l'effet de la distance des puits par rapport à l'agglomération des habitants et l'autoépuration de la nappe par les écoulements des eaux souterraines.

3 – 2 - Pollution par l'activité agricole

L'activité agricole est actuellement à l'origine d'une pollution des eaux de surface et souterraine, dont l'origine est liée généralement aux nitrates et/ou aux phosphates des engrais.

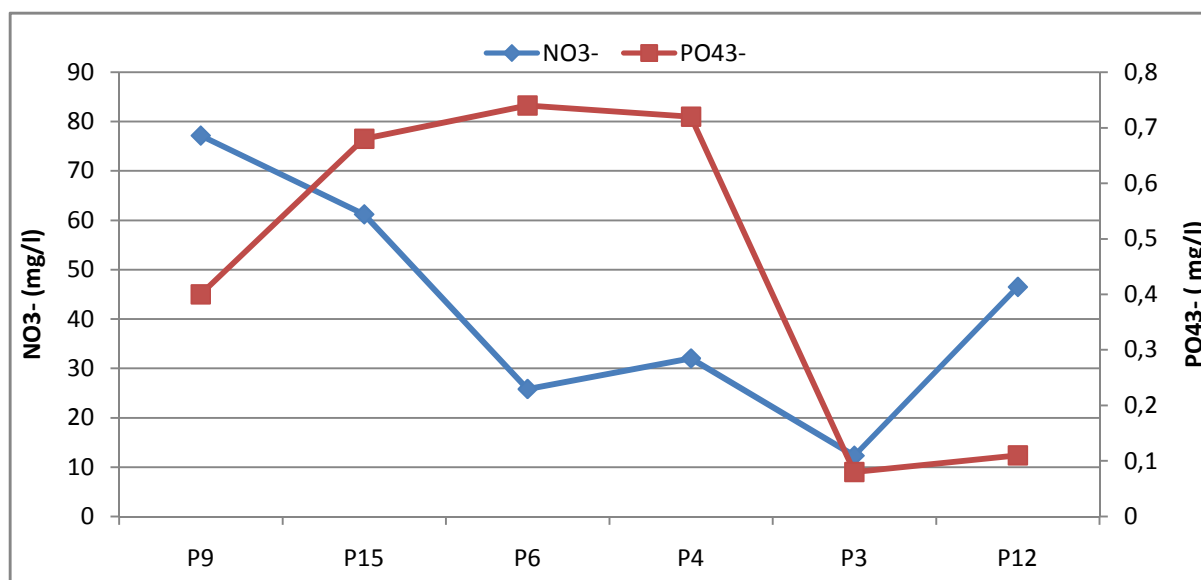


Fig. 69 : Variation des teneurs des nitrates et des phosphates dans les eaux souterraines de la zone d'étude (Janvier, 2013).

Les teneurs en nitrates évoluent selon un gradient décroissant de l'amont (Timahdite) vers l'aval (Almis Guigou) où elles atteignent 77,16 mg/l au niveau de puits P9 et 12,3 mg/l au puits P3 (voir Fig 68). La diminution des teneurs en nitrates suivant l'axe d'écoulement des eaux souterraines peut être expliqué par la dilution des concentrations de nitrates.

Par contre les teneurs en phosphore totale évoluent selon un gradient croissant (0,4 mg/l au niveau de puits P9 (Timahdite) et 0,72 mg/l au niveau de puits P4 (Almis Guigou) (voir Fig.43). L'augmentation des teneurs en phosphore totale peut s'expliquer par l'effet auto-épuratoire de la nappe d'eau, mais également à l'utilisation intensive d'engrais par les agriculteurs dans la région d'Almis Guigou.

3 – 3 - La pollution par les phosphates

Les concentrations en phosphates enregistrées au niveau des puits étudiés et au niveau de la source Tit Zill, sont comprises entre 0.02 et 0.74 mg/l. Dans les puits P4, P6 et P15 (Fig. 68) la concentration des phosphates dépassent les normes internationales de l'organisation mondiale de la santé (0.5 mg/l). Cette teneur, laisse à penser que cet élément constitue un risque de pollution pour les eaux de la nappe d'eau étudiée.

3 – 4 – La pollution par les nitrates

Pour mettre en évidence les effets provoqués par les activités agricoles, des prélèvements ont été effectués à différents endroits de la zone d'étude. Les analyses effectuées montrent que les nitrates présentent des concentrations oscillant entre 10 mg/l et 77,16 mg/l. En effet, les

teneurs les plus élevées sont enregistrées au niveau des puits P9, P15 et P12 (Fig.66) (situation : voir Fig. 43) où la concentration des nitrates dépasse les normes internationales de l'organisation mondiale de la santé (50 mg/l). La concentration des nitrates diminue suivant le sens d'écoulement des eaux souterraines; du SW au NE, ce qui nous laisse penser à une dilution des nitrates par l'auto-épuration (voir Fig. 65).

4 - Conclusion

La qualité des eaux souterraines de la zone d'étude est considérée de bonne qualité à médiocre, à l'exception de quelques puits qui indiquent une importante contamination provenant des rejets domestiques, et des nitrates provenant essentiellement des activités agricoles.

Les teneurs en phosphates enregistrées au niveau de la zone d'étude, sont comprises entre 0,02 et 0,74 mg/l. Dans les puits P4, P6 et P15 (voir Fig. 68) la concentration des phosphates dépassent la norme internationale de l'organisation mondiale de la santé (0.5 mg/l). Cette teneur, laisse à penser que cet élément constitue un risque de pollution pour les eaux de la nappe d'eau étudiée. Ces teneurs en phosphore évoluent selon un gradient croissant 0.4 mg/l au niveau de puits P9 (Timahdite) et 0,72 mg/l au niveau de puits P4 (Almis Guigou) (voir Fig.1 hydrochimie). L'augmentation des teneurs en phosphore totale peut s'expliquer par l'effet auto-épuration de la nappe d'eau mais également aux amendements d'engrais par les agriculteurs dans la région d'Almis Guigou.

Les teneurs en nitrates présentent des concentrations oscillant entre 10 mg/l et 77,16 mg/l. En effet, les teneurs les plus élevées sont enregistrées au niveau des puits P7, P9, P12, P14, P15 et P16 (situation : voir Fig. 43) où la concentration des nitrates dépasse les normes internationales de l'organisation mondiale de la santé (50 mg/l). La concentration des nitrates diminue suivant le sens d'écoulement des eaux souterraines; du SW au NE ce qui nous laisse penser à une dilution des nitrates par l'autoépuration.

II : Vulnérabilité de la nappe d'eau souterraine

1 - Introduction

Après avoir réalisé la partie précédente, qui consiste en l'état de contamination de la nappe d'eau souterraine cantonnée dans l'aquifère fluvio-lacustre et volcanique de Timahdite-Almis Guigou; nous avons constaté l'importance de réaliser une cartographie des zones vulnérables à la pollution. Le but visé par l'établissement de cette cartographie de la vulnérabilité est de faire apparaître les possibilités de pénétration et de circulation des polluants dans la nappe d'eau souterraine. Sachant que cette dernière est exploitée par les villageois et les paysans pour la consommation en eau potable et pour l'irrigation.

L'étude de la vulnérabilité de la nappe d'eau souterraine entre Timahdite et Almis Guigou a pour objectif de préserver les ressources en eaux souterraines et d'améliorer sa gestion. Dans cette région, le risque de pollution est lié à des facteurs agricoles causés par l'emploi des engrais et des pesticides agricoles; et des facteurs anthropiques tels que le rejet des déchets et l'utilisation des fosses septiques.

2 - La méthode DRASTIC

Durant notre travail de recherche scientifique, nous avons réalisé la cartographie de la vulnérabilité à la pollution de la nappe d'eau superficielle de Timahdite-Almis Guigou par la méthode DRASTIC; à l'aide de SIG (ARCGIS). Cette méthode a été élaborée par l'EPA (Environmental Protection Agency) aux Etats-Unis d'Amérique en 1985, puis utilisée et développée par Aller et al. en 1987. Cette méthode consiste à estimer le potentiel de pollution des eaux souterraines (Schnebelen et al, 2002). Elle permet d'évaluer la vulnérabilité verticale en se basant sur les sept paramètres hydrogéologiques suivants (Sinan et al.,2003):

- (D) : Profondeur de la surface de la nappe (ou Depth),
- (R) : Recharge nette,
- (A) : Nature lithologique de l'Aquifère,
- (S) : Sol (granulométrie et faciès),
- (T) : Topographie des terrains,
- (I) : Impact de la zone non saturée (lithologie et épaisseur),
- (C) : Conductivité hydraulique (perméabilité) de la zone saturée.

Pour chaque paramètre hydrogéologique critique, une note variant de 1 à 10 et un poids allant de 1 à 5 ont été attribués d'après son importance dans le modèle DRASTIC. L'index de

vulnérabilité final **Id** est la somme pondérée des sept paramètres hydrogéologiques selon la formule suivante (Aller et al, 1985):

$$Id = (Dn \cdot Dp) + (Rn \cdot Rp) + (An \cdot Ap) + (Sn \cdot Sp) + (Tn \cdot Tp) + (In \cdot Ip) + (Cn \cdot Cp)$$

Où

D, R, A, S, T, I et C sont les sept paramètres hydrogéologiques de la méthode DRASTIC.

n : note accordée à chaque paramètre.

P : poids accordé à chaque paramètre.

Tab. 17 : Notations accordées aux paramètres de la méthode DRASTIC (d'après Barès, 1994).

D : profondeur de la nappe d'eau Epaisseur de la ZNS		R : recharge Pluie efficace	
Valeurs en mètres	Notation	Valeurs en mm	Notation
0 – 1,5	10	>25,5	9
1,5 – 4 ,5	9	17,5 – 25,5	8
4,5 – 9	7	10 – 17,5	6
9 – 15	5	5 – 10	3
15 – 22	3	0 – 5	1
22, 5 – 30	2		
>30	1		
A : nature de la zone saturée		S : nature du sol	
Calcaire karstique	10	Peu épais ou absent	10
Basalte	9	Gravier	10
Sable et gravier	8	Sable,	9
Calcaire massif	6	Argile, agrégats ou pentes	7
Grès massif	6	Limon sableux	6
Shales en séquence	6	Limon	5
Métamorphique altéré, grès	4	Limon silteux	4
lités, calcaires		Limon argileux	3
Métamorphique	3	Argile non agrégée et non	1
Shale massif	2	fissurée	
T : topographies, pentes		I : nature de la ZNS	
Valeurs en % de la pente	Notation	Calcaire karstique	10
0 -2	10	Basalte	9
2 – 6	9	Sable et gravier	8
6 – 12	5	Sable et gravier avec silt et	6
12 – 18	3	argile	
>18	1	Calcaire lité, grès, shale	6
		Grès	6
		Calcaire	6
		Shale	3
		Silt/argile	1
C:conductivité		notation	
> 9,4 10 ⁻⁴ m/s		10	
4,7 10 ⁻⁴ - 9,4 10 ⁻⁴ m/s		8	
32,9 10 ⁻⁵ - 4,7 10 ⁻⁴ m/s		6	
14,710 ⁻⁵ - 32,9 10 ⁻⁵ m/s		4	
4,710 ⁻⁵ - 14,710 ⁻⁵ m/s		2	
4,710 ⁻⁷ - 4,710 ⁻⁵ m/s		1	

Tab. 18 : Poids attribués aux paramètres DRASTIC (Aller et al.,1987).

Classe	Poids
Classe1	
- La profondeur de la nappe	5
- La nature lithologique de la zone non saturée	5
Classe 2	
- La recharge	4
- La nature lithologique de la zone saturée	3
Classe 3	
La texture du sol	2
La topographie	1

Les cartes obtenues permettent de visualiser le degré relatif de vulnérabilité de la zone d'étude. Le potentiel de pollution augmente dans le même sens que l'index de vulnérabilité.

2 – 1 - Principe de la méthode DRASTIC

L'évaluation de la vulnérabilité par la méthode DRASTIC repose sur trois hypothèses fondamentales (Kachi S., 2007) :

- la source de contamination potentielle est localisée en surface du sol;
- les contaminants sont entraînés depuis la surface du sol jusqu'à l'aquifère par l'infiltration efficace, soit verticalement;
- le type de contaminant n'intervient pas dans la définition de la vulnérabilité, c'est-à-dire que le contaminant est considéré comme possédant la même mobilité que l'eau.

Les défauts de cette méthode et qu'elle ne prend pas en considération la présence des fractures, des cours d'eau, de la karstification et le type de végétation développée en surface (une forêt est différente d'une ferme ou d'un pâturage) etc.

2 – 2 - Profondeur de la nappe d'eau (D)

La profondeur de la nappe d'eau est un paramètre important, qui constitue un facteur déterminant de la vulnérabilité (Gouaidia, 2008). Le paramètre (D) joue un rôle important car il permet d'atténuer la pollution lorsque le niveau piézométrique dans la nappe augmente avec la profondeur.

Ce paramètre a été déterminé pendant nos relevés piézométriques Juin, Juillet et Aout 2012. Le toit de la nappe d'eau par rapport à la surface varie en moyenne de 3 m à 120 m de profondeur. Le calcul des indices pour ce paramètre a été fait durant la campagne

piézométrique de la période de basses eaux 2012. Les résultats obtenus sont résumés dans le Tab. 19 :

Tab. 19 : Notation et pondération du paramètre de la profondeur.

Intervalle en m	Dn	Dp	Dn.Dp
1.5 – 4.5	9	5	45
4.5 – 9	7	5	35
9 – 15	4	5	20
15 – 22	3	5	15
22.5- 30	2	5	10
>30	1	5	5

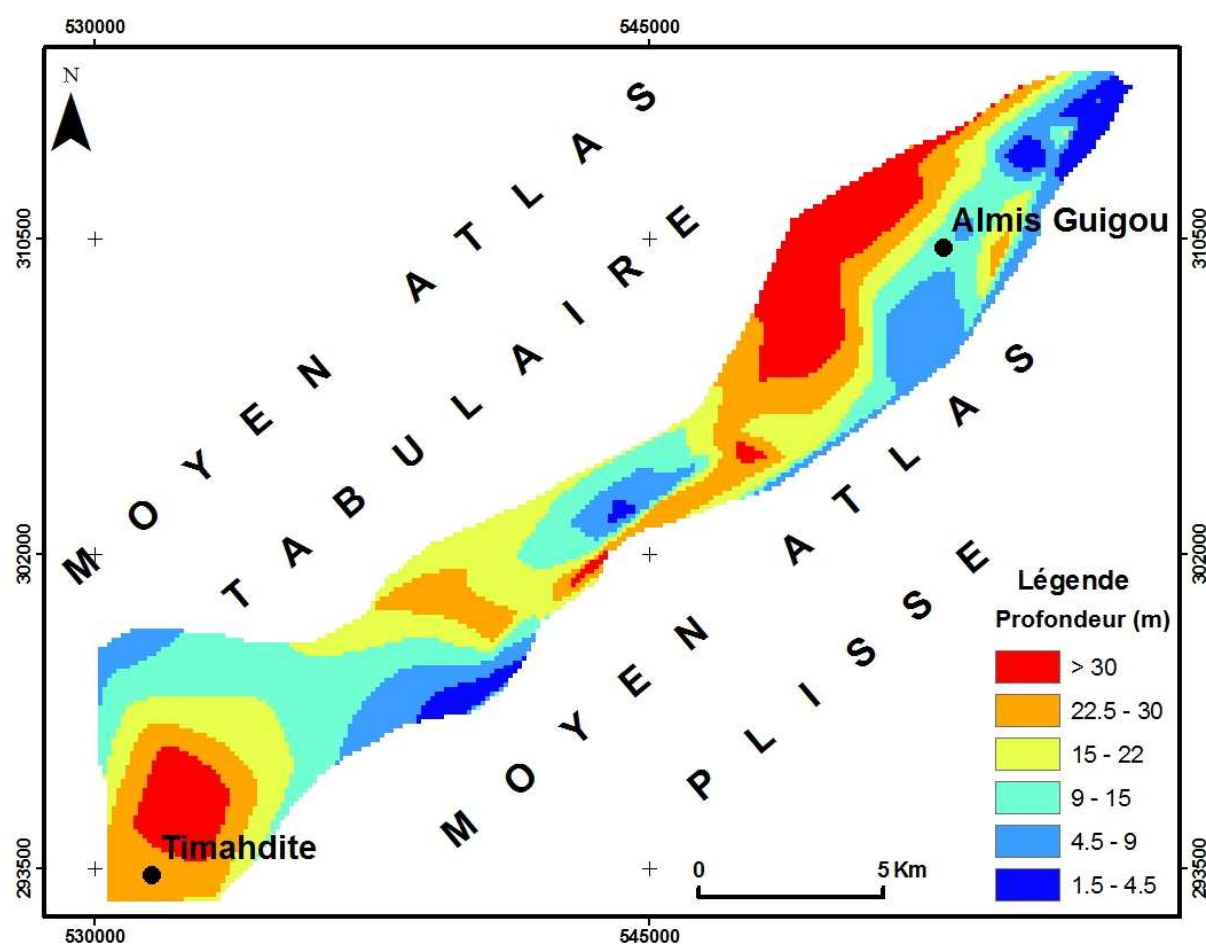


Fig. 70 : La carte de la profondeur en mètre de la nappe d'eau souterraine par rapport à la surface topographique.

L'observation de cette carte montre que les plus faibles indices sont répartis à proximité de l'accident nord moyen atlasique. Leurs valeurs ne dépassent pas 30 m, alors que les plus

importants indices se situent dans les zones centrales, surtout près la région de Timahdite et à proximité de la faille d'Ahrouch, avec des valeurs dépassant 90m.

2 – 3 - Recharge nette (R)

La recharge nette représente la quantité d'eau qui s'infiltre dans la terre et atteint la nappe d'eau souterraine. Elle contribue au transport des polluants vers les nappes d'eau. Pour estimer la recharge nette, nous avons fait la différence entre les niveaux statiques relevés au niveau des forages et puits pendant les saisons sèches (n1) et pluvieuses (n2) rapportée à la valeur de recharge la plus élevée (a). Un coefficient (p) a donc été déterminé et multiplié par l'infiltration calculée à partir des données pluviométriques (Dibi Brou et al.,2013) :

$$P = \frac{n2-n1}{a} \quad \text{et} \quad Rn = P \times R$$

Rn, la recharge nette calculée et R la recharge déterminée sur l'ensemble de la zone d'étude est égale à 62,435 mm. Les indices correspondant à ce paramètre ont été estimés dans le Tab. 20 :

Le Tab. 20 montre la quantité d'eau précipitée qui atteint l'aquifère jusqu'à la zone saturée (intervalle en mm). Le taux d'infiltration d'eau guide le transport des contaminants dans la zone vadose de l'aquifère. Plus la recharge nette est importante plus le transport des contaminants augmente.

Tab. 20 : Notation et pondération du paramètre de la recharge nette.

Intervalle en mm	Rn	Rp	Rn.Rp
0–50	1	4	4
50 – 100	3	4	12
100 – 150	6	4	24
150 – 200	8	4	32

L'observation de la carte (Fig. 70) montre que la recharge augmente du Moyen Atlas plissé au SE vers le Moyen Atlas tabulaire au NW en direction du sens d'écoulement des eaux souterraines (voir Fig. 35).

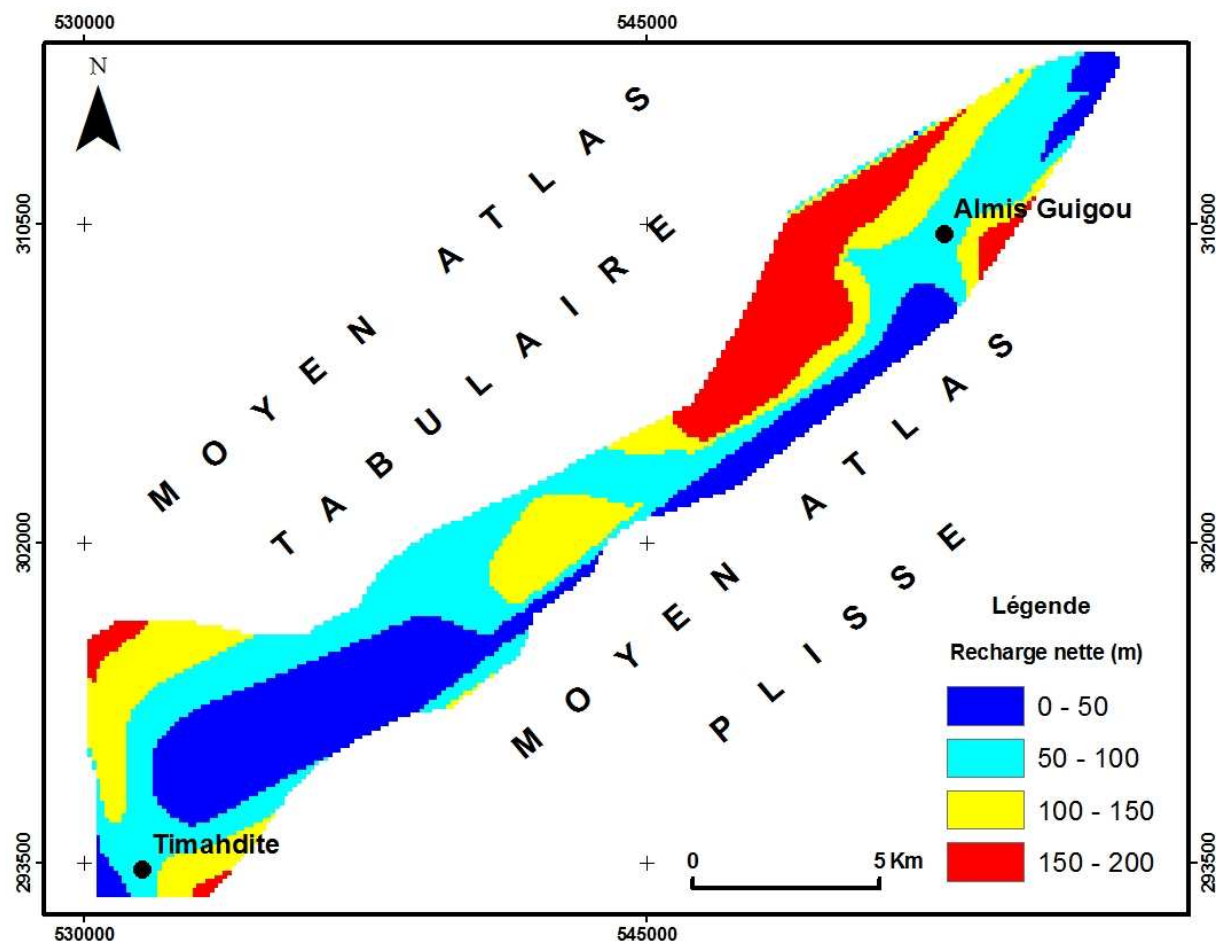


Fig. 71 : Carte de recharge de la nappe d'eau souterraine.

2 – 4 - La zone saturée et type d'aquifère (A)

La circulation et la propagation d'un contaminant dans la zone saturée dépendent de la texture et de la lithologie des couches de l'aquifère. Cela est toujours contrôlé par la granulométrie, la porosité, la perméabilité et la lithologie des formations géologique (Smida et al., 2010). On plus de ces facteurs nous devons ajouter l'effet de la fracturation d'origine tectonique et de la karstification dans la région d'étude. L'identification de ce paramètre est basée sur les logs des forages réalisés pour le captage de la nappe d'eau, et sur l'étude du terrain. La corrélation entre les forages réalisés et les observations des coupes sur le terrain, montrent que l'aquifère est formée essentiellement de dolomies, conglomérats, galets et basaltes (Fig. 71). Les valeurs ont été déterminées selon les classes signalées dans le Tab. 21.

Ce Tab.21 montre que le matériau aquifère de la nappe de Timahdite Almis-Guigou est constitué essentiellement de sables, graviers et basaltes. Les indices correspondant à ce paramètre ont été estimés selon la notation illustrée.

Tab. 21 : Notation et pondération du paramètre de la recharge nette.

Classe	An	Ap	An.Ap
Basaltes, conglomérats, galets arrondies	7	3	21
Dolomies, basaltes et conglomérats	8	3	24
Basaltes	9	3	27

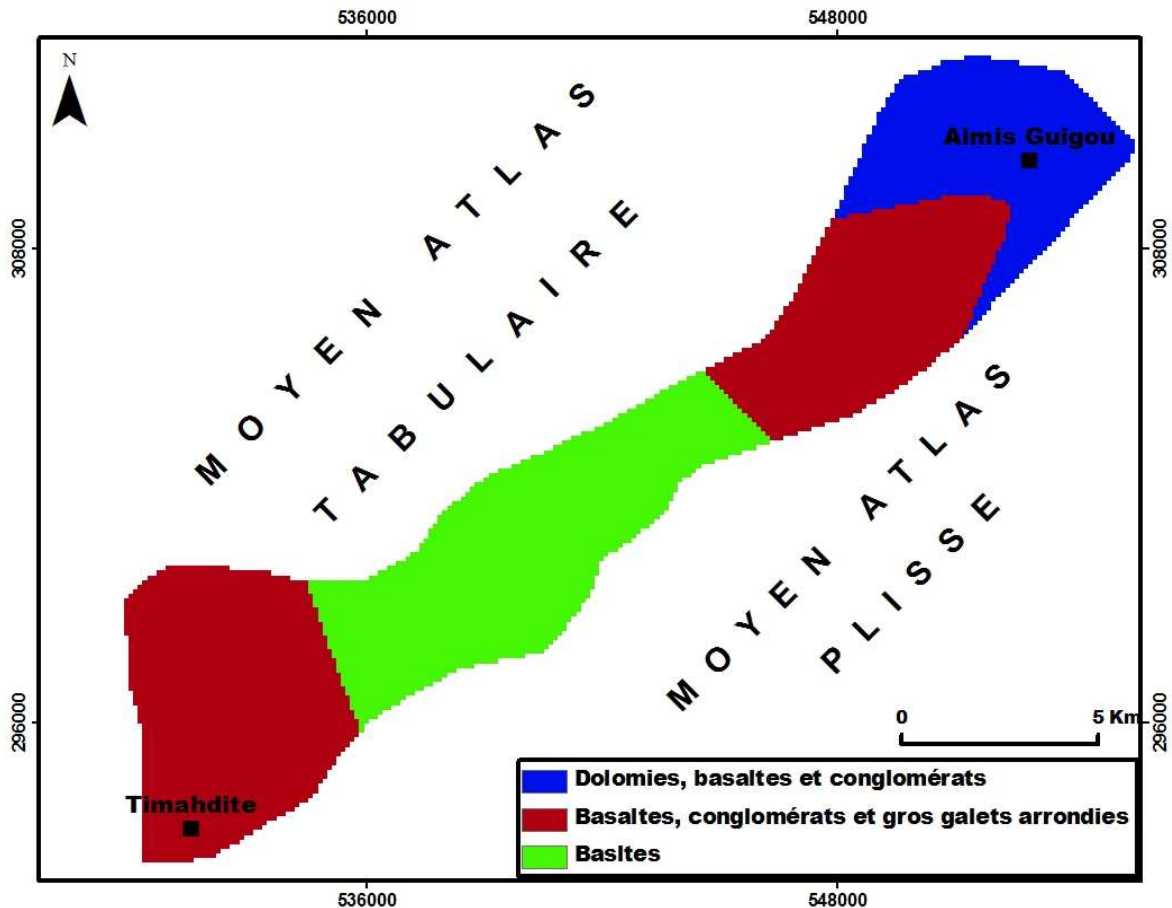


Fig. 72 : Carte des matériaux de l'aquifère (zone saturée).

2 – 5 - Type de sol (S)

La nature de la surface du sol influe sur la pénétration des polluants vers l'aquifère. Plus le sol est riche en argile, plus l'absorption des polluants est importante, et plus la protection des eaux souterraines est grande (Gouaidia, 2008). Ce paramètre est obtenu à partir de la carte pédologique de la région d'étude. Quatre types de sol ont été ainsi identifiés. Les valeurs indiciaires ont été estimées dans le Tab. 22.

La classification du sol selon DRASTIC a permis d'identifier quatre classes pédologiques (Tab. 22). Les cotes affectées à ce paramètre sont en fonction de sa structure.

Les zones de forte vulnérabilité pour ce paramètre correspondent aux zones constituées de minéraux bruts et celles de faible vulnérabilité aux sols complexes.

Tab. 22 : Notation et pondération de la nature du sol.

Classes	Sn	Sp	Sn.Sp
Minéraux bruts	9	2	18
Calcimagnésique	5	2	10
Sesquioxyde de Fer	4	2	8
Complexe	2	2	4

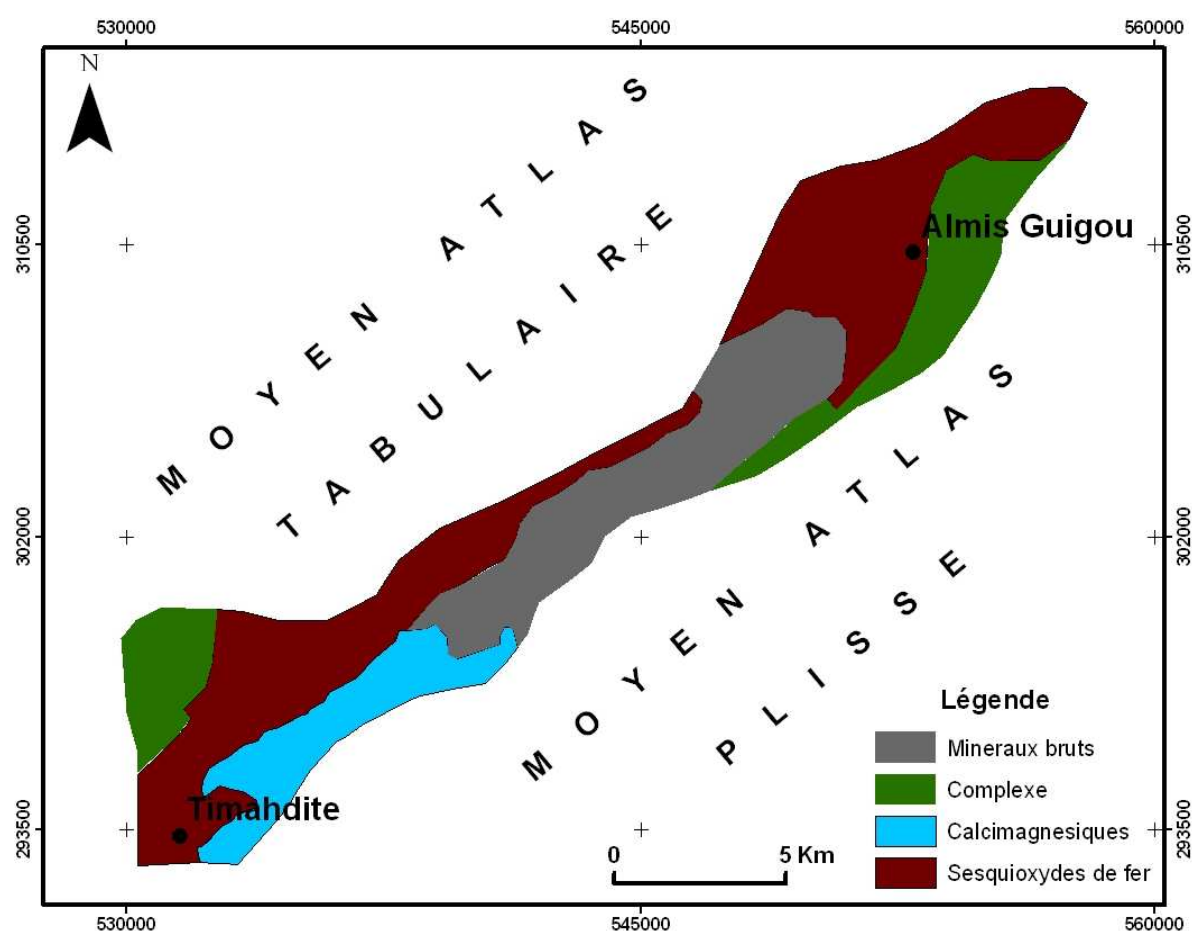


Fig. 73 : Carte des types de sols (d'après carte aménagement du bassin versant à l'amont barrage Allal El Fassi, pédologie (H.C.E.F.L.C.D., 1996).

L'examen de la carte des indices relatifs à la nature du sol montre que le sol argilo-graveleux se répand sur la majorité de la surface de la plaine (Fig. 72).

2 – 6 - Topographie(T)

La topographie représente la variabilité de la pente de la surface terrestre. Le degré de cette pente déterminera la puissance d'infiltration des eaux de ruissellement (Dibi et al., 2013). En effet, plus la pente est forte plus le ruissellement est fort, et moins l'eau parvient à s'infiltrer.

Le Tab. 23 montre la classification de cinq classes des pentes. Les zones de forte vulnérabilité pour ce paramètre correspondent aux zones constituées des pentes du terrain entre 0 à 2%, et qui occupent la majorité de la région d'étude, tandis que la seconde varient de 2 à 6 %.

Tab. 23 : Notation et pondération du facteur de la pente.

Classes en %	Tn	Tp	Tn.Tp
0 à 2	10	3	30
2 à 6	9	3	27
6 à 12	5	3	15
12 à 18	3	3	9
> 18	1	3	3

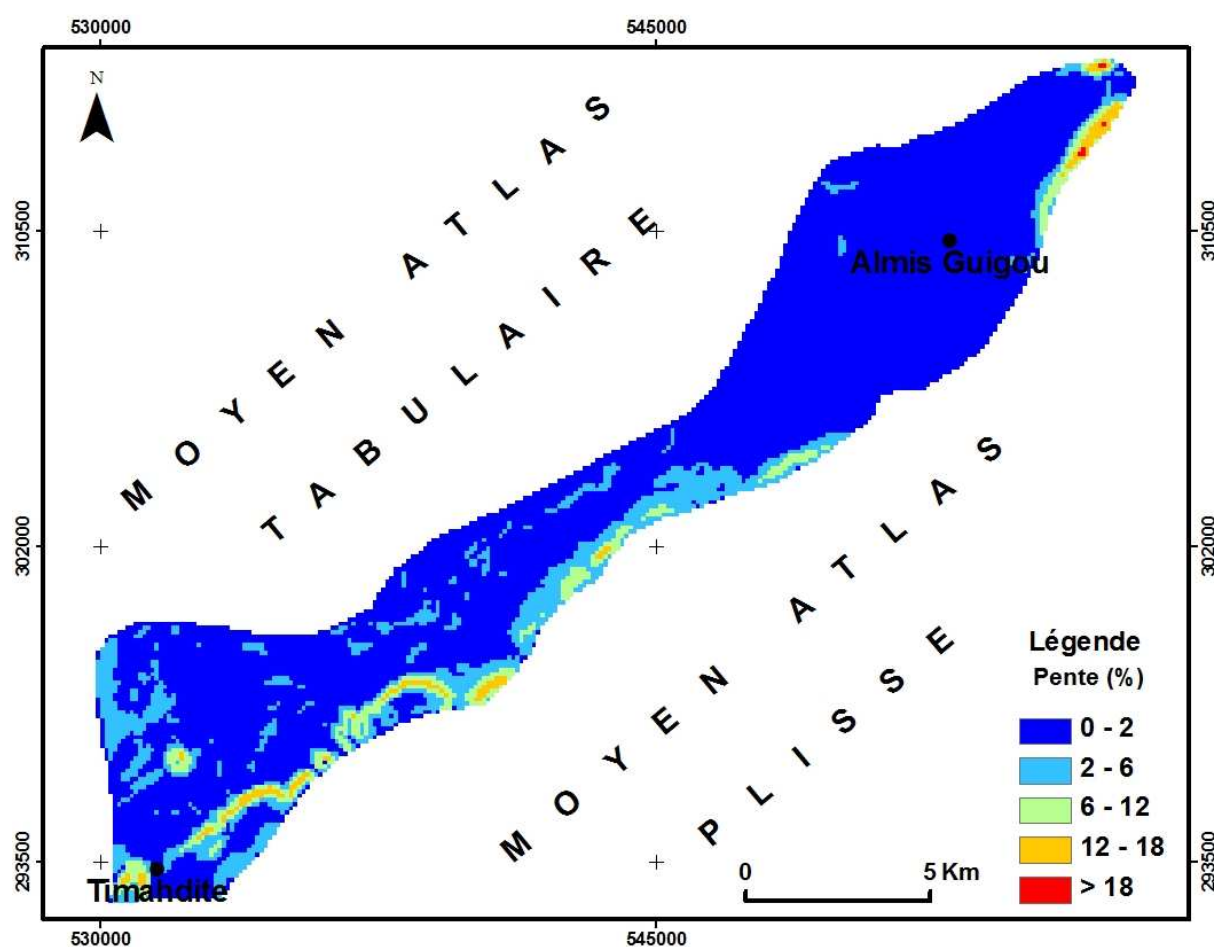


Fig. 74 : Carte de la topographie (pente en %).

A l'exclusion de la zone qui longe l'accident nord moyen atlasique où on a calculé des pentes de 4 % à 10 %, les autres terrains sont très peu accidentés avec des pentes inférieures à 2 % (Fig. 73). Les valeurs de pentes ont été estimées dans le Tab. 23.

2 – 7 - La zone non saturée (vadose) (I)

Constitue un paramètre important dans l'estimation de la vulnérabilité. L'impact de la zone vadose est basé sur les coupes lithologiques des forages. La corrélation montre que la zone vadose est formée essentiellement des basaltes, conglomérats et des alluvions (Fig. 74). La détermination des indices de ce facteur a été faite dans le Tab. 24.

Le Tab. 24, a montré que le matériau aquifère de la nappe étudiée est constitué essentiellement de Basaltes, calcaires lacustres, calcaires éocènes, conglomérats et dépôts détritiques variés. Son identification a été basée sur les logs des forages (ABHS). La conversion de la carte vectorielle en carte matricielle, la classification et la cotation selon la méthode DRASTIC seront basées sur la lithologie de l'aquifère.

Tab. 24 : Notation et pondération du paramètre de la zone non saturée.

Classes	In	Ip	In.Ip
Basaltes, calcaires lacustres, calcaires éocènes, conglomérats et dépôts détritiques variés.	7	5	35
Basaltes, calcaires lacustres et conglomérats.	7,5	5	37,5
Basaltes et Galet	8,5	5	42,5
Basaltes	9	5	45

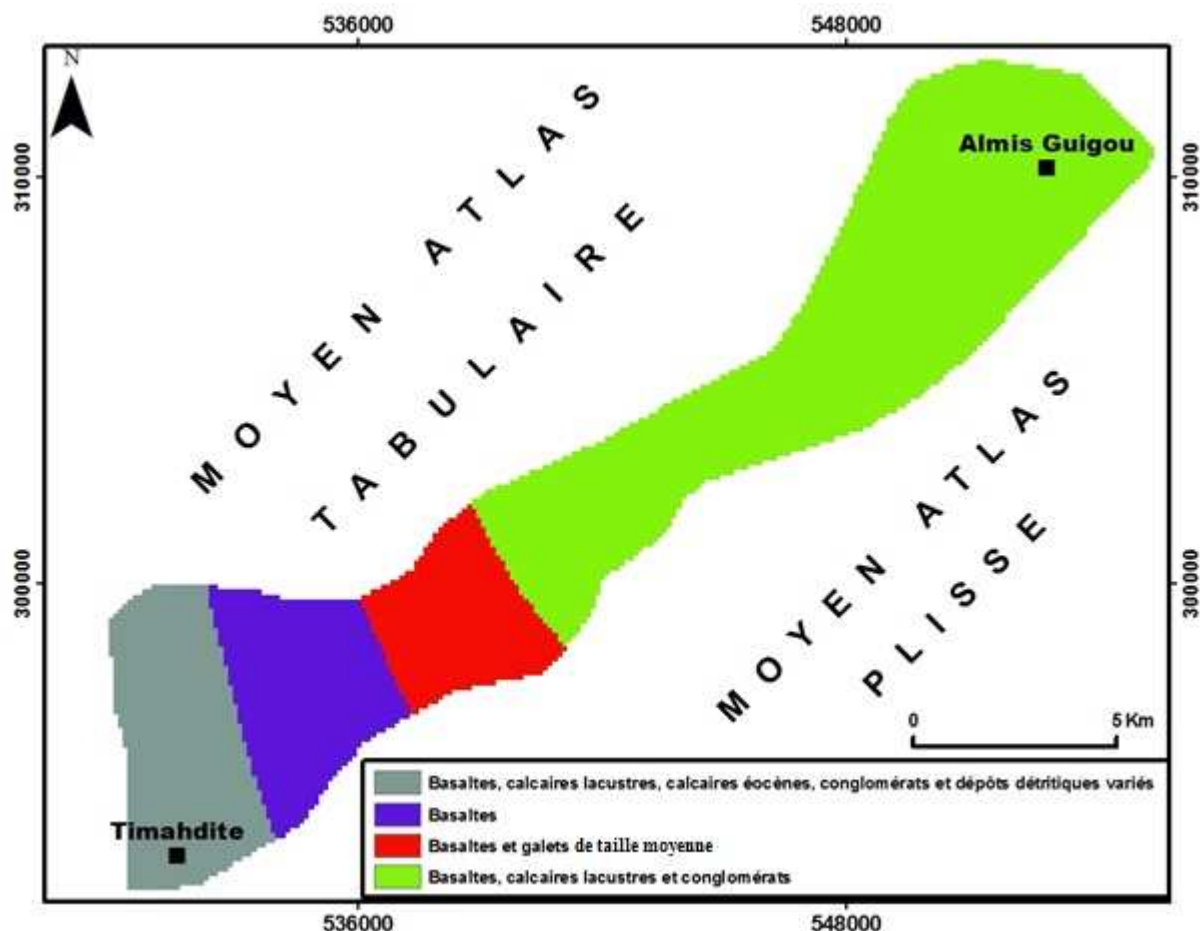


Fig. 75 : Carte de l'impact de la zone vadose de la nappe d'eau (la zone non saturée).

2 – 8 - Conductivité hydraulique (Perméabilité) (C)

Elle indique la capacité d'un aquifère à se laisser traverser par l'eau. Plus ce paramètre est important, plus le transfert des polluants est rapide. Les valeurs de conductivité hydrauliques déterminées variant entre $10,7 \cdot 10^{-4}$ m/s dans la région d'Almis Guigou au NE et $4 \cdot 10^{-7}$ m/s dans la région de Timahdite au SW (Fig. 75). L'estimation des indices de perméabilité a été faite selon les classes présentées dans le Tab. 25.

Le Tab. 25 montre l'estimation des indices de ce paramètre qui a été faite selon les classes de perméabilité. En partant des valeurs ponctuelles de perméabilités (comprises entre $4 \cdot 10^{-7}$ et $10,7 \cdot 10^{-4}$ m/s) obtenues par le pompage d'essai. Quatre intervalles de valeurs ont été différenciés. Nous avons élaboré la carte matricielle d'indices de vulnérabilité de perméabilité après spatialisation, classement suivant la terminologie DRASTIC, cotation et calcul d'indices.

Tab. 25 : Classes et notations retenues pour la perméabilité.

Classes de perméabilité en (m/s)	Cn	Cp	Cn.Cp
$4 \cdot 10^{-7} - 4,7 \cdot 10^{-5}$	1	3	3
$4,7 \cdot 10^{-5} - 8,7 \cdot 10^{-5}$	2	3	6
$8,7 \cdot 10^{-5} - 9,7 \cdot 10^{-5}$	2	3	6
$9,7 \cdot 10^{-5} - 10,7 \cdot 10^{-4}$	2	3	6

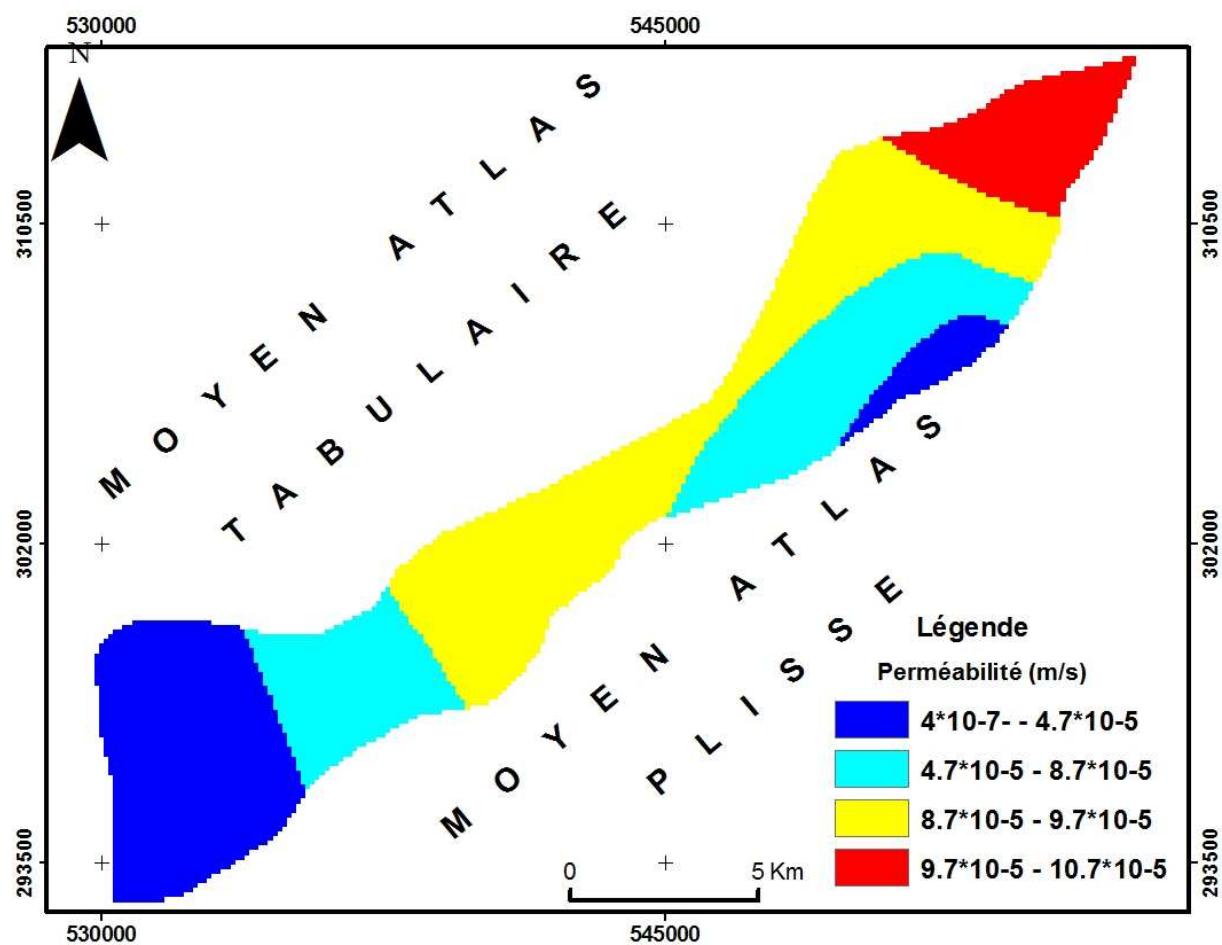


Fig. 76 : Carte de la conductivité hydraulique (perméabilité en m/s).

2 – 9 - Carte de vulnérabilité

La carte de vulnérabilité de la région d'étude permet de montrer les principales zones à risque, qui sont liées à des indices élevés. Pour caractériser cette vulnérabilité, on s'est basé sur les écarts de variation de vulnérabilité :

- $150 < I$: vulnérabilité forte ;
- $100 < I < 150$: vulnérabilité moyenne ;
- $I < 100$: vulnérabilité faible.

Cette classification a permis de distinguer de trois zones (Fig. 76):

- une zone de plus grande vulnérabilité, dont l'indice dépasse 190. Elle coïncide avec l'axe de la nappe où la profondeur de la surface piézométrique est très faible et parfois même nulle. La nature de la couche non saturée influence également sur cette vulnérabilité ;
- une zone où la vulnérabilité est moyenne ; correspond à la majorité de la superficie de la nappe aquifère, où l'indice de vulnérabilité varie de 100 à 150. Ces valeurs sont due essentiellement à la faible profondeur de la surface piézométrique et à la nature de la couche vadose ;
- une zone de faible vulnérabilité, qui est localisée à la périphérie de la zone, mais s'étend sur une surface limitée. Son indice de vulnérabilité varie de 70 à 100.

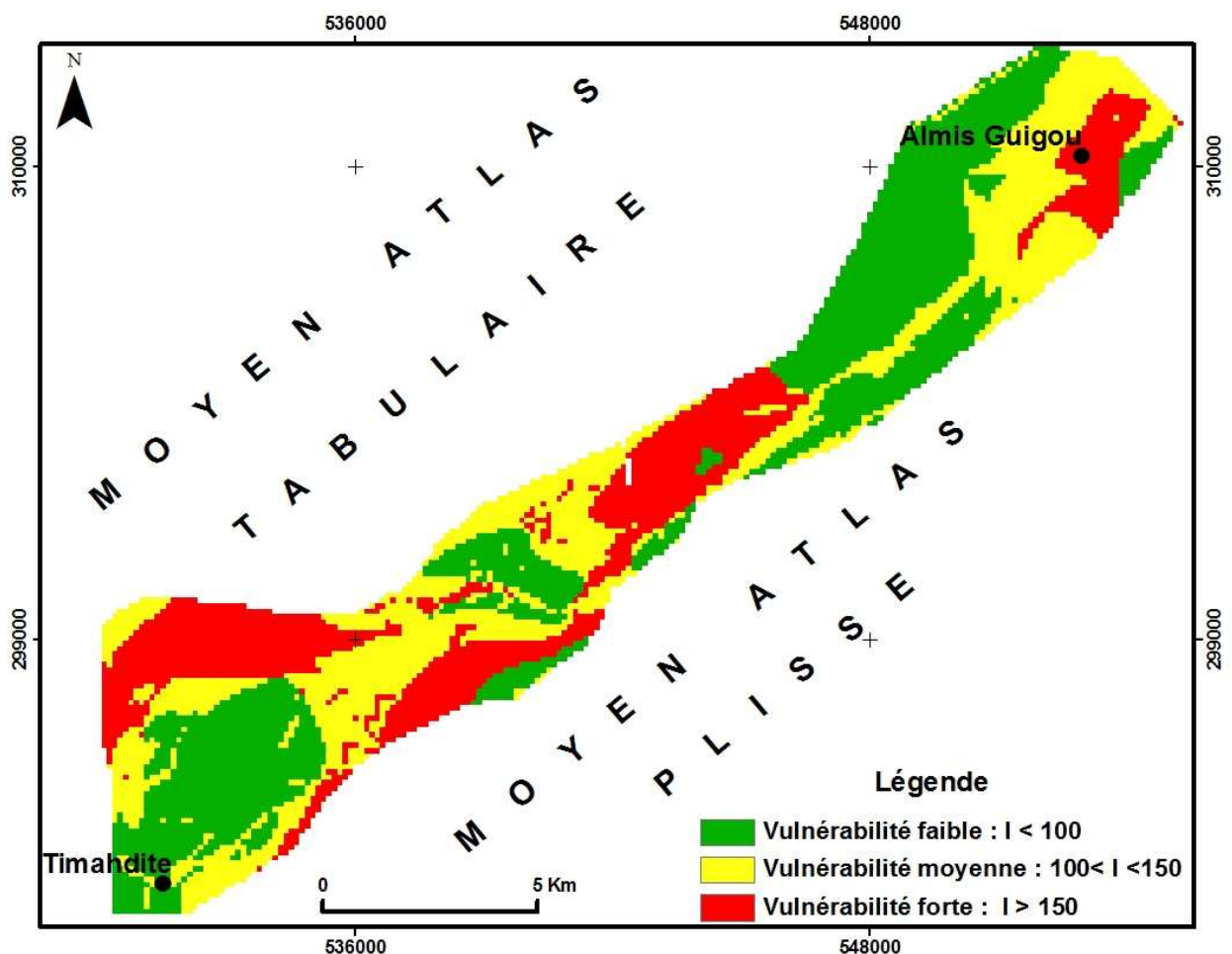


Fig. 77 : Carte de vulnérabilité à la pollution des eaux souterraines de la nappe phréatique entre Timahdite et Almis Guigou.

3 - Conclusion

Les eaux de la nappe phréatique du plateau Timahdite –Almis Guigou sont utilisées pour l'irrigation et l'alimentation en eau potable. La carte de vulnérabilité intrinsèque (Fig.76) réalisée à partir de la méthode DRASTIC et à l'aide de SIG (Arcgis) a révélé que cette nappe est menacée localement par l'infiltration des polluants à partir de la surface. L'indice DRASTIC calculé varie entre 88 et 165. Cet écart de variation permet de classer la vulnérabilité en trois classes : faible, moyenne et forte. La répartition spatiale montre que 21% de la zone d'étude présente une vulnérabilité forte. Le risque est important vu la présence de plusieurs sources de pollution dans la région. La classe la plus dominante est la classe moyenne qui présente 60 % de la zone d'étude.

La carte de vulnérabilité pourra être utilisée pour une meilleure gestion de ces ressources. Elle peut être facilement actualisée par la mise à jour de deux paramètres : la profondeur et la recharge de la nappe (vulnérabilité dynamique).

Chapitre 7 :
Influence de la tectonique cassante
sur les écoulements des eaux
souterraines dans le bassin effondré
de Timahdite - Almis Guigou

Chapitre 7 : Influence de la tectonique cassante sur les écoulements des eaux souterraines dans le bassin effondré de Timahdite - Almis Guigou.

1 –Introduction

La zone située entre Timahdite et Almis Guigou, est connue par ses carbonates liasiques à faciès récifaux, et par le passage de l'accident nord moyen atlasique (Colo, 1961, El Arabi, 1987, Charrière, 1990). Cette zone a subi un important effondrement tectonique « à l'aube du Quaternaire » (Martin, 1981), attribué à un épisode extensif de la phase tectonique d'âge Quaternaire ancien-moyen (Hinaje, 2004).

Le contexte hydrogéologique de la zone d'étude montre que la seule ressource en eau souterraine disponible dans la région, est localisée dans les formations fluvio-lacustres et volcaniques d'âge Plio-Quaternaire, en plus de l'aquifère liasique. L'objectif de cette étude est de déterminer l'influence de la tectonique cassante sur l'organisation spatiale des écoulements des eaux souterraines dans la zone effondrée Timahdite-Almis Guigou. L'analyse de la fracturation affectant les formations fluvio-lacustres, volcaniques et leur substratum jurassique, nous a permis de déterminer l'évolution des paléochamps de contraintes (surtout du Miocène jusqu'à l'Actuel) et leur relation avec la genèse et l'évolution du bassin hydrogéologique. Elle nous a permis aussi de mettre en évidence plusieurs épisodes de paléocontraintes responsables de cette genèse et de cette évolution, ainsi que de la géométrie de ce bassin à subsidence polyphasée. En se basant sur la carte piézométrique et celle de la fracturation, en plus de la chronologie des phases et épisodes tectoniques; nous avons pu montrer l'importance de ces fractures sur les écoulements des eaux souterraines et de surface.

Notre travail consiste à montrer l'importance de la fracturation en hydrogéologie; en se basant sur les caractéristiques hydrogéologiques de la nappe d'eau et la tectonique cassante résultant des paléochamps de contraintes affectant les roches. La carte de la fracturation est établie sur le terrain en prenant en considération les cartes géologiques déjà réalisées, les photographies aériennes et les images satellitaires. La chronologie des phases et épisodes tectoniques est basée sur les mesures microtectoniques de terrain, et sur les champs de contraintes méso-cénozoïques affectant toute la chaîne atlasique marocaine (Hinaje, 2004). Avec ces résultats nous avons pu estimer l'effet des différentes structures tectoniques sur l'écoulement des eaux souterraines. L'importance du rôle hydrogéologique de ces structures cassantes, permet à l'échelle de la région de déterminer les axes des écoulements mis en parallèle avec la caractérisation géostatistique du réseau de fractures. Les principales anomalies structurales du

réservoir fracturé se traduisant dans la morphologie de la surface piézométrique, sont les variations de la section, la surface du substratum et les accidents tectoniques (Castaney, 1982).

2 - Analyse de la fracturation et détermination des paléocontraintes responsables de la genèse, de l'évolution et des écoulements des eaux du bassin hydrogéologique Timahdite-Almis Guigou

2- 1 - Au cours de la phase tectonique d'âge Vallésien-Miocène supérieur

Le premier épisode tectonique d'âge vallésien (Serravallien-Tortonien) est caractérisé par un paléochamp de contraintes avec l'axe σ_1 horizontal et orienté N120 à N 135 et l'axe σ_3 aussi horizontal et orienté N30 à N45 (Fig. 77). Ce paléochamp de contraintes a ébauché le jeu inverse à chevauchant des branches de l'Accident Nord Moyen Atlasique orientées N40, et le jeu normal des failles NW-SE (permutations σ_2 - σ_3 et σ_1 - σ_2).

Au Miocène supérieur (Tortonien supérieur-Messinien) les axes des contraintes σ_1 et σ_2 permutent, ce qui explique le régime tectonique extensif NE-SW que nous avons déterminé par les mesures des failles normales striées de direction N120 à N145 (l'axe σ_1 est vertical et l'axe σ_3 est horizontal et orienté NE-SW). Ces failles normales délimitent une zone effondrée NW-SE située entre Timahdite et Habri-Lechmine n'kettan, à remplissage fluvio-lacustre, de cône de déjection et volcanique (Hinaje, 2004). Les eaux souterraines cantonnées à cette époque dans l'aquifère liasique, subissent alors un écoulement centripète des zones soulevées à carbonates liasiques vers la zone subsidente centrale. La présence d'éléments arrondies de calcaire liasique dans les dépôts volcano-sédimentaires de type maar, nous a permis de confirmer l'antériorité de l'effondrement tectonique de cette zone par rapport au volcanisme (Hinaje, 2004). C'est cet effondrement dû à la phase extensive NE-SW d'âge Miocène supérieur, qui est la cause des écoulements centripètes des eaux souterraines et de surface. Vers le NE, on note la présence de la faille N140 de Charchara (Fedan, 1988) dont le jeu normal est attribué au Miocène supérieur (Hinaje, 2004). La géométrie de cette faille à regard NE, provoque un écoulement rectiligne des eaux souterraines et de surface, vers la zone effondrée situé vers le NE. En général, l'écoulement se fait en gros perpendiculairement au plan de la faille et suivant le sens de son pendage.

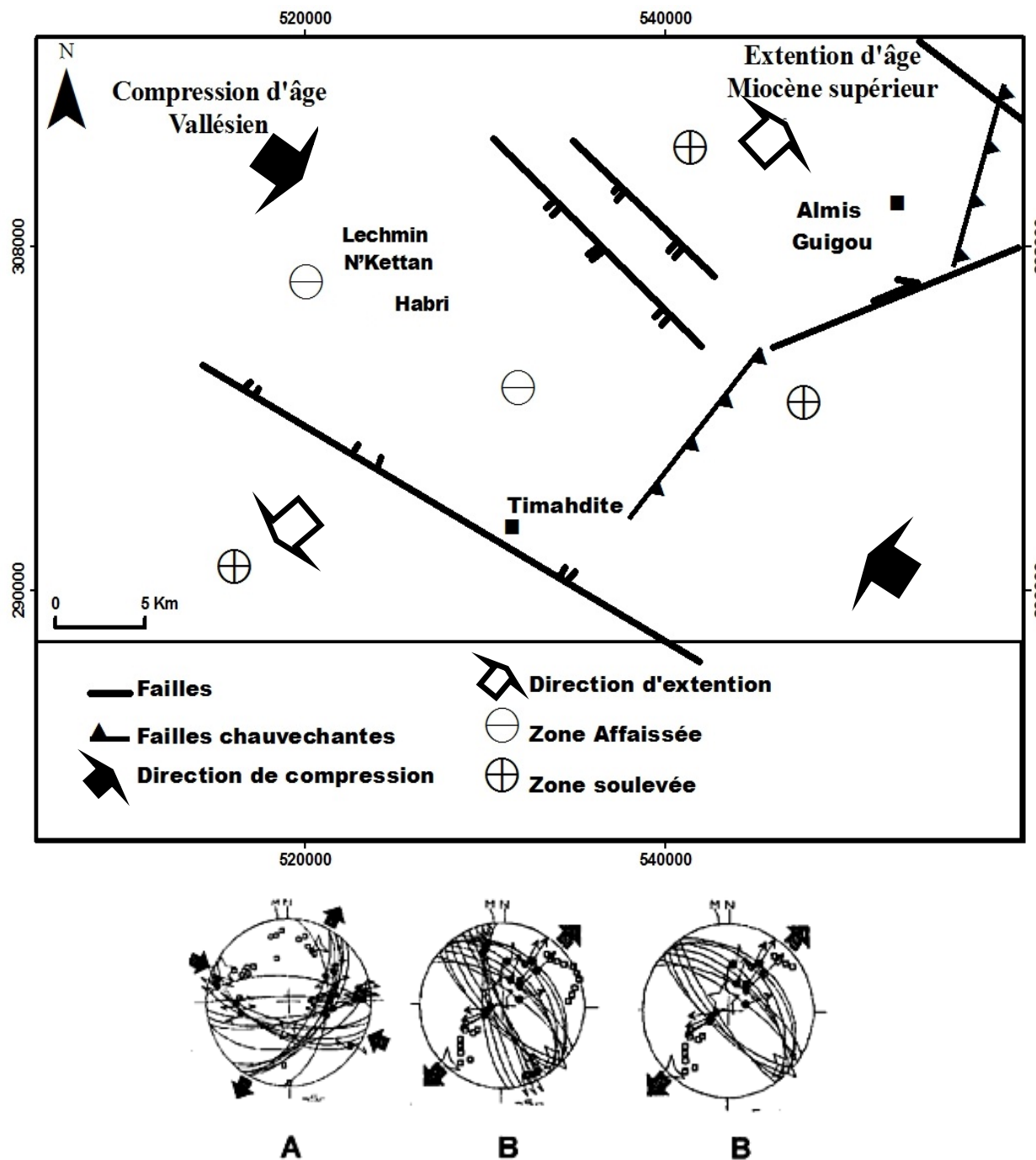


Fig. 78 : Carte paléotectonique au Vallésien-Miocène supérieur et stéréogrammes des paléochamps de contraintes d'âge Vallésien (A) et Miocène supérieur (B).

(Flèche centrifuge : extension ; flèche centripète : compression ; étoiles à 3, 4, 5 branches représentent, respectivement les contraintes σ_3 , σ_2 et σ_1 ; MN : Nord magnétique et Nord géographique (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur))

2 - 2 -Au cours de la phase tectonique compressive d'âge Miocène terminal -Pliocène inférieur-moyen :

L'épisode tectonique d'âge Pliocène inférieur-moyen, faisant partie de la phase tectonique d'âge Vallésien-Miocène supérieur-Pliocène inférieur et moyen basal, correspond à un régime compressif caractérisé par un axe σ_1 horizontale et orientée N120 à N140 et un axe σ_3 vertical.

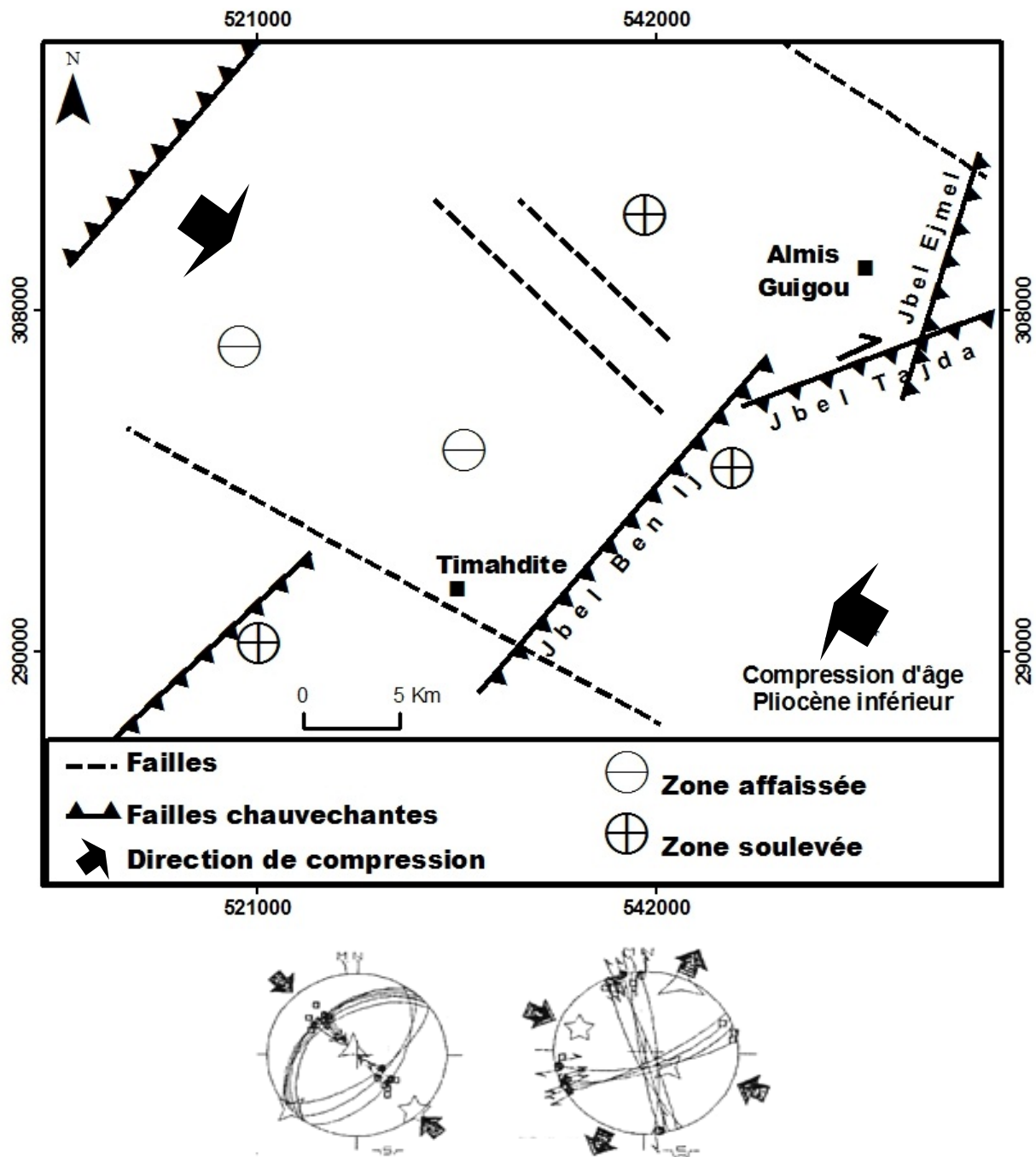


Fig. 79 : Carte paléotectonique au Miocène terminal-Pliocène inférieur et stéréogrammes des paléochamps de contraintes de même âge.

Sous cet état de contraintes compressif, les failles NE-SW présentent un jeu inverse et chevauchant (Hinaje, 2004 ; Hinaje et al., 2015). Cet épisode tectonique, divisé en plusieurs saccades, est responsable de la surrection de la chaîne moyen atlasique, sous forme de rampes frontales NE-SW et de rampes obliques ENE-WSW et NNE-SSW.

Dans la zone d'étude, on note la présence de rampes frontales telle que celle de Jbel Ben Ij de direction N45. Il y'a également des rampes obliques tels que le relief de Jbel Tajda orienté N70, et celui de Jbel Joujwane (ou Ejmel) orientée N30 (Hinaje, 2004). Au cœur de ces reliefs, les anticlinaux de rampes érodés, forment des lignes de partage des eaux, avec des écoulements de part et d'autre des plans de failles, et en gros perpendiculairement à celles-ci. Près des plans, les écoulements des eaux souterraines sont orientés N120, N160 et N 135; de part et d'autres des anticlinaux de rampe. Il faut signaler que la faille N70 située au Sud d'Almis Guigou (Jbel Tajda), correspond en réalité au prolongement de la faille de Tichoukt ; qui traverse cette zone et forme une branche de l'accident nord moyen atlasique (Fig., 78).

2 - 3 - Au cours de la phase tectonique d'âge Pliocène moyen-supérieur

Au Pliocène moyen-supérieur, le régime tectonique correspond à une extension NNW-SSE ; avec l'axe σ_3 horizontal et orienté en moyenne N160 et l'axe σ_1 vertical. A l'échelle du Moyen Atlas, ce régime extensif est responsable de la création d'un ensemble de bassins sédimentaires d'orientation moyenne ENE-WSW, dont le remplissage est fluvio-lacustre, travertineux et de cône de déjection (Hinaje et al., 2001 ; 2002). Au cours de cette phase extensive NNW-SSE, se forment des failles normales de direction moyenne N75. Celles-ci délimitent des grabens et héli-grabens, où la circulation des eaux est centripète.

Les zones effondrées d'origine tectonique issues de cette phase, sont superposées aux bassins subsidents NW-SE d'âge Miocène supérieur. Dans le bassin de Timahdite-Almis Guigou, les écoulements des eaux se font perpendiculairement aux failles normales de direction moyenne N75, selon la direction d'extension N160 (Fig. 79 et 84). Ces écoulements sont guidés par les failles normales issues de cette phase extensive, et des failles dues aux épisodes tectoniques antérieurs.

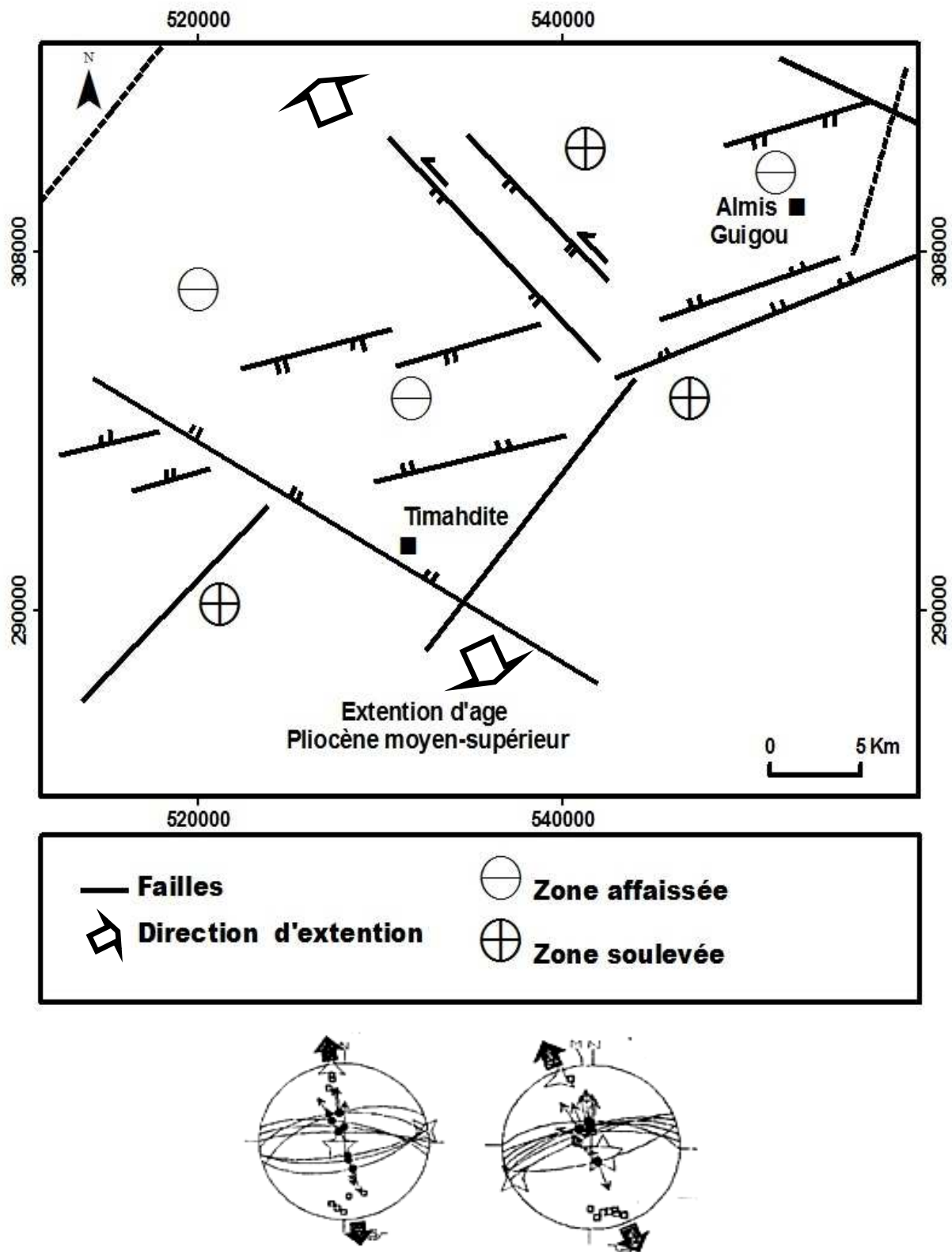


Fig. 80 : Carte paléotectonique au Pliocène moyen – supérieur et stéréogrammes du régime tectonique extensif de cet âge

2 - 4 - Au cours de la phase tectonique d'âge Quaternaire ancien-moyen

Cette phase tectonique est caractérisée par un axe compressif σ_1 horizontal et orienté en moyenne N30, et un axe σ_3 aussi horizontal et orienté en moyenne N120. Elle est divisée en épisodes tectoniques caractérisés par des inversions des axes de contraintes σ_1 - σ_2 et σ_2 - σ_3 . L'épisode extensif N120 (σ_1 verticale) est responsable du jeu normal des failles NNE-SSW, dont quelques-unes font partie des branches de l'accident nord moyen atlasique. Ces failles normales provoquent la formation du fossé d'effondrement de Timahdit – Almis Guigou. Ce dernier est orienté parallèlement aux différentes branches de l'accident nord moyen atlasique. Le deuxième épisode tectonique (σ_1 et σ_3 horizontales) a donné naissance en plus des failles normales, à des fentes de tension et des décrochements à composante normale de direction moyenne N70 (Hinaje, 2004). La zone effondrée de Guigou (Martin, 1981), de direction moyenne N30, est limitée vers le NW et le SE par deux failles normales de direction NNE-SSW (Hinaje, 2004). Cette zone est caractérisée par l'installation d'un bassin sédimentaire à remplissage fluvio-lacustre et de cône de déjection. Ces dépôts sont superposés avec des coulées volcaniques provenant des volcans de Timahdite et d'Aguelmam sidi Ali (Harmand et Cantagrel, 1984 ; Harmand et Moukadiri, 1986). Vers le SE, ce bassin est limité par des failles normales à regard NW, qui affectent les couches liasiques verticalisées. Ces failles épousent parfois les plans de stratification près de la zone de passage de l'accident nord moyen atlasique. La géométrie de cette zone effondrée, a guidée les écoulements des eaux souterraines. Ces écoulements sont composés en écoulements locaux orientés perpendiculairement aux failles N30, et un écoulement régional orienté en moyenne du SW vers le NE (Fig. 80).

2 - 6 - Au cours de la phase tectonique d'âge Quaternaire moyen-récent

La dernière phase tectonique d'âge Quaternaire moyen-récent, correspond à un état de contraintes divisé en plusieurs épisodes. Ce champ de contraintes est caractérisé par un axe σ_1 vertical ou horizontal et orienté N170 et un axe σ_3 horizontal et orienté N80, avec des permutations des axes de contraintes (Hinaje, 2004). Cet état de contraintes affectant les dépôts les plus récents de la région d'étude, est caractérisé par des failles normales subméridiennes responsables de l'amplification de la subsidence qui affecte le graben de Timahdite-Almis Guigou (Fig. 81). Cette phase tectonique est responsable aussi du jeu décrochant senestre des failles NE-SW, du jeu dextre des failles NW-SE et du jeu inverse des failles ENE-WSW à E-W à l'échelle des Atlas marocains (Hinaje, 2004), de l'Afrique du

Nord et de la partie sud de l'Europe (Aït Brahim, 1992 ; Josnin et al., 2000 ; Piqué et al., 1998).

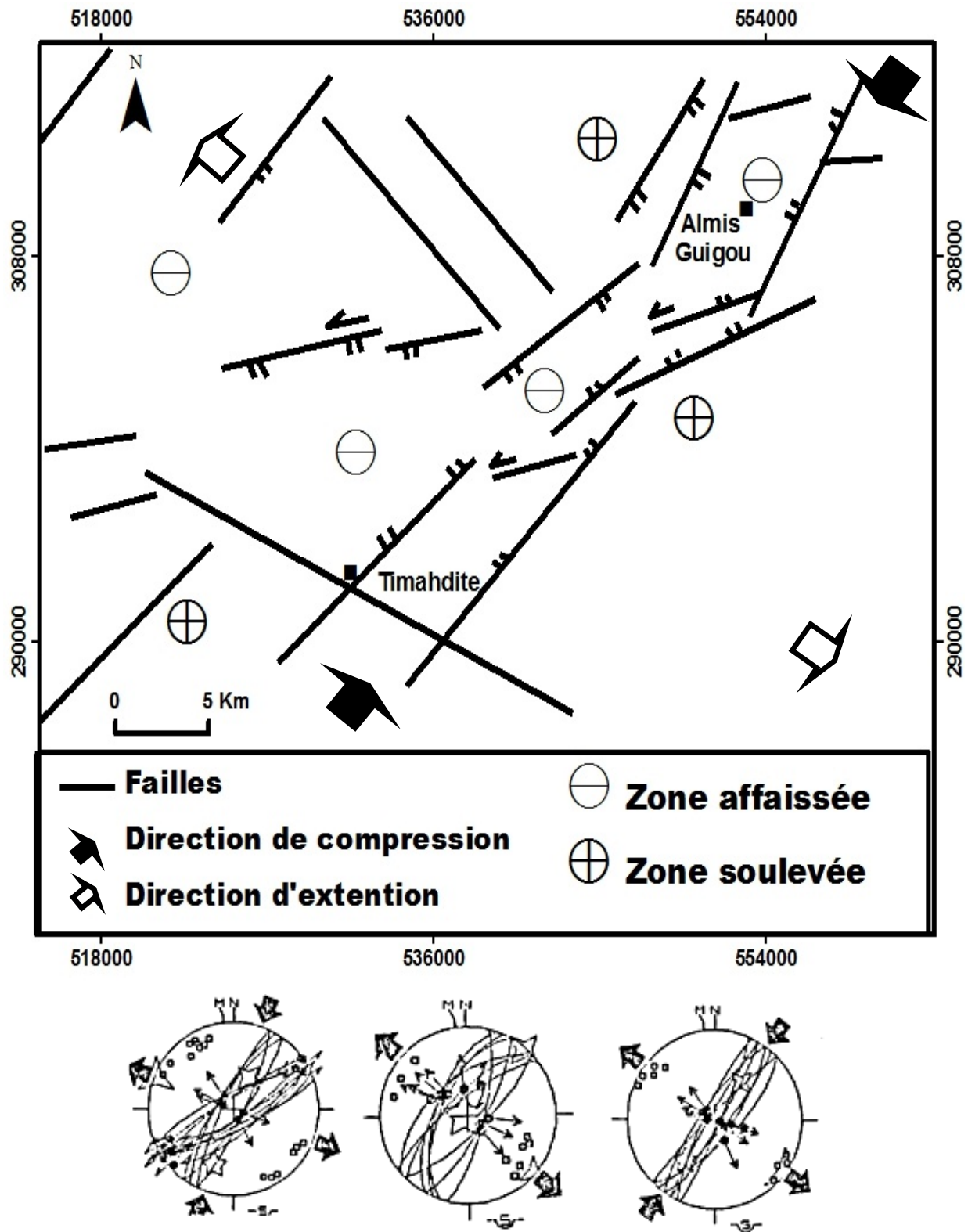


Fig. 81 : Carte paléotectonique et paléochamps de contraintes d'âge Quaternaire ancien-moyen dans la zone effondrée Timahdite-Alms Guigou.

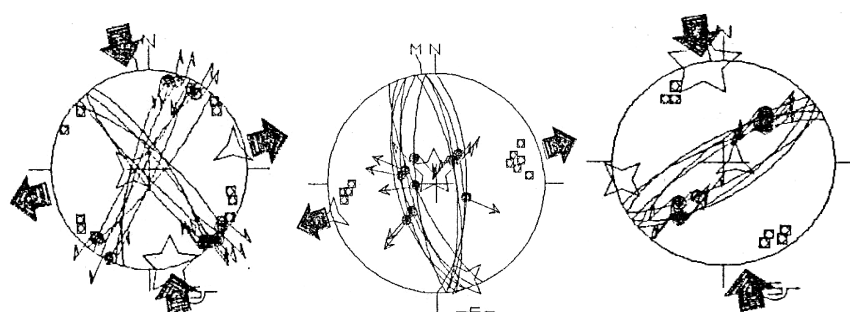
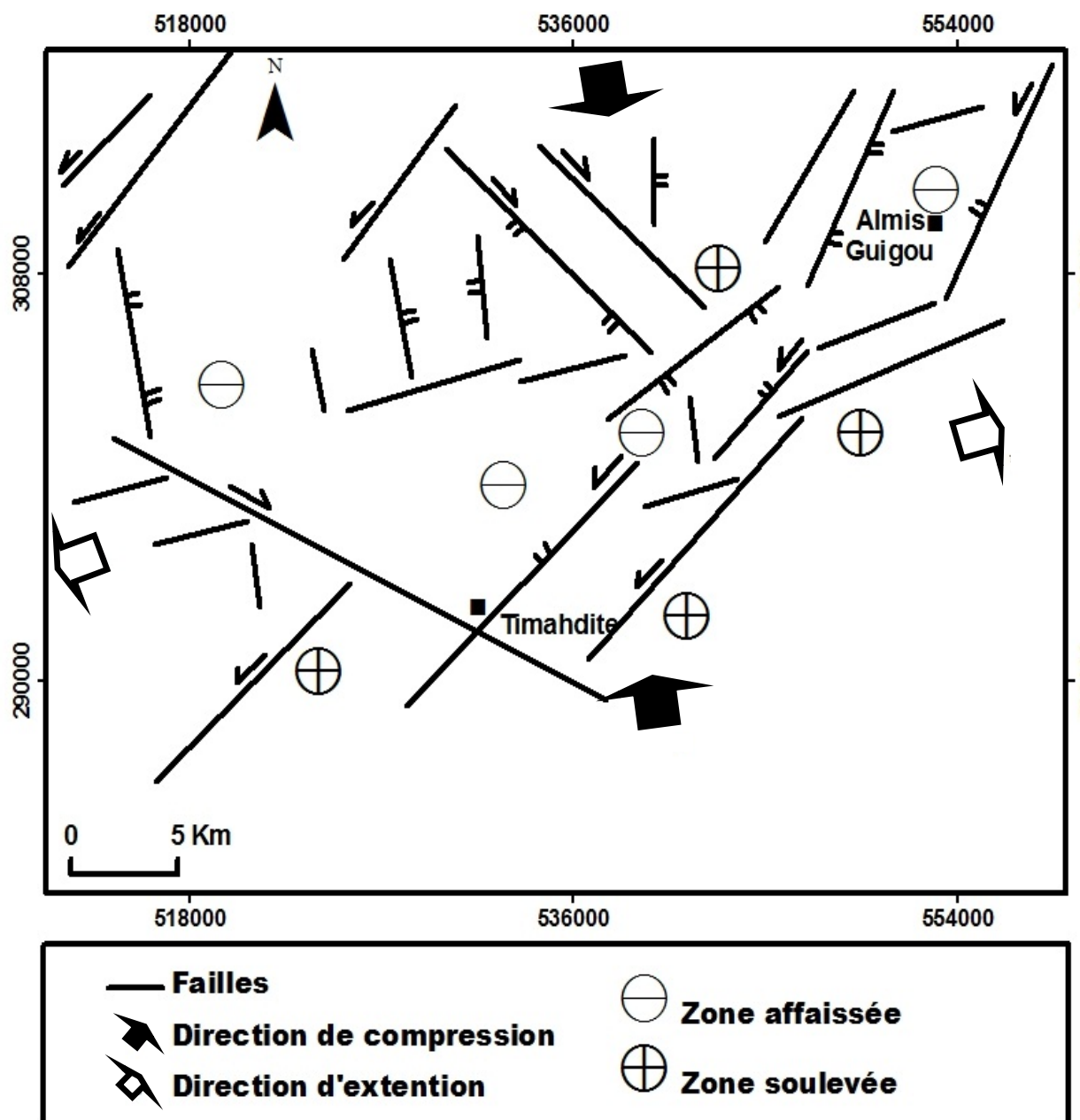


Fig. 82 : Carte tectonique et champs de contraintes du Quaternaire moyen-récent à l'époque actuelle dans la zone effondrée Timahdite-Almis Guigou.

Les failles normales subméridiennes issues de cet état de contraintes, jouent un rôle secondaire dans la circulation des eaux. Près des plans de ces failles, les eaux souterraines

sont réorientées mais le sens régional d'écoulement reste toujours SW-NE. Cet écoulement est guidé par plusieurs types de failles issues des épisodes tectoniques successifs du Miocène supérieur au Quaternaire récent. Celles qui ont joué le rôle principale sont orientées en moyenne N30 et présentent un jeu normal lors de l'épisode extensif N120 d'âge Quaternaire ancien – moyen (Hinaje et al., 2015), et les branches NE-SW de l'accident nord moyen atlasique qui ont joué en failles inverses à chevauchantes lors de la compression NW-SE au Pliocène inférieur.

3 - Identification des lignes de drainages des eaux souterraines

La caractérisation hydrodynamique d'un réservoir fracturé a été souvent abordée en adoptant une vision globale des écoulements (Loiseau, 1987 ; Cacas et al., 1987; Pusch et al., 1991), par l'identification des axes de drainages des eaux souterraines mis en parallèle avec le réseau des fractures.

Le bassin effondré Timahdite – Almis Guigou est lié aux jeux des failles successives du Miocène supérieur au Quaternaire moyen-récent, guidant un écoulement général des eaux souterraines du SW vers le NE. Cet écoulement se manifeste également en surface par la circulation générale SW-NE de l'Oued Guigou, qui forme à ce niveau des méandres de vallée. Ces méandres sont guidés par l'ensemble des failles issues des épisodes tectoniques néogènes et quaternaires.

3 – 1 –Relation écoulement des eaux souterraines et failles issues de la phase tectonique d'âge Miocène supérieur

Les écoulements des eaux souterraines dans l'aquifère dolomitique liasique, sont guidés par les failles normales NW-SE dont le jeu est d'âge Miocène supérieur lors de l'extension NE-SW. Ces écoulements sont orientés en moyenne NE-SW, c'est-à-dire perpendiculairement aux failles normales et parallèlement à la direction d'extension. Dans la zone effondrée Timahdite- Jebel Habri-Lechmine n'Kettane, orientée NW-SE, les écoulements des eaux dans l'aquifère liasique, sont centripètes vers le centre de la zone effondrée. Vers le NE d'Almis Guigou, l'écoulement des eaux se fait perpendiculairement à la faille normale de Charchara de direction N140. Cet écoulement est rectiligne du SW vers le NE, assurant le drainage de la nappe liasique. Au pied de la faille N140 de Charchara, la résurgence des eaux alimente le bassin sédimentaire miocène, dont les dépôts sont fluvio-lacustres et de cône de déjection (Fig. 82).

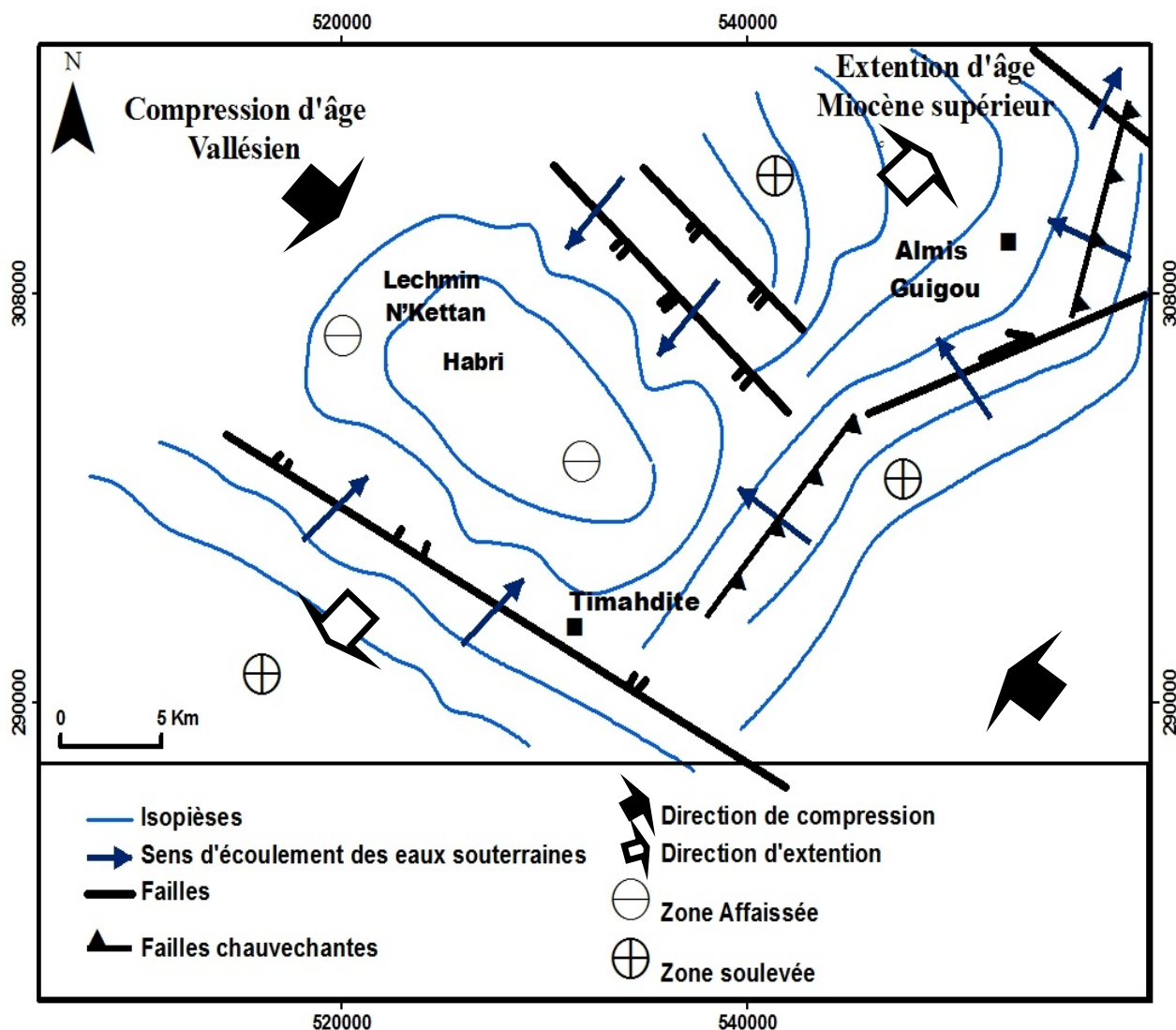


Fig. 83 : Relation entre l'écoulement des eaux souterraines et les failles d'âge Vallésien - Miocène supérieur.

3 – 2 – Effet des failles inverses de la phase tectonique du Pliocène inférieur sur l'écoulement des eaux souterraines

Au cours de la phase tectonique compressive NW-SE d'âge Pliocène inférieur, les branches de l'accident nord moyen atlasique qui ont une direction N70, N45 et N20 ; présentent un jeu inverse à chevauchant avec parfois une composante décrochante. Ces failles inverses à chevauchantes, donnent naissance à des anticlinaux de rampe, qui sont considérés comme des zones de partage des eaux souterraines. Ces failles contribuent depuis le Pliocène inférieur, aux drainages d'importantes quantités d'eau en provenance du réservoir du Moyen Atlas plissé. Ce dernier constituait à cette époque, un compartiment soulevé qui alimente le bassin effondré Timahdite-Almîs Guigou (Fig. 83).

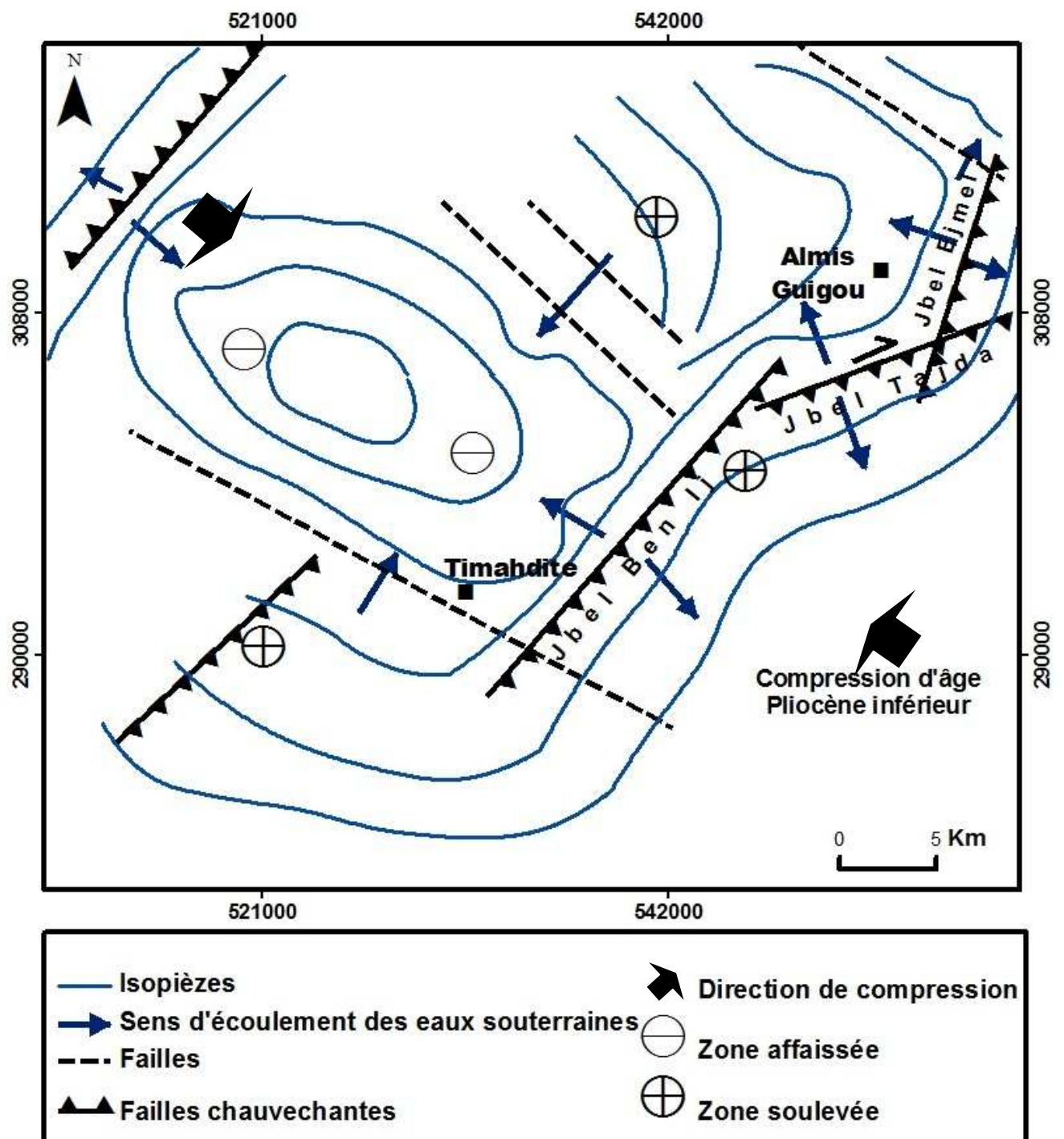


Fig. 84 : Relation entre l'écoulement des eaux souterraines et la direction des failles d'âge Pliocène inférieur.

3 – 3 - L'écoulement des eaux souterraines en relation avec les failles normales d'âge Pliocène moyen-supérieur

Au Pliocène moyen-supérieur, le régime tectonique est distensif et orienté NNW-SSE. Cet état de contraintes est responsable du jeu normal des failles de direction N60 à N90. Ces

failles ont guidé les écoulements des eaux souterraines selon une direction SSE-NNW. Ces écoulements perpendiculaires aux failles normales, sont parallèles à la direction d'extension N170. Ils constituent des circulations mineures qui assurent des apports en eaux souterraines provenant des blocs soulevés de Timahdite au SW vers le bloc effondré d'Almis Guigou au NE (Fig. 79 et 84).

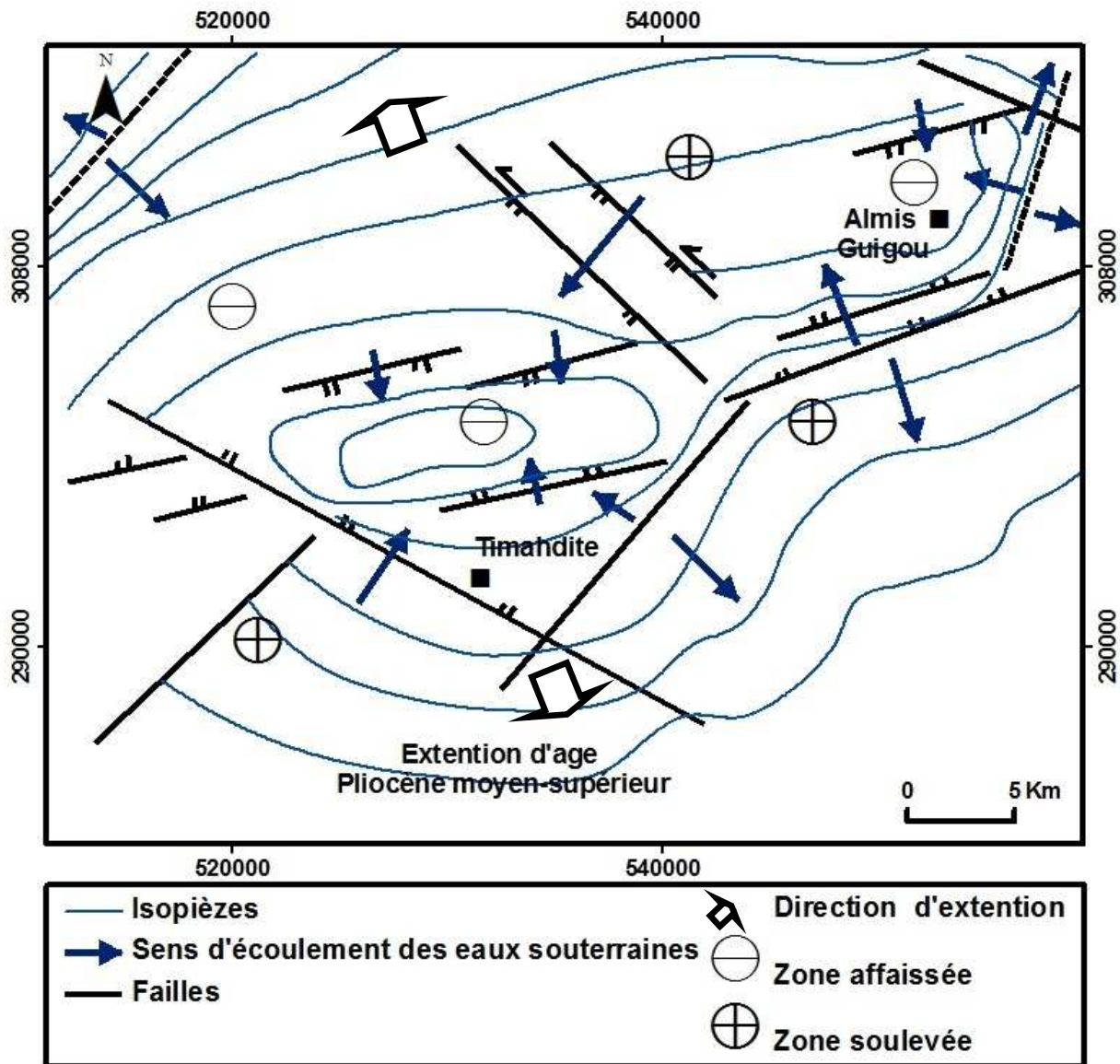


Fig. 85 : Relation entre l'écoulement des eaux souterraines et la direction des failles d'âge Pliocène moyen-supérieur.

3 – 4 – Relation écoulement des eaux souterraines et les failles dues à la phase tectonique d'âge Quaternaire ancien-moyen

Grâce à leurs jeux normaux, les failles d'âge Quaternaire ancien-moyen, de direction moyenne N30, assurent la subsidence et la limitation du graben Timahdite-Almis Guigou. Le

jeu normal de ces failles est dû à l'extension N120 au Quaternaire ancien-moyen. L'écoulement des eaux souterraines est perpendiculaire aux plans de ces failles normales N30, et parallèle à la direction d'extension. Ces failles dont les plans sont très broyés, assurent des apports en eaux souterraines provenant du bloc soulevé d'Ahrouch au NW, et du Moyen Atlas plissé au SE (Fig. 80 et 85). Ces circulations latérales orientées en moyenne N120, assurent l'alimentation de la nappe au centre du bassin subsident. Celle-ci présente une circulation générale du SW vers le NE, vers la faille de Charchara orientée N140.

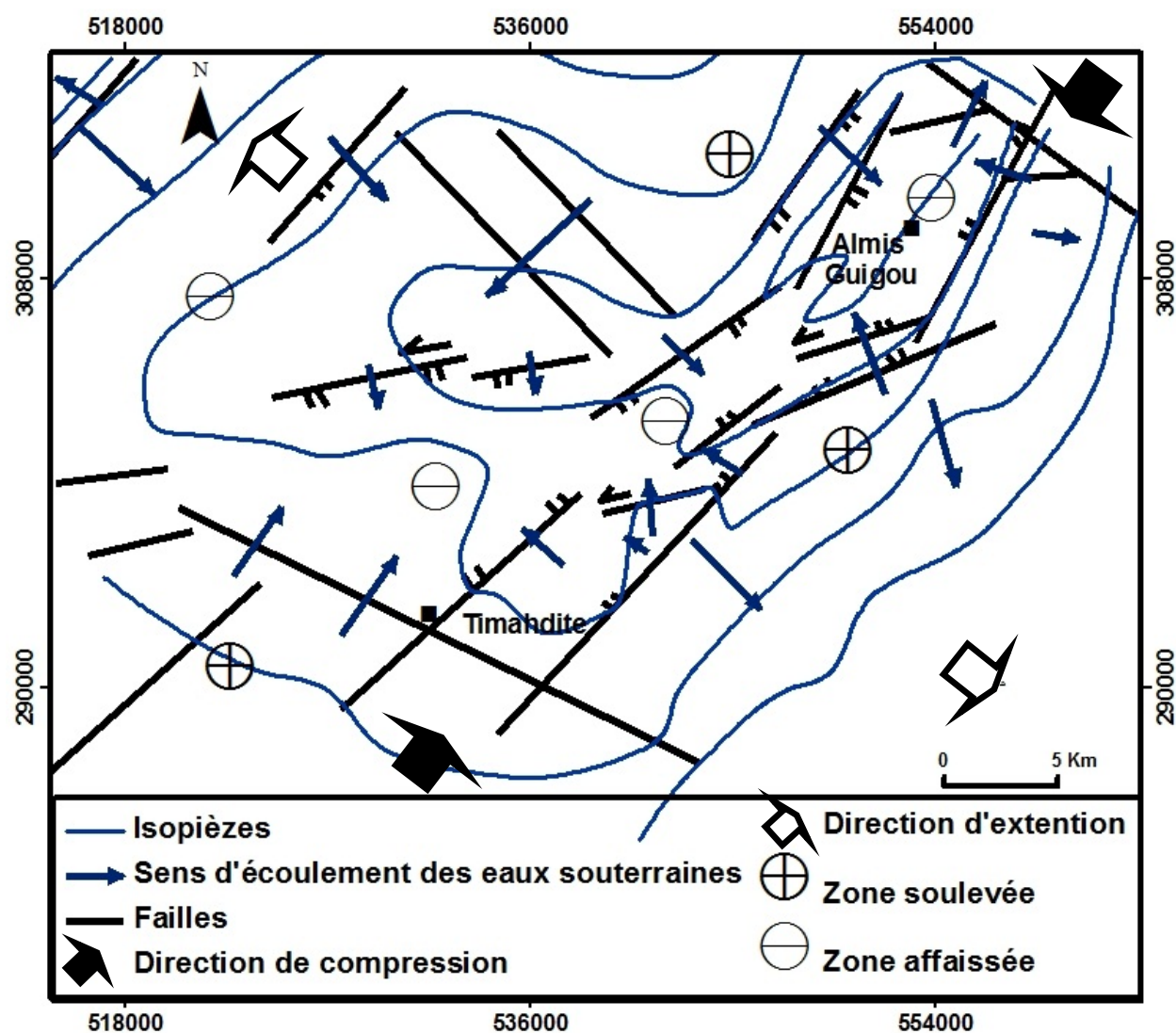


Fig. 86 : Relation entre l'écoulement des eaux souterraines et la direction des failles d'âge Quaternaire ancien-moyen.

3 – 5 - Ecoulement des eaux souterraines et influence des failles subméridiennes issues de la phase tectonique d'âge Quaternaire moyen-récent

Le sens d'écoulement des eaux souterraines près des failles normales subméridiennes dues au régime tectonique extensif N80 d'âge Quaternaire moyen-récent, est en général presque E-W.

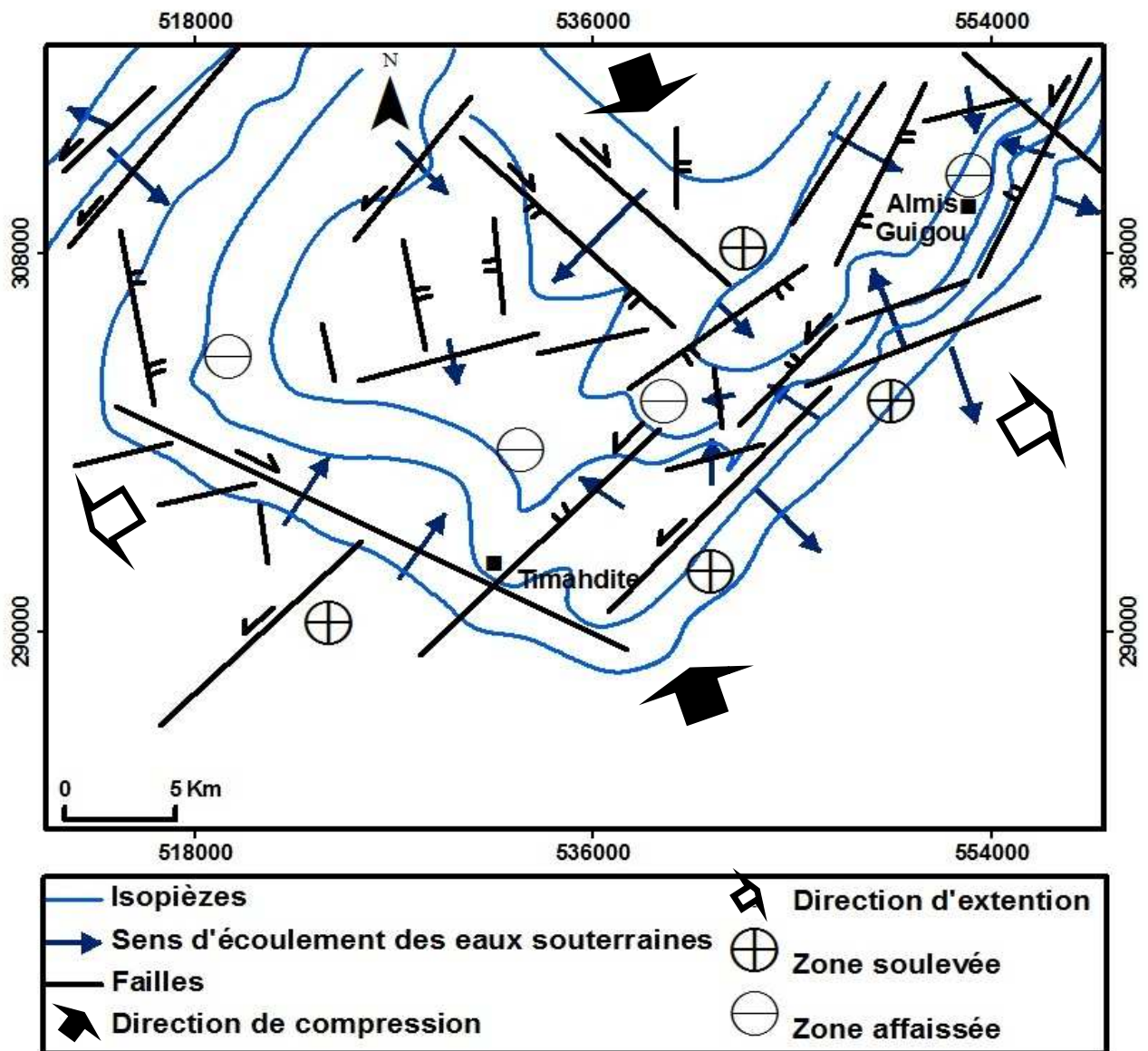


Fig. 87 : Relation entre écoulement des eaux souterraines au Quaternaire moyen-récent et à l'époque actuelle dans la zone effondrée Timahdite-Almis Guigou.

Cet écoulement correspond à un écoulement mineur qui s'observe uniquement près des plans de ces failles. Il correspond à des circulations des eaux souterraines vers le centre des grabens N-S. Ceux-ci sont encadrés par des failles normales dont la direction moyenne est N170. Contrairement à l'effet principal de ces failles à l'échelle du Moyen Atlas, et même à l'échelle du Maroc, dans la zone d'étude elles n'ont qu'un effet secondaire. Ceci est causé à notre avis, à la proximité des branches inverses et normales de l'accident nord moyen atlasique, qui ont des directions N70, N45 et N30. Ces failles guident la circulation générale des eaux souterraines selon un sens du SW vers le NE. Cette circulation longitudinale cantonnée au

centre de la zone effondrée, est accompagnée de circulations latérales provenant du Moyen Atlas plissé et de la zone soulevée d'Ahrouch (Fig. 81 et 86).

3 – 6 - Sens d'écoulement actuel des eaux souterraines

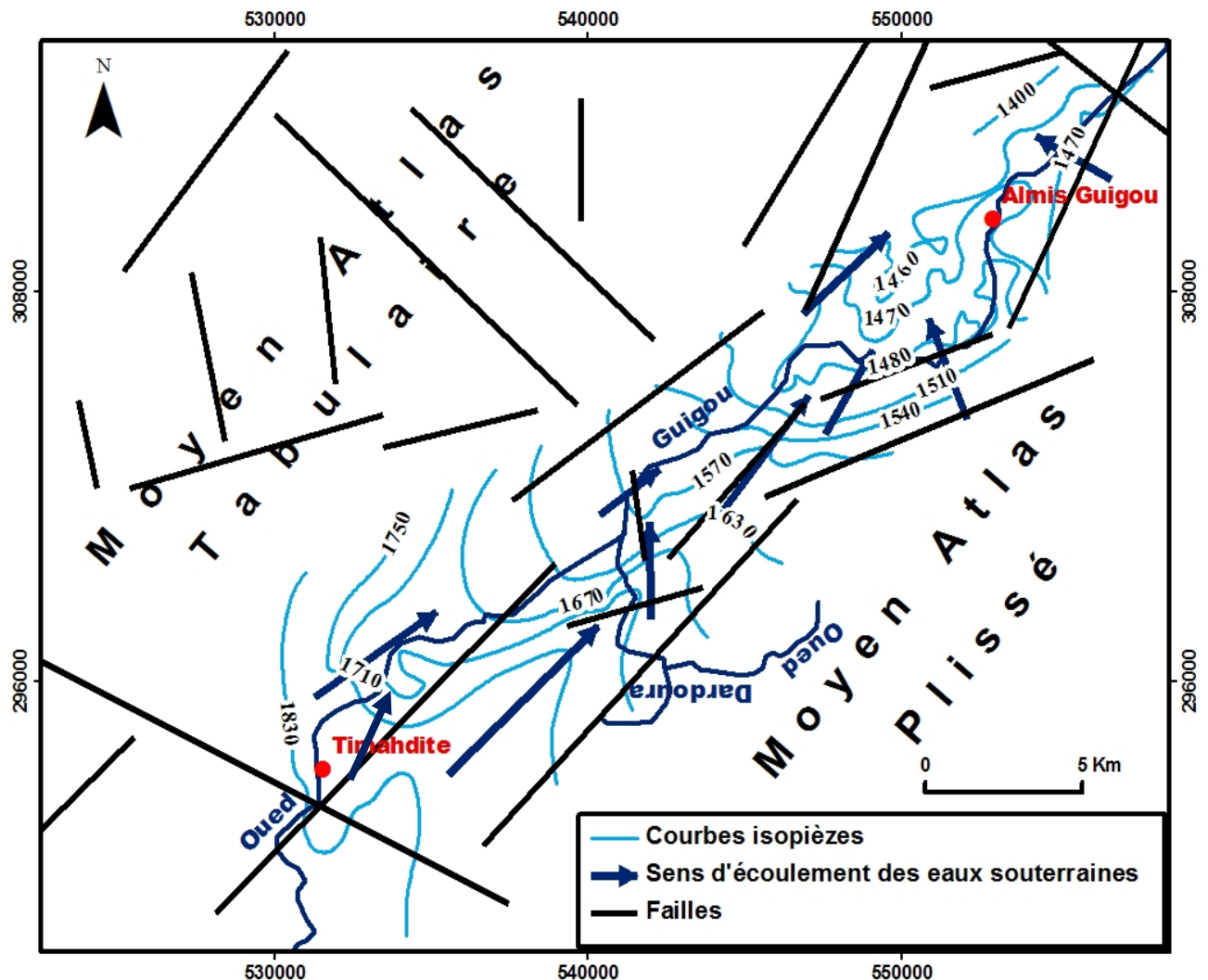


Fig. 88 : Carte représentant l'influence de la fracturation sur l'écoulement des eaux souterraines de la nappe plio-quaternaire en période de basses eaux entre Timahdite et Almis Guigou.

4 - Conclusion

La cartographie piézométrique que nous avons réalisé lors des différentes campagnes de terrain, nous a permis de trouver un écoulement généralisé des eaux souterraines du SW vers le NE. Cet écoulement en direction du plateau de Guigou, est généralement parallèle à la direction moyenne des failles normales N30 qui bordent la zone effondrée, et il est perpendiculaire aux failles normales miocènes N120 à N140. Le drainage des eaux est facilité par la fracturation qui affecte les formations quaternaires fluvio-lacustres et volcaniques, les

formations carbonatées liasiques et les formations argilo-évaporitiques et basaltiques triasiques. Le contact des eaux avec ces formations influence beaucoup la géochimie de celles-ci (Amrani et Hinaje, 2014). Il apparaît que ces axes de drainages sont compatibles avec les failles transversales et longitudinales à jeux normaux ; en particulier les failles de direction moyenne N30 d'âge Quaternaire ancien-moyen. En plus de ces failles, il faut noter le rôle des failles normales subméridiennes d'âge Quaternaire moyen-récent, qui assurent des circulations secondaires. Ce qui nous permet de penser que ces dernières peuvent former des lignes de drainages ou des conduits préférentiels pour les eaux souterraines dans la région d'étude.

Conclusion générale

Conclusion générale

Ce travail a été réalisé dans la région de Timahdite – Almis Guigou située à l'Ouest de méridien de Boulemane, et longeant la zone de passage de l'Accident nord moyen atlasique dont la direction est N20 à N70. Il consiste à étudier la nappe d'eau située dans les dépôts fluvio-lacustres et volcaniques d'âge Plio-Quaternaire.

Dans ce travail nous avons pu montrer l'importance de la fracturation en hydrogéologie; en se basant sur les caractéristiques hydrogéologiques de la nappe d'eau et la tectonique cassante résultant des paléochamps de contraintes affectant les roches.

La présente étude est divisée en plusieurs parties dont les principaux résultats sont les suivantes :

- 1- la série lithostratigraphique méso-cénozoïque de la zone d'étude s'échelonne du Trias supérieur au Quaternaire avec des lacunes importantes. Cette série débute par des formations géologiques basaltiques et argileuses attribués au Trias supérieur-Lias inférieur. Elle se poursuit par des dépôts essentiellement carbonatés liasiques, d'abord dolomitiques puis calcaires, détritiques terrigènes et carbonatés crétacés et paléogènes, puis continentaux et volcaniques au Néogène et au Quaternaire ;
- 2- la région de Timahdite-Almis Guigou est soumise à un climat de type semi-aride à humide, avec des précipitations annuelles de l'ordre de 535,23 mm. La température moyenne annuelle est de 12,6°C. Le calcul du bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite a révélé que l'ETR est de l'ordre de 395,675 mm, mobilisant 73.92% des précipitations, et que l'infiltration ne représente que 11,66 % de ces dernières. Le ruissellement ne bénéficie également que de 14,41% de ces précipitations ;
- 3- le réseau hydrographique de la zone d'étude, constitué par Oued Guigou qui prend sa naissance près du col Zad (Tizi n'tabourit), est caractérisé par un régime hydraulique temporaire. Il est discontinu en période d'étiage, orienté en gros SE-NW jusqu'à Timahdite, puis son orientation générale devient SW-NE parallèle aux branches de l'accident nord moyen atlasique de direction moyenne N45, N70 et N20. Le régime d'écoulement d'Oued Guigou dans la zone d'étude résulte de la superposition de deux écoulements distincts. D'une part le ruissellement de surface dans la majeure partie de la superficie du bassin versant dans la région d'étude, et d'autre part le débit des deux sources Aberchane et Tit-Zill. La source d'Aberchane est drainée par l'Oued Guigou en amont de Foug Khnag, et la source de Tit Zill est drainée par Oued Guigou aval, dans la plaine d'Almis Guigou. Toutefois, les eaux générées par la source d'Aberchane

disparaissent après un court parcours. Ce qui fait l'écoulement ne commence qu'à proximité de Tit Zill. Dans cette région, la source de Tit Zill est responsable d'engendrer un important débit. Après un court parcours en aval de cette source, l'Oued Guigou disparaît au niveau d'Ait Hamza, par suite des déviations des eaux pour l'utilisation d'irrigation agricole ;

- 4- du point de vue hydrogéologique, les formations fluvio-lacustre et volcaniques d'âge plio- quaternaire constitue le réservoir d'eau de la région de Timahdite –Almis Guigou. La cartographie piézométrique des différentes campagnes d'observation a montré un écoulement diriger vers la région d'Almis Guigou au Nord-Est. L'alimentation se fait par recharges latérales à partir des bordures liasiques orientales du Moyen Atlas plissé, en plus des précipitations. La surface piézométrique présente une fluctuation régulière, caractérisée par une baisse durant les périodes de basses eaux sous l'effet de l'évaporation et de l'irrigation intensive, et une remontée pendant les périodes de hautes eaux suite à la recharge de la nappe à partir des précipitations. Les valeurs les plus importantes de la perméabilité et de la transmissivité se localisent dans la région d'Almis Guigou, et les plus faibles dans la région de Timahdite. Cette répartition est confirmée par le gradient hydraulique, les débits de forages et le nombre des puits ;
- 5- l'étude hydrogéochimique a été réalisée afin de caractériser les facteurs naturels et anthropiques qui influencent la qualité des eaux souterraines. Plusieurs modes et outils d'interprétation ont été utilisés (cartographie, diagrammes, analyses statistiques, etc.), qui ont abouti aux résultats suivants :
 - la présence de deux faciès chimiques marquant ainsi l'hétérogénéité de la lithologie. En effet, on peut citer le faciès bicarbonaté calco-magnésien caractérisant les eaux de faible minéralisation provenant des infiltrations à partir des roches carbonatées, le faciès chloruré sulfaté calco-magnésien ou chloruré bicarbonaté calco- magnésien résultant des infiltrations et de la dissolution à partir des formations triasiques près des failles ;
 - la répartition spatiale des éléments chimiques a confirmé que l'origine de ces faciès est fortement liée à la nature lithologique des strates. La dissolution des formations carbonatées et évaporitiques est à l'origine de cette expansion ;
 - la concentration des éléments chimiques majeurs (Na^+ , Cl^- , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , HCO_3^-) qui caractérisent les formations géologiques principales de la région, a mis en évidence la

dominance des ions carbonatés calciques (Ca^{2+} , HCO_3^-) par rapport aux ions gypsifères et salifères (Na^+ , Cl^-) ;

- le calcul de l'indice de saturation a montré que les minéraux carbonatés ont tendance à s'équilibrer avant les minéraux gypsifères, ce qui explique les teneurs importantes des éléments chimiques provenant de la dissolution des formations triasiques ;

6- quant à l'aspect environnemental, les recherches sur les sources de pollution de la région de Timahdite-Almis Guigou ont fait apparaître une contamination de celle-ci par :

- les rejets urbains qui déversent des eaux usées domestiques dans l'Oued Guigou et dans les fosses septiques, sans traitement préalable ;

- la décharge publique d'Almis Guigou qui est installée dans un site non aménagé et constitue ainsi un danger potentiel de contamination de la nappe d'eau par l'infiltration des polluants (lexiviat) ;

- les cultures maraîchères et céréalières, qui utilisent d'importantes quantités de fertilisants ;

- de point de vue bactériologique, l'étude a été basée sur la quantification des paramètres d'origine fécale : streptocoques fécaux (SF), coliformes fécaux (CF) et coliformes totaux (CT). Ces paramètres mettent en évidence l'existence d'une pollution organique due à la présence de certains germes pathogènes ;

- la carte de vulnérabilité réalisée à partir de la méthode DRASTIC et à l'aide de SIG (Arcgis) a révélé que cette nappe est menacée localement par l'infiltration des polluants à partir de la surface. L'indice DRASTIC calculé varie entre 88 et 165. Cet écart de variation permet de classer la vulnérabilité en trois classes : faible, moyenne et forte. La répartition spatiale montre que 21% de la zone d'étude présente une vulnérabilité forte. Le risque est important vu la présence de plusieurs sources de pollution dans la région. La classe la plus dominante est la classe moyenne qui présente 60 % de la zone ;

7- l'activité tectonique responsable de la genèse et l'évolution de la zone effondrée Timahdite-Almis Guigou, est liée à quatre principaux champs de contraintes néogènes et quaternaires. Ceux ci correspondent à la phase extensive de directions moyennes N130 au Miocène supérieur, à la phase compressive NW-SE au Miocène terminal-Pliocène inférieur, à l'extension NNW-SSE au Pliocène moyen-supérieur, et aux phases tectoniques quaternaires avec l'axe extensif orienté N120 au Quaternaire

ancien-moyen et N80 au Quaternaire moyen-récent (avec des inversions σ_1 - σ_2 et σ_2 - σ_3);

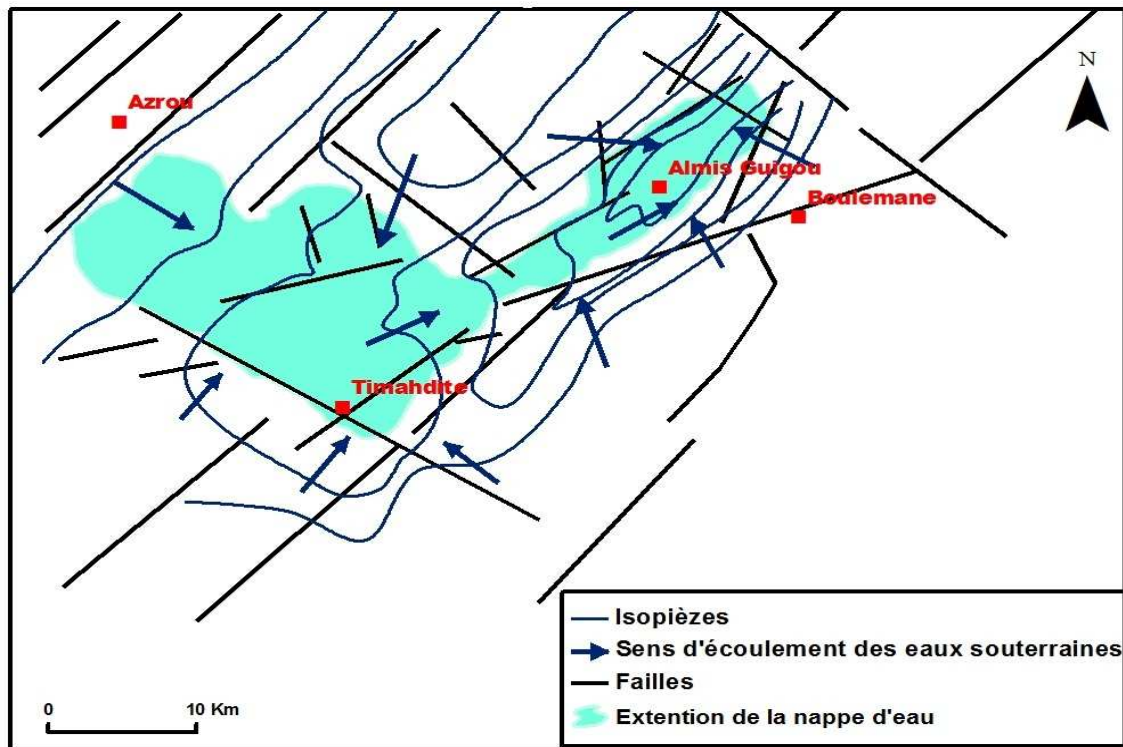


Fig. 89 : Influence des failles dans la mise en place de la nappe d'eau souterraine entre Timahdite et Almis Guigou.

- la tectonique cassante responsable de la structuration de la région de Timahdite - Almis Guigou, joue un rôle notable dans la répartition spatiale des écoulements des eaux souterraines et superficielles. L'écoulement général des eaux souterraines de la nappe est du SW vers le NE. Cet écoulement en direction du plateau de Guigou, est généralement parallèle à la direction moyenne des failles normales N30 qui bordent la zone effondrée, et il est perpendiculaire aux failles normales miocènes N120 à N140. Le drainage des eaux est facilité par la fracturation qui affecte les formations quaternaires fluvio-lacustres et volcaniques, les formations carbonatées liasiques et les formations argilo-évaporitiques et basaltiques triasiques. Il apparaît que ces axes de drainages sont compatibles avec les failles transversales et longitudinales à jeux normaux ; en particulier les failles normales de direction moyenne N30 d'âge Quaternaire ancien-moyen. En plus de ces failles, il faut noter le rôle des failles normales subméridiennes d'âge Quaternaire moyen-récent, qui assurent des circulations secondaires. Ce qui nous a permis de penser que ces dernières peuvent former des lignes de drainages ou des conduits préférentiels pour les eaux souterraines dans la région d'étude.

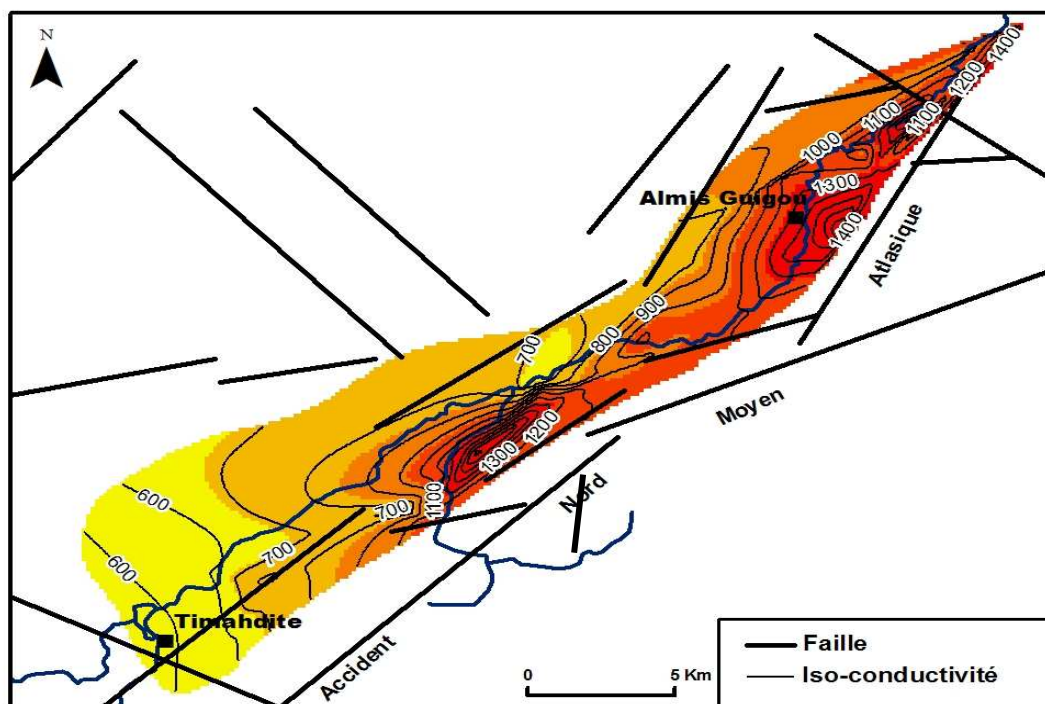


Fig. 90 : Influence des failles dans la répartition spatiale de la conductivité électrique dans la nappe d'eau souterraine entre Timahdite et Almis Guigou.

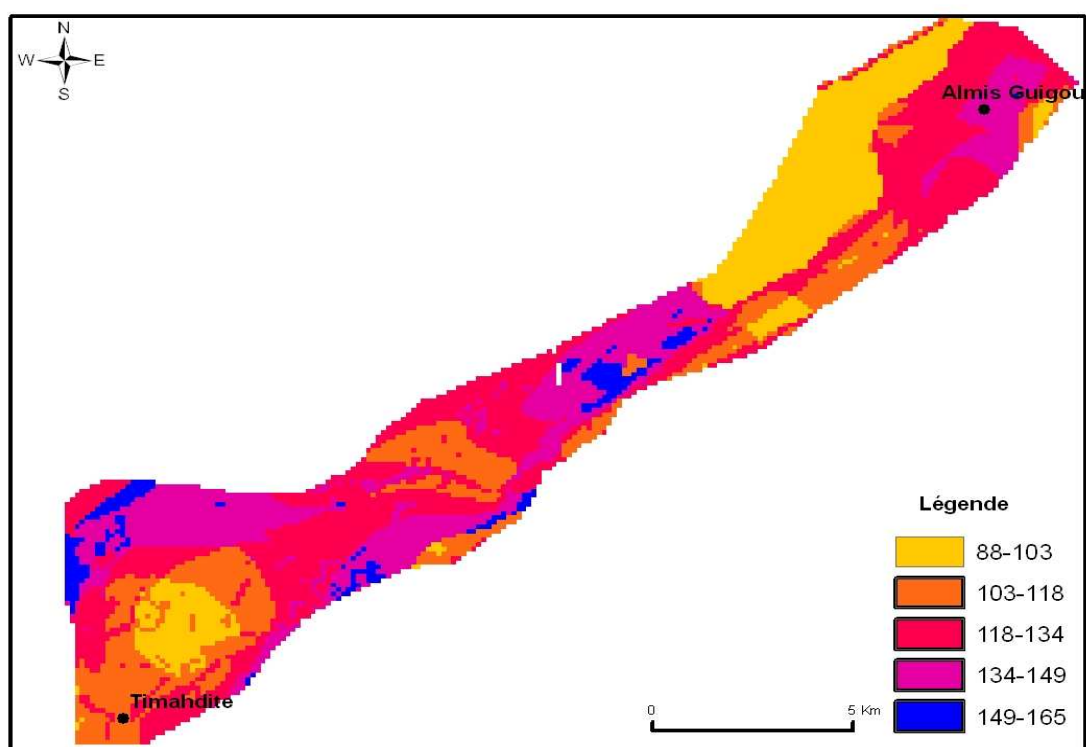


Fig. 90 : Carte de vulnérabilité détaillée à la pollution des eaux souterraines de la nappe phréatique entre Timahdite et Almis Guigou

Références bibliographiques

Références bibliographiques

AÏT BRAHIM L. (1983). – Etude de la déformation du Néogène à l’actuel sur la bordure Sud-Rifaine dans le contexte du rapprochement des plaques Afrique – Europe. (Bassin de Sais, Rides Pré-rifaines, bassin post-nappes du Rif central). Thèse 3^o cycle, Univ. Mohammed V. Faculté des Sciences. Rabat, 178p.

AÏT BRAHIM L. (1992). – Tectonique cassante et état de contraintes récents du Maroc Nord, contribution à l’étude du risque sismo-tectonique au Maroc. Thèse d’Etat, Rabat, 300p.

AÏT SLIMAN A. (1989). – Evolution structuro-sédimentaire paléogène de la partie Sud-Ouest du Moyen Atlas (Baqrit-Timahdite-Guigou, Bou Anguer, Ain Nokra, Oudiksou). Thèse 3^o cycle, Fac. Sc. Marrakech, 179p.

AÏT SLIMAN A., CHARROUD M., et FEDAN B. (1989). – Le paléogène du moyen atlas, évolution structuro-sédimentaire et paléogéographie. Résumés d’actes du colloque de géologie Franco-Marocain. Strasbourg, 14-26 Mai 1989. CIFEG 1989 / 16 pp.9.

AKASBI A., SADKI S., AKHSSAS A. et FEDAN B. (2001). – Le « niveau brun » du Toarcien inférieur dans le Moyen Atlas septentrional : caractérisation, processus de mise en place et cadre géodynamique régional. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, t. 88, pp. 265 – 276.

AKHSSAS A. (1993). – Le Moyen-Atlas nord-oriental au Lias. Contexte géodynamique méso-cénozoïque. Comparaison avec les Hauts Plateaux. Thèse 3^o cycle, Rabat, 202p.

ALLER L., BENNETT T., LEHR J.H. et PETTY R.J. (1985). – DRASTIC: a standardized system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. Rapport n° EPA-600/2-85/081. Agence Américaine de la Protection de l’environnement.

ALLER L., BENNETT T., LEHR J. H., PETTY R. J. et HACKETT G. (1987). – DRASTIC: a standardised system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. EPA/600/2-87-035. Ada (Oklahoma): National Water Well Association (NWWA); US Environmental Protection Agency (US EPA).

AMRANI S. et HINAJE S. (2013). - Caractérisation des eaux souterraines de la nappe plio-quadernaire entre Timahdite et Almis Guigou (Moyen Atlas, Maroc) par

les analyses hydrogéochimiques et statistiques. 7^{ème} Edition des Journées Internationales des Géosciences de l'Environnement. Fst. Béni Mellal.

AMRANI S. et HINAJE S. (2013). - Hydrogéologie de la nappe d'eau superficielle cantonnée dans l'aquifère plio-quadernaire de la zone subsidente située entre Timahdite et Almis Guigou (Moyen Atlas, Maroc). 4^{ème} édition du congrès international : Eau, Déchets et Environnement. Fac. Sci. Agadir.

AMRANI S. et HINAJE S. (2014). - Relation entre la fracturation et la circulation des eaux souterraines dans la zone subsidente Timahdite-Almis Guigou (Moyen Atlas, Maroc). Meeting International sur : la Valorisation des Ressources en Eau dans les Zones Arides et Semi-Arides. Fst. Béni-Mellal.

AMRANI S. et HINAJE S. (2014). - Hydrodynamisme et hydrochimie de la nappe phréatique plio-quadernaire du plateau Timahdite –Almis Guigou (Moyen Atlas, Maroc). 41^{ème} Congrès International de l'AIH : Les eaux Souterraines : Défis et Stratégies. Marrakech.

AMRANI S. et HINAJE S. (2014). - Cartographie de la vulnérabilité de la nappe d'eau superficielle du causse moyen atlasique, région Timahdite-Almis Guigou, par la méthode DRASTIC et SIG. 2^{ème} Edition du Colloque International des utilisateurs du SIG. Fac. Sci. Meknès.

AMRANI S. et HINAJE S. (2014). – Utilisation des analyses hydro-géochimiques et des analyses en composantes principales (A.C.P) dans l'explication du chimisme des eaux souterraines de la nappe plio-quadernaire entre Timahdite et Almis Guigou (Moyen Atlas, Maroc). ScienceLib Editions Mersenne : volume 6, N° 140306, ISSN 2111-4706, 14 p.

AMRANI S. et HINAJE S. (2014). – Hydrodynamisme et minéralisation des eaux souterraines de la nappe phréatique plio-quadernaire du plateau Timahdite - Almis Guigou (Moyen Atlas, Maroc). European Scientific Journal édition vol.10, No.20 ISSN: 1857 – 7881, 174-189 p.

AMRAOUI F. (1999-2000). – Étude hydrochimiques des nappes de Témara et de la Chaouia côtière (Meseta marocaine). Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, n°22, pp. 71-80.

AMRAOUI F. (2005). – Contribution à la connaissance des aquifères karstiques : cas du Lias de la plaine du saïs et du causse moyen atlasique Tabulaire (Maroc). Thèse Doc. Etat, Univ.Casablanca, 249p.

ANDERSON E. M. (1951). – The dynamics of faulting. Oliver et Boyd, Edinburgh.

ANGELIER J. (1975). – Sur un rapport de l’informatique à l’analyse structurale, exemple de la tectonique cassante. Revue de géogr. Phys. Et de géol. Dynam. (2), vol. XVII, fasc. 2, p.p. 137-146, Paris, 1975.

ANGELIER J. et MECHLER P. (1977). – Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. Géol. Fr., t, XIX, n°6, p. 1309-1318.

ANGELIER J. et STRATIS M. (1980). – Classification automatique et dictation des phases superposées en tectonique de failles. C. R. Acad.Sc. Paris, t. 290, p. 651-654.

ARCHAMBAULT C., COMBE M. et RUHARD J. P. (1975). – Le plateau des phosphates in ressources en eau du Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Rabat XI 231, p. 232-258.

ARISCAUT G. (1973). – Socle schisteux et arkoses permo-triasique d’Imi Ouraren (Moyen Atlas). Notes Serv. Géol. Maroc, t. 34, n°245, pp. 109 – 112.

BAGNOULS F. et GAUSSEN H. (1953). - Saison sèche et indice xérothermique. Bull. Soc. Hist. Toulouse, p. 193 – 239.

BAUDELLOT S. et CHARRIERE A. (1983). – Définition et datation palynologique (Hettangien inférieur) de la formation de Harira, au niveau de décollement sous les formations dolomitiques du causse moyen atlasique (Maroc). C. R. AC. Sc. Paris, t. 296, II, p. 1806-1811.

BAUDELLOT S., COLIN J. P. et OUARHACHE D. (1986). – Le niveau sédimentaire associé aux basaltes triasiques sur la bordure septentrionale du Causse El Hajeb (Maroc) : données palynologiques et micropaléontologiques (Ostracode). Revue de Paléobiologie de Genève, vol. 5, n°2, p. 281-287.

BAUDELLOT S., CHARRIERE A., OUARHACHE D. et SABAOU A. (1990). - Données palynologiques nouvelles concernant l’Ordovicien et le Trias-Lias du Moyen Atlas (Maroc). Géol. Medi., t. XVII, n° 3-4, pp. 263-277.

BEAUCHAMP J. (1983). - Le Permien et le Trias marocain : quelques acquisitions récentes. Bull. Fac. Sci. Marrakech, Sect. Sci. Terre, n° sp., p. 1 – 21.

BEJAJI Z. (1994). – Les foraminifères du Toarcien du Moyen-Atlas central (Maroc). Micro-paléontologie et paléo-environnements. Thèse 3^{ème} cycle, Rabat, 123 p.

BELGHITI M.L., CHAHLAOU A. et BENGOU MI D. (2013). – Caractérisation physico-chimiques des eaux de certains puits utilisés comme source d’eau potable en

milieu rural dans la région de Meknes (Maroc). ScienceLib Editions Mersenne : Volume 5, N° 130115.

BENSHILI Kh. (1987). - Lias –Dogger du Moyen Atlas plissé (Maroc), sédimentologie, biostratigraphie et évolution paléogéographique. Thèse 3° cycle, Univ. Claud Bernard, Lyon, 335 p.

BENTAYEB A. et LECLERC C. (1977). – Ressources en eau du Maroc. Le Causse moyen atlasique. Notes et Mémoires du Services Géologique ; Maroc, Tome 3, pp : 37-65.

BERMOND R. et VUICHARD R. (1973). – Paramètres de la qualité des eaux, Ministère de la protection de la nature et de l'environnement, SPEPE, Paris, 179p

BIRON P.E. et COURTINAT F. (1982). – Contribution palynologique à la connaissance du Trias du Haut Atlas de Marrakech, Maroc, Géobios, 15, 1982, p.231-235.

BIRON P. E. (1982). – Le Permo-Trias de la région de l'Ourika (Haut Atlas de Marrakech, Maroc). Thèse 3° cycle, Grenoble.

BOUCHAOU L. (1997). – Contribution à la connaissance de l'aquifère karstique de l'Atlas de Béni Mellal (Maroc). Karst hydrology (Proceedings of Workshop W2 held at Rabat, Morocco, April-May 1997). IAHS Publ. no. 247, pp : 117-126.

CACAS M.C. et DE MARSILEY G. (1987). – Modelling of flow through fractured rocks- centre.- centre d'informatique géologique, Ecole de Mines de Paris, conférence (inédit).

CAREY E. et BRUNIER B. (1974). – Analyse théorique d'un modèle mécanique élémentaire appliquée à l'étude d'une population de failles. C. R. AC. Sc., Paris-Sud, Orsay, 138p.

CAREY E. (1979). – Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. Revue de géol. Dynam. Et géogr. Physi. ; vol. 21, 1, pp. 57-66.

CASTANY G. (1963). - Traité pratique des eaux souterraines. Ed. Dunod, 2ème éd. (1968) Paris.

CASTANY G. (1967). – Traité pratique des eaux souterraines, éd. Dunod, Paris, 661 p.

CASTANY. G (1968). - Prospection et exploitation des eaux souterraines, édition Dunod, Paris 711p.

- CASTANY G. (1982).** – Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Bordas, Paris, 233p.
- CHAPMAN, D.ET KIMSTACH, V. (1996).** - Selection of water quality variables. Water quality assessments : a guide to the use of biota, sediments and water in environment monitoring, Chapman edition, 2nd ed. E & FN Spon.
- CHARRIERE A. (1985).** – Les grands traits de l'évolution mésozoïque de la couverture du Moyen-Atlas central (Maroc). Acte, 110^{ème} Cong.Nat. Soc. Sav., Fasci.VI. Montpellier . pp. 257-268.
- CHARRIERE A. (1987).** – carte géologique à 1/100 000^{ème}. Feuille de Sefrou. Serv. Géol. Maroc. Rabat.
- CHARRIERE A. (1989).** – Carte géologique du Maroc (Région de Sefrou). Notes et Mémoire.Service Géologique. Maroc. N°354.
- CHARRIERE A. (1990).** – Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale : le Moyan Atlas au SE de Fes (Maroc), Thèse de doctorat d'Etat, Toulouse, 589 p.
- CHARRIERE A. (1992).** – Discontinuité entre les « couches rouges » du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur dans le Moyen Atlas (Mroc). C. R. Ac. Sc. Paris, t. 315, n° 2, p. 1389 – 1396.
- CHARRIERE A., DRESNAY R. et ISART A. (1994).** – Approche quantitative de la subsidence du bassin moyen-atlasique (Maroc) au jurassique inférieur et moyen. C. R. Acad. Sci. Paris, t 318, série II. p : 234.
- CHARROUD M. (1990).** – Evolution géodynamique de la partie sud-ouest du moyen atlas durant le passage jurassique-crétacé, le crétacé supérieur et le paléogène : un exemple d'évolution intraplaque. Thèse 3^o cycle, Rabat, 234p.
- CHARROUD A. (1995).** – Le bassin triasico-liasique de Kerrouchen (Moyen-Atlas) : un exemple d'inversions négatives. Thèse 3^o cycle, Rabat, 165 p.
- CHARROUD A., CHARROUD M., FEDAN B., LAVILLE E., RIOULT M., PIQUE A. et DU DRESNAY R. (1996).** – Dynamique sédimentaire des formations triasiques du Moyen Atlas méridional. In : Medina F. (ED) – Le Permien et le Trias du Maroc : état des connaissances, PUMAG, Marrakech, pp. 269 – 289.
- CHARROUD M. (2002).** – Evolution géodynamique des Hauts Plateaux (Maroc) et de leurs bordures du Mésozoïque au Cénozoïque. Thèse d'Etat Es-sciences, Université FES, 314p.

- CHBANI B. (1984).** – Sédimentologie du Crétacé et de l'Eocène de Timahdit (Boulemane) C.E.A. Sciences, Trv.Dep.Géol.Fac.Sci. Marrakkech, n°3.
- CHOUBERT G., SALVAN H., TERMIER H. et TERMIER G. (1952).** – Sur l'âge des calcaires de Timahdit (Moyen Atlas).Cent. Rech. Acad.Sci. Paris, t.324, n°21, p.2090-2092.
- CHOUBERT G. et MARCAIS J. (1956).** – les grands traits de la géologie du Maroc, introduction au lexique stratigraphique du Maroc. Notes et Mém. Serv.Géol.Maroc, n° 134.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1960-1962).** – Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. In livreMém. P. Fallot Mém. h. Sér. Soc. Géol. Fr. t1, p. 447 – 527.
- COLO G. (1961).** – Contribution à l'étude du Moyen-Atlas septentrional. Not. Mém. Serv.Géol. Maroc, Rabat, n°139, 226 p.
- COGNEY G., TERMIER H. et TERMIE G. (1971).** – Sur la présence de « pillow-lavas» dans le basalte du Permo-Triasau Maroc central. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 273, sér. D, p. 446 – 449.
- COGNEY G. et FAUGERES J. C. (1975).** – Précisions sur la mise en place des épanchementsbasaltiques des formations triasiques de la bordure septentrionale du Maroc. Bull. Soc. Géol. France, XVII, n°5, pp. 721 – 733.
- COUSMINER H. L. et MANSPEIZER W. (1976).** – Traissic pollen date Moroccan High Atlas and the incipient rifting og Pangea as moddle Carnien.Science, 191, pp. 943-945.
- DIBI B., KOUASSI K. L., KOUAME K. I., KONAN K. S.,SOUMAHORO M., KONAN-WAIDHET A. B., et GNAKRI D. (2013).** – Evaluation de la vulnérabilité à la pollution des aquifères des formations altérites à partir des méthodes DRASTIC et SYNTACS: Cas de la ville de M'bahiakro, Centre de la Côte d'Ivoire. International Journal of Innovation and Applied Studies ISSN 2028-9324 Vol. 2 No., pp. 464-476.
- DINDANE K., BOUCHAOU L., HSISSOU Y. et BOUTALEB S.(2007).** - Caractérisation chimique et origine des eaux de la nappe libre du Souss amont (Bassin du Souss-Massa, Maroc). Africa Geoscience Review, Vol. 14, No. 3, pp. 329-335.
- DIOURI M. (1965).** – Etat de d'avancement des levés de la carte d'Azrou au1/100000. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, t.24, n° 183, pp. 19 – 21.

- DRESNAY R. du (1967).** – Relations paléogéographiques entre sillons atlasiques (Haut et Moyen Atlas) et plate forme des Hauts-plateaux pendant l'Aalénien et le Bajocien. Colloque Intern. Jurassique, Luxembourg, Mém. B. R. G. M., n°75, 1971, p. 147 – 161.
- DRESNAY R. du (1969).** – Discussions stratigraphiques sur les conditions de gisements de bois fossiles mésozoïques du Maroc, étudiées par Mlles Y.ATTIMIS, F. CREMIER et F. GAZEAU. In : Bois Fossiles au Mésozoïque du Maroc, Notes et Mém.Serv. Géol. Maroc, n°210, pp. 121 – 178.
- DRESNAY R. du (1972).** – Sédiments carbonatés intertidaux et supra-cotidaux du Lias inférieur dans le domaine atlasique marocain. C. R. Acad.Sc. Paris vol. 275,ser. D. pp : 341 – 344.
- DRESNAY R. du (1975).** – Données topographiques, stratigraphiques et paléontologiques concernant une ammonite citée dans la formation d'El Mers (Moyen Atlas, Maroc) et leurs conséquences sur l'âge attribué à cette formation. Bull. Soc. Géol. France, XVII, n° 6 Congr. Sédim., thème 4 « Tectonique et sédimentation », p. 103 – 108.
- DRESNAY R. du (1979).** – Sédiments Jurassiques du domine des chaines atlasiques du Maroc. Symposium sédim. Jurassique W européen. A. S. F. Publ.sp.N°1, p.345 – 365.
- DRESNAY R. du (1988).** – Recent data on the geology of the middle Atlas (Morocco). In Jacobshagen Ed., The Atlas System of Moro. Lect. Notes Earth Sci., Springer – Verlag, n° 15, Berlin, p. 293 – 320.
- DREVER, J. F., (1997).** – “The geochemistry of natural waters”. 3rd ed. New York – Prentice-Hall INC; 379 p.
- DUEE G., HERVOUET Y., LAVILLE E., LUCAS P.DE et ROBILLARD D. (1977).** - L'accident nord moyen atlasique dans la région de Boulemane (Maroc) : une zone de coulissement synsédimentaire. Ann. Soc. Géol. Nord,t. XCVIII, pp : 145 – 162.
- DUSSART G.B.J. (1966).** - Limnologie : l'étude des eaux courantes. Ed. Herman, Paris, 250p.
- EL ARABI H. (1987).** – Etude stratigraphique et sédimentologique du lias aux confins du causse moyen atlasique et du moyen atlas plissé (Maroc).Thèse 3° cycle, Toulouse, 192p.

- EL ARABI H., CHARRIERE A., SABAOU A., OUAHHABI B., KERCHAOUI S., BOUTAKIOUT M. et LAADILA M. (1999).** – Le Toarcien et l'Aalénien dans le Nord du Moyen Atlas plissé (Maroc) : diversité de l'enregistrement sédimentaire et reconstitution du contexte paléogéographique. Bull. Soc. Géol. France, t. 172, n°5, pp.629-641.
- EL ARABI H., OUAHHABI B., et CHARRIERE A. (2000).** – Les séries du Toarcien-Aalénien du SW du Moyen Atlas (Maroc) : précisions stratigraphiques et signification paléogéographique. Bull. Soc. Géol. France, t. n°6, pp. 723 – 736.
- EL ARABI H. (2001).** - La plate forme carbonatée jurassique (Héttangien ?-Aalénien) du Moyen Atlas occidental (Maroc), zone de Transition entre le sillon moyen atlasique et le bassin occidental du Selloum. Thèse Doct. Etat, Fac., Sci. Fés, 294 p.
- EL ARABI E. H. (2007).** – La série permienne et triasique du rift haut-atlasique : nouvelles datation ; évolution tectono-sédimentaire, Thèse de Doctorat d'Etat non publiée. Université Hassan II Ain Chok, Casablanca, 225p.
- EL AZZAB D. et EL WARTITI M. (1998).** – mise en place de la chaîne volcanique du moyen Atlas (Maroc) : Traitement des données aéromagnétiques. Pangea, 1998, 29/30, pp.45-51.
- EL AZZOUZI M., MAURY R.C., BELLON H., YOUNI N., COTTEN J. et KHARBOUCH F. (2010).** – Petrology and K-Ar chronology of the Neogene-Quaternary Middle Atlasbasaltic province, Morocco. Bull. Soc.géol. Fr., 2010, t. 181, no 3, pp. 243-257.
- EL BLIDI S. et FEKHAOU M. (2003).** - Hydrologie et dynamique marégraphique de l'estuaire du Sebou (Gharb, Maroc). Bull. Inst. Sci., 25 : 57–65.
- EL FELLAH IDRISS B. (2009)** – Influence de la tectonique cassante sur les caractéristiques hydrogéologiques des aquifères triasico-liasique et apport de l'hydrochimie à l'étude des eaux souterraines dans le moyen atlas septentrional (cause de Sefrou et de l'Anoucer). Thèse Doc. Nat, Univ. Fes, 212p.
- EL HAMMACHI .F, BENSILIK et TABYAOUI .H (2007).** – L'instabilité dynamique pendant le Toarcien dans le Moyen Atlas (Maroc) : mise en évidence de glissements synsédimentaires dans le synclinal de Bou Angar. Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n° 16, pp: 135-141.

- ELLOUZ N., PATRIAT M., GAULIER J. M., BOUATMANI R., et SABOUNI S. (2003).** – From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sed. Geol.*, 156, 1, p. 185 – 212.
- EMBERGER L. (1952).** - Quotient pluviométrique.
- EL MEZGUELDI A. (1989).** – Evolution structural jurassique de la région de la partie nord du Moyen Atlas (Maroc). Thèse 3^e cycle, Caen, 122p.
- ELMI S., ALMERAS Y., AMEUR M., ATROPS F., BENHAMOU M. et MOULAN G. (1982).**- La dislocation des plates –formes carbonnées liasiques en Méditerranée occidentale et ses implications sur les échanges fauniques. *Bull. Soc. géol. France*, XXIV, 5 – 6, pp. 1007 – 1116.
- ETCHECOPAR A. (1984).** – Etudes des états de contraintes en tectoniques cassante et simulations des déformations plastiques (approche mathématique), Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Montpellier, 270p.
- ETCHECOPAR A. et MATTAUER M. (1988).** – Méthodes dynamiques d'analyses des populations de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. IV, n° 4, pp.289-302.
- ET-TOUHAMI M. (1994).** – Le Trias évaporitique du bassin de Khémisset (Maroc central). Géométrie des dépôts, évolution sédimentaire et géochimie. – Notes Mém. Serv. Géol., Maroc, 373, 211 p.
- EZZAOUAQ M. (1991).** - Caractérisation hydrodynamique, physico-chimique et bactériologique des eaux superficielles de l'estuaire du Bouregreg (Maroc) soumis aux rejets des villes de Rabat-Salé. Thèse D.E.S. Fac. Sci. Rabat, 140p.
- FAILLAT J.P. (1984).** - Utilisation de l'oxygène dissous comme indicateur de structures hydrogéologiques exemple d'application aux aquifères karstiques. - *C. R. Acad Sci. Paris*, t. 298, II, n°9, pp. 419-422.
- FAILLAT J. P. et PURADIMAJA D. J. (1995).** - Evaluation à l'échelle régionale des contraintes hydrochimiques sur la gestion des eaux souterraines karstiques. Exemple du Languedoc Roussillon. - *Hydrogéologie*, n°1, pp. 97-112.
- FASSI-FIHRI.O et FESKAOUIM (1998).** – Etude hydrogéologique de l'aquifère liasique du couloir Fes-Taza (Maroc). Karst hydrology (Proceedings of Workshop W2 held at Rabat, Morocco, April-May 1997). *IAHS Publ. no. 247*, pp : 99-116.
- FEDAN B. (1978).** – Etude structurale d'une portion de l'accident nord moyen atlasique dans la région au SW de Boulemane, moyen atlas central, Maroc. *Bull.Inst.scientifique.Rabat*, n°2, p : 87 à 96.

- FEDAN B. (1980).** – Etude structurale du versant sud du Moyen-Atlas central d'Enfil des Ikhatarn à Imouzzer Marmoucha (Moyen-Atlas, Maroc). Thèse 3^o cycle, Fac. Sci., Rabat, 148 p.
- FEDAN B. (1985).** – Naissance et évolution d'une plate-forme carbonatée : l'exemple du moyen atlas (Maroc) au cours du lias; comparaisons avec les régions voisines. Bull.Inst.scientifique.Rabat, n°8, pp : 43-65.
- FEDAN B. et THOMAS G. (1985-86).** – Découverte des dépôts néogènes déformés par l'accident nord-moyen-atlasique (Maroc). Implications sur son activité mio-plio-quaternaire au nord de Boulemane. Géol. Méditerranéenne, t. XII-XIII, n° 3 – 4, pp. 153-156.
- FEDAN B. (1988).** – Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements : (Moyen-Atlas, Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. Thèse Doctorat d'Etat univ. Mohammed v, Rabat, 338p, 124fig. Annexe hors-texte.
- FEDAN B. (1989).** – Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements: le moyen atlas(Maroc) Durant le méso-cénozoïque. Travaux de l'Institut Scientifique. Rabat, n°18, 142p.
- FEDAN B. et CHARROUD M. (1990a).** – Livret guide, Moyen-Atlas, d'actes du colloque géologique international, Rabat8-11 Mai 1990 SGM-SGF.
- FEDAN B. et CHARROUD M. (1990b).** – Place des formations détritiques rouges jurassico-crétacé dans l'évolution géodynamique du moyen atlas. résumés d'actes du coll.Géol.intern., Rabat. 8-11 Mai 1990 SGM-SGF, p.68.
- FEICHTNER L. FRIEDRICHSEN H. et HAMMERSCHLUMIT K. (1992).** – Geochimistry and Geochronology of Early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. Geologische Rundschau, Band 81, pp.45 – 62.
- FETTER C.W. (1993).** – Contaminant hydrogeology, macmillan publishing Co. New York, USA, 458p.
- FOUGERES J.C., (1978).** - Les rides sud-rifaines. Evolution sédimentaire et structurale d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine. Thèse de Doctorat d'Etat. Univ. Bordeaux I, 2 vol., 480 p.
- GARDET G. et GERARD Ch. (1946).** - Contribution à l'étude paléontologique du Moyen-Atlas septentrional. Lias inférieur, Lias moyen, Lias supérieur, Aalénien-Bajocien-Bathonien. Notes et Mém. Sev. Géol. Maroc. N°64.
- GENTIL L. (1914).** - Sur la structure du plateau d'Oulemès (Maroc central). C. R. Sc. Paris, t.159, n°19, p. 659-661.

GENTIL L. (1916). - Sur la structure du Moyen Atlas (Maroc central). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 162, pp. 329 – 332.

GOUAIDIA L. (2008). - Influence de la lithologie et des conditions climatiques sur la variation des parametres physico –chimiques des eaux d’une nappe en zone semi aride, cas de la nappe de Meskiana Nord-Est Algerien. Thèse, Doc. en scien, Univ. Annaba, 130p.

GOURRARI L. (2001). – Etude hydrochimique, morphologique, lithostratigraphique, sédimentologique et pétrographique des dépôts travertino-détritiques actuels et plio-quaternaires du bassin karstique de l’oued Aggay (causse de Sefrou, Maroc). Thèse Doc. Etat, Univ. Fes, 408 p.

GRACIANSKY CH. De, BOURBON M., CHARPAL O. De, CHENET P. Y., GRILLOT J.C. et ALMEIDA (1982). – Tectonique cassante posthercynienne dans l’Algarve (Sud du Portugal). Incidence sur l’hydrogéologie karstique. Revue de Géologie. Dynamique et de Géographie Physique, vol. 23(2), p.119-130.

HAILWOOD E. A. et MITCHELL J. G. (1971). – Paleomagnet radiometric dating results from Jurassic intrusions in south Morocco. Geophys. J. R. Astr. Soc., 24, p. 351-364.

HARMAND C. et CANTAGREL J.M.(1984). – Le volcanisme alcalin tertiaire et quaternaire du moyen atlas (Maroc) : chronologie K/Ar et cadre géodynamique. J. Afric. Earth. Sc. vol.2, n°1, pp.595-603.

HARMAND C. et MOUKADIRI A. (1986). – Synchronisme entre tectonique compressive et volcanisme alcalin : exemple de la province quaternaire du Moyen-Atlas (Maroc). Bull. Soc. Géol. France, II, 4, pp.595-603.

HERBIG H. G. (1988). – Synsedimentary tectonics in the Northern Middle Atlas (Morocco) during the late Cretaceous and tertiary. In « The Atlas system of Morocco, Studies on its Geodynamical Evolution ». Ed. Jacobashager, Springer Verlag, Berlin, p. 321 – 338.

HIMMI N., FEKHAOU M., FOUTLANE A., BOURCHIC H., EL MMAROUFY M., BENAZZOUT T. et HASNAOUI M. (2003). - Relazione plankton-parametri fisici chimici in un bacino di maturazione (laguna mista Beni Slimane – Morocco. Rivista Di Idrobiologia. Università degli studi di Perugia, Dipartimento di Biologia Animale ed Ecologia laboratorio Di Idrobiologia “G.B. Grassi”, 110–111p.

HINAJE S. (1991). – Evolution géodynamique méso-cénozoïque du moyen atlas(Maroc), l'exemple de la transversale Almis Guigou-Boulemene-Anjil. D.E.A., Fac.Sci.Tunis, 125p.

HINAJE S., AIT BRAHIM L. et TAHIRI A. (1992).- Paléochamps de contraintes et relation tectonique cassante-minéralisation cobaltifère dans le gisement de Mechoui (Boutenièrre de Bou-Azzer, Anti-Atlas central). 10°Coll. Bass. Séd. Fac. Sci. Rabat.

HINAJE S., TAHIRI A. et AIT BRAHIM L. (1993). – Analyse de la déformation cassante syn et past – panafricaine dans le boutonnière de Bou-Azzer (Anti-Atlas central). 11° Coll. Bass. Séd. p. 44, Inst. Sci. Rabat.

HINAJE S., TAHIRI A. et AIT BRAHIM L. (1993). – Importance des structures synsédimentaires dans l'Adoudounien de la boutonnière de Bou-Azzer (Anti-Atlas central). I. A. S. Marrakech, p.181.

HINAJE S., TAHIRI A. et AIT BRAHIM L. (1993).- Cortège volcano-sédimentaire infracambrien au Nord du massif d'Oumlil ; sédimentologie et tectonique synsédimentaire (Boutenièrre de Bou-Azzer El Graâra). 11° Coll. Bass. Sédim. Marocains, Inst. Scient. Rabat, p. 45.

HINAJE S. (1995). – Apport de l'analyse de la tectonique cassante tardi et post-panafricaine à la modélisation de la mise en place des minéralisations dans la boutonnière de Bou-Azzer (Anti-Atlas, Maroc). Thèse 3° cycle, Fac. Sci. Rabat, 238p. + carte h.t au 1/2000.

HINAJE S., AIT BRAHIM L., GOURRARI L. et CHARROUD M. (2001). – Evénements tectoniques et paléocontraintes enregistrées par les dépôts néogènes et quaternaires du Moyen Atlas (Maroc). Comm. Inst. Geol. eMineiro, 2001, t.88, pp. 255-264.

HINAJE S. et AIT BRAHIM L.(2002). – Les bassins lacustres du Moyen Atlas (Maroc) : un exemple d'activité tectonique polyphasée associée à des structures d'effondrement. Commun. Inst. Geol. eMineiro, 2002, t. 89 ; pp. 183-184.

HINAJE S. (2004) a. – Tectonique cassante et paléochamps de contraintes dans le moyen atlas et le haut atlas central (Midelt-Errachidia) depuis le trias jusqu'à l'actuel. Thèse Doc. Etat, Univ. Rabat, 363p.

HINAJE S. (2013). – Tectono-sedimentary evolution in the neogene transitional zone between the Mediterranean and the Atlantic (Saïs - Middle Atlas, Morocco).Regional Committee on Atlantic Neogene Stratigraphy – Congress – Huelva -2013.

HINAJE S., CHARROUD L., AIT BRAHIM L., SABAOU I A., AMRANI S. et EL ARABI H. (2015) b. – Événements tectono-sédimentaires, paléocontraintes crétacés-cénozoïques et structuration diachrone du Moyen Atlas et du Haut Atlas central Marocains. ScienceLib Editions Mersenne : volume 7, N° 150409, ISSN 2111-4706, 22 p.

HINAJE S., CHARROUD L., AIT BRAHIM L., EL ARABI H. et SABAOU I A. (2015). – Paléocontraintes mésozoïques, évolution tectoniques et paléogéographie des bassins sédimentaires moyens atlasique et central atlasique Marocains. ScienceLib Editions Mersenne : volume 7, N° 150410, ISSN 2111-4706, 23p.

HOWARD A.D. (1967). – Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. Bull. am. Ass. Petr. Geol, Tulsa, 51 (11). pp: 2246 – 2259.

JACOB C.E. (1950). – Flow of Groundwater in Engineering Hydraulic. John Wiley & Sons, New York, 321-386.

JACOB C. E. (1955). - Flow of ground water. In: Engineering Hydraulic. Proc. Of the 4th Hydraulic Conference. John Wiley et Sons, New York. NY.

JACOB SHAGEN V., BREDE R., HAMPTMAN M., HEINITZ W. et ZYLKA R. (1988). - Structure and post paleozoic evolution of the central High-Atlas. In « lectures notes in Earth Sciences». Vol. 15: « The Atlas system of Morocco studies on its geodynamic evolution ». Jacobshagen ed. p. 245 – 268.

JOSNIN J.Y, ARTHROUD F. et LAURENT PH. (2000). – Indices tectoniques et microtectoniques d'une compression nord-sud, datée d'environ 80 000ans dans le Languedoc méditerranéen (Gard, France). C.R.Ac.Sci.Paris, 331,733-740.

KOUASSY KALE DJE P. S., (2010). – Etudes piézométriques et hydrochimiques du bassin versant de la Bibkola (Nord Ouest N'Gaoundéré). DEA, Facultés des sciences, Univ. Yaoundé. Cameroun.

LAADILA M. (1982). - Etude structurale du Moyen-Atlas septentrional (région d'El Aderj, Maroc) Thèse 3^o cycle, Rabat, 152p.

LAADILA M. (1996). – Stades de l'évolution de la plate-forme carbonatée liasique du Moyen Atlas (Maroc). Thèse Doct. Etat, Rabat, 442p.

LALLAHEM S. (2002). - Structure et modélisation hydrodynamique des eaux souterraines : Application à l'aquifère crayeux de la bordure nord du bassin de Paris. Thèse de doctorat Université des Sciences et Technologies de Lille

- LAVILLE E. (1977).** - L'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture Jurassique de la région d'Imouzzer des Marmoucha (Moyen-Atlas, Maroc). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t.XIX, n°5, p. 1151 – 1158.
- LAVILLE E. (1981).** – Rôle des décrochements dans le mécanisme de formations des bassins d'effondrement du Haut-Atlas marocain au cours des temps triasique et liasique. Bull. Soc. Géol. France, (7), t.XXII, n°1, pp: 303 – 312.
- LAVILLE E. (1987).** – A multiple releasing and restraining stepover model for the Jurassic strike-slip basin of the Central High Atlas (Morocco), in : W . MANSPEIZER (Editor), Triassic-Jurassic rifting and the origin of the Atlantic ocean. Elsevier science Publishers. B. V., Chap. 21, pp: 1 – 25.
- LAVILLE E. et FEDAN B. (1989).** – Le système atlasique marocain au Jurassique : évolution structurale et cadre géodynamique. Sci. Géol., Mém. Strasbourg, p.3 – 28.
- LAVILLE E. et PIQUE A. (1992).** – Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco): a tectonic model. Structural and Orogenic inversions. Geologische Rundschau. V. 81, n°1, pp: 157-170.
- LEMOINE M. (1979).** - Genèse et évolution comparée de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan atlantique et marge européenne dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XXI, 5, p. 663-674.
- LEPOUTRE.B et MARTIN.J (1967).** – Le Causse Moyen Atlasique. Les cahiers de la recherche agronomique, n°26, 1967 : congrès de pédologie méditerranéenne 1966 Madrid. Excursion au Maroc. T.I, 2^{ème} partie : description des régions traversées, chap. 4, pp : 207-226.
- LOISEAU P. (1987).** – Etude structurale et géostatistique des gneiss de la région du Cézallier (Massif central français). Modélisation tridimensionnelle de réseaux de fractures. Application à l'écoulement des fluides. Thèse de Doct.de 3^{ème} cycle.Univ. Orléans.
- LORENZ J.C.(1976).** - Triassic sediments and basin structure of the Kerrouchen basin, central Morocco – J.Sedi., Petrol., 46, pp.897-905.
- LUCAS J. (1962).** – La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. Mém. Serv. Crte géol. Alsace – Lorraine, n°23, 202p.
- MANSPEIZER W., PUFFER J. G. et COUSMINER H. L. (1978).** – Separation of Morocco and Eastern North America: a triassic-liasic stratigraphic record. Geol. Soc. Amer., Vol. 89, p. 901-920.

- MARGAT J. et TALTASSE P. (1952).** – Hydrogéologie du Maroc. Notes et Mémoires n° 97, 355 P.
- MARGAT J. (1952).** – Notes inédit sur l'hydrogéologie des causses, C. E. H.
- MARTIN J. (1981).** – Le moyen atlas central étude géomorphologique. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n°258, 445 p.
- MARTONNE D. (1942).** - Nouvelle carte mondiale de l'indice d'aridité. Annale de géographie, n° 288. Oct-Nov., pp : 241-250.
- MATTAUER M., TAPPONIER P. et PROUST F. (1977).** – Sur les mécanismes de formation des chaines intarcontinentales. L'exemple des chaines atlasiques du Maroc. Bull. Soc. Géol. France, (7), t.XIX, n°3, pp.521-526.
- MATTIS A. (1977).** – Non marine triassic sedimentation, central High Atlas Montains , Morocco : Jour. Sed. Petrology, V. 47, p.107 - 109.
- MICHARD A. (1969).**- Fractures profondes et décrochement dans les Rehamna (Maroc hercynien) : C. R. somm. Soc. géol. France, 3, p. 89 – 90.
- MICHARD A. (1976).** – Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 252, 408p.
- MILLOT G., PERRIAUX J. et LUCAS J. (1961).**- Signification climatique de la couleur rouge des grès permo-triasiques et des grandes séries détritiques rouges. Bull. Serv. carteGéol. Alsace Lorraine, 14, p. 91 – 101.
- MORABET A. A. (1974).** – The Lias Reefs of the Middle Atlas Platform. Morocco. Mast., Sc. Thesis. South Crolina U.S.A., 52 p. 20 fig., inedit.
- MOUKADIRI A. (1983).** – Les enclaves ultrabasiques associees aux basaltes alcalins dans le district volcaniques d'Azrou-Timahdite(Moyen Atlas, Maroc). Thèse 3^{ème} cycle, Clermont-Ferrand, 150p.
- NASSILI M. (1982).** – Etude structurale de la terminaison nord-occidentale du Moyen-Atlas plissé (SW de Merhraoua). Thèse 3^o cycle, Rabat, 111p.
- NTARMOUCHANT.A, SMAÏLI.H et SABRI.K (2012).** – Volcanisme plio-quadernaire du moyen atlas région de Timahdite. 10^{èmes} journées universitaires de l'AESVT. Ifrane (2012).
- PACHTERE Ph. De, BERTRAND H. et TANE J.L. (1985).** – Mise en évidence de centres d'émission dans la série volcanique fini-triasique du Haut Atlas de Marrakech. C. R. Acad.Sci. Paris, t. 300, sér. II, n°20, p. 1029-1032.
- PIPER A.M. (1994).** - A graphic procedure in geochemical interpretation of water analyses, American. Geophysical. Union. Transactions, 25, pp : 914-923.

- PIQUE A. et MICHAUD A. (1989).** – Moroccan Hercynides : a synopsis. The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa ; Am.J.Sci., 289, pp : 286 – 330.
- PIQUE A. (1994).** – Géologie du Maroc, les domaines régionaux et leur évolution structurale, pumag, 284p.
- PIQUE A., AIT BRAHIM L., AIT OUALI R., AMRHAR M., CHARROUD M., GOURMELEN C., LA VILLE E., REKHISS F. et TRICART P. (1998).** – Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. Bulletin de la société géologique de France, 169, pp.797-810.
- PIQUE A., TRICART P., GUIRAUD R., LAVILLE E., BOUAZIZ S., AMRHAR M. et AIT OUALI R. (2002).** - The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa): An overview. Geodinamica Acta 15, pp : 185-208.
- PUSCH R. et HOKAMARK H. (1991).** – Characterization of nearfield rock-A basis for comparison of repository concepts. - SKB technical report, 92-06.
- Rodier J., (1996).** – Analyse des eaux. Eaux naturelles, eaux résiduaires, eaux de mer. 8ième, édition Dunod, Paris, 1384p.
- OUARHACHE D. (1987).** – Etude géologique dans le paléozoïque et le Trias de la bordure NW du Causse moyen-atlasique (S et SW de Fes, Maroc). Thèse de 3^{ème} cycle. Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 130p.
- OUARHACHE D. (2002).** – Sédimentation et volcanismes (effusif et explosif) associés au rifting triasique et infra-liasique dans le Moyen Atlas sud-occidental et la haute Moulouya (Maroc). Fac. Sci., Rabat. 283p.
- RABIET M. (2006).** – Contamination de la ressource en eau par les eaux usées dans un bassin versant méditerranéen apport des éléments majeurs, traces et terres rares. Doctorat de l'université Montpellier 2. 368p.
- RICHARDS L. A. (ED.) (1954).** - Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils. USDA Agriculture Handbook 60, Washington D. C.
- ROBILLARD D. (1978).** - Etude stratigraphique et structurale du Moyen Atlas septentrional (région de Taza-Maroc) Thèse de 3^o cycle, Lille, 178p.
- ROBILLARD D. (1979).** - Tectonique synsédimentaire du Moyen Atlas septentrional. Bull. Soc. Géol. Fr., Fr. (7), XXI, 4, pp.441 – 447.
- ROCHE M. (1950).** – Histoire stratigraphique du Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n°80, 400p.

- ROCHE M. (1963).** - Hydrologie de surface. Gautier - Villars Paris. 430 pages.
- RODIER J., (1996).** - Analyse des eaux. Eaux naturelles, eaux résiduaires, eaux de mer. 8ième édition Dunod, Paris, 1384p.
- ROUCH E. (1950).** – Histoire stratigraphique du Maroc. Notes et Mém.Serv.Géol.Maroc, n°80, 400p.
- SABAOUI A. (1987).** – Structure et évolution alpine du Moyen-Atlas septentrional sur la transversale Tleta des Zerarda – Merhraoua (Sud Ouest de Taza, Maroc). Thèse 3° cycle Toulouse, 189 p.
- SABAOUI A. (1998).** – Rôles des inversions dans l'évolution méso-cénozoïque du Moyen Atlas septentrional(Maroc). L'exemple de la transversale El Menzel-Ribat AL Khayr-Bou Iblene . these Doct. Etat, Rabat, 410 p.
- SADKI D., ELMIS S. et AMHOUD H. (1999).** - Les formations jurassiques du Haut Atlas central marocain : corrélation et evolution géodynamique. Le 1^{er} Coll. Nat. Sur le Jur. Marocain, p. 122 – 123.
- SALVAN H. M. (1974).** – Les séries salifères du Trias marocain, caractères généraux et possibilités d'interprétation. Bull. Soc. Géol. France ; t. XVI, n°6, pp. 724 – 731.
- SALVAN H. M. (1984).** – Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paléo-climatiques. Quelques réflexions. Rev. Géol. Dyn. Et Géogr. Phys.25, 3, pp. 187 – 203.
- SAVORIN J. (1921).** – Le Moyen Atlas marocain. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 173, p. 322.
- SCHNEBELEN N., PLOTET J.P., LE NINDRE Y., ET BAUDRY D., AVEC COLLABORATION DE HOARAU A., DUFOUR P. et BENHAMMOUDA S. (2002).** – Gestion des eaux en Aquitaine Année 5. Opération sectorielle. Protection de la nappe de l'oligocène en région bordelaise- Rapport BRGM /RP-51178-FR.
- SCHOELLER H. (1962)** : Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources Masson et Cie. Editions, 642 p.
- SEPTFONTAINE M. (1984).** – Biozonation (à l'étude de Foraminifères imperforés) de la plate forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). Rev. Micropal., vol. 27, n° 3, p. 209 – 229.
- SINAN M., MASLOUHI R. et RAZACK R. (2003).** – Utilisation des SIG pour la caractérisation de la vulnérabilité à la pollution des nappes d'eau souterraine.

Application à la nappe du Haouz de Marrakech, Maroc, 2ème FIG Regional Conference Marrakech, Morocco. pp 1-15.

SMIDA H., ABDELLAOUI CH., ZAIRI M. et BEN DHIA H. (2010). Cartographie des zones vulnérables à la pollution agricole par la méthode DRASTIC couplée à un Système d'information géographique (SIG) : cas de la nappe phréatique de Chaffar (sud de Sfax, Tunisie). Volume 21, numéro 2, Sciences et changements planétaires / Secheresse, p : 131-46.

STITOU EL MESSARI J.E. (1995). - Contribution à la connaissance hydrogéochimique des aquifères côtiers Martil-Alila, Oued Laou et Smir. Thèse Doctorat 3ème cycle, Univ. Abdelmalek Essaâdi, Fac. Sci., Tétouan, 160 p.

TAHIRI A. (1994).- Tectonique hercynienne de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès et du synclinalorium de Fourhal. Bull. Inst. Sci., Rabat, N°, pp. 125-144.

TEIXELLA., ARBOLEYA ML. JULVERT M. et CHARROUD M. (2003). – Tectonic shorting and topography of the central High Atlas (Morocco). Tectonics 22: 1051, doi: 10. 1029/ 2002TC001460.

TERMIER H. (1936). – Etude géologique sur le Maroc central et la Moyen Atlas septentrional. Notes et mém.Serv. Géol. Maroc, N°33, 1566p.

TERMIER H. et TERMIER G. (1948). – Observations nouvelles sur le Permo-Trias et la base du Trias dans le Maroc centrale et le Moyen Atlas. Bull. Soc. Géol. France, V, 18, p. 395-405.

THORNTHWAITE C.W. (1948). – An approach toward a rational classification of climate. Geographical Review, Vol. 38, No. 1. (Jan., 1948), pp. 55-94.

THORNTHWAITE C.W. (1955). – The Water Balance. Publ. in Climatology, vol.8, no.1. C.W. Thornthwaite & Associates, Centerton, New Jersey.

TIXERONT J. et BERKALOFF E. (1957). - Bulletin de l'AISH (Lacroux, 1936).

TRIPET J.P. (1967). - Bassin de la source de l'Areuse. Bilans pour la période 1959-1966. Comité de l'Areuse, non publié, 36 p.

TURC L. (1955). – Le bilan d'eau des sols : relation entre les précipitations l'évaporation et l'écoulement. Annales Agronomiques 6, p.1-131.

TURC L. (1961). – “Estimation of of irrigation water requirements, potentiel evapotranspiration : Assimile climatic formula evolved up to date” (in French). Ann. Agron., 12, p.13 - 49

WESTPHAL M., MONTIGNY R., THUIZAT R., BARDON C., BOSSERT A., HAMZEH R. et ROLLEY J. P. (1979). – Paléomagmatisme et datation du

volcanisme permien, triasique et crétacé du Maroc. Can. J. Earth.Sci. Vol. 16, n°11,p. 2150-2164.

ZEMMOURI O. (1971). – Contribution à l'étude des schistes bitumineux des bassins crétacés du Moyen Atlas septentrional (Maroc). Thèse 3^{ème} cycle, Fac.Sciences et Techniques, Univ. Besançon.

ZEMMOURI O. (1976). – Contribution à l'étude des schistes bitumineux du Moyen-Atlas septentrional (Maroc). Ann. Scient,Uinv. Besançon, Géol.3^é ser., Fasc.26,pp.39-41.

ZEMMOURI O. et BROQUET P. (1977). – Les grands traits paléogéographiques et structuraux de la région de Timahdite (Moyen Atlas, Maroc). Application à la prospection des schistes bitumineux. 5^{ème} réun. Ann.Scién. Terre, Rennes, p.474.

ZERYOUHI I. (1977). – Ressources en eau du Maroc. Le moyen atlasique plissé. Notes et Mémoires du Services Géologique; Maroc, Tome 3, pp : 67-84.