



Université Cadi Ayyad
Faculté des Sciences et Techniques
Marrakech



Laboratoire des Géorressources
Unité associée au CNRST
(URAC42)

Mémoire de Stage de Fin d'Etudes

Master Sciences et Techniques
Eau et Environnement



Caractérisations hydrologique et hydrogéochimique des réseaux karstiques au voisinage des grottes Boutirsal, Ali Oulghazi et Ifri N'Chikh - Moyen Atlas

Par : **IDABDELLAH Hanane**

Sous la direction de :

Pr. VIDAL L.

Pr. BENKADDOUR A.

Soutenu le 17 juin 2015 devant le jury composé de :

Pr. VIDAL L.

CEREGE-France

Encadrante

Pr. BENKADDOUR A.

FSTG-Marrakech

Encadrant

Pr. TOUIL A.

FSTG-Marrakech

Examineur

Pr. RHOJJATI A.

FSTG-Marrakech

Examineur

Remerciement

Au terme de ce travail, il m'est agréable de rendre hommage à tous ceux qui ont contribué, de près ou de loin, à son élaboration. Tout d'abord, je tiens à remercier les Professeurs **VIDAL Laurence**, **BENKADDOUR Abdelfattah** pour m'avoir encadré, encouragé et conseillé durant ce stage.

Je remercie Pr. **VIDAL** et Pr. **RHOJJATI** pour tous leurs conseils et leurs encouragements qu'ils m'ont prodigué au cours de la mission réalisée dans le Moyen Atlas marocain en mai 2015. Je les remercie très sincèrement pour leur sympathie, leurs remarques et leurs discussions les plus intéressantes. Je remercie Monsieur **RHOJJATI** pour la confiance qu'il m'a accordée. Ses conseils ont été une source de motivation constante, tout au long de période de cette étude, son expérience, sa clairvoyance et son dynamisme ont été les moteurs de mon travail. Je remercie Monsieur **BENKADDOUR** grâce à son enthousiasme, sa présence quotidienne et sa participation effective au déroulement du stage, qui m'ont permis de prendre du recul et ses suggestions ont été d'une aide précieuse pour l'orientation de cette recherche.

Mes sincères remerciements et gratitude s'adressent aux professeurs membres de jury d'avoir accepté de juger mon travail : Pr. **TOUIL** et Pr. **RHOJJATI**, qu'ils trouvent ici l'expression de ma vive reconnaissance. Je tiens également à remercier tous les professeurs du département de géologie de la Faculté des Sciences et Techniques de Marrakech, pour les efforts déployés au cours de ma formation académique, et pour leurs conseils et encouragements. Je leur souhaite une vie pleine de joie et de prospérité.

Mes vifs remerciements vont également à Mr. **AMAZOUL** président de l'association **AKTAKES** et à toute son équipe pour leur forte contribution à l'exploration et à l'accès aux cavités, leur disponibilité sans faille et leurs bonnes humeurs.

Je tiens à remercier sincèrement Mr. **EL HAKKANI** de l'Agence du Bassin Hydraulique de l'Oum Er-Rbia d'avoir mis à ma disposition les données qui ont fait l'objet d'une grande partie de cette étude.

Mes remerciements vont aussi à Mr. **HAKKOU** professeur à la faculté des sciences et techniques de Marrakech, pour les analyses des eaux et des carbonates par ICP, DRX et Fluorescence X ainsi que pour tous ses efforts émis pour la réalisation de ces analyses.

Tous mes remerciements, toute ma reconnaissance et tous mes respects vont à toute ma famille et plus particulièrement ma mère et mon père, mes chères frères et sœurs, tous pour leurs encouragements et leurs soutiens considérables le long du tout mon parcours scolaire et universitaire. Et enfin, à mes amis je leur dis tout simplement Merci.

Résumé

L'aquifère karstique, en raison de ses caractéristiques si particulières, est l'aquifère qui présente les difficultés d'étude les plus compliquées.

Le système karstique du Moyen Atlas constitue une ressource en eau importante à l'échelle du Maroc. Sur le plan hydrogéologique, les calcaires liasiques, très karstifiés donnent naissance à des grottes et des porches qui permettent l'accès à l'endokarst.

Trois grottes appartenant à ce système karstique ont été étudiées: Boutirsal, Ali Oulghazi et Ifri N'Chikh. Les deux premières s'ouvrent dans le bassin versant de la Haute Oum Er-Rbia, la troisième à quelques kilomètres plus à l'ouest, dans le bassin versant de Bouregreg.

Le travail du mémoire décrit les sites d'étude sur les plans topographique, géologique, climatique et hydrologique. Les principales formations géologiques constituant la région sont les calcaires liasiques et les formations triasiques.

L'étude hydrologique des principales sources et cours d'eau a permis une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère karstique. Les résultats de l'étude ont montré que ce système hydrogéologique est peu capacitif et les débits marquent une tendance plus au moins régulière et significative à la variabilité de l'alimentation.

La caractérisation hydrochimique des eaux de surface du bassin versant de la Haute Oum Er-Rbia atteste du rôle joué par les niveaux lithologiques du Trias (argiles salifères) dans la salinité des eaux. La caractérisation hydrochimique des eaux d'infiltration de la grotte Ifri N'Chikh montre que la conductivité électrique est exprimée majoritairement par le calcium et les bicarbonates. Elle reflète ainsi le faciès bicarbonaté calcique de l'aquifère karstique.

L'étude isotopique indique que les eaux de la grotte Ali Oulghazi sont soumises à l'évaporation. La teneur en $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates des grottes est contrôlée par la température de la grotte. La différence en $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates entre la grotte Botirsal et Ali Oulghazi est liée à la différence de l'origine du ^{13}C qui provient de l'encaissant pour la première grotte et du CO_2 atmosphérique pour la deuxième.

Mots clés : Moyen Atlas, système karstique, grotte, hydrologie, hydrochimie, étude isotopique.

Sommaire

Résumé.....	3
Liste des figures.....	7
Liste des tableaux	8
Introduction	9
Chapitre I : Généralités sur les karsts, les spéléothèmes et les fractionnements isotopiques	11
I. Généralités sur l'hydrogéologie du karst.....	12
I.1. Définition du karst.....	12
I.2. Principe de la karstification	13
I.3. Structure de l'aquifère karstique	13
I.4. Fonctionnement de l'aquifère karstique	15
II. Généralités sur les spéléothèmes	16
III.1. Définition.....	16
III.2. Formation des spéléothèmes.....	17
III.3. Concrétions.....	17
III.4. Les spéléothèmes, archives naturelles du climat et de l'environnement.....	18
III. Isotopes stables et fractionnement isotopique	19
III.1. Isotopes stables de la molécule d'eau : oxygène-18 et deutérium.....	19
III.2. Isotopes stables des carbonates : carbone-13 et oxygène-18.....	21
Chapitre II : Présentation des sites d'étude.....	24
I. Site des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi : Bassin versant de Oum Er-Rbia.....	26
I.1. Cadre géologique.....	27
I.2. Caractéristiques géométriques et topographiques du bassin versant de la haute Oum Er-Rbia..	29
I.3. Cadre climatique.....	31
I.4. Contexte hydrologique	36
I.5. Végétation	37
I.6. Urbanisme	37
I.7. Description des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi	38
II. Site de la grotte Ifri N'Chikh : Bassin versant de Bouregreg	40
II.1. Cadre géologique.....	41
II.2. Caractéristiques géométriques et topographiques du bassin versant de Bouregreg.....	42
II.3. Cadre climatique.....	44
II.4. Contexte hydrologique	45

II.5.	Végétation	47
II.6.	Urbanisme	47
II.7.	Description de la grotte Ifri N'Chikh	48
Chapitre III : Matériel et Méthodes		51
I.	Prélèvements sur les sites d'étude	52
I.1.	Echantillonnage des eaux	52
I.2.	Echantillonnage des carbonates.....	52
II.	Techniques et méthodes d'analyse	53
II.1	Techniques et méthodes d'analyses des eaux.....	53
II.1.1.	Echantillonnage	53
II.2.1.	Techniques et méthodes d'analyse	54
II.2	Analyse des carbonates.....	57
II.2.1.	La diffractométrie par le rayon X.....	57
II.2.2.	Fluorescence X.....	57
II.2.3.	Analyse isotopique	58
Chapitre IV : Résultats et Discussion		59
I.	Etude hydrologique du système karstique de la Haute Oum Er-Rbia	60
I.1.	Les eaux de surface	60
I.1.1.	Variations annuelles des débits	60
I.1.2.	Corrélation pluies/débits.....	62
I.2.	Les sources	64
I.2.1	Présentation des sources étudiées	64
I.2.2	Caractéristiques hydrologiques des sources	64
II.	Etude Hydrochimique des eaux du système karstique au voisinage des grottes Boutirsal, Ali Oulghazi et Ifri N'Chikh	67
II.1	Caractéristiques chimiques des eaux de surface du bassin versant d'Oum Er-Rbia	67
II.1.1.	Faciès chimique des eaux	68
II.2.1.	Synthèse des analyses chimiques faites sur les données de la station de Taghat	71
II.2	Caractéristiques chimiques des eaux d'infiltration : grotte Ifri N'Chikh	74
III.	Etude du comportement des isotopes stables des eaux et des carbonates des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi	82
III.1.	Isotopes stables de l'eau : oxygène (^{18}O) et deutérium (^2H ou D).....	82
III.1.1.	Marquage isotopique : les droites météoriques	82
III.1.2.	Gradients altimétriques dans le Moyen Atlas.....	83
III.2.	Etude isotopique des carbonates des grottes Ali Oulghazi et Boutirsal	84

III.3. Comparaison des données isotopiques des carbonates obtenues pour les grottes avec d'autres enregistrements régionaux	88
Conclusion.....	91
Références bibliographiques	93
Annexe	97

Liste des figures

Figure 1 : Paysages karstiques (Lopez, 2009).....	12
Figure 2 : Représentation schématique de la structure d'un aquifère karstique (Mangin 1975, <i>In</i> Lopez, 2009).....	14
Figure 3 : Schématisation du fonctionnement d'un aquifère karstique (Mangin 1975, <i>In</i> Lopez, 2009).	15
Figure 4 : Situation géographique du site d'étude.....	25
Figure 5 : Localisation du bassin versant de la haute Oum Er-Rbia.	26
Figure 6 : Aperçu géologique du bassin versant du haut Oum Er-Rbia (Yjjou et al, 2014).....	27
Figure 7 : Carte des altitudes du bassin versant du haut Oum Er-Rbia.	30
Figure 8 : Courbe hypsométrique du bassin versant de la haut Oum Er-Rbia.	30
Figure 9 : Précipitations moyennes annuelles enregistrées pendant la période 1969/2013 au niveau de la station Taghat.	31
Figure 10 : Les précipitations mensuelles moyennes interannuelles enregistrées pendant la période 1969/2013 au niveau de la station Taghat (ABHOER).	32
Figure 11 : La température mensuelle moyenne interannuelle enregistrée entre 1990 et 2013 au niveau des stations Taghat et Beni Mellal.....	33
Figure 12 : L'évaporation mensuelle moyenne interannuelle enregistrée pendant entre 1990 et 2013 au niveau de la station de Taghat.	34
Figure 13 : L'humidité atmosphérique mensuelle moyenne interannuelle enregistrée entre 1990 et 2013 au niveau de la station de Taghat.	34
Figure 14 : La vitesse moyenne mensuelle des vents enregistrée entre 1985 et 2013 au niveau de la station Taghat.	35
Figure 15 : Eaux souterraines du bassin versant de l'Oum Er-Rbia (ABHOER, 2005).....	36
Figure 16 : Vue de quelques concrétions de la grotte Boutirsal.	38
Figure 17 : Vue de suintements qui chutent à partir des stalactites à l'intérieur de la grotte Boutirsal.	39
Figure 18 : Vue de l'entrée de la grotte Ali Oulghazi.	39
Figure 19 : Concrétions observés à l'intérieur de la grotte Ali Oulghazi.	40
Figure 20 : Situation géographique du bassin versant du Bouregreg.	41
Figure 21 : Structure géologique du bassin versant du Bouregreg (TRA BI, 2013).	42
Figure 22 : Répartition des altitudes du bassin versant de Bouregreg.....	43
Figure 23 : Courbe hypsométrique du bassin versant de Bouregreg.	43
Figure 24 : Hauteur des pluies moyennes annuelles à l'échelle du bassin versant du Bouregreg (1980-2009) (El Hadraoui, 2013).....	44
Figure 25 : Carte des ressources en eau superficielles du bassin versant du Bouregreg (Bounouira, 2012).....	46
Figure 26 : Localisation de la grotte Ifri N'Chikh dans la partie amont du bassin versant Bouregrag.	48
Figure 27 : Vue générale de la grotte Ifri N'Chikh.	48
Figure 28 : Matériel de spéléologie utilisé dans l'exploration de la grotte Ifri N'Chikh.	49
Figure 29 : Préparation et entrée à la grotte.	49
Figure 30 : Vue de l'intérieur de la grotte Ifri N'Chikh.	50
Figure 31 : Photos des échantillons de carbonates prélevés dans la grotte Ifri N'Chikh.	53
Figure 32 : Principes de fonctionnement du spectromètre de masse à triple collection.....	58
Figure 33 : Distribution des moyennes mensuelles interannuelles des débits des oueds par stations (1999/2011).	60
Figure 34 : Distribution des moyennes annuelles des débits des oueds par stations (1999/2011).	61

Figure 35 : Variations simultanées des pluies et des débits moyens annuels des deux stations Aval Elhri et Tamchachate (1994 à 2011).	62
Figure 36 : Relation entre les précipitations annuelles et les débits moyens annuels des stations Tamchachate et Aval Elhri (1974/2011).	63
Figure 37 : Evolution du débit moyen annuel de l'ensemble des émergences étudiées (1994/2011). ..	65
Figure 38 : Débits moyens annuels des sources et pluies de la station Taghat (1994/2011).....	66
Figure 39 : Localisation des stations météorologiques.....	68
Figure 40 : Projection de la composition chimique des eaux de surface du bassin versant d'Oum Er-Rbia sur le diagramme de Piper.....	69
Figure 41 : Projection de la composition chimique des eaux de surface du bassin versant d'Oum Er-Rbia sur le diagramme de Schoeller.....	70
Figure 42 : Variation de la conductivité et de la température à Taghat.....	71
Figure 43 : Variation de la concentration des eaux en HCO_3^- et en Ca^{2+}	72
Figure 44 : Variation de la concentration des eaux en Cl^- et Na^+	73
Figure 45 : Variation de la concentration des eaux en Mg^{2+} et SO_4^{2-}	73
Figure 46 : Projection de la composition chimique des eaux de la grotte Ifri N'Chikh sur le diagramme de Piper.....	74
Figure 47 : Projection de la composition chimique des eaux de la grotte Ifri N'Chikh sur le diagramme de Schoeller.	75
Figure 48 : Variation spatiale de la concentration des eaux de la grotte en calcium et en magnésium. 78	
Figure 49 : Composition isotopique (deutérium et oxygène-18) de l'eau de la grotte Ali Oulghazi et des eaux météoriques locales (station de Beni Mellal).....	83
Figure 50 : Relation température, altitude et compositions isotopiques en oxygène-18 dans quelques stations du Moyen-Atlas (Marcé, 1975 modifié par Benkaddour, 1993).....	84
Figure 51 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi.	85
Figure 52 : Localisation des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi par rapport au lac Tigalmamine.	88
Figure 53 : Teneurs en δ^{13} et en $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates des grottes Ali Oulghazi et Boutirsal, de la dolomite détritique ainsi celles du CITD des eaux de surface et souterraines du lac Tigalmamine.	89

Liste des tableaux

Tableau 1 : Stations météorologiques utilisées pour l'étude.	31
Tableau 2 : Caractéristiques du conductimètre CRISON CM 35.....	55
Tableau 3 : Coordonnées et débits moyens des sources (ABHOER).....	64
Tableau 4 : Caractéristiques hydrologiques annuelles des sources (1994/2011).	64
Tableau 5 : Données mesurées <i>in situ</i> dans la grotte Ifri N'Chikh.....	76
Tableau 6 : Données élémentaires de l'analyse des échantillons d'eau prélevés à la grotte Ifri N'Chikh pour quatre points d'eau.	77
Tableau 7 : Teneurs des eaux de la grotte Ifri N'Chikh en Sr et en Mg ainsi que le rapport Sr/Ca.	81

Introduction

Le milieu karstique est un milieu très complexe. Il se distingue des milieux poreux par une forte hétérogénéité, des milieux fissurés par une forte évolutivité. Les écoulements en milieu karstique font l'objet de l'attention des karstologues et hydrogéologues depuis près de 120 ans. Leur étude reste cependant limitée à certains points du réseau : les émergences et les écoulements présents dans les cavités karstiques accessibles.

Ces cavités symbolisent à elles seules la spécificité du karst. Elles se développent par dissolution de la roche carbonatée à la suite de l'interaction avec l'eau et l'air. Leur évolution en a rendu certaines accessibles à l'homme, parfois depuis plusieurs millénaires. Elles ont pu ainsi être utilisées comme sépulture et comme support à l'art pariétal. Aujourd'hui, ces cavités représentent pour l'hydrogéologue une opportunité de pénétrer à l'intérieur du massif karstique.

La zone non saturée joue un rôle crucial dans la dynamique des aquifères karstiques, même si le fonctionnement de cette zone est encore mal compris. Le manque d'accès direct à la zone non saturée, autres que les cavités spéléologiques, dans lesquelles les réseaux d'écoulements sont déjà structurés, rend difficile la caractérisation de l'ensemble des processus hydrodynamiques et hydrochimiques qui s'établissent dans cette zone.

Le bassin de la Haut Oum Er Rbia fait partie du Moyen Atlas, il constitue une ressource en eau importante à l'échelle du Maroc. En effet, la prédominance des calcaires et dolomies parmi les terrains du Moyen-Atlas a favorisé la création de grottes et de gouffres dans lesquels circulent des eaux. Ces grottes constituent, avec les lacs, d'importantes archives continentales, qui pourraient fournir des renseignements sur les conditions paléo-hydrologiques et paléoclimatiques de la région et du Maroc. Les sites lacustres avaient fait l'objet de plusieurs études alors que, jusqu'à nos jours, aucune grotte de la région n'a été étudiée. Le présent travail est une sorte d'exploration des potentialités de ces archives naturelles afin de pouvoir dépouiller les signaux hydrologiques et climatiques de ces archives.

Trois grottes ont été étudiées: Boutirsal, Ali Oulghazi et Ifri N'Chikh. Les deux premières s'ouvrent dans le bassin versant de la Haut Oum Er-Rbia, la troisième à quelques kilomètres plus à l'ouest, dans le bassin versant de Bouregreg.

Nous présenterons les caractéristiques générales de ce système karstique, son fonctionnement hydrologique et géochimique et les tendances récentes observées sur la précipitation carbonatée des grottes (grotte Boutirsal et Ali Oulghazi) et leurs relations avec le massif karstique et des conditions d'écoulement dans la zone non saturée en se basant sur la chimie des eaux de la cavité Ifri N'Chikh.

Nous consacrerons un premier chapitre de cette étude à un rappel des particularités du milieu karstique et des spéléothèmes ainsi qu'à un aperçu sur le fractionnement isotopique des isotopes stables de l'eau et des carbonates. Un second chapitre exposera les caractéristiques des sites d'étude. Ce chapitre sera l'occasion de décrire plus précisément les grottes étudiées et les bassins versants auxquels elles appartiennent. Un troisième chapitre s'attachera au volet matériels et méthodes, où sont décrites les méthodes et les techniques d'analyses et de prélèvement. Le dernier chapitre de ce travail présentera les résultats des études hydrologiques, hydrochimiques et isotopiques aboutissant à la compréhension des phénomènes physico-chimiques intervenant dans les cavités et dans le massif karstique.

Chapitre I : Généralités sur les karsts, les spéléothèmes et les fractionnements isotopiques

I. Généralités sur l'hydrogéologie du karst

I.1. Définition du karst

A l'origine, le mot karst vient de la traduction allemande du mot slovène Kras, qui désigne la région comprise entre le golfe de Trieste, la vallée de la Vipava, la vallée de la Raša et le secteur de la Rečka. Cette région est un plateau calcaire de basse altitude dont la surface présente une morphologie particulière de vallées sèches, de dépressions fermées et est caractérisée par des manifestations géographiques typiques : gouffres, grottes, rivières souterraines. Un deuxième terme fortement dérivé du mot karst est très vite apparu pour décrire les phénomènes (physiques et chimiques) mis en jeu pour créer les formes karstiques particulières : la karstification (Lopez, 2009).

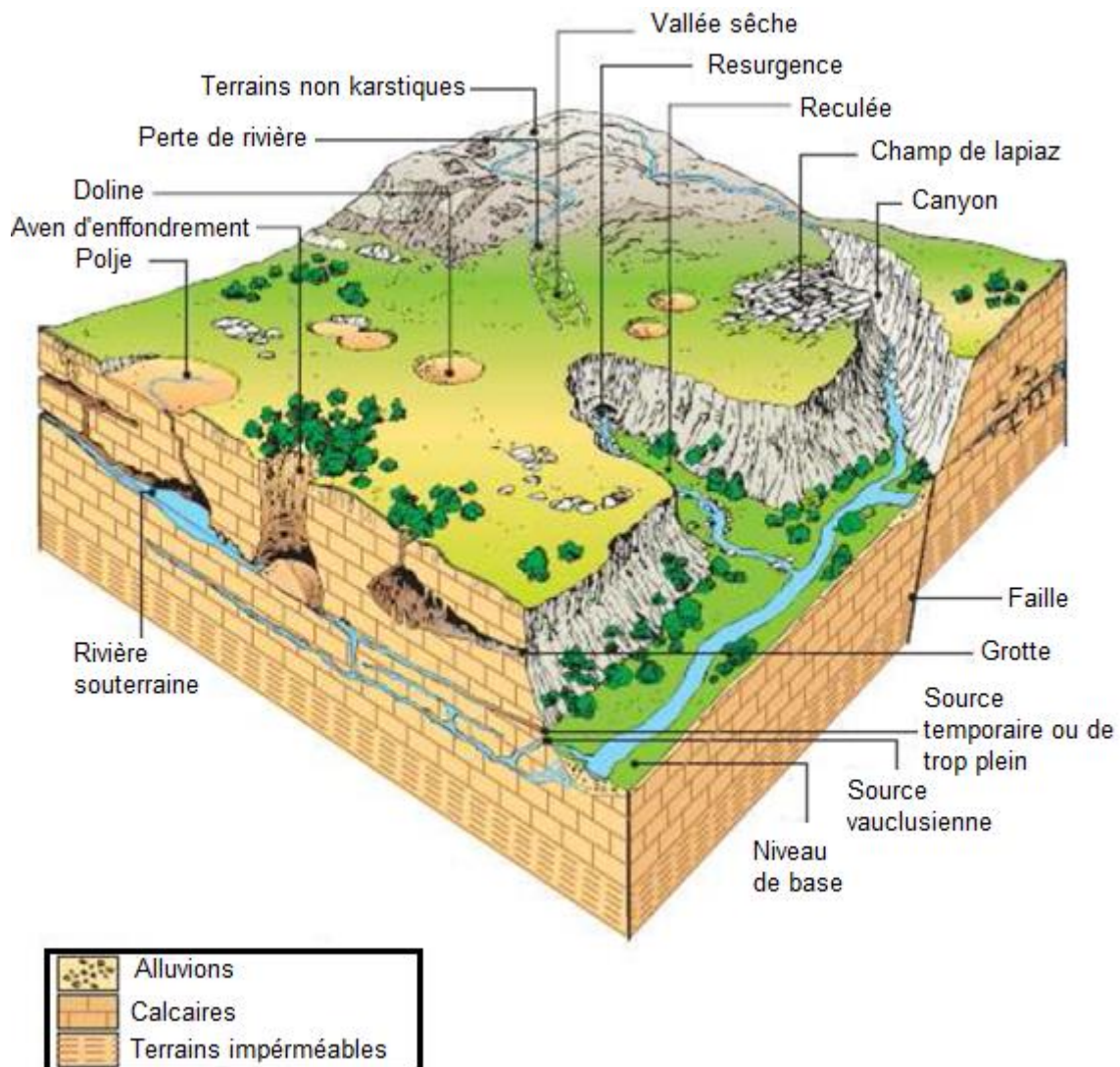


Figure 1 : Paysages karstiques (Lopez, 2009).

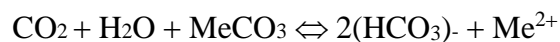
I.2. Principe de la karstification

L'action de l'eau non acide sur la roche est insuffisante pour expliquer les formes karstiques de grandes dimensions, même en faisant intervenir une érosion mécanique au demeurant assez faible et le plus souvent négligeable. La dissolution de la roche carbonatée est le fait de l'interaction entre trois phases : la roche, l'eau et l'air (PEYRAUBE, 2011).

Le processus de karstification met en jeu deux facteurs : une eau rendue acide et agressive par le CO₂ et un gradient hydraulique permettant la circulation et le renouvellement de cette eau.

Le CO₂ peut être produit en tout point de l'aquifère par la dégradation bactérienne de la matière organique présente dans l'eau, il peut également trouver son origine dans les remontées profondes à la faveur des failles. Cependant le CO₂ est majoritairement produit dans les sols par les bactéries (dégradation aérobie de la matière organique) et par les végétaux (respiration racinaire) (PEYRAUBE, 2011).

Une fois chargées en anhydride carbonique, les eaux sont capables de dissoudre les roches carbonatées, suivant une réaction triphasique (roche carbonatée, eau et CO₂) dont la formulation est la suivante :



Comprendre le fonctionnement d'un aquifère karstique c'est donc s'intéresser aux propriétés des roches encaissantes tout en étudiant les interactions qui existent entre les différentes phases (solides, liquides et gazeuses) du système karstique (Lopez, 2009).

I.3. Structure de l'aquifère karstique

L'approche hydrogéologique permet de différencier trois parties dans l'aquifère karstique (Dorfliger et al, 2010) :

- **Zone épikarstique** : représente la partie la plus proche de la surface ; elle est épaisse de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Les phénomènes d'altération y sont très importants, en particulier la dissolution. Cette zone rassemble l'eau d'infiltration dans une nappe perchée locale et discontinue, drainée vers le bas soit par les vides les plus larges en un ruissellement souterrain rapide, soit par les vides de petites dimensions, en une infiltration lente écoulant un mélange d'air et d'eau. Elle est donc le siège d'un stockage temporaire des écoulements, et constitue un aquifère perché

épikarstique où les écoulements horizontaux sont prépondérants. C'est la zone où agit la végétation et où se développe les dépressions et les fentes dans la roche. Les lapiez et les dolines font partie de cette zone ; elles permettent l'infiltration de l'eau de pluie ou de ruissellement qui sera stockée de manière temporaire ou qui court-circuitera cette zone aquifère pour rejoindre la zone noyée via des conduites verticales.

- **Zone d'infiltration** : constituée par la partie non saturée de l'aquifère au sein de laquelle des écoulements lents prennent place dans les fines fissures et des écoulements rapides au niveau de conduits verticaux plus au moins connectés au réseau des conduits karstiques de la zone noyée.
- **Zone noyée** : se développe principalement à l'aval, sans nécessairement s'étendre à l'ensemble d'un massif. Elle s'organise autour d'un axe de drainage ou d'un réseau de conduits karstiques en relation avec la roche encaissante, fissurée et pouvant comprendre des vides de grande taille organisés en ensembles individualisés, dénommés « systèmes annexes au drainage ». Ces derniers sont en connexion hydraulique avec les conduits du réseau de drainage souterrain.

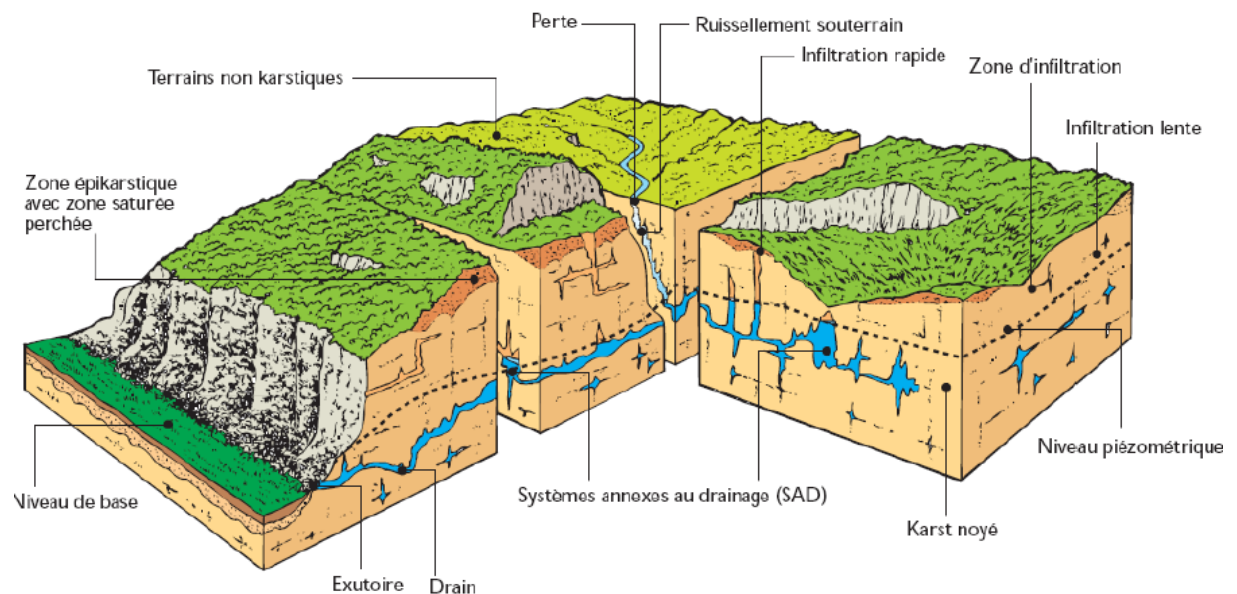


Figure 2 : Représentation schématique de la structure d'un aquifère karstique (Mangin 1975, In Lopez, 2009).

I.4. Fonctionnement de l'aquifère karstique

De manière globale, le fonctionnement hydrodynamique du système karstique peut être schématisé de la façon suivante (Figure 3) :

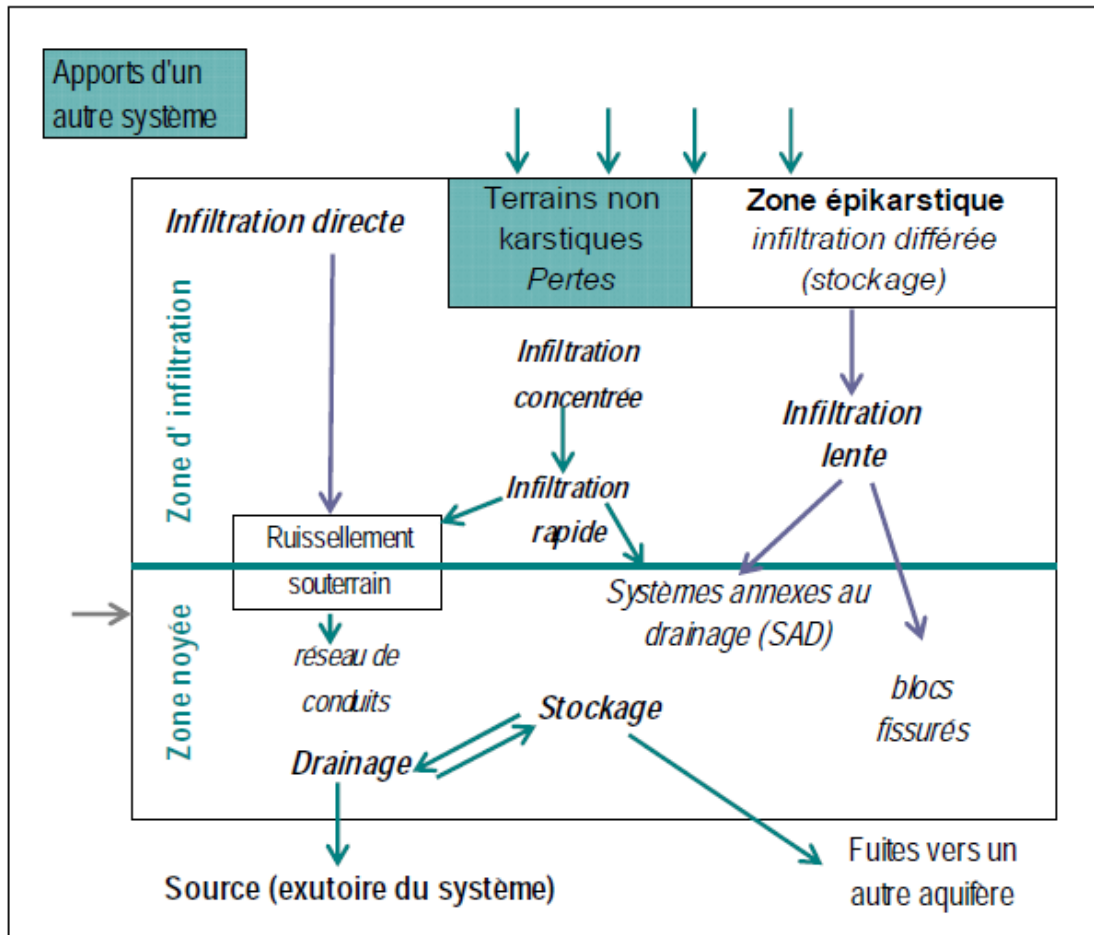


Figure 3 : Schématisation du fonctionnement d'un aquifère karstique (Mangin 1975, In Lopez, 2009).

En suivant le cheminement de l'eau, l'aquifère karstique se caractérise tout d'abord par des phénomènes de retardement dans l'alimentation. Le ruissellement de surface, la couverture neigeuse ou l'alimentation par un autre système karstique sont les trois facteurs qui peuvent étaler les apports dans le temps et ainsi allonger les périodes de crues sans nécessairement augmenter leur amplitude (Lopez, 2009).

Dans la partie supérieure du karst, l'infiltration se rapporte à deux modalités bien distinctes respectivement relatives à l'infiltration rapide et à l'infiltration retardée. Selon Mangin (1975) le potentiel de succion n'intervient que pour des fissures ne dépassant pas le centimètre d'ouverture. Au-delà, l'écoulement peut être rapporté à du ruissellement. Certaines de ces

fissures, continues sur une grande profondeur et élargies par la karstification, vont constituer de véritables drains de l'infiltration. C'est par leur biais qu'est assurée l'infiltration rapide ; de courte durée en l'absence de recharge (Lopez, 2009).

Dès que l'écoulement, jusqu'alors essentiellement vertical, arrive à des profondeurs suffisantes (proches de la zone noyée de l'aquifère karstique) il tend à suivre un cheminement généralement plus horizontal. Ce drainage se structure selon un véritable réseau vers l'aval du système karstique. La constitution d'une réserve karstique, et donc d'un karst noyé, dépend alors essentiellement de la zone d'évacuation qui détermine les possibilités de sortie des eaux introduites dans le karst. La mise en réserve, qui se constitue généralement vers l'aval des systèmes karstiques, sera d'autant plus importante que l'évacuation est entravée (Lopez, 2009).

Dans tous les cas, le karst est un milieu hétérogène. Par conséquent son fonctionnement ne peut pas être approché à partir d'un volume élémentaire représentatif puisqu'il faut prendre le système dans sa globalité afin de comprendre son fonctionnement. Si la morphologie karstique est bien déterminée en surface, la morphologie interne à chaque karst est peu connue. En effet, sous l'effet de la dissolution, le réseau souterrain peut se développer d'une manière différente selon la roche, la fracturation initiale.... Ainsi, la longueur du réseau karstique, la présence de réservoirs souterrains, l'importance de l'impluvium correspondant à chaque exutoire restent souvent méconnue (Fournier et *al*, 2006).

II. Généralités sur les spéléothèmes

III.1. Définition

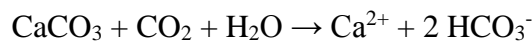
« Spéléothème » : du grec « *spelaion* », caverne et « *thema* », objet. Ce terme général désigne les concrétions karstiques, telles que les stalagmites, stalactites, fistuleuses, planchers, etc. Il s'agit donc de dépôts chimiques liés à l'hydrologie de la cavité (percolations et écoulements). Ils présentent une très grande variété de formes, leur masse étant essentiellement constituée de carbonates de calcium et le plus souvent de calcite (Couchoud, 2006).

L'intérêt géologique des spéléothèmes se situe principalement au niveau des inclusions métalliques se fichant au sein de la matrice de calcium, et dont la nature témoigne des conditions physico-chimiques ayant eu lieu au sein du milieu naturel contemporain à la période de dépôt. Ces structures concentriques sont donc capables de révéler de par leur

composition les différentes phases du climat ayant pu préexister durant toute la période de leur formation (Travaillé, 2010).

III.2. Formation des spéléothèmes

En dehors de la présence indispensable du karst, la formation des spéléothèmes nécessite la circulation d'eau et d'acide qui puisse attaquer l'encaissant. En général, l'eau est fournie par l'eau météorique qui s'infiltré ou ruisselle et l'acide est produit par le CO₂ biopédologique produit par la respiration des végétaux, les micro-organismes et la dégradation de la matière organique morte. L'eau météorique à l'équilibre avec l'atmosphère est déjà relativement acide (pH = 5,5 pour 380 ppm de CO₂) mais elle se charge de plusieurs ordres de grandeur supplémentaires en CO₂ en percolant dans le sol (Bourdin, 2012). L'eau est alors très acide (ou agressive) et dissout les carbonates qu'elle lessive, selon l'équation:



Lorsque l'eau d'infiltration atteint la cavité, elle passe donc d'un milieu à forte pression partielle de CO₂ à un milieu où cette dernière est beaucoup plus faible (<0,1 % dans les grottes en général, mais pouvant atteindre 1 à 3%) : il s'ensuit un dégazage entraînant la précipitation du carbonate de calcium (Wainer, 2009).

Le précipité peut se former soit au point d'émergence (stalactite) soit sur le plancher de la cavité, aboutissant à des concrétions en colonnes poussant vers le haut (stalagmites) ou à des dépôts couvrant de large surface, se déposant soit horizontalement (les planchers stalagmitiques) soit recouvrant les murs, les coulées de calcite. Les planchers et coulées sont en général associés à un apport d'eau plus important, pouvant impliquer un ruissellement à partir de plusieurs arrivées d'eau, mais ceci est encore controversé (Wainer, 2009).

III.3. Concrétions

Les concrétions carbonatées sont certes les dépôts chimiques les plus abondants et les formes les plus célèbres des remplissages des grottes.

Dans les grottes, les spéléothèmes qui se forment en premier à partir de la solution la plus sursaturée sont les stalactites, puis les stalagmites et enfin les planchers stalagmitiques (Bourdin, 2012). Ces trois spéléothèmes qui forment toutes des archives potentiellement

intéressantes d'un point de vue climatologique, ont des structures internes très différentes (Bourdin, 2012):

- **Les stalactites** débutent leur croissance en développant un tube peu épais et cylindrique à l'intérieur duquel circule l'eau. Puis le conduit se bouche et l'eau circule alors sur les parois de la stalactite. Sa croissance est donc complexe et se fait vers l'extérieur, à l'intérieur et vers le bas à cause de la gravité. Elles peuvent enregistrer une croissance rapide et permettre d'accéder à de l'analyse haute résolution, de plus elles précipitent donc enregistrent le fluide « initial » à son émergence dans la cavité.
- **Les planchers stalagmitiques** sont constitués de couches planes, parallèles et subhorizontales, dont la stratigraphie est donc facile à définir. Ils constituent des objets adaptés à l'étude de longues périodes climatiques (jusqu'à 10⁶ ans) et enregistrent l'alternance de périodes de précipitation de calcite et de périodes d'apports détritiques associés à des épisodes de crues ou au contraire de l'assèchement du plancher.
- **Les stalagmites** sont composées d'un empilement de couches parallèles formant des paraboles convexes emboîtées qui sont souvent visibles en section longitudinale. Leur axe de croissance peut être modélisé par l'ensemble des segments de droite reliant les paléo-points d'impact des gouttes d'eau qui ont nourri la stalagmite. Les couches passées sont protégées par la précipitation des couches suivantes, de plus la dissolution des stalagmites est peu courante étant donné que l'eau qui l'alimente a été généralement tamponnée par son infiltration à travers le karst.

III.4. Les spéléothèmes, archives naturelles du climat et de l'environnement

Les spéléothèmes constituent un outil performant pour l'étude des paléoenvironnements continentaux. A l'abri de la plupart des phénomènes d'érosion, les spéléothèmes constituent des archives bien conservées qui peuvent couvrir de large période de temps et remonter à des périodes reculées (jusqu'à 1 millions d'années). En effet, les variations de leurs compositions chimiques peuvent être interprétées en terme de variations paléo-environnementales, dans la mesure où ils sont reliés au sol et à l'eau météorique, et donc en terme de variations paléoclimatiques (Wainer, 2009).

Les études paléoenvironnementales basées sur l'analyse des enregistrements isotopiques de l'oxygène et du carbone des spéléothèmes se développent à un rythme croissant depuis une quinzaine d'années. Ces archives continentales révèlent en effet un fort potentiel (Couchoud, 2008) :

- leur stratigraphie interne est bien définie et présente une haute résolution ;
- elles peuvent être datées avec précision par des méthodes radiométriques, notamment par U/Th jusqu'à environ 500 ka ;
- elles présentent une vaste répartition spatiale et temporelle ;
- elles incorporent lors de leur croissance différents marqueurs environnementaux (géochimiques, organiques, pétrographiques, etc.) ;
- enfin, elles sont protégées dans l'endokarst de la plupart des agents érosifs présents en surface.

III. Isotopes stables et fractionnement isotopique

Les isotopes sont des éléments chimiques de même numéro atomique (et donc de même nom et de même position dans la classification de Mendeleïev), mais qui diffèrent par leur masse atomique A . C'est à dire qu'ils possèdent le même nombre de protons (Z) mais des nombres différents de neutrons (N), or $A = N + Z$ (Couchoud, 2008).

Au cours de leur cheminement à travers le système global (hydrosphère, atmosphère, biosphère, lithosphère), les isotopes de l'oxygène et du carbone sont affectés par des interactions complexes à travers une large variété de processus environnementaux (Couchoud, 2008).

Les isotopes stables utilisés au cours de cette étude sont:

- les isotopes de la molécule d'eau: le deutérium (^2H) et l'oxygène-18 (^{18}O) ;
- le carbone-13 (^{13}C) et l'oxygène-18 (^{18}O) des carbonates des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi.

III.1. Isotopes stables de la molécule d'eau : oxygène-18 et deutérium

L'oxygène-18 et le deutérium sont des isotopes constitutifs de la molécule d'eau. Pour un même élément, le rapport de la quantité d'isotope lourd sur la quantité d'isotope commun (léger) peut être modifié au cours de changements de phase comme la condensation de l'eau des nuages, ou l'évaporation de l'eau des océans (Etcheverry, 2002).

La mesure absolue des concentrations en isotopes est généralement très coûteuse, et n'est pas nécessaire. C'est pourquoi on mesure le plus souvent la différence relative entre la teneur en isotope de l'échantillon et la teneur en isotope d'un étalon ou «standard» (Ce standard est distribué par l'AIEA aux différents laboratoires qui sont appelés à exprimer les résultats d'analyses par rapport au VSMOW). Cette déviation par rapport au standard, notée δ , est très faible et s'exprime en ‰ (Etcheverry, 2002).

$[^2\text{H}]$ et $[^1\text{H}]$ étant les concentrations en deutérium et en hydrogène-1, on aura pour le deutérium:

$$\delta^2\text{H} = \frac{([\text{H}]/[\text{H}])_{\text{échantillon}} - ([\text{H}]/[\text{H}])_{\text{standard}}}{([\text{H}]/[\text{H}])_{\text{standard}}} \times 1000$$

$[^{18}\text{O}]$ et $[^{16}\text{O}]$ étant les concentrations en oxygène-18 et en oxygène-16, on aura pour l'oxygène-18:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{([\text{O}]/[\text{O}])_{\text{échantillon}} - ([\text{O}]/[\text{O}])_{\text{standard}}}{([\text{O}]/[\text{O}])_{\text{standard}}} \times 1000$$

Un échantillon dont la déviation δ est négative sera donc appauvri en isotope lourd, alors qu'une déviation positive indiquera un enrichissement par rapport au standard. Si l'on connaît la quantité d'oxygène-18 dans le standard, on peut en déduire la quantité d'oxygène-18 contenue dans l'échantillon.

Comme les énergies libres de formation des molécules isotopiques solides et liquides sont différentes, il est normal d'observer un fractionnement isotopique au passage phase solide – phase liquide. Ce fractionnement est thermodépendant (Lopez, 2009).

Au cours du cycle de l'eau, les processus de changement de phase les plus fréquents sont la condensation et l'évaporation :

➤ L'évaporation

L'évaporation est un processus physique au cours duquel l'énergie emmagasinée par les molécules d'eau est transférée de la phase liquide à la phase vapeur. La pression de vapeur d'une eau constituée principalement d'isotopes légers est plus haute que celle d'une eau constituée d'isotopes lourds. En d'autres termes, les molécules légères passent plus facilement

dans la phase vapeur que les molécules lourdes. Il y a donc fractionnement isotopique (ou séparation) au cours de l'évaporation partielle de l'eau: la vapeur s'enrichit en molécules légères (les δ diminuent). Au contraire, la phase liquide résiduelle s'enrichit en isotopes lourds et les δ augmentent (Etcheverry, 2002).

➤ La condensation

L'évaporation à partir des océans entraîne la formation de masses de vapeur appauvries en isotopes lourds. Lors des précipitations, du fait du fractionnement α , ce réservoir se vide plus rapidement en ^{18}O et ^2H qu'en ^{16}O et ^1H . Les pluies sont donc enrichies (ϵ) par rapport au nuage. Mais au fur et à mesure que la masse d'air se condense elle s'appauvrit en isotopes lourds (Lopez, 2009). L'eau de pluie sera donc enrichie en isotopes lourds par rapport aux nuages qui lui ont donné naissance.

III.2. Isotopes stables des carbonates : carbone-13 et oxygène-18

Le carbone et l'oxygène, éléments majeurs des carbonates de calcium, ont plusieurs isotopes stables (^{12}C , ^{13}C , ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) dont les rapports relatifs fluctuent au cours de processus géochimiques comme les changements de phase, ou les réactions chimiques et biologiques on dit alors que ces isotopes fractionnent (Bourdin, 2012).

La répartition des isotopes de l'oxygène et du carbone entre l'eau et la calcite au cours de la précipitation de cette dernière, peut s'effectuer selon deux types de fractionnement isotopique (Wainer, 2009) :

- le fractionnement à l'équilibre ; dans ce cas, l'échange d'isotopes entre les phases est comparable à une réaction chimique à l'équilibre ;
- le fractionnement cinétique ; il est lié au fait que les réactions impliquant les isotopes légers sont en général plus rapides que celle impliquant les isotopes lourds et sont associés à des processus incomplets. Ceci est majoritairement lié à des phénomènes d'évaporation ou de dégazage rapide. Dans le cas de la cristallisation de la calcite à partir de l'eau cela impliquera un enrichissement de la calcite en isotope lourd par rapport à la composition qu'elle aurait eu en précipitant à l'équilibre isotopique.

Les rapports entre isotopes lourds et légers d'un même élément, comme $R_o = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, et $R_c = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ sont particulièrement étudiés en paléo-climatologie. Afin de manipuler des chiffres entiers ou avec peu de décimales, la notation relative δ est couramment utilisée, et

mesure la déviation du ratio isotopique, en pour mille (‰) par rapport à un ratio de référence, noté Rref (Bourdin, 2012).

$$\delta^{18}\text{O} = (\text{Ro}/\text{Ro,ref} - 1) * 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} = (\text{Rc}/\text{Rc,ref} - 1) * 1000$$

Le standard utilisé pour mesurer la composition isotopique de l'oxygène de l'eau est le SMOW (*Standard Mean Ocean Water*). L'IAEA (*International Atomic Energy Agency*) fournit un équivalent calibré grâce à ce standard, appelé VSMOW (pour *Vienna SMOW*). Pour mesurer la composition isotopique de l'oxygène et du carbone dans la calcite, le standard utilisé est le PDB (*Peedee Belemnite* : il s'agit de rostrés de bélemnites issus de la formation crétacée de Peedee, en Caroline du Sud). Cette formation étant aujourd'hui épuisée, l'IAEA fournit un standard calibré par rapport au PDB appelé NBS19 (*National Bureau of Standards*) (Couchoud, 2008).

➤ Oxygène -18

L'oxygène a trois isotopes stables naturels, en proportions très différentes : ^{16}O (99,763 %), ^{17}O (0,0375 %) et ^{18}O (0,1995 %), dont les masses atomiques respectives sont 16, 17 et 18 (Couchous, 2008).

La composition isotopique de l'oxygène dans un spéléothème de calcite déposée à l'équilibre dépend (Couchous, 2008) :

- du $\delta^{18}\text{O}$ initial de la solution qui alimente la croissance du spéléothème ;
- de la température de la grotte qui influe sur le fractionnement isotopique de l'oxygène entre l'eau et la calcite précipitée.

Plusieurs études ont montré que le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux d'égouttement dans la plupart des grottes est relativement constant et avoisine la moyenne annuelle du $\delta^{18}\text{O}$ des pluies locales. Cela est lié au mélange des eaux de pluie dans une zone de stockage temporaire du karst (temps de résidence de l'ordre de quelques mois à plusieurs années), avant qu'elles n'atteignent la cavité. Cependant, dans les grottes peu profondes et/ou rapidement atteintes par les eaux de percolations du fait d'une grande perméabilité, des variations saisonnières peuvent être observées (Couchoud, 2008).

➤ Carbone -13

Le carbone a deux isotopes stables, ^{12}C (98,89 %) et ^{13}C (1,11 %) et un isotope radioactif, le ^{14}C , dont la demie vie de 5730 ± 40 ans en fait un outil de datation jusqu'à environ 50 ka B.P (Couchous, 2008).

Le carbone des spéléothèmes peut provenir de trois différentes sources majeures: l'atmosphère ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} = -7 \text{ ‰}$), le sol ($-26 < \delta^{13}\text{C}_{\text{biogénique}} < -10 \text{ ‰}$), et la roche carbonatée encaissante ($\delta^{13}\text{C}_{\text{encaissant}} = -5 \text{ à } +2 \text{ ‰}$). L'eau de percolation se charge en CO_2 principalement lors de son passage dans le sol où la pression partielle de CO_2 (PCO_2) est bien plus forte que dans l'atmosphère (~ 200 fois plus). Toutefois, la pression de CO_2 atmosphérique influe sur la pression de CO_2 du sol puisque ces deux réservoirs communiquent. Cette dernière dépend également de la respiration racinaire et de la dégradation de la matière organique (Wainer, 2009).

Comme tous les isotopes stables, la mesure du carbone 13 se réfère à un standard international PDB (Pee Dee Belemnite). Il s'agit de carbonate marin du Crétacé de la formation Pee Dee d'Amérique du Nord. La teneur en carbone 13 s'exprime donc toujours sous cette forme: $\delta^{13}\text{C}$ par rapport au standard. Comme les variations naturelles des teneurs isotopiques sont faibles, les $\delta^{13}\text{C}$ se donnent en pour mille (‰) (La Vaissière, 2006).

La composition isotopique du carbone dans un spéléothème de calcite déposée à l'équilibre dépend (Couchoud, 2008) :

- du $\delta^{13}\text{C}$ initial du carbone inorganique dissout (DIC) dans les eaux d'alimentation ;
- du fractionnement isotopique du carbone entre l'eau et la calcite lors de la précipitation.

Chapitre II : Présentation des sites d'étude

Le site d'étude s'étend au voisinage des grottes Ifri N'Chikh, Boutirsal et Ali Oulghazi. Ces cavités s'ouvrant dans des paysages karstiques font partie intégrale des phénomènes de karstification de surface et contribuent à leur singularité.

La grotte Ifri N'Chikh se situe à cheval entre le bassin versant de la Haute Oum Er-Rbia et celui de Bouregreg. Les deux autres grottes Boutirsal et Ali Oulghazi se situent au niveau du bassin versant de la haut Oum Er-Rbia. La localisation particulière des grottes au niveau du système karstique du moyen atlas en font un site exceptionnel pour l'étude des modalités hydrologiques et hydrogéochimiques du karst étudié.

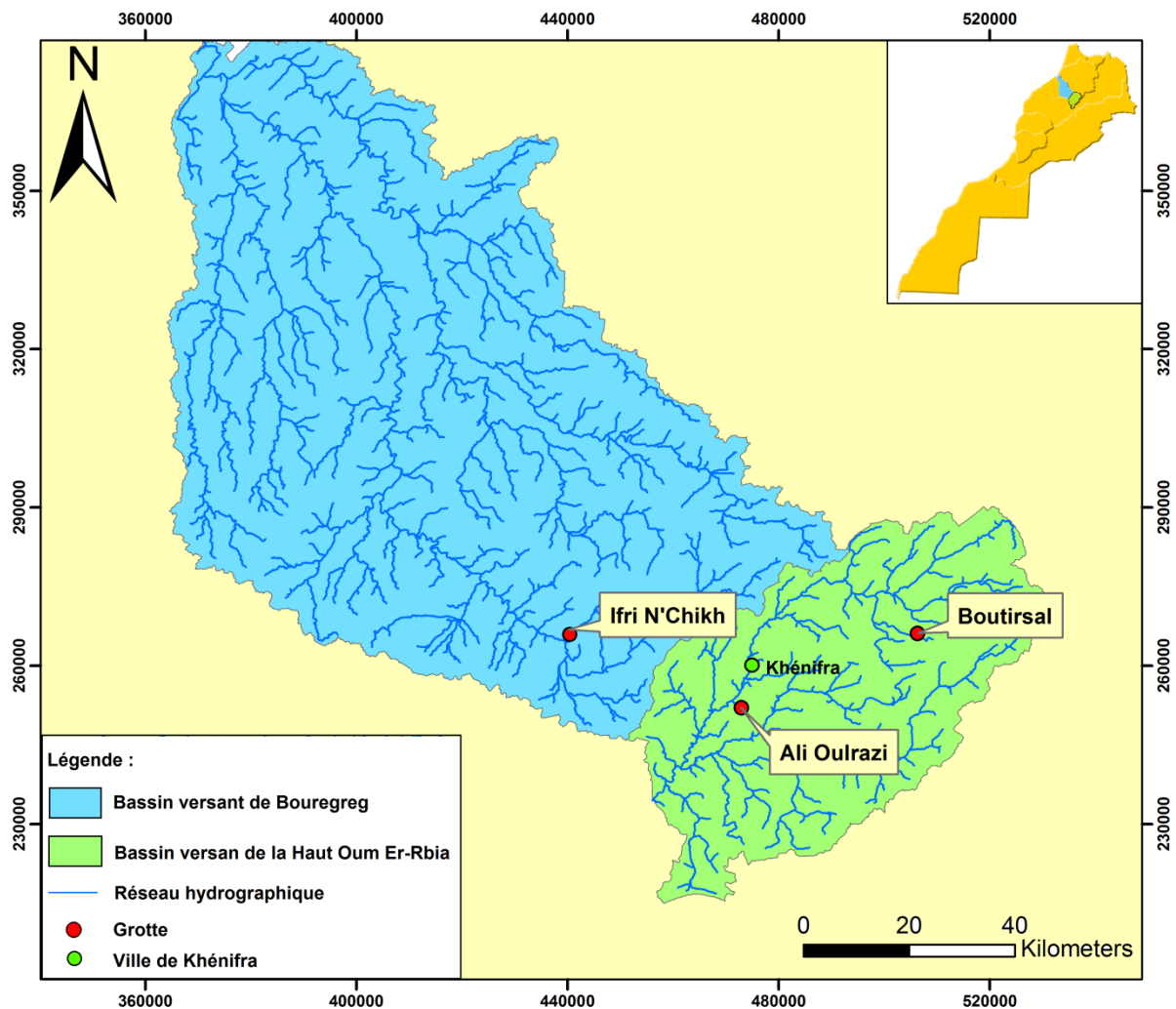


Figure 4 : Situation géographique du site d'étude.

Vu l'appartenance des grottes à deux bassins différents, dans ce chapitre nous ferons une présentation des bassins versants avec une étude hypsométrique, géologique, climatique et hydrologique de chaque bassin versant suivie d'une description des grottes étudiées.

I. Site des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi : Bassin versant de Oum Er-Rbia

Le bassin versant du haut Oum Er-Rbia fait partie du grand bassin de l'oued Oum Er-Rbia. Il s'étend sur une superficie de 4235 km². Il est localisé au sud-ouest du Moyen Atlas central au cœur de la province de Khénifra. Il se situe entre la longitude 5°05' et 5°50'W et les latitudes 32°35' et 33° N (Yjjou et *al*, 2014).

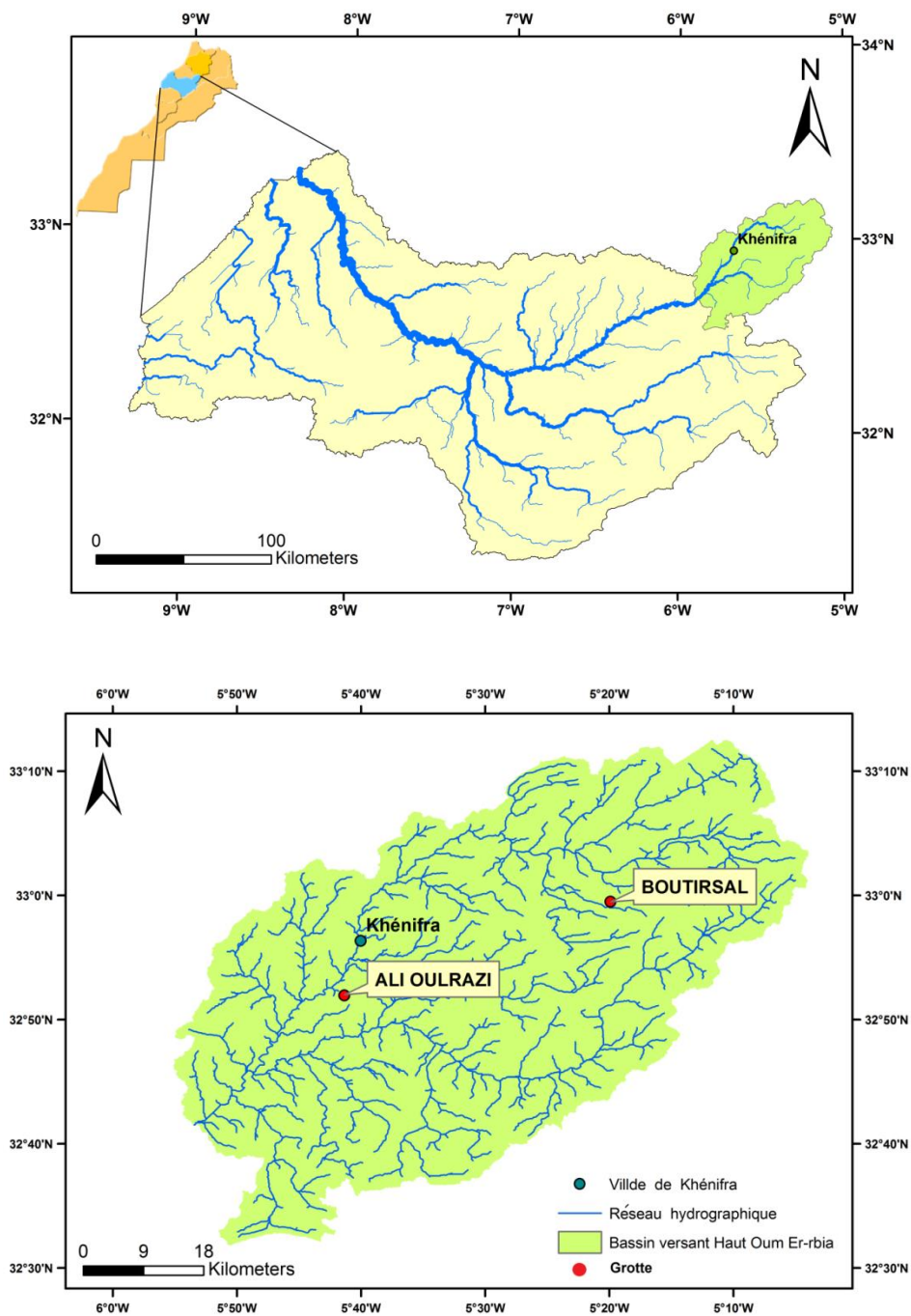
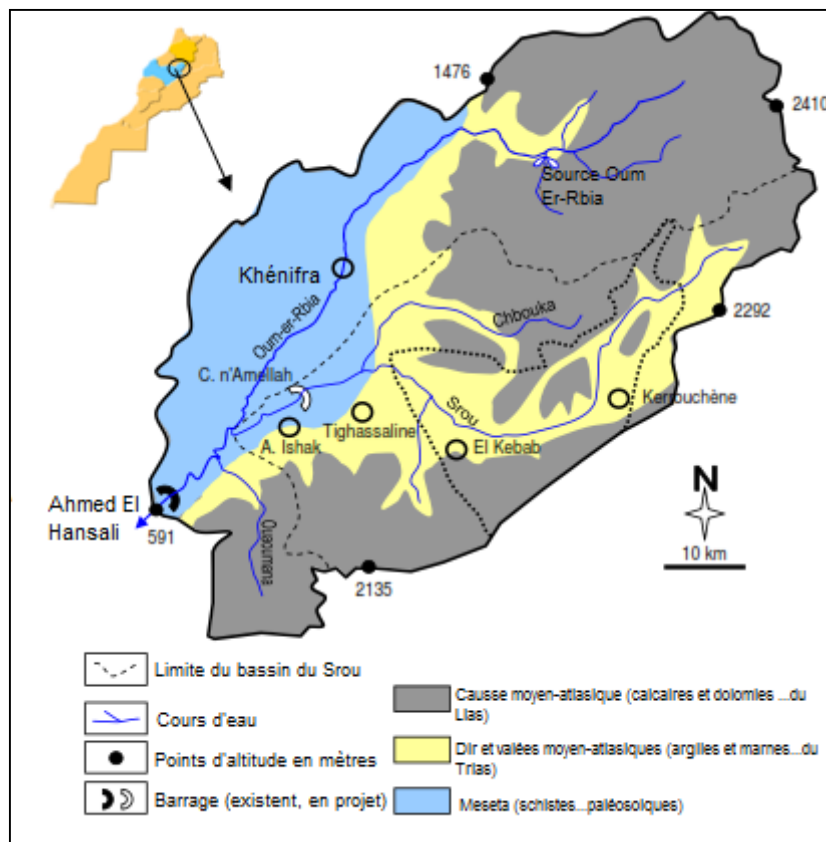


Figure 5 : Localisation du bassin versant de la haute Oum Er-Rbia.

I.1. Cadre géologique

Le bassin versant de notre étude est limité à l'ouest par la meseta occidentale (massif central hercynien), au nord par le causse d'Ajdir (calcaire et dolomie du Lias) et au sud-est par la plaine de la haute Moulouya. Il présente un caractère montagneux avec des altitudes qui varient entre 662 m et 2400 m. Il montre une diversité de reliefs, avec des formes structurales, des dépressions fermées, des ravins et des formes d'accumulation représentées par les terrasses alluviales (Yjjou et *al*, 2014).

La percée spectaculaire du Srou marque la topographie du Causse moyen-atlasique. L'amincissement du Lias (calcaires) à cet endroit a permis au Srou et à ses affluents d'entailler le Causse et d'atteindre le soubassement triasique (argiles et marnes) dont l'épaisseur peut avoisiner 300 mètres. Le Causse est découpé en un moutonnement de collines séparées par de larges vallées, au modelé complexe, déblayées dans le Trias, dont les affleurements tendres sont très vulnérables à l'érosion, surtout sur les versants pentus. Les formations argileuses, riches en sel, sont à l'origine de la salure de nombreux oueds et sources (El Jihad, 2005).



La série stratigraphique du bassin étudié est composée à sa base par un socle paléozoïque sur lequel repose, en discordance, une couverture sédimentaire allant du Trias supérieur jusqu'au Quaternaire (Khalil, 2002) :

➤ **Le socle paléozoïque**

Il affleure sur toute la bordure occidentale des causses moyens atlasiques, mais on le retrouve également à l'intérieur de la chaîne sous forme de fenêtres. Le socle est attribué essentiellement au carbonifère et est formé essentiellement par :

- Des schistes bruns parfois violacés, des grès et des calcaires gréseux du viséen.
- Des conglomérats, des schistes et des calcaires récifaux du namurien.

L'ensemble est surmonté en discordance par des conglomérats, des grès et des argiles de l'Autunien.

➤ **Le Trias**

Le Trias affleure sur les bordures du causse moyen atlasique, le long de structures tectoniques cassantes affectant les dépôts liasiques. En général, la plupart des accidents cassants affectant le Lias sont jalonnés par des écaillés de Trias. On le trouve, par ailleurs, au sein des grandes vallées (Srou, Chbouka...).

Le Trias constitue un niveau imperméable et continu sous les causses. Il repose en discordance sur le paléozoïque et il est formé par des argiles ocre rouges, des coulées basaltiques doléritiques plus au moins altérés et par un ensemble à dominance argileuse et localement gréseuse de couleur rouge.

➤ **Le jurassique**

La série sédimentaire jurassique débute par une alternance de dolomies et d'argiles rouges d'environ 100 m qui marque le passage d'une sédimentation à dominance continentale du Trias supérieur à une sédimentation marine qui s'affirme au Lias par des dépôts carbonatés.

➤ **Le Crétacé Supérieur**

Contrairement aux affleurements jurassiques qui couvrent de grandes superficies dans le causse moyen atlasique, les formations du Crétacé Supérieur sont strictement limitées au cœur des structures synclinales.

La sédimentation caractéristique de cette période est composée par des argiles avec par endroit, des intercalations de niveaux calcaires qui sont surmontés par une épaisse barre de calcaire néritique d'âge Cénomano-Turonien témoignant de la première transgression d'origine atlantique sur l'Atlas.

➤ **Le Cénozoïque**

Il débute par une sédimentation marno-gypsifère avec des intercalations de calcaires marneux, attribuées au paléocène et sur lesquels repose une succession de calcaires et de marnes puis des calcaires à silex rattachés à l'Eocène.

➤ **Le Quaternaire**

Il est représenté par des dépôts molassiques provenant de la destruction de la chaîne en surrection et par des calcaires lacustres. Une autre formation (Pliocène) est aussi fréquemment rencontrée. Il s'agit de dépôts de travertins que l'on trouve à l'émergence des grandes sources du Lias ou à l'emplacement d'anciennes émergences aujourd'hui déplacées ou disparues.

Cette période est caractérisée par une activité magmatique matérialisée par des basaltes doléritiques.

I.2. Caractéristiques géométriques et topographiques du bassin versant de la haute Oum Er-Rbia

Le bassin versant de la haute Oum Er-Rbia a une forme très allongée du Nord-Est au Sud-Ouest. Son indice de compacité est de 2,35 et reflète donc un bassin de forme très allongée. Par conséquent, le temps de concentration des eaux est très court.

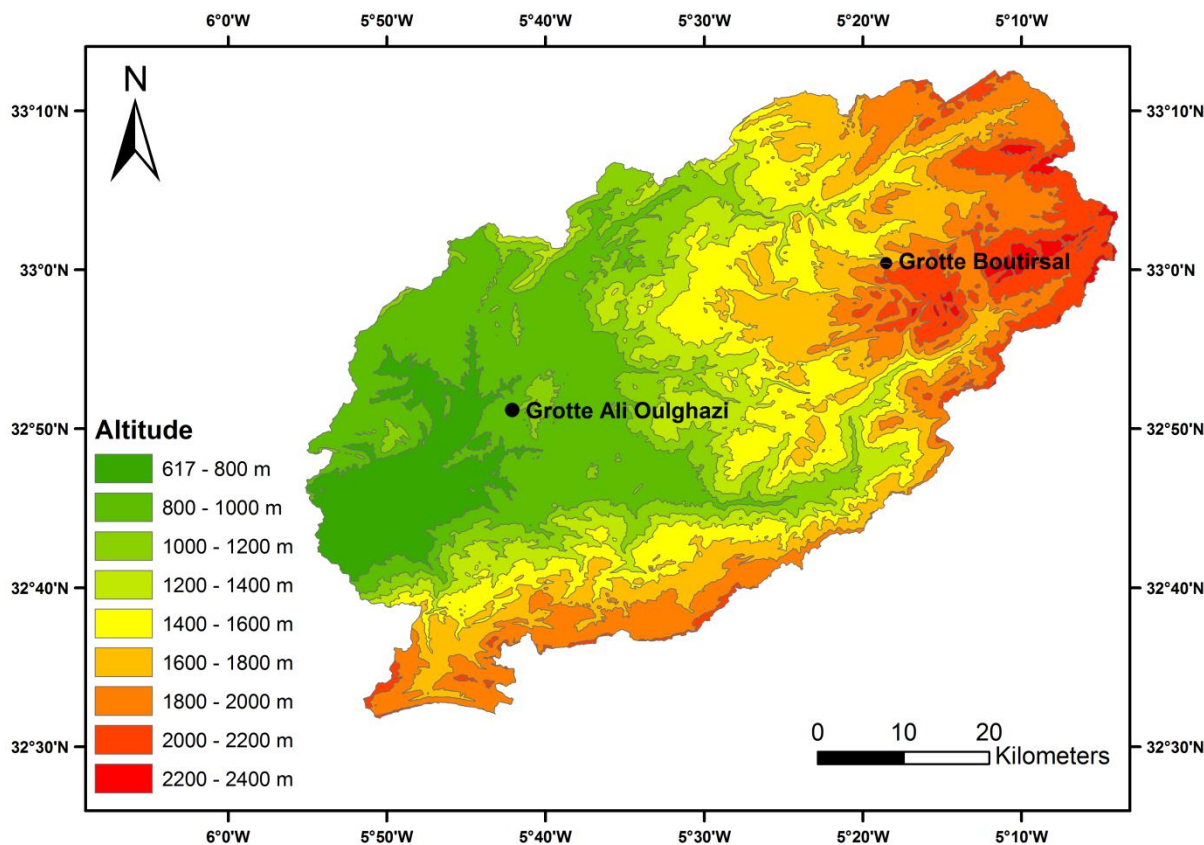


Figure 7 : Carte des altitudes du bassin versant du haut Oum Er-Rbia.

D'un point de vue hypsométrique, le bassin est caractérisé par une altitude qui varie de 662 m vers le Sud-Est à 2400 m vers le Nord-Est avec une moyenne de 1373 m et une dominance des deux tranches [1200, 1400] et [1400, 1800] qui occupent plus de 40 % de la surface du bassin versant. Ce qui montre le caractère montagneux du bassin.

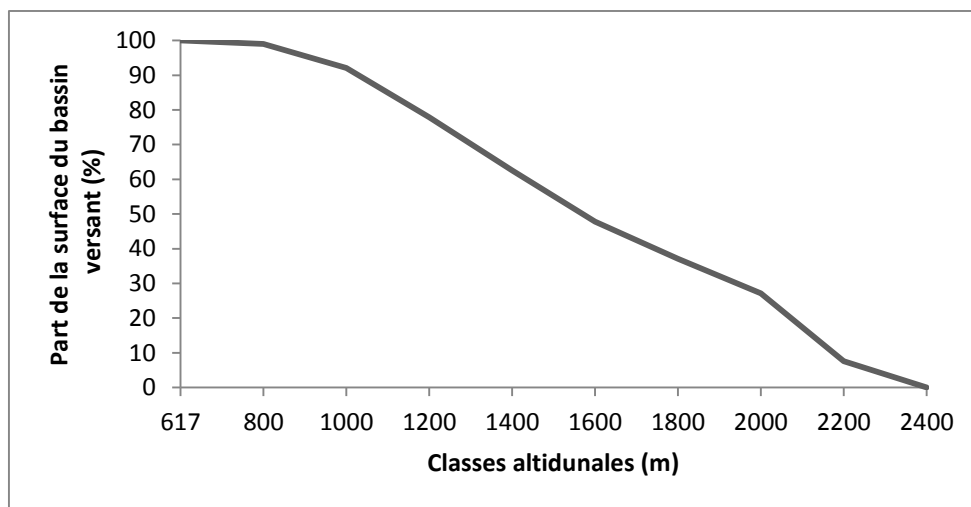


Figure 8 : Courbe hypsométrique du bassin versant de la haut Oum Er-Rbia.

I.3. Cadre climatique

Le moyen atlas, par son altitude, sa situation géographique et son exposition aux influences océaniques, se caractérise par un climat humide et froid, classé comme climat méditerranéen de montagne (Khalil, 2002).

Les données climatiques utilisées pour l'étude proviennent de l'Agence du Bassin Hydraulique d'Oum Er-Rbia (ABHOER) pour la caractérisation du climat de la zone d'étude. Ces données sont enregistrées au niveau de la station de Taghat et celle de Beni Mellal (tableau 1).

Tableau 1 : Stations météorologiques utilisées pour l'étude.

Station	Coordonnées Lambert		
	X	Y	Z
Taghat	476220	266490	873
Beni Mellal	409165	193045	537

➤ Pluviométrie

Les données de pluviométrie sont essentielles à la compréhension du fonctionnement des aquifères. La pluie est en effet utilisée comme « signal d'entrée » des systèmes hydrologiques et hydrogéologiques (Lopez, 2009).

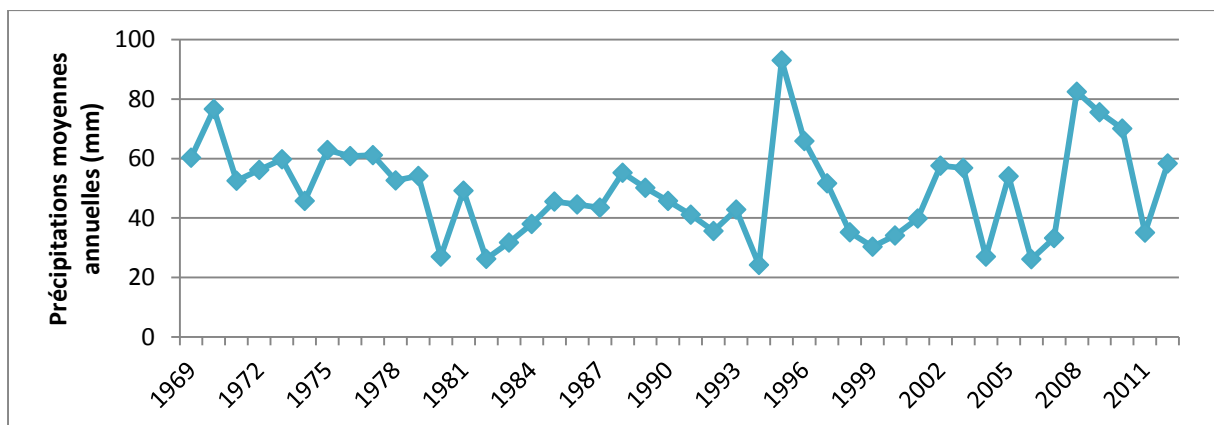


Figure 9 : Précipitations moyennes annuelles enregistrées pendant la période 1969/2013 au niveau de la station Taghat.

La série pluviométrique (1969 à 2013) de la station pluviométrique Taghat située au niveau du bassin versant de la haute Oum Er-Rbia, montre des précipitations irrégulières dans le temps. La moyenne annuelle, de l'ordre de 49 mm, atteint un maximum en 1995/96 avec des quantités dépassant 93 mm et un minimum en 1994/95 de l'ordre de 24 mm.

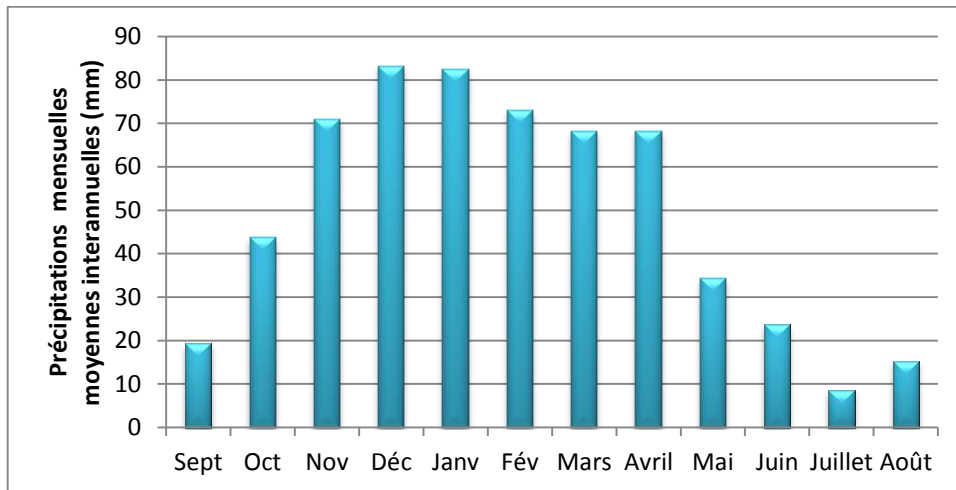


Figure 10 : Les précipitations mensuelles moyennes interannuelles enregistrées pendant la période 1969/2013 au niveau de la station Taghat (ABHOER).

La figure (10) montre la distribution des précipitations mensuelles moyennes sur 43 cycles pour la station de Taghat. On constate que le maximum des pluies est atteint pendant les mois de décembre-janvier et que juillet et août sont les mois les plus secs.

➤ **Température**

Le paramètre température est mesuré uniquement au niveau de deux stations qui sont : Beni Mellal et Taghat. Les températures moyennes mensuelles interannuelles calculées sur la période de 23 ans (1990 à 2013) sur les deux stations, sont représentées sur la figure (11).

Les températures moyennes mensuelles représentent des variations saisonnières importantes avec un hiver très froid, étant janvier le mois le plus froid et un été très chaud, juillet et août sont en général les mois les plus chauds. Les températures minimales peuvent atteindre -2°C alors que les maximums d'été se situent toujours entre 38 et 45°C .

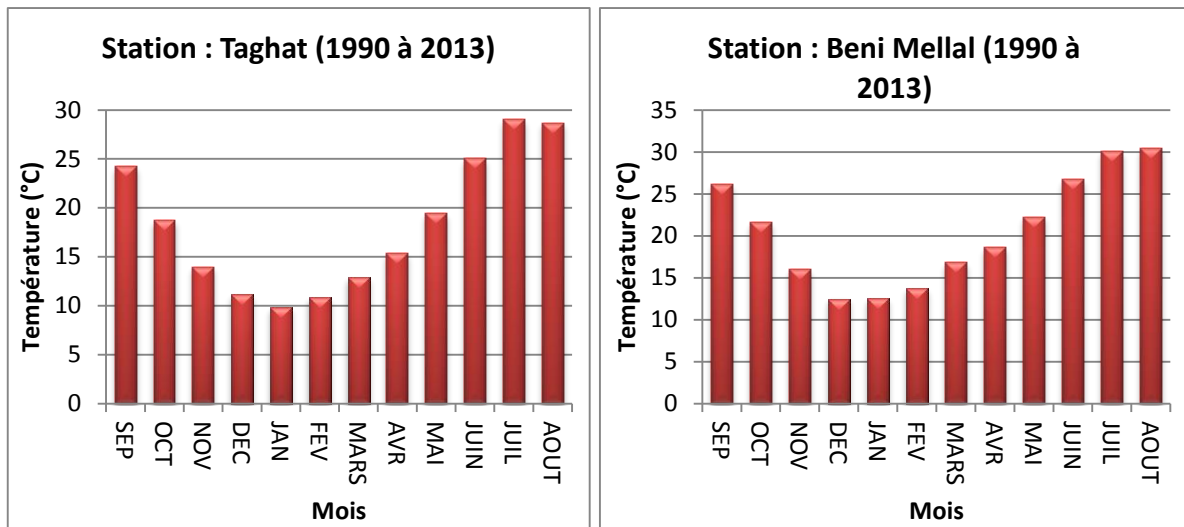


Figure 11 : La température mensuelle moyenne interannuelle enregistrée entre 1990 et 2013 au niveau des stations Taghat et Beni Mellal.

La température des deux stations montre un écart de 1 à 2°C qui peut être expliqué par la différence d'altitude entre la station de Tghat (873 m d'altitude) et celle de Beni Mellal (537 m d'altitude).

➤ **Evaporation**

L'évaporation constitue le terme le plus important du bilan hydrique après les précipitations. Le taux d'évaporation est fonction de la température et du degré d'humidité de l'air.

L'évaporation est minimale pendant la saison des pluies en raison de la baisse des températures, de l'insolation et de l'humidité élevée de l'air. Elle atteint une intensité maximale durant la saison sèche entre les mois de juin et de septembre avec un maximum enregistré le mois de juillet de l'ordre de 403 ml (figure 12) à cause de l'inexistence des précipitations, des températures élevées, de la vitesse élevée des vents et du fort rayonnement solaire.

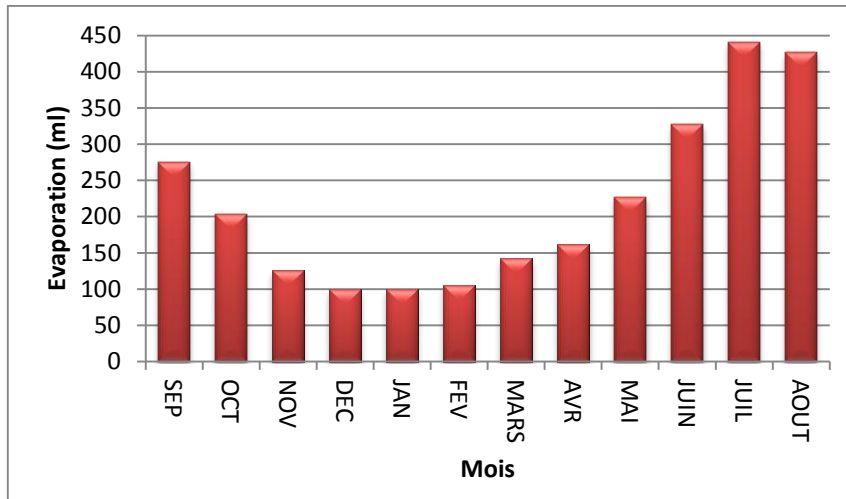


Figure 12 : L'évaporation mensuelle moyenne interannuelle enregistrée pendant entre 1990 et 2013 au niveau de la station de Taghat.

➤ **Humidité atmosphérique**

L'humidité est un facteur très sensible du fait qu'il dépend d'autres facteurs comme : la température et les précipitations. Les variations de l'humidité relative dépendent en partie de la température de l'air et des caractéristiques hygrométriques des masses d'air.

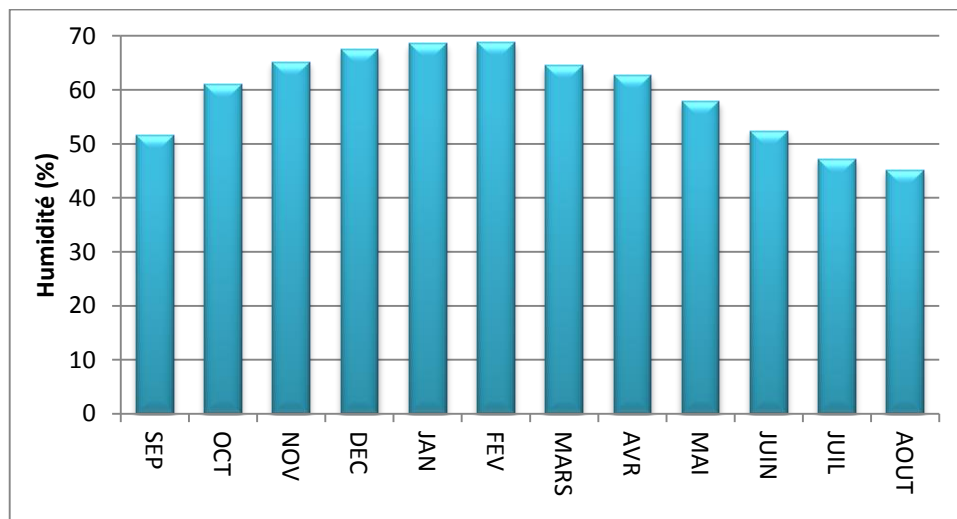


Figure 13 : L'humidité atmosphérique mensuelle moyenne interannuelle enregistrée entre 1990 et 2013 au niveau de la station de Taghat.

L'évolution interannuelle de l'humidité relative de l'air montre des variations plus au moins importantes. Les valeurs les plus élevées coïncident avec le cœur de la saison des pluies avec des valeurs dépassant 68% et les faibles aux mois juin, juillet, août et septembre descendant jusqu'à 45%.

➤ Vents

Le climat du Moyen-Atlas occidental est caractérisé par l'alternance de deux saisons thermopluviométriques. Une saison hivernale pluvieuse (novembre à avril) dominée par un régime des vents rattaché à la circulation des régions tempérées, et une saison estivale sèche (mai à octobre) avec un régime des vents rattaché à la circulation des régions tropicales. La saison estivale est marquée par des vents chauds et secs (comme le chergui, d'origine saharienne) qui se rechargent en humidité en grimpant les versants sud-est de l'Atlas, où ils donnent lieu à des pluies orageuses (El Jihad, 2005).

Les vents estivaux continentaux et chauds du sud-est (chergui) représentent en moyenne 15 à 20 % du total annuel (une trentaine de jours). Ces vents entraînent un degré hygrométrique faible et une évapotranspiration forte. Seules les pluies d'orages, surtout dans le Causse moyen-atlasique, viennent parfois rafraîchir le temps (El Jihad, 2003).

La vitesse mensuelle moyenne montre une variation saisonnière plus au moins faible (figure 14) avec des valeurs qui oscillent autour de 2m/s.

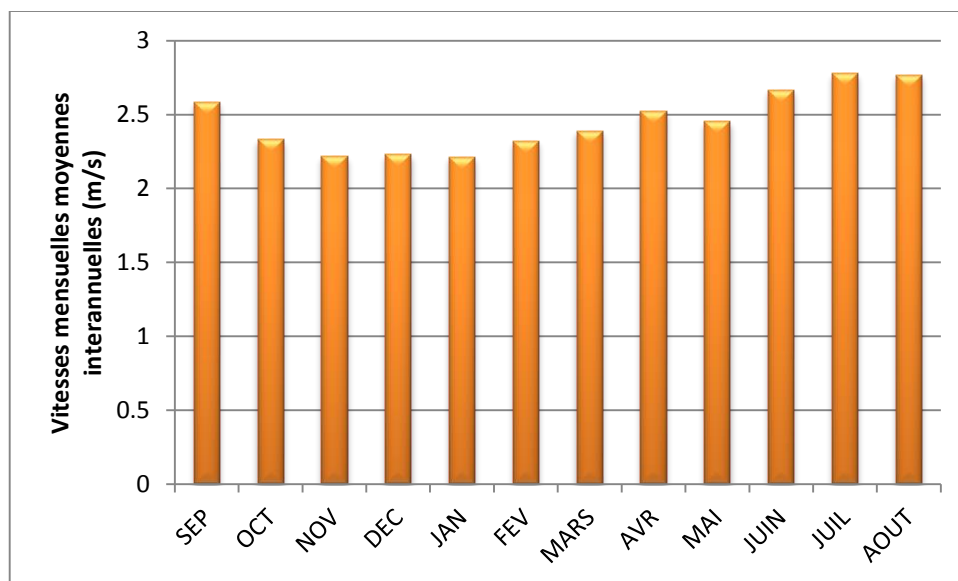


Figure 14 : La vitesse moyenne mensuelle des vents enregistrée entre 1985 et 2013 au niveau de la station Taghat.

I.4. Contexte hydrologique

➤ Eaux superficielles

L'oued Oum Er Rbia est l'un des plus importants cours d'eau du Maroc. Il prend naissance à partir des sources qui jaillissent au pied de la falaise calcaire de Khedoud située à 26 km au NE de Khénifra. Puis il traverse la chaîne du Moyen Atlas, plaine de Tadla et Abda Doukkala- et se jette dans l'océan Atlantique, à environ 16 km de la ville d'El Jadida. Le débit moyen annuel d'Oum Er Rbia est de 38.6 m³/s avec un maximum de plus de 1400m³/s lors des crues consécutives (Elame et Farah, 2008).

Le Bassin de l'Oum Er-Rbia comporte 11 barrages dont les plus importants sont Al Massira, Hassan 1^{er}, My Youssef et Bin El Ouidane. En termes de l'hydrologie, la province de Khénifra est un grand réservoir d'eau vu son système hydrologique complexe.

Les principaux affluents de l'Oum Er Rbia sont l'oued Srou, l'oued Moulouya et son affluent Anesgumir; l'oued Grou et son affluent le Bouregreg; l'oued Ksiksou; et l'oued Boukhmira.

➤ Eaux souterraines

Le bassin de l'Oum Er-Rbia renferme des ressources en eau souterraine relativement importantes réparties entre plusieurs unités aquifères (figure 15).

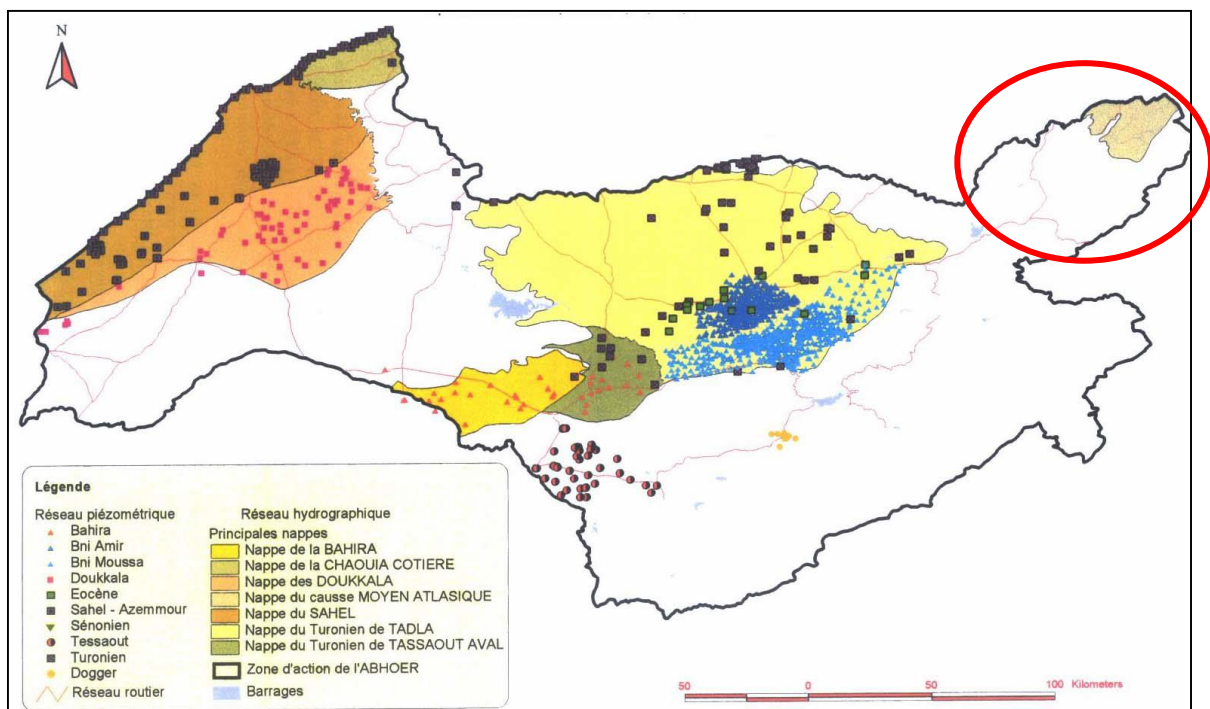


Figure 15 : Eaux souterraines du bassin versant de l'Oum Er-Rbia (ABHOER, 2005).

Le bassin versant du haut Oum Er-Rbia renferme la nappe du causse moyen atlasique. D'une superficie de l'ordre de 4600 Km², la nappe des Causses moyens atlasiques est encadrée entre le bassin de Fès Meknès au nord et le Moyen Atlas au Sud. Cet aquifère est formé par des terrains carbonatés plus ou moins tabulaires du Lias. Sa géométrie et ses caractéristiques hydrogéologiques ne sont pas bien connues (MHUPV, 2013).

La qualité des eaux de cette nappe est très bonne. La minéralisation de l'eau est en effet inférieure à 0.5 g/l (MHUPV, 2013).

La recharge de la nappe se fait exclusivement par les infiltrations pluviales. Elle est exploitée par forages et puits pour l'alimentation en eau potable (AEP) des centres de la région (Ifrane, Imouzzer, Azrou, El Hajeb, Agouray...), ainsi que pour l'irrigation. Les prélèvements destinés à l'AEP peuvent être estimés à 15 Mm³/an, alors que ceux utilisés en irrigation sont évalués à 25 Mm³/an (MHUPV, 2013).

L'effet combiné de la sécheresse et la surexploitation de la nappe des Causses se traduisent par un déstockage annuel des réserves de l'aquifère de 10 Mm³. Ce déstockage aura des impacts négatifs sur les ressources en eaux de surface et souterraines puisque la zone des Causses représente le château d'eau assurant plus de 50 % de l'alimentation du système aquifère du Saïs ; et donnant naissance à plusieurs sources au niveau du piémont ainsi qu'à la source d'Oum Er Rbia (MHUPV, 2013).

I.5. Végétation

La région est boisée surtout en altitude avec de belles et vastes forêts constituées essentiellement par des chaînes verts, thuyas, certains conifères avec, à partir de 1600 m, une cédraie sur les causses d'Ajdir. Les prairies sont bien représentées, alors que les périmètres irrigués sont très peu développés et sont localisés le long des cours d'eau (Khalil, 2002).

Dans les plaines et les plateaux de basse altitude, la végétation steppique très clairsemée (Khalil, 2002).

I.6. Urbanisme

La superficie du bassin hydraulique de l'Oum Erbia représente 7% de la superficie totale du pays, et abrite 65 centres urbains et 254 communes rurales, répartis sur 12 provinces. C'est l'un des bassins les plus peuplés du Maroc avec près de 5 millions d'habitants (2004). Cette

population est principalement rurale. En effet, le taux d'urbanisation dans ce bassin, le plus bas au Maroc (avec le Tensift), se trouve à 39% contre 55% au niveau du Maroc. Cependant, l'urbanisation du bassin de l'Oum Erbia progresse (Bitar et al, 2013).

I.7. Description des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi

La grotte Boutirsal (32°52'01 N ; 5°41'20 W) et la grotte Ali Oulghazi (32°59'28" N ; 5°19'54" W) se situent au niveau du bassin versant de la haut Oum Er-Rbia. La grotte Ali Oulghazi se trouve à 36 Km à vol d'oiseau en aval de la grotte Boutirsal. Les deux cavités ont une dimension moyenne et se caractérisent par un concrétionnement plus au moins important. Les carbonates et les eaux prélevés de ces deux grottes n'ont fait l'objet que d'une étude isotopique.

➤ La grotte Boutirsal

La grotte Boutirsal (32°52'01 N ; 5°41'20 W) se situe en amont du bassin versant de la Haut Oum Er-Rbia à 1910m d'altitude.

La grotte est caractérisée par la présence de presque l'ensemble des concrétions carbonatées que l'on peut trouver dans une grotte. On note la présence de stalactites prenant naissance sur le plafond, des stalagmites sur le plancher et des draperies et plancher stalagmitiques recouvrant le plancher et les murs. Du point de vue minéralogique, ces carbonates secondaires sont majoritairement composés de calcite.



Figure 16 : Vue de quelques concrétions de la grotte Boutirsal.

Les suintements d'eau observés prouvent que des circulations d'eau existent dans les calcaires et s'infilte et atteint la cavité par des stalactites. Ces concrétions se développent en général au niveau des arrivées d'eau à l'extrémité de petites fissures sur le plafond et où le débit est très faible.



Figure 17 : Vue de suintements qui chutent à partir des stalactites à l'intérieur de la grotte Boutirsal.

➤ **La grotte Ali Oulghazi**

La grotte Ali Oulghazi ($32^{\circ}59'28''$ N ; $5^{\circ}19'54''$ W) s'ouvre dans le bassin versant de la Haut Oum Er-Rbia à 8 km à vol de oiseau de la ville de Khénifra. Elle se situe à 954m d'altitude. Le porche d'entrée mesure presque 3 mètres de haut et un mètre et demie de large (figure 18). La grotte est fréquemment visitée par les citoyens vue son approximé et son accès facile.

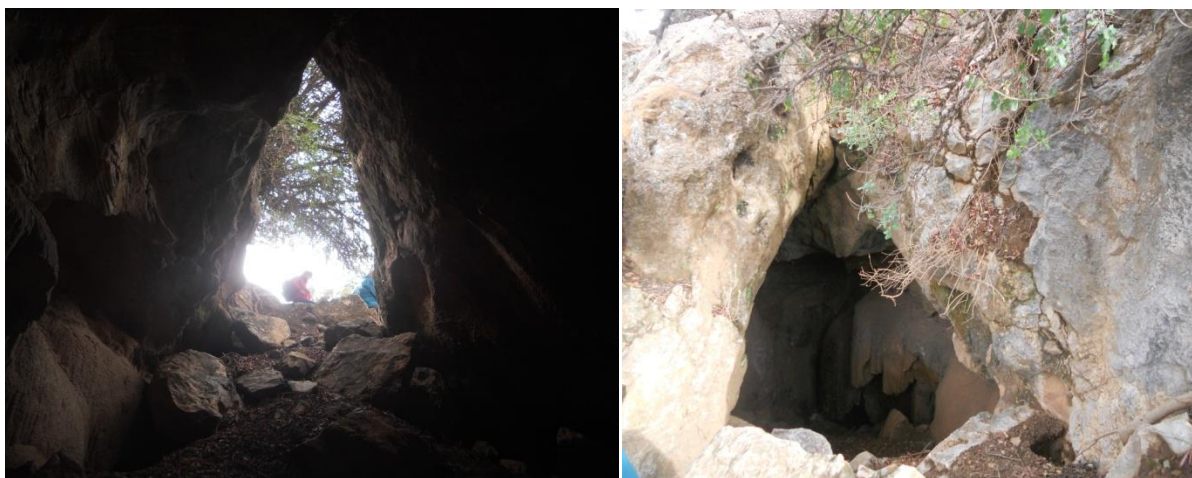


Figure 18 : Vue de l'entrée de la grotte Ali Oulghazi.

La grotte Ali Oulghazi est caractérisée par une forte majorité des concrétions non actives et accessibles. La salle de la cavité se caractérise par un concrétionnement très abondant avec stalactites et colonnes dont le diamètre va du centimètre à plusieurs mètres et dont certaines s'alignent. Des stalagmites en colonnes poussant vers le haut et des dépôts de calcite couvrant de large surface ont été également observé.



Figure 19 : Concrétions observés à l'intérieur de la grotte Ali Oulghazi.

II. Site de la grotte Ifri N'Chikh : Bassin versant de Bouregreg

Le bassin versant de Bouregreg appartient à la zone méditerranéenne, se situ entre les parallèles 32°50' et 34°30' N et s'étend entre les méridiens 5° et 7° W. De forme elliptique; il est drainé par trois principales artères hydrologiques : Oued Bouregreg, Oued Grou, et Oued Korifla qui prennent naissance sur le flanc occidental du Moyen Atlas, puis ils traversent le Maroc central pour se jeter dans le barrage Sidi Mohamed Ben Abdellah situé à quelques kilomètres de Rabat (Bounouira, 2012).

Le bassin versant du Bouregreg couvre une superficie totale de l'ordre de 9770 km², soit environ 50 % de la surface totale de la zone d'action de l'Agence du Bassin Hydraulique du Bouregreg et de la Chaouia.

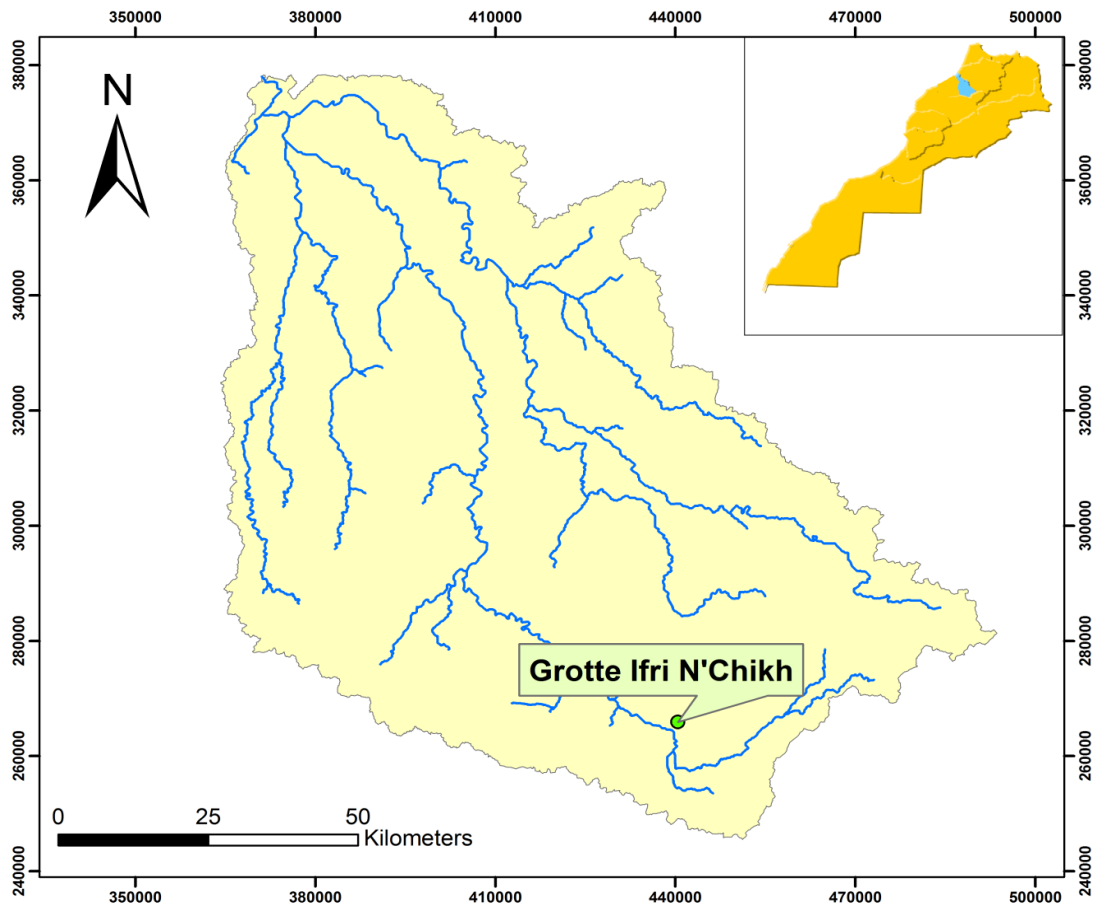


Figure 20 : Situation géographique du bassin versant du Bouregreg.

II.1. Cadre géologique

Le bassin versant du Bouregreg est formé, au plan géologique, de séries paléozoïques généralement d'origine sédimentaire dominées par les flyschs, les quartzites et les pélites (figure 21). Ces roches ont été traversées par d'importantes masses de roches magmatiques plutoniques ou volcaniques de composition chimique différente. Les dépôts secondaires et néogènes sont moins développés. Ils sont essentiellement localisés dans les parties basses du bassin (TRA BI, 2013).

Le bassin versant du Bouregreg occupe dans sa globalité environ 90% du massif central marocain et il y couvre plusieurs structures géologiques. Ainsi de l'amont vers l'aval du bassin on distingue (Bounouira, 2012) :

- L'anticlinorium de Kasba Tadla-Azrou ;
- Le synclinorium de Fourhal ;
- L'anticlinorium Khouribga-Oulmès ;
- Le synclinorium de Khémisset-Rommani.

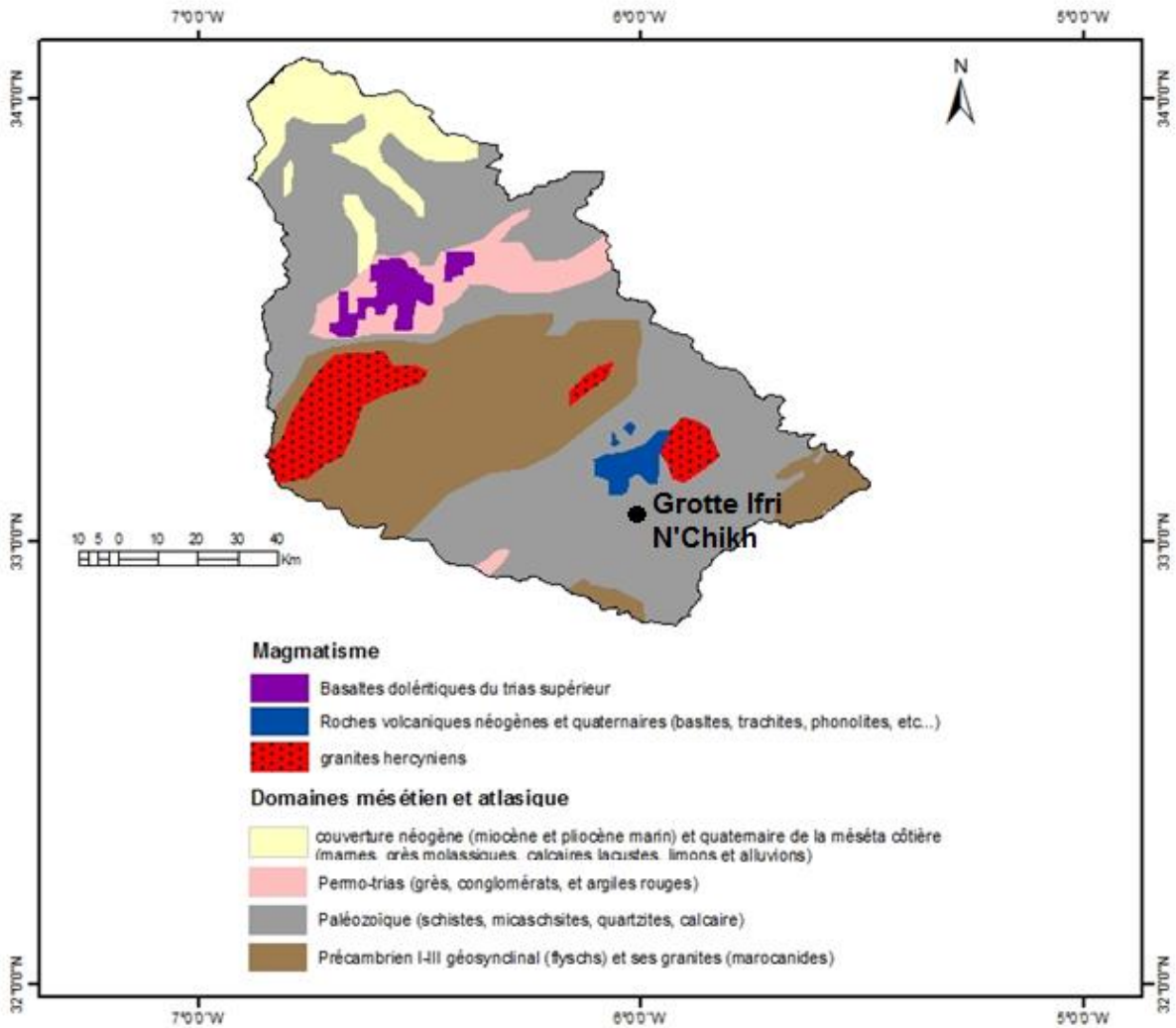


Figure 21 : Structure géologique du bassin versant du Bouregreg (TRA BI, 2013).

II.2. Caractéristiques géométriques et topographiques du bassin versant de Bouregreg

Le bassin versant du Bouregreg est de forme grossièrement allongée suivant la direction NNW-SSE. Ce plateau appartient dans sa moitié Est, au plateau central marocain (massifs anciens hercyniens). Dans sa partie ouest, il est constitué de plaines, de plateaux et de vallées alluviales plio-quaternaires. Les altitudes décroissent de l'Est (1611 mètres) vers l'Ouest (5 mètre).

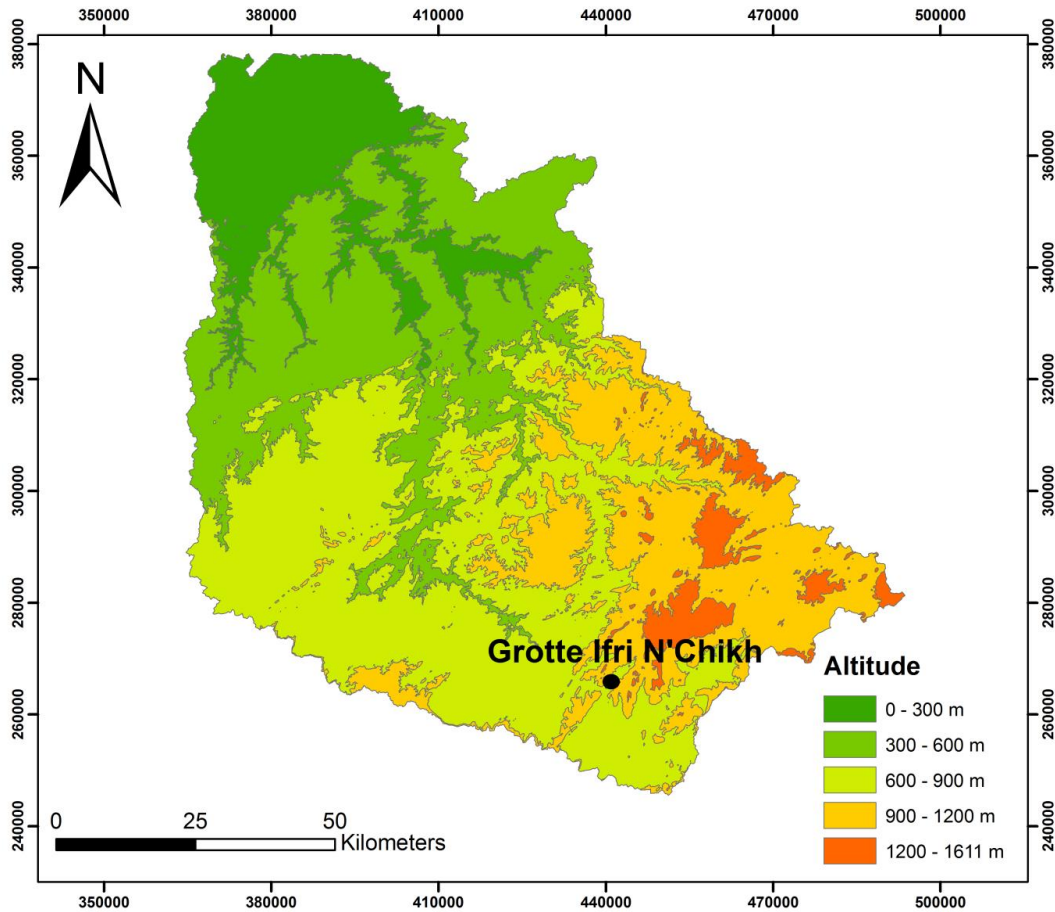


Figure 22 : Répartition des altitudes du bassin versant de Bouregreg.

D'un point de vue hypsométrique, le bassin est caractérisé par une altitude qui varie de 5 m vers le Nord-Ouest à 1611 m vers le Sud-Est avec une moyenne de 662 m et une dominance des deux tranches suivantes [0, 200], [800, 1000], qui occupent respectivement plus de 23 % et 29 % de la surface du bassin versant.

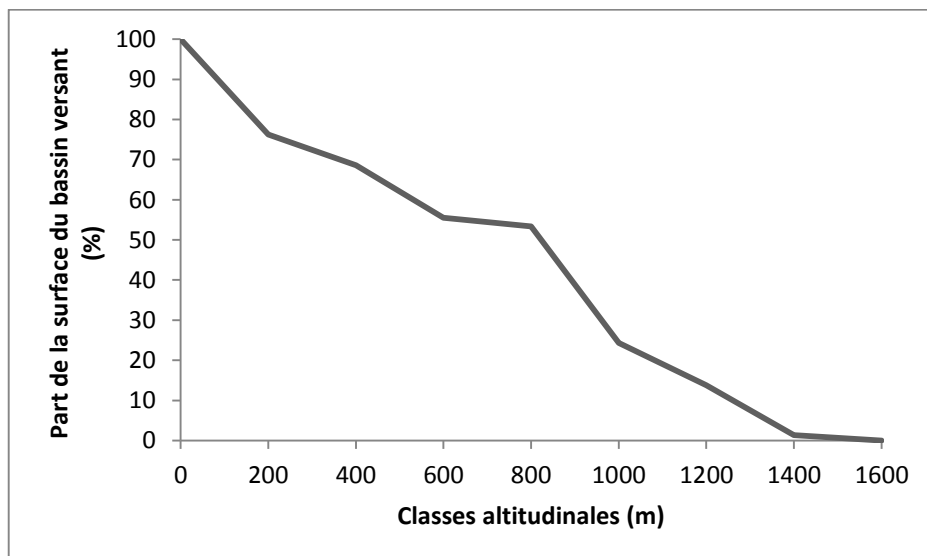


Figure 23 : Courbe hypsométrique du bassin versant de Bouregreg.

II.3. Cadre climatique

Le climat qui règne le bassin de Bouregreg est du type semi aride, subissant les effets de l'altitude, de l'extension de la latitude et de son ouverture sur la façade atlantique (ABHBC).

➤ Précipitations

Généralement, les pluies diminuent avec la latitude selon un gradient faible. Elles passent de 480 mm/an à Rabat à en dessous de 370 mm/an à l'extrême Sud-Ouest du bassin. Par ailleurs, l'altitude est à l'origine d'un contraste très marqué entre la partie Nord-Est du bassin du Bouregreg où la pluviométrie culmine à 760 mm/an et la partie Sud-Ouest où elle chute en dessous de 350 mm/an (ABHBC).

La répartition moyenne des précipitations mensuelles montre l'existence de deux saisons pluviométriques distinctes :

- une saison humide, allant du mois d'octobre à avril où a eu lieu la quasi-totalité des épisodes pluvieux (86 à 92% de la pluviométrie annuelle) ;
- une saison sèche, allant du mois de mai à septembre, avec seulement 8 à 14 % de la pluie annuelle.

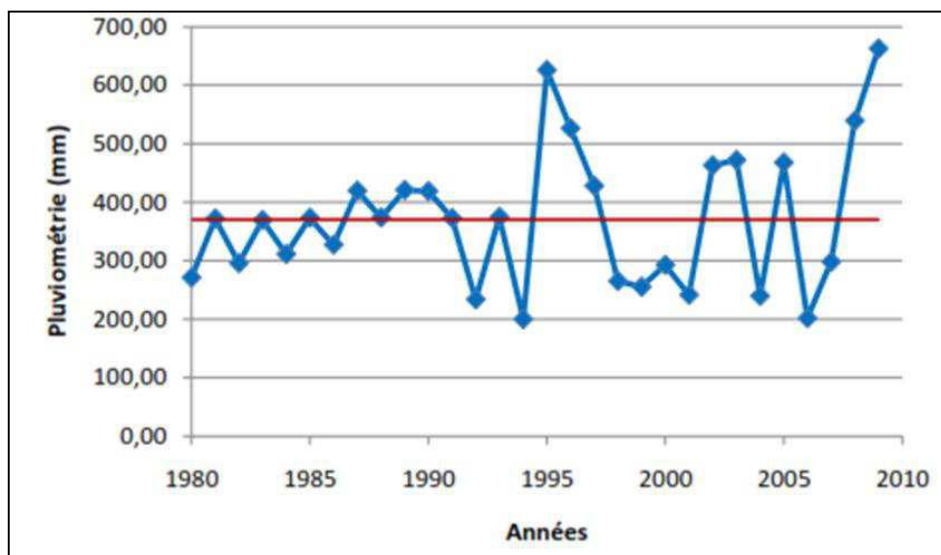


Figure 24 : Hauteur des pluies moyennes annuelles à l'échelle du bassin versant du Bouregreg (1980-2009) (El Hadraoui, 2013).

➤ **Température**

La saison chaude correspond à la période comprise entre avril et octobre, alors que la saison froide se situe entre novembre et mars. La zone de montagne enregistre des températures extrêmes avec plus de 33.8°C l'été et moins de 3°C l'hiver. La zone côtière reste modérée avec une température moyenne qui ne descend pas en dessous de 12°C l'hiver et qui n'excède pas les 24°C l'été (ABHBC).

➤ **Evaporation**

Les valeurs moyennes de l'évaporation rencontrées dans la zone sont de (ABHBC) :

- 1600 mm/an dans la zone côtière de Rabat-Salé ;
- 800 mm/an dans le haut Bouregreg.

➤ **Vents**

Dans le bassin versant, on trouve deux types de vents qui dominant (El Hadraoui, 2013) :

- Les vents qui génèrent de la pluie en hiver ce sont des vents qui sont à l'origine des masses d'air polaire couvrant les zones méditerranéennes;
- Les vents qui sont connus sous le nom de Chergui, ce sont des vents chauds venant du Sahara et qui dessèchent les plaines côtières.

II.4. Contexte hydrologique

Selon l'ABHBC, le potentiel en eau du bassin du Bouregreg s'élève à 720 Mm³/an, provenant des eaux de surface à concurrence de 690 Mm³ et des eaux souterraines avec 30 Mm³.

➤ **Eaux de surface**

Le réseau hydrographique du bassin s'articule autour de deux principales rivières, l'oued Bouregreg et l'oued Grou, qui drainent respectivement une superficie de 4000 km² et de 3600 (figure 25). En plus de ces deux cours d'eau majeurs, se rajoutent l'oued Korifla de 1900 km² et l'oued Akrech de 150 km², deux affluents de l'oued Grou (Mahé et al, 2013).

Le Bouregreg est l'un des cinq grands fleuves marocains par le débit et la taille, il présente la particularité d'être barré à 18 km de son embouchure par le très grand barrage Sidi Mohamed Ben Abdellah, de plus d'un milliard de m³, qui dessert les deux plus grandes agglomérations

du Maroc Rabat-Salé et Casablanca pour un bassin de population de plus de 8 millions d'habitants (Mahé *et al.*, 2013).

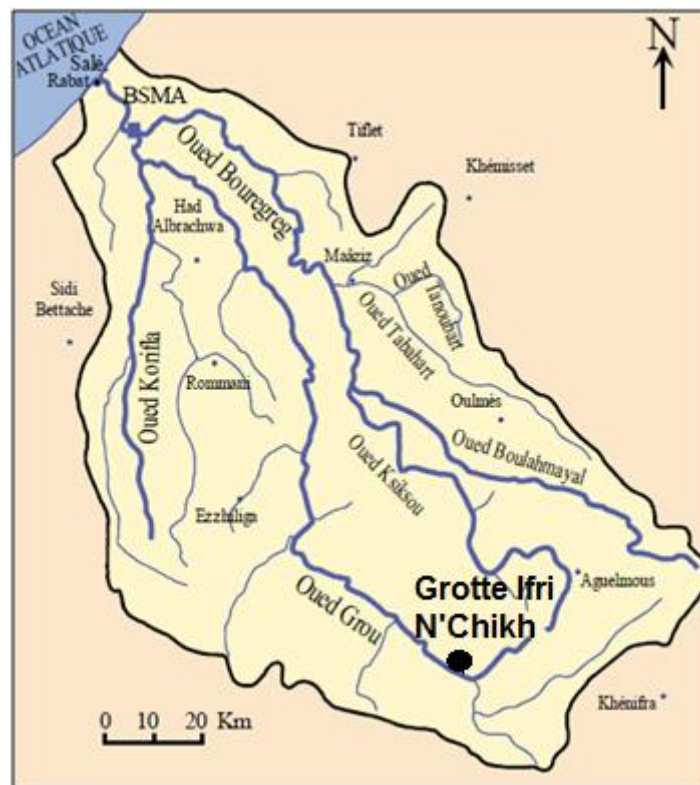


Figure 25 : Carte des ressources en eau superficielles du bassin versant du Bouregreg (Bounouira, 2012).

➤ **Eaux souterraines**

La zone possède essentiellement 3 nappes (ABHBC) :

- **La nappe de Tanoubert** : situé dans la province de Khémisset. Elle couvre une surface de l'ordre de 15 km² et circule dans les formations quaternaires et miocènes, constituées d'alluvions et sables d'épaisseur variable entre 5 m aux bordures et 20m au niveau des lits fossiles. Cette nappe est exploitée principalement pour l'AEP du centre de Maâziz.
- **La nappe de Sehoul** : situé entre la ville de Sala-Jadida et l'oued du Bouregreg. Considérée comme une extension naturelle de la nappe de la Mâamora, la nappe de Sehoul couvre une superficie totale de 200 Km².
- **Le milieu discontinu** : Ces formations qui ne présentent pas d'intérêt hydrogéologique, peuvent renfermer des débits faibles ne dépassant pas 1 à 2 l/s, en cas de fortes fracturations ou d'altération. Généralement de bonne qualité, les débits

mis à jour s'ils ne permettent pas d'assurer un développement de l'irrigation, ils contribuent à l'alimentation en eau potable des populations rurales dans le cadre du PAGER. Le volume total extrait à partir du milieu discontinu en année de moyenne pluviosité est estimé à 7,5 Mm³.

II.5. Végétation

Au niveau du bassin du Bouregreg, le couvert végétal est subdivisé en deux principales formations (El Hadraoui, 2013) :

- **La forêt :**

Les espèces végétales qui dominent sont le chêne vert et liège couvrant le haut pays et le palier intermédiaire. À l'intérieur de ces zones denses, les plateaux d'Oulmès, du Ment restent dénudés. Au nord, dans la Meseta littorale, on trouve la forêt de Maâmora connue par sa diversité floristique, ainsi que par sa situation à proximité de Rabat et Kénitra. Elle est considérée comme la plus étendue du pays.

- **Le matorral :**

On peut le diviser en matorral12 moyen, dense et lâche. Le premier, on le retrouve dans la partie sud du palier intermédiaire constitué d'Oléastre, Tizra et Jujubier, tandis que le deuxième enveloppe les parties hautes du palier inférieur composé de Tizra, Lentisque et Oléastre . Le dernier situé dans la dépression orientale couverte par des arbustes isolés et Chétifs.

On note également la présence dans la zone des sites d'Intérêt Biologique et Écologique (SIBE). À cet égard, on peut citer, à titre d'exemple Korifla, Oued Cherrat, Dayt Roumi...etc...Leurs patrimoine faunistique et floristique permettent de protéger et conserver la biodiversité écologique.

II.6. Urbanisme

Selon le recensement de l'année 2004, le bassin du Bouregreg renferme une population de 1,8 millions d'habitants, dont 21% sont ruraux (ABHBC). La répartition de la population est inégale dans le bassin versant du Bouregreg. Conformément à la répartition générale de la population marocaine, la zone littorale du bassin regroupe les plus fortes populations par commune, contrastant d'avec le reste du bassin (TRA BI, 2013).

II.7. Description de la grotte Ifri N'Chikh

La grotte Ifri N'Chikh se situe dans la partie Sud-Est du bassin versant de Bouregreg près de sa frontière avec le bassin versant de la haute Oum Er-Rbia relevant de la commune rurale Sidi Hssain qui appartient à la province de Khénifra.



Figure 26 : Localisation de la grotte Ifri N'Chikh dans la partie amont du bassin versant Bouregrag.

La grotte Ifri N'Chikh correspond à un gouffre dont l'ouverture mesure environ 6 m de largeur et 9 m de longueur, pour une profondeur estimée à 17 m. L'entrée de la grotte se situe à environ 883 m d'altitude.



Figure 27 : Vue générale de la grotte Ifri N'Chikh.

La grotte est explorée pendant deux missions (le 08/03/2015 et le 26/04/2015). Vu l'accès très difficile de ce porche, un matériel de spéléologie et une échelle de corde ont été utilisés sous la direction d'un spéléologue.



Figure 28 : Matériel de spéléologie utilisé dans l'exploration de la grotte Ifri N'Chikh.

Pour la descente de chaque personne nous lui fîmes passer sous les bras une corde et nous le laissâmes dévaler lentement dans le gouffre de 17 mètre de profondeur. Après la descente, on se trouve dans la partie centrale de la grotte constituée principalement d'une salle où la circulation devient aisée sur la majeure partie de la cavité. En s'enfonçant dans la salle on trouve un lac souterrain à l'est depuis l'entrée de la grotte. Il correspond à l'accumulation des eaux issues des stalactites et forment une étendue d'eau de 13 m de large sur 16 m de long avec une tranche d'eau de 1 m.



Figure 29 : Préparation et entrée à la grotte.

La grotte se distingue par un important concrétionnement, très bien conservé et toujours actif, réparti sur l'ensemble de la cavité. On a noté la présence au niveau du plafond sur une dizaine de mètres de magnifiques stalactites excentriques, des séquences de planchers stalagmitiques ainsi que des concrétions de calcite blanche sur la paroi de la galerie.



Figure 30 : Vue de l'intérieur de la grotte Ifri N'Chikh.

Chapitre III : Matériel et Méthodes

I. Prélèvements sur les sites d'étude

Le matériel d'étude récolté à partir de la grotte Ifri N'Chikh est formé par des eaux et des carbonates destinés aux analyses chimiques et isotopiques. Pour les grottes Boutirsal et Ali Oulrazi, le prélèvement a concerné des eaux et des carbonates destinés aux analyses isotopiques.

I.1. Echantillonnage des eaux

Les erreurs dues à l'échantillonnage sont, en général, plus importantes que celles imputables aux analyses de laboratoire. Le prélèvement d'un échantillon d'eau, qu'il est en outre impossible de refaire, est donc une opération délicate à laquelle il faut apporter le plus grand soin, car la bonne pratique du prélèvement va conditionner en grande partie la validité des analyses et donc l'interprétation qu'on peut en faire.

Les eaux de la grotte Ifri N'Chikh consacrées à l'étude hydrochimique provient de quatre points d'eau :

- IFW1 et IFW2 : des eaux de suintements de deux stalactites différentes. Il s'agit de l'eau de percolation prélevée sous les fistuleuses actives. Le prélèvement de ces gouttes n'est pas aisé, tant les volumes écoulés sont faibles.
- IFW3 : des eaux d'un grand lac souterrain à l'intérieur de la grotte.
- IFW4 : des eaux d'une petite marée formée par la présence de seuils hydrauliques.

Les eaux de la grotte Ifri N'Chikh ont été prélevées dans la mission de 08/03/2015. Les échantillons sont prélevés dans des flacons de 500 mL préalablement nettoyés et rincés ensuite par l'eau de l'échantillon. Les flacons sont remplis et bien fermés contenant peu d'air résiduel.

I.2. Echantillonnage des carbonates

Deux échantillons de carbonates ont été prélevés dans la grotte Ali Oulrazi et trois échantillons dans la grotte Boutirsal. Ces prélèvements ont été effectués pour les analyses isotopiques.

Au niveau de la grotte Ifri N'chikh, quatre échantillons de carbonates ont été prélevés. Il s'agit de :

- IFCH1 : cet échantillon correspond à cinq stalactites collectées au niveau des suintements d'eau.
- IFCH2 : des graviers de carbonates collectés au niveau du sol de la grotte. Ces graviers sont probablement transportés par un cours d'eau.
- IFCH3 : c'est un morceau de stalagmite d'une longueur de 12 cm et un diamètre de 1,5 cm. Ce morceau est trouvé cassé et posé sur terre.
- IFCH4 : formé par différents types de concrétions carbonatées en dents de scie.

Ces échantillons ont été destinés aux analyses isotopiques, aux analyses chimiques par fluorescence X et par diffraction rayon X. Faute de panne du spectromètre de masse l'analyse isotopique de ces échantillons de la grotte Ifri N'chikh a été reportée pour une date ultérieure.



Figure 31 : Photos des échantillons de carbonates prélevés dans la grotte Ifri N'Chikh.

II. Techniques et méthodes d'analyse

II.1 Techniques et méthodes d'analyses des eaux

Les eaux récoltées au niveau de la grotte Ifri N'Chikh ont fait l'objet premièrement de mesures sur terrain puis deuxièmement d'analyses au laboratoire.

II.1.1. Echantillonnage

Les erreurs dues à l'échantillonnage sont, en général, plus importantes que celles imputables aux analyses de laboratoire. Le prélèvement d'un échantillon d'eau, qu'il est en outre impossible de refaire, est donc une opération délicate à laquelle il faut apporter le plus grand soin, car la bonne pratique du prélèvement va conditionner en grande partie la validité des analyses et donc l'interprétation qu'on peut en faire.

Les eaux de la grotte Ifri N'Chikh consacrées à l'étude hydrochimique provient de quatre points d'eau :

- IFW1 et IFW2 : des eaux de suintements de deux stalactites différentes. Il s'agit de l'eau de percolation prélevée sous les fistuleuses actives. Le prélèvement de ces gouttes n'est pas aisé, tant les volumes écoulés sont faibles.
- IFW3 : des eaux d'un grand lac souterrain à l'intérieur de la grotte.
- IFW4 : des eaux d'une petite marée formée par la présence de seuils hydrauliques.

Les eaux de la grotte Ifri N'Chikh ont été prélevées lors de la mission de 08/03/2015. Les échantillons sont prélevés dans des flacons de 500 mL préalablement nettoyés et rincés ensuite par l'eau de l'échantillon. Les flacons sont remplis et bien fermés contenant peu d'air résiduel.

II.2.1. Techniques et méthodes d'analyse

Les eaux récoltées au niveau de la grotte Ifri N'Chikh ont fait l'objet premièrement de mesures sur terrain puis deuxièmement d'analyses au laboratoire.

II.2.1.1. Mesures sur terrain

Sur le site de la grotte Ifri N'Chikh on a effectué *in situ* la mesure des paramètres physico-chimiques non conservatifs des eaux à savoir : la conductivité électrique et le potentiel d'hydrogène (pH).

Ces mesures sont entreprises pour les raisons suivantes :

- Le paramètre à mesurer n'est pas conservatif. Sa valeur peut varier au cours du temps dans l'échantillon ;
- La mesure est relativement simple, rapide et peu coûteuse ;
- Le résultat de la mesure doit être connu rapidement afin de diriger des travaux en cours ;
- Le résultat des mesures permet de détecter immédiatement certaines anomalies de la composition de l'eau.

➤ **Conductivité**

La conductivité est l'expression de la charge dissoute, elle permet d'évaluer la minéralisation globale par la quantité d'ions en solution, étant donné que la plupart des matières dissoutes dans l'eau se trouvent sous forme d'ions chargés électriquement (Nechad et al, 2014). Sa mesure est effectuée à l'aide d'un conductimètre de type CRISON CM 35 à une température de référence de 25 °C. Cet appareil doté d'un capteur de température incorporé a les caractéristiques suivantes (Tableau 4) :

Tableau 2 : Caractéristiques du conductimètre CRISON CM 35.

	Conductivité	Température
Echelle de mesure	0.01 µS/cm à 500 mS/cm	-20.0 à 150.0 °C
Résolution (sensibilité)	selon l'échelle et la constante de cellule utilisée	0.1°C entre -99.9 et 199.9 °C
		1°C Pour le reste de l'échelle
Erreur de mesure	≤ 0.5 % de la valeur mesurée	≤ 0.2 °C
	≤ 0.02 µS/cm (dans l'échelle 0-10 µS/cm)	

➤ **Potentiel d'hydrogène (pH)**

Le pH d'une eau représente son acidité ou son alcalinité ($\text{pH} = -\log [\text{H}_3\text{O}^+]$). Ce paramètre capital pour le calcul des équilibres thermodynamiques, est sensible à de nombreux phénomènes (les variations de température, le dégazage, l'oxydation, la précipitation de composés insolubles, etc.). Ce paramètre a été mesuré à l'aide de l'appareil pH 6+ fourni par EUTECH INSTRUMENTS. Avant chaque mesure, l'étalonnage de l'électrode Ag/AgCl de cet appareil s'effectue, pour le pH, par trois solutions standard de pH de 4.01, 7.00 et 10. La plage de lecture de l'appareil de mesure est de 0 à 14 avec une précision de ± 0.01 .

II.2.1.2. Analyses au laboratoire

Les eaux prélevées au niveau de la grotte Ifri N'Chikh sont destinées ensuite à une analyse chimique complète des éléments majeurs (calcium Ca^{2+} , magnésium Mg^{2+} , sodium Na^+ , potassium K^+ , chlore Cl^- , nitrate NO_3^- , sulfate SO_4^{2-}) par chromatographie ionique, des éléments en trace (baryum Ba, strontium Sr et le nickel Ni) par ICP et de l'alcalinité (carbonates CO_3^{2-} et bicarbonates HCO_3^-).

➤ **Dosage des carbonates CO_3^{2-}**

Pour doser les ions carbonatés, on neutralise les ions CO_3^{2-} par une solution de H_2SO_4 (0.02 N), en présence d'un indicateur coloré (la phénophtaléine), à pH supérieur à 8,3. La disparition de la coloration rose, qui caractérise la phénophtaléine en présence des carbonates, indique la neutralisation de ces ions. Ainsi, à partir de la prise d'essai et du volume de H_2SO_4 versé, on détermine la concentration des ions CO_3^{2-} .

➤ **Dosage des bicarbonates HCO_3^-**

Le dosage de ces ions se fait de la même façon que précédemment, mais, l'indicateur coloré est, dans ce cas, le méthyle rouge. La neutralisation est atteinte lorsque la coloration de cet indicateur passe, vers un pH inférieur à 4.5 du jaune à l'orange.

➤ **Chromatographie ionique**

Les mesures de concentration en cations (sodium, ammonium, potassium, magnésium et calcium) et anions (fluorure, chlorures, nitrite, sulfate, nitrate, phosphate) sont réalisées sur un chromatographe ionique HPLC de type ICS 1100 commercialisé par Dionex Corporation. Cet appareil ne permet pas d'analyser en même temps les cations et les anions, d'une part parce que les anions nécessitent un conditionnement particulier (acidification) et d'autre part, parce qu'il existe une colonne spécifique pour les anions et une autre pour les cations. L'analyse par chromatographie ionique a été réalisé au Centre d'Analyses et de Caractérisation (CAC) de l'Université Cadi Ayyad (UCA).

➤ **Les techniques analytiques à plasma induit (ICP)**

Les éléments chimiques à concentration particulièrement faible dans les eaux de la grotte Ifri N'Chikh notamment le baryum, le strontium et le nickel ont été détecté par une quantification directe par ICP.

Les techniques analytiques à plasma induit (ICP, abréviation de l'anglais « Inductively Coupled Plasma » peuvent mesurer quantitativement la teneur en éléments d'un matériau, dans une fourchette allant du ppt (partie par trillion américain, c'est à-dire par billion français) au % poids. Les seuls éléments qui ne peuvent être mesurés par les méthodes sont C, H, O, N et les halogènes.

II.2 Analyse des carbonates

Les carbonates prélevés au niveau des grottes Boutirsal et Ali Oulrazi ont fait l'objet d'une analyse isotopique. Tandis que ceux prélevés de la grotte Ifri N'Chikh ont été destinés aux deux types d'analyses au laboratoire : l'analyse isotopique et l'analyse chimique par la diffractométrie par le rayon X et fluorescence X.

II.2.1. La diffractométrie par le rayon X

Les rayons X sont une onde électromagnétique. Lorsqu'ils rencontrent le nuage électronique des atomes, ils sont diffusés dans toutes les directions de l'espace (diffusion Rayleigh) en gardant la même longueur d'onde. Les rayons X diffusés par chacun des atomes rencontrés interfèrent entre eux. Si les atomes sont ordonnés (*i.e.* placés à intervalles réguliers, ce qui caractérise les cristaux), les interférences vont être constructives dans certaines directions (les ondes s'additionnent) et destructives dans d'autres (les ondes s'annulent). Ces interférences d'ondes diffusées forment le phénomène de diffraction (Couchoud, 2008).

La diffractométrie X permet de mesurer les distances entre les plans réticulaires des cristaux et ainsi d'identifier leur nature. Elle est basée sur le fait que des réflexions en phase (interférences constructives) des rayons X de longueur d'onde λ (fixée), interviennent pour une certaine incidence, de valeur angulaire θ , de ces rayons sur des plans réticulaires espacés d'une distance d . La relation entre ces paramètres s'exprime par la loi de Bragg :

$$n\lambda = 2d\sin(\theta) \text{ où } n \text{ est un nombre entier.}$$

Cette analyse est réalisée sur des poudres des carbonates de la grotte Ifri N'Chikh, broyées par un mortier en agate, pour détecter et quantifier les éléments chimiques qu'ils contiennent.

II.2.2. Fluorescence X

La spectrométrie de fluorescence X (FX, ou XRF pour *X-ray fluorescence*) est une technique permettant l'analyse élémentaire, c.-à-d. que l'on peut savoir quelle quantité on a de tel ou tel atome, mais on ne sait pas sous quelle forme chimique. Cette technique utilise des phénomènes physiques qui ont été découverts et développés dans le domaine de la physique quantique (effet photoélectrique, émission spontanée, diffraction des rayons X). Le principe de l'analyse est le suivant : on excite l'échantillon avec un rayonnement standard (solicitation), et on analyse le rayonnement propre réémis par l'échantillon.

II.2.3. Analyse isotopique

La composition isotopique des carbonates est déterminée au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement (CEREGE) par spectrométrie de masse.

Le principe est de séparer les ions en fonction de leur rapport masse/charge grâce à l'association d'un champ électrique et d'un champ magnétique, suivant la relation fondamentale (Couchoud, 2008) :

$$m/z = r^2 B^2 / 2V$$

Où m est la masse de l'ion, z la charge de l'ion, r le rayon de déviation, B le champ magnétique et V la tension d'accélération. Un spectromètre de masse comporte essentiellement un système d'introduction de l'échantillon, une source où l'échantillon est ionisé, un analyseur qui sépare les masses en leur attribuant des trajectoires spatialement distinctes et enfin un système de collection-amplification qui reçoit et amplifie le signal (courant d'ions) et détermine la quantité d'ions d'une même masse (Figure 32).

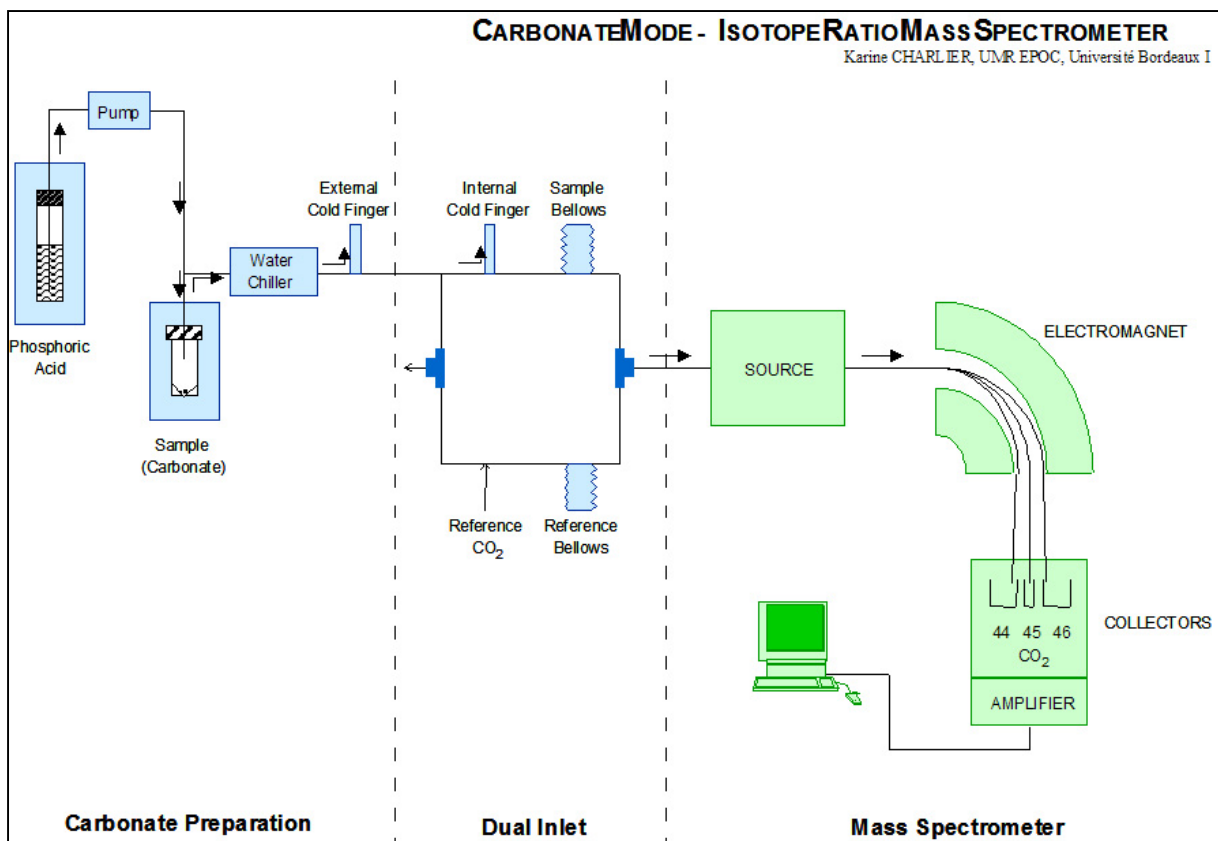


Figure 32 : Principes de fonctionnement du spectromètre de masse à triple collection (Couchoud, 2008).

Chapitre IV : Résultats et Discussion

I. Etude hydrologique du système karstique de la Haute Oum Er-Rbia

L'analyse des séries chronologiques, assez classique dans l'étude des systèmes karstiques, nous permet d'explorer les propriétés des différentes variables caractérisant le fonctionnement du karst, tel que la pluie et le débit, ainsi que les relations entre la pluie et le débit. Cette partie a eu pour objet de faire la synthèse de l'ensemble des analyses qu'il est possible de réaliser pour ausculter et comprendre le fonctionnement d'un système karstique.

I.1. Les eaux de surface

Dans ce paragraphe nous entamons l'étude hydrologique qui traitera essentiellement les débits afin de mettre en évidence le régime des cours d'eau. Les données utilisées dans cette étude sont collectées auprès de l'Agence du Bassin Hydraulique de l'Oum Er-Rbia (ABHOER).

I.1.1. Variations annuelles des débits

L'analyse statistique des données hydrométriques doit permettre de définir les régimes d'écoulement des différents oueds étudiés : Tamchachat, Aval Elhri, Fellat et Amengous.

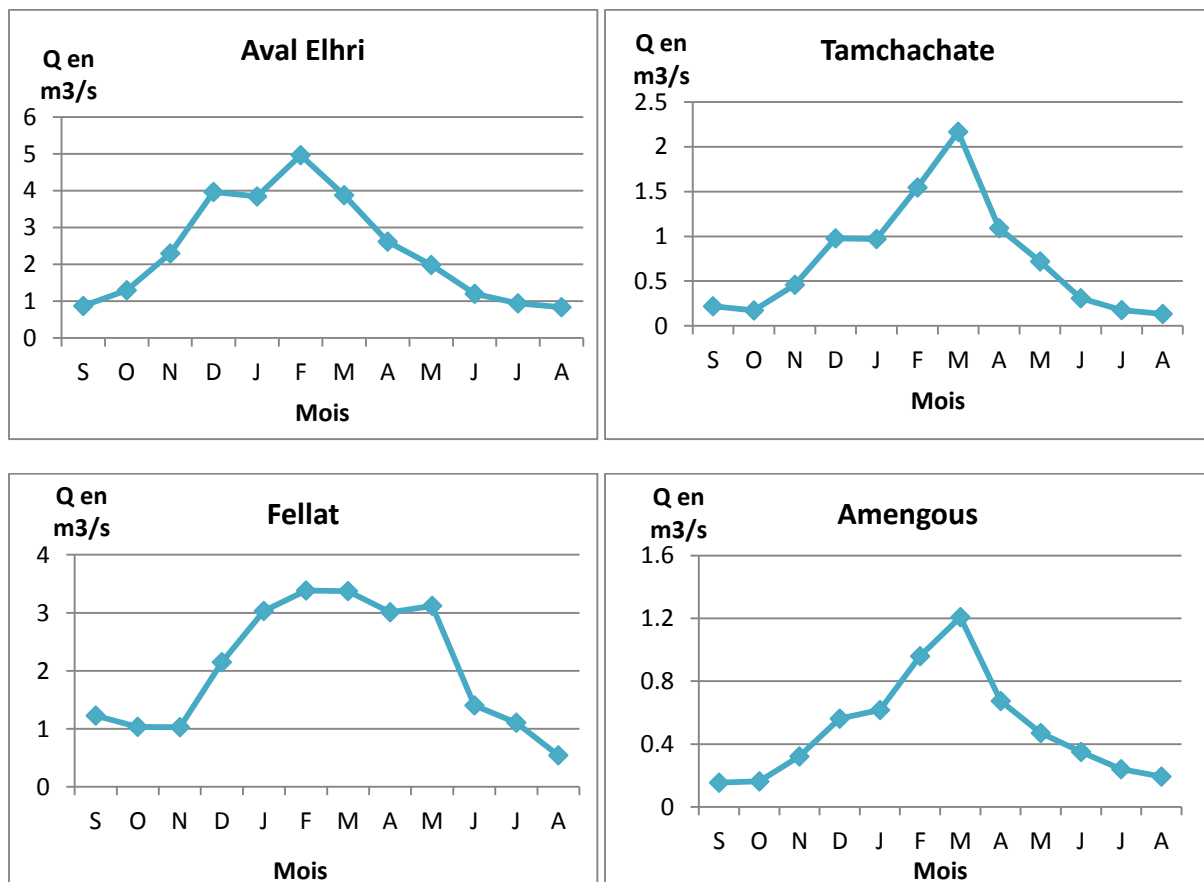


Figure 33 : Distribution des moyennes mensuelles interannuelles des débits des oueds par stations (1999/2011).

La figure (33) montre que pour toutes les stations, les débits augmentent à partir de septembre pour atteindre leur maximum au mois de février, puis ils diminuent régulièrement jusqu'à un minimum au mois d'août.

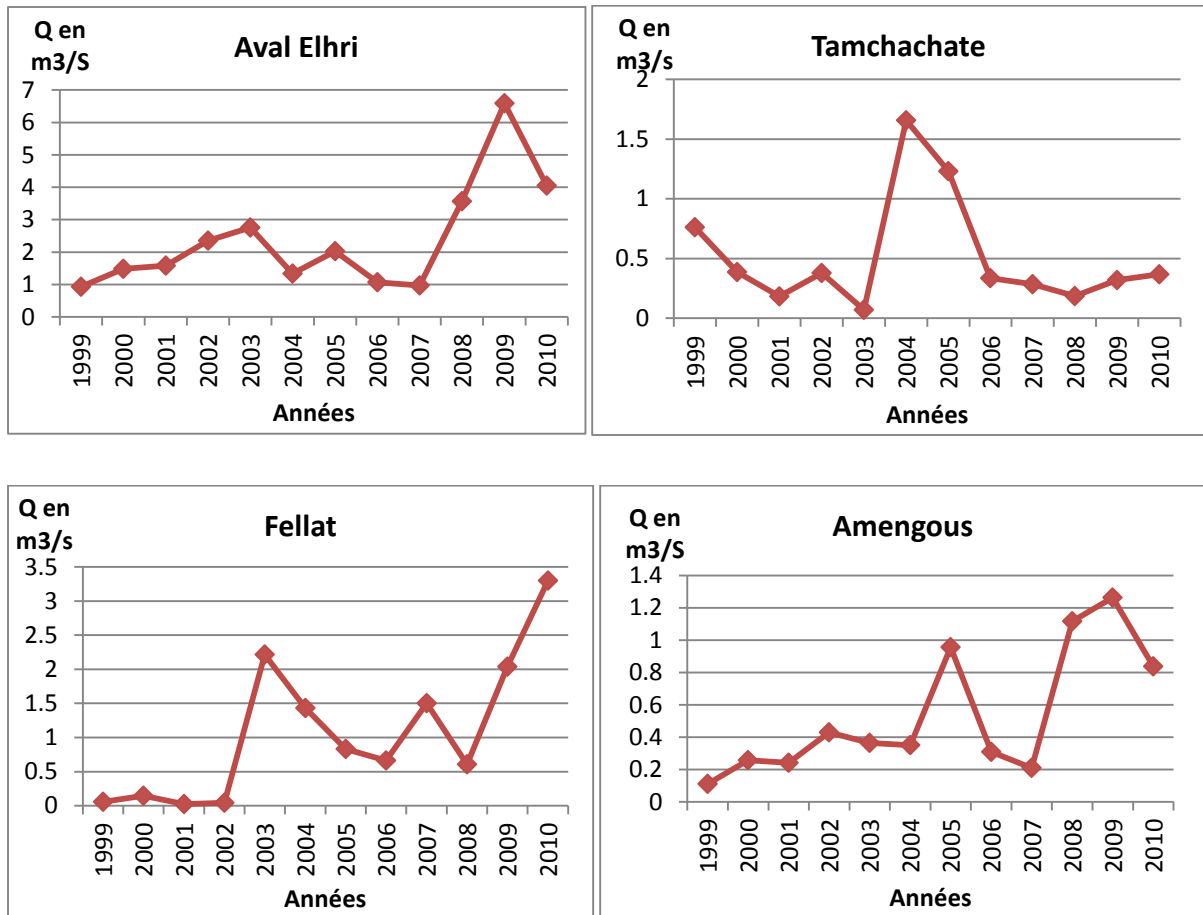


Figure 34 : Distribution des moyennes annuelles des débits des oueds par stations (1999/2011).

Sur une période de onze ans (1999/2010), l'analyse des débits moyens annuels (figure 34) montre que :

- Les lames d'eau écoulées varient énormément d'une année à l'autre ;
- Le débit moyen annuel des oueds, calculé sur 11 ans, est de $2,4 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'Aval Elhri et de $1,21 \text{ m}^3/\text{s}$ à Tamchachate.
- L'irrégularité interannuelle des débits est marquée par l'irrégularité au niveau de la pluviométrie qui influence le régime d'écoulement des oueds.
- On note également le débit important durant les années 2003-2005 et 2008-2010 qui correspondent à des années pluvieuses.

I.1.2. Corrélation pluies/débits

La comparaison des précipitations moyennes annuelles et des débits moyens annuels est basée sur les données des deux stations météorologiques Tamchachate et Aval Elhri (dont on dispose des données des précipitations) situées dans le bassin versant de la Haute Oum Er-Rbia pour la même période (1994 à 2011).

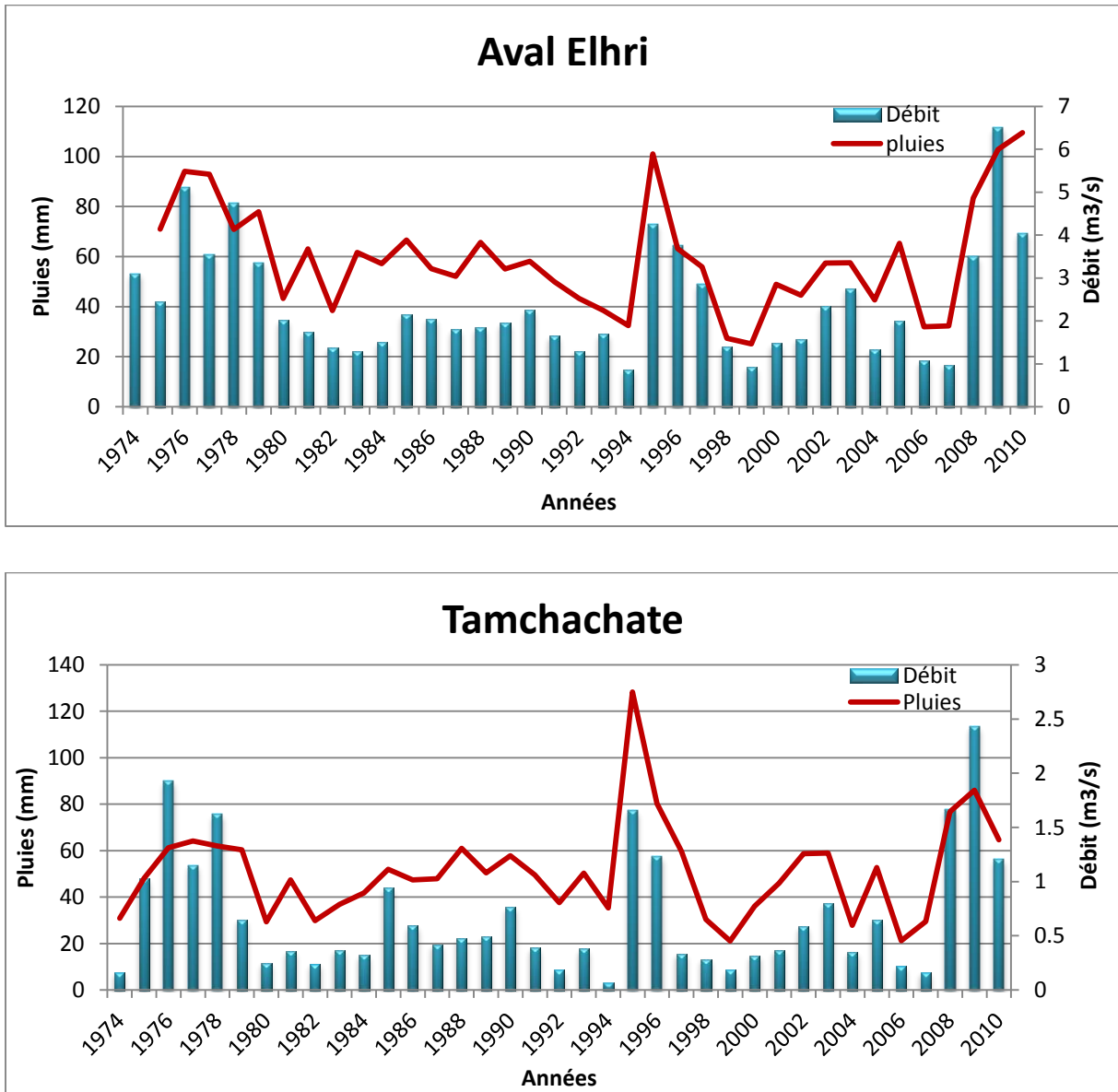


Figure 35 : Variations simultanées des pluies et des débits moyens annuels des deux stations Aval Elhri et Tamchachate (1994 à 2011).

La figure (35) montre que le débit des oueds des deux stations Aval Elhri et Tamchachate suit les variations des précipitations. Le bassin versant peut être donc considéré comme un collecteur qui transforme les précipitations recueillies en écoulement.

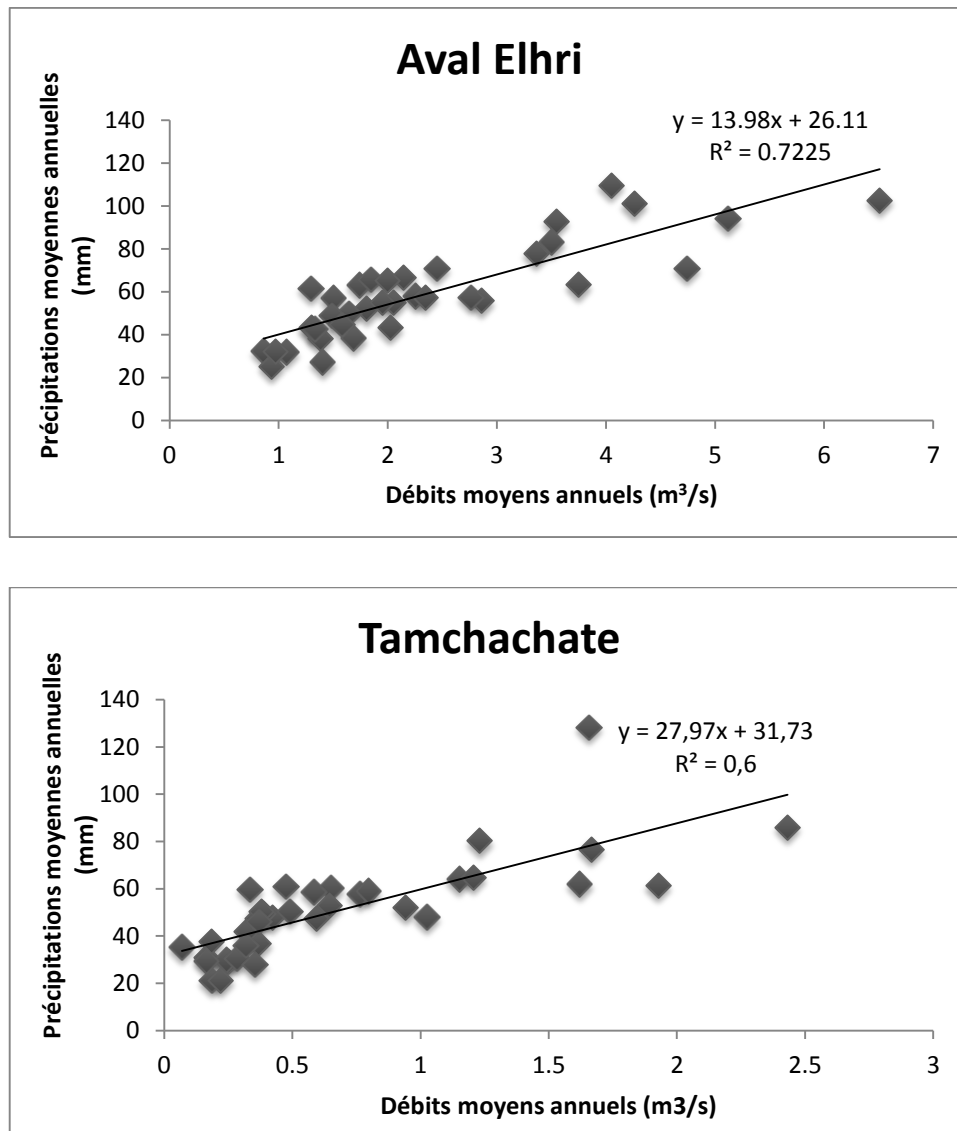


Figure 36 : Relation entre les précipitations annuelles et les débits moyens annuels des stations Tamchachate et Aval Elhri (1974/2011).

La figure (36) montre que le nuage de points a pris une forme d'ellipse inclinée par rapport aux axes ce qui permet de dire que la relation entre les deux paramètres est presque linéaire montrant ainsi une bonne corrélation entre le régime des oueds et celui des précipitations des stations Aval Elhri et Tamchachate avec un coefficient de détermination de 0,72 et 0,6 respectivement. La valeur du coefficient de corrélation plus au moins importante montre qu'il y a une liaison relativement faible entre les débits et les précipitations. Ce qui revient à dire que le bassin reçoit des précipitations sous forme de pluie qui sont probablement perturbées par une infiltration importante puisque le substratum est constitué essentiellement de formations calcaires karstifiées qui favorisent l'infiltration rapide des eaux des précipitations.

I.2. Les sources

I.2.1 Présentation des sources étudiées

Les sources étudiées se situent toutes au niveau du bassin versant de la Haute Oum Er-Rbia dans la province de la ville de Khénifra. Les caractéristiques de ces sources sont synthétisées dans le tableau ci-dessous :

Tableau 3 : Coordonnées et débits moyens des sources (ABHOER).

Source	X	Y	Z	Q _{moy} (m ³ /s)
Ain Ajdir	495,6	262	1670	0,5
ain Oum Er Rbiâ	498,475	272,75	1300	306,4
Tiguelmamine	497,875	272,8	1290	18,7
Ain Ou Mila	497,05	272,8	1273	4,6
Aghbalou Ou Marach	486,55	272,75	1275	6,4
Sidi Ahmed ou Moussa	496,3	272,6	1300	2,5
Bou Ighzil	490,5	256,86	1155	83,4

I.2.2 Caractéristiques hydrologiques des sources

Les caractéristiques hydrologiques des sources seront étudiées pour des pas de temps annuels. Nous disposons d'un suivi régulier de 17 ans sur toutes les sources durant la période (1994/2011). Le tableau suivant récapitule les caractéristiques hydrologiques tirées des données annuelles :

Tableau 4 : Caractéristiques hydrologiques annuelles des sources (1994/2011).

Source	Q _{min} (l/s)	Q _{max} (l/s)	Q _{moy} (l/s)	Ecart type	C.V (%)	I.V
Ain Ajdir	0	4	0,7	0,3	42,9	5,7
Ain Oum Er-Rbai	0	434	259	45	17,4	1,7
Tigelmamine	5	73	33,3	8,6	25,8	2,0
Ain Ou Mila	5	35	8,2	2,4	29,3	3,7
Aghbalou Ou Marach	1	34	8,2	2,5	30,5	4,0
Sidi Ahmed ou Moussa	1	61	7,2	2,6	36,1	8,3
Bou Ighzil	41	128	78,6	14,7	18,7	1,1
Ensemble des sources	53	769	395,2	86,4	21,9	1,8

C.V (%) = Coefficient de variation = (Ecart type / Moyenne) * 100

I.V = Indice de variabilité = (Q_{max} – Q_{min}) / Q_{moy}

Le débit moyen annuel de l'ensemble des sources a varié de 1994 à 2011 entre 53 et 769 l/s autour d'une valeur moyenne de 395 l/s. Plus le coefficient de variation et l'indice de variabilité sont faibles, plus le régime de la source est régulier. A cet égard, le régime des sources Ain Oum Er-Rbia et Bou Ighzil sont les plus stables, suivi des sources Tigelmamine, Ain Ou Mila et Aghbalou Ou Marach. Par contre, Ain Ajdir et Sidi Ahmed Ou Moussa ont des régimes très irréguliers.

L'indice de variabilité est de 1,8 et le coefficient de variation de 21,9 % témoignent d'un régime hydrologique peu régulier et d'une régulation interannuelle moyenne du système aquifère karstique.



Figure 37 : Evolution du débit moyen annuel de l'ensemble des émergences étudiées (1994/2011).

La figure (37) montre le graphique de l'évolution du débit moyen annuel de la totalité des sources entre 1994 et 2011. On note que les débits moyens annuels des sources sont très variables d'une année à l'autre.

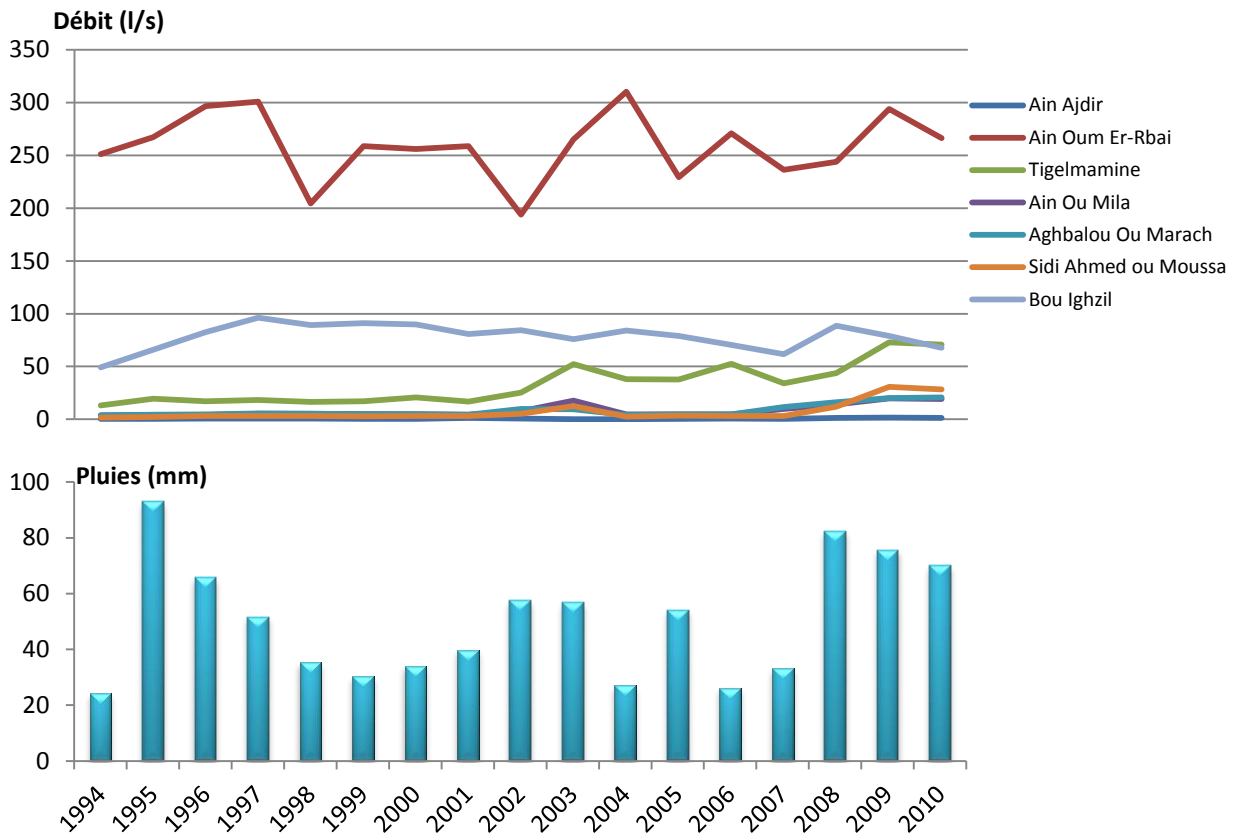


Figure 38 : Débits moyens annuels des sources et pluies de la station Taghat (1994/2011).

Les graphiques représentant les débits annuels des sources prises séparément durant la période 1994/2011 (figure 38) montrent tous les mêmes variations avec une distinction nette des sources les moins importantes qui sont presque complètement taries et qui se manifestent par intermittence lors des périodes pluvieuses (Sidi Ahmed Ou Moussa, Ain Ajdir, Aghbalou Ou Marach et Ain Ou Mila).

Pour bien comprendre cette variation des débits des sources, il faut l'analyser en fonction de la variation des précipitations sur le bassin. En effet, en se référant par exemple aux précipitations enregistrées à la station de Taghat, on constate que les fluctuations des débits des sources suivent généralement celles des précipitations en particulier lors des années pluvieuses exceptionnelles.

II. Etude Hydrochimique des eaux du système karstique au voisinage des grottes Boutirsal, Ali Oulghazi et Ifri N'Chikh

L'hydrochimie est un moyen complémentaire privilégié d'étude de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques. Dans le cas des aquifères carbonates, elle s'intéresse à la manière dont les espèces chimiques en solution transitent à travers le karst (Amraoui, 2005). Pour une analyse des informations hydrochimique et leur évolution dans le temps et dans l'espace, nous devons confronter l'ensemble des interprétations de l'hydrochimie en différents points de l'aquifère. L'analyse spatiale du système karstique étudié n'est qu'une exploration sommaire du fait qu'une étude intensive aurait exigé plus de temps et des moyens matériels importants. Les études hydrochimiques ont porté d'une part sur les eaux de surface dont les données hydrochimiques sont collectées auprès des stations de l'Agence du Bassin Hydraulique de l'Oum Er-Rbia (ABHOER), et d'autre part sur et les eaux d'infiltration de la grotte Ifi N'chikh dont les prélèvements et les mesures sont réalisés par nous même.

II.1 Caractéristiques chimiques des eaux de surface du bassin versant d'Oum Er-Rbia

Les données hydrochimiques des eaux de surface ont été récoltées en majorité au niveau de l'agence du bassin hydraulique de l'Oum Er-rbia à Beni Mellal (Annexe). Sur quatre stations météorologiques (Figure 39), nous disposons d'informations relatives aux caractéristiques physiques et chimiques des eaux : température, conductivité, pH et la teneur en éléments chimiques.

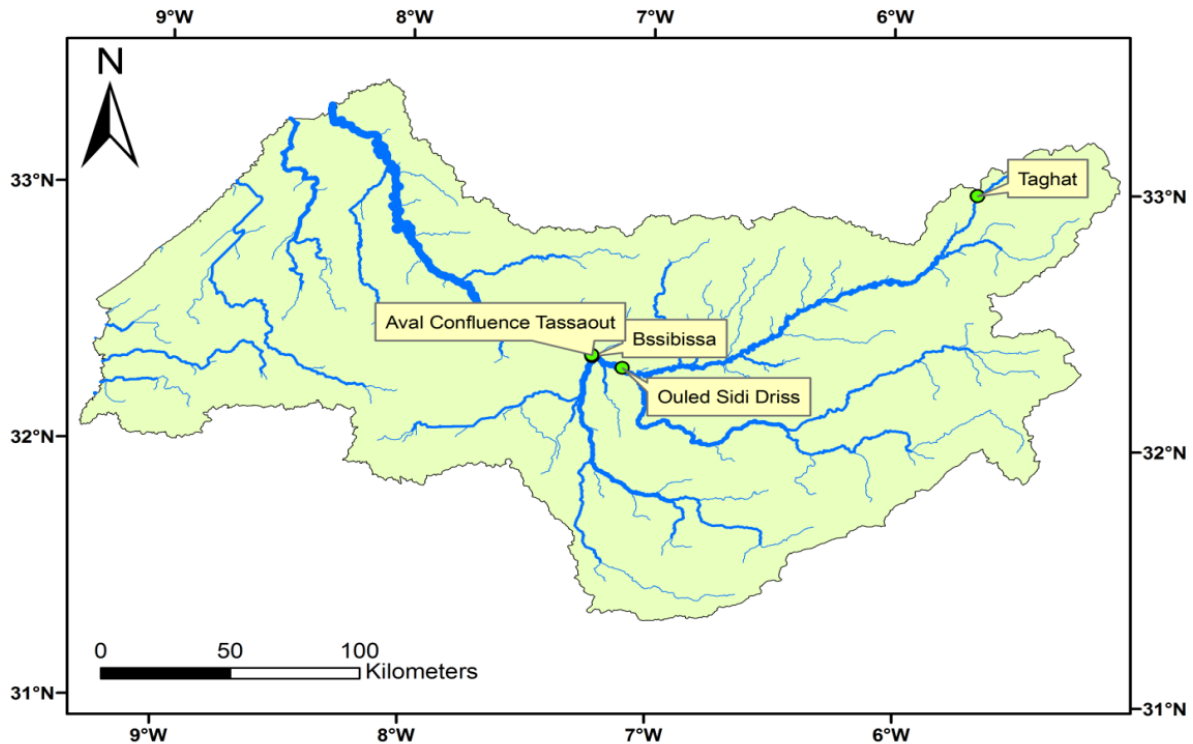


Figure 39 : Localisation des stations météorologiques.

Les fluctuations des paramètres physico-chimiques dans le karst restent sous l'étroite dépendance des variations du régime hydraulique. Ceci tient au fait que la minéralisation acquise par les eaux karstiques dépend à la fois de l'environnement géochimique qu'elles rencontrent au cours de leur transit, mais également de leur temps de séjour au contact de cet environnement (Amraoui, 2005).

II.1.1. Faciès chimique des eaux

Sur le diagramme de Piper on a représenté les eaux échantillonnées au niveau des quatre stations météorologiques. La présentation permet de définir le faciès chimique des eaux et d'étudier l'évolution spatiotemporelle du chimisme d'une eau ou d'un aquifère.

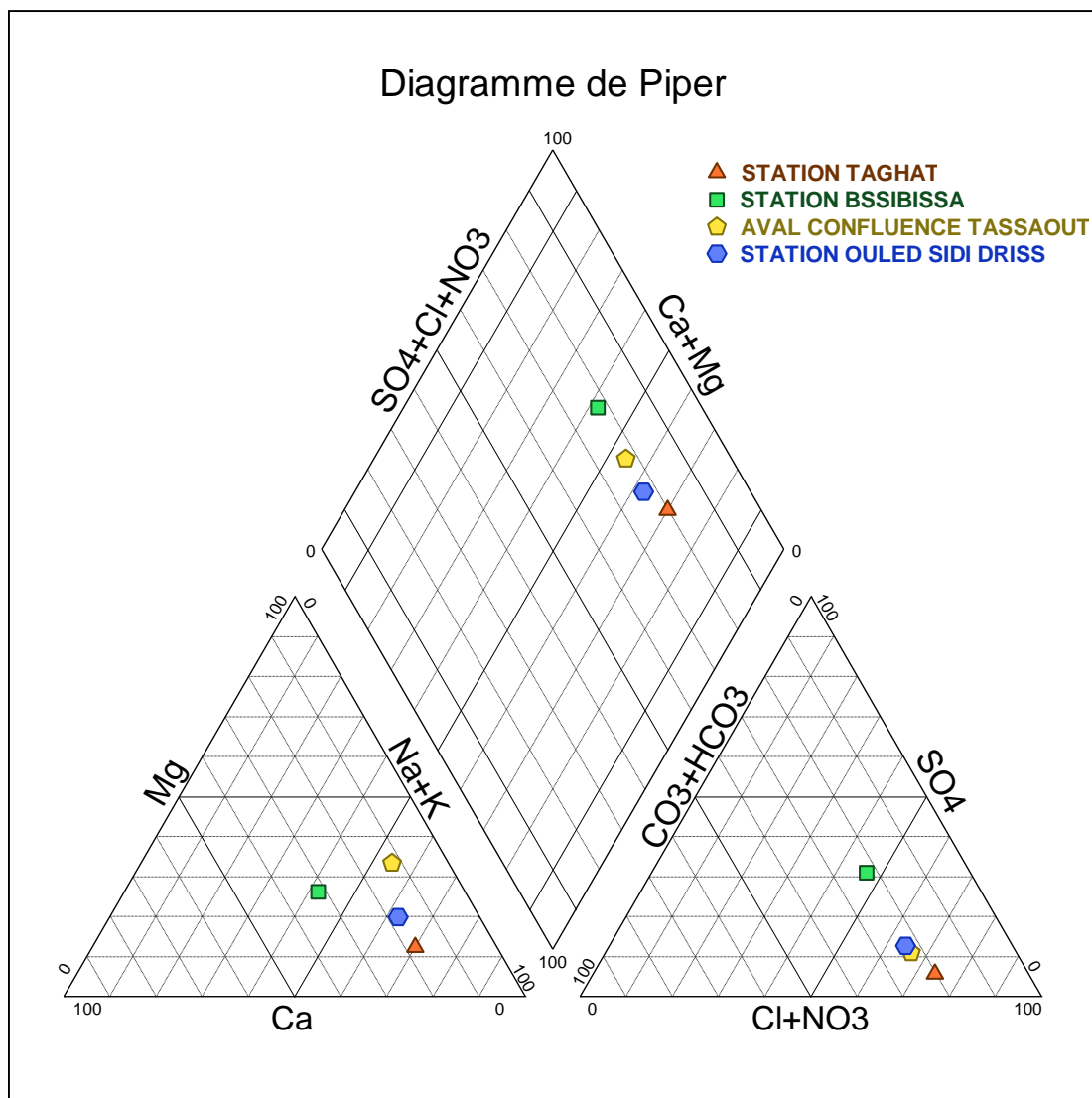


Figure 40 : Projection de la composition chimique des eaux de surface du bassin versant d'Oum Er-Rbia sur le diagramme de Piper.

On trouve d'après le diagramme de Piper (figure 40), que les eaux appartiennent principalement au faciès chloruré sodique potassique, plus ou moins sulfaté. En suivant le sens de l'écoulement de l'amont (station Taghat) vers l'aval (station Bssibissa), on remarque que l'évolution hydrochimique des eaux se fait par un appauvrissement progressif en bicarbonates, et un enrichissement en chlorures et en sulfates. Cette augmentation en éléments chimiques et particulièrement en chlorures attestent du rôle joué par les niveaux lithologiques du Trias (argiles salifères) dans la contamination et la dégradation de la qualité des eaux.

Les données de la composition chimique des eaux ont permis de tracer sur le diagramme logarithmique Schoeller les courbes correspondant à la composition chimique de chaque eau. Une telle représentation a l'avantage de pouvoir comparer plusieurs types d'eaux sur la base de leurs teneurs absolues en éléments chimiques.

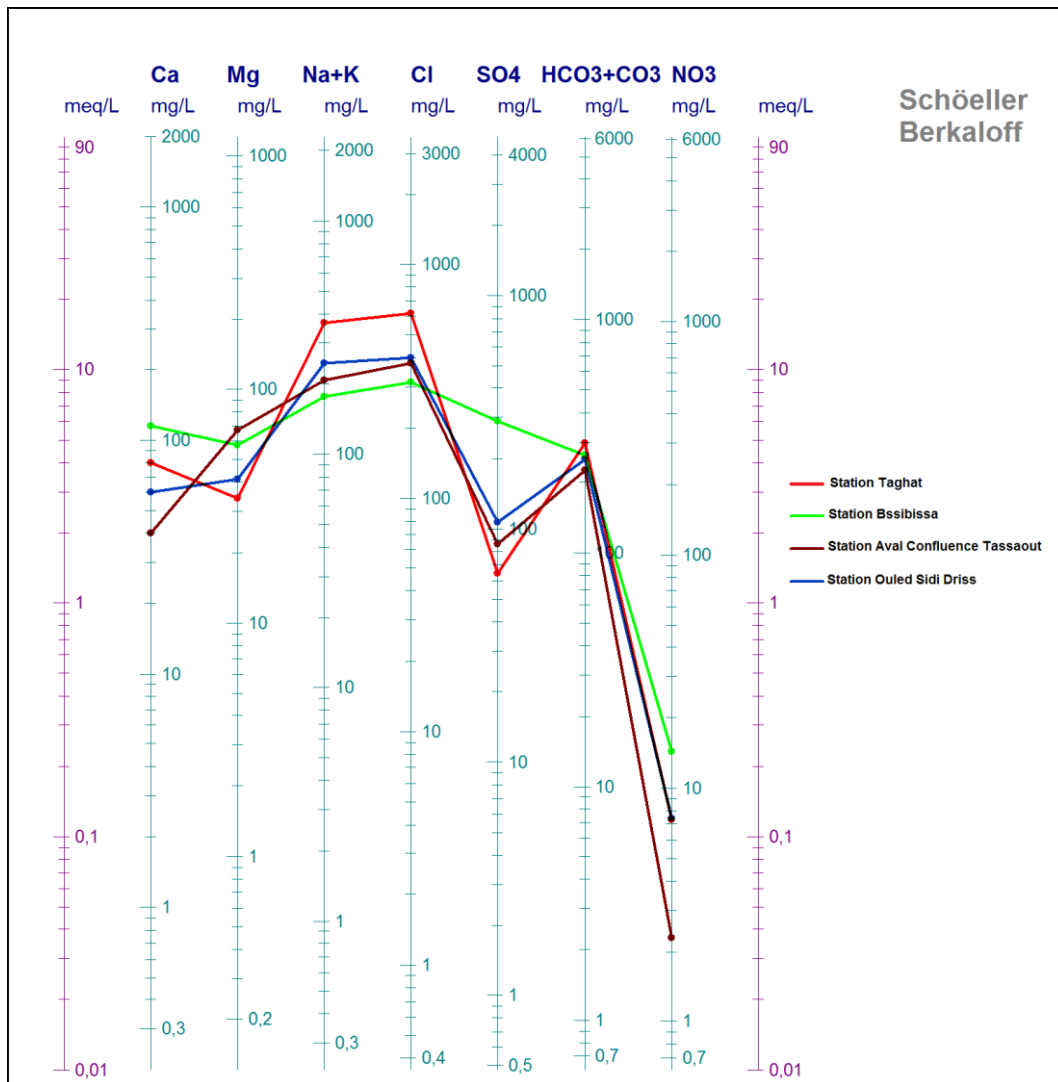


Figure 41 : Projection de la composition chimique des eaux de surface du bassin versant d'Oum Er-Rbia sur le diagramme de Schoeller.

Le diagramme Schoeller (figure 41) confirme principalement que le faciès chimique dominant est le faciès chloruré sodique potassique qui indique un état de salinité.

Le diagramme montre également que tous les échantillons présentent presque le même type de minéralisation. Toutefois, elle est légèrement plus élevée pour les eaux de la station Bssibissa avec des concentrations importantes en sulfates et en calcium. Cette plus forte minéralité de ces eaux pourrait être due à la localisation de cette station près des formations évaporitiques.

II.2.1. Synthèse des analyses chimiques faites sur les données de la station de Taghat

Afin d'avoir quelques informations générales sur la chimie des eaux de la zone d'étude, on a sélectionné les données de la station de Taghat qui est la plus représentative de cette étude vu sa localisation au cœur du système karstique de la Haute Oum Er-Rbia et aussi pour sa proximité des trois grottes étudiées.

Le suivi hydrochimique de ce point d'eau a été réalisé sur un cycle entier avec un pas d'échantillonnage de trois mois : 10/2011, 02/2012, 05/2012 et 07/2012.

➤ Conductivité et température

La conductivité électrique est un paramètre important qui témoigne de la variabilité du chimisme de l'eau. Ce paramètre est fortement lié à la température des eaux.

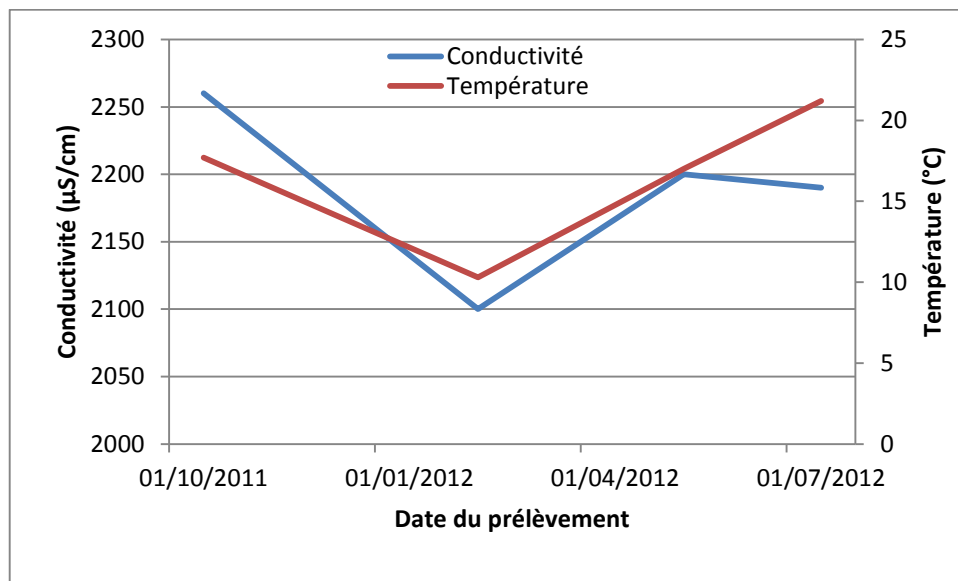


Figure 42 : Variation de la conductivité et de la température à Taghat.

Les variations de la température et de la conductivité (figure 42) sont de grande amplitude avec les températures minimales entre janvier et mai. La tendance générale de la température est classique, soumise aux variations saisonnières. Les eaux échantillonnées correspondent à des eaux à minéralisation moyenne (1000 à 3000 µS/cm). La forte corrélation entre la température et la conductivité peut être expliquée par un écoulement karstique rapide en conduits.

➤ **Éléments chimiques caractéristiques du fonctionnement du système karstique**

L'essentiel de la minéralisation d'une eau karstique provient des éléments fondamentaux, calcium (Ca^{2+}) et bicarbonates (HCO_3^- principalement), qui entrent dans la réalisation des équilibres calco-carboniques. Il ne faut pourtant pas négliger les autres ions en solution, ces éléments caractéristiques : Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} sont à l'origine d'autres équilibres minoritaires. Ils peuvent être apportés à l'eau karstique à différents stades de son transit dans le massif. La mise en solution peut se produire lors des précipitations, au contact du sol ainsi qu'au contact des formations aquifères traversées (Lopez, 2009).

➤ **Bicarbonates et calcium**

En termes de teneurs en bicarbonates (HCO_3^-) et en calcium (Ca^{2+}) les eaux de surface du bassin versant de la Haute Oum Er-Rbia représentent des concentrations élevées dont la moyenne est de l'ordre de 277 mg/l et 54 mg/l pour HCO_3^- et Ca^{2+} respectivement. Ces concentrations reflètent le faciès bicarbonaté calcique de l'aquifère karstique.

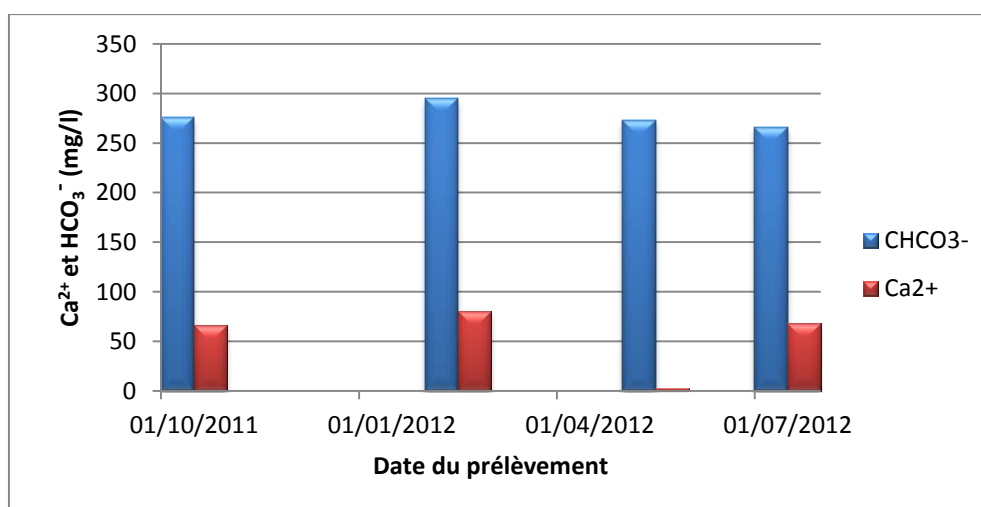


Figure 43 : Variation de la concentration des eaux en HCO_3^- et en Ca^{2+} .

➤ **Chlorures et potassium**

Les eaux étudiées représentent des concentrations significatives en Cl^- et Na^+ (figure 44). En général, Cl^- et Na^+ sont peu abondants dans les eaux karstiques sauf dans des conditions particulières (proximité de formations évaporitiques). Les chlorures de sodium (NaCl) sont des substances très solubles à cinétiques de dissolution très rapides. Les deux ions Cl^- et Na^+ représentent des variations similaires se qui implique leur origine unique qui est fort probablement lithologique lié aux formations triasiques.

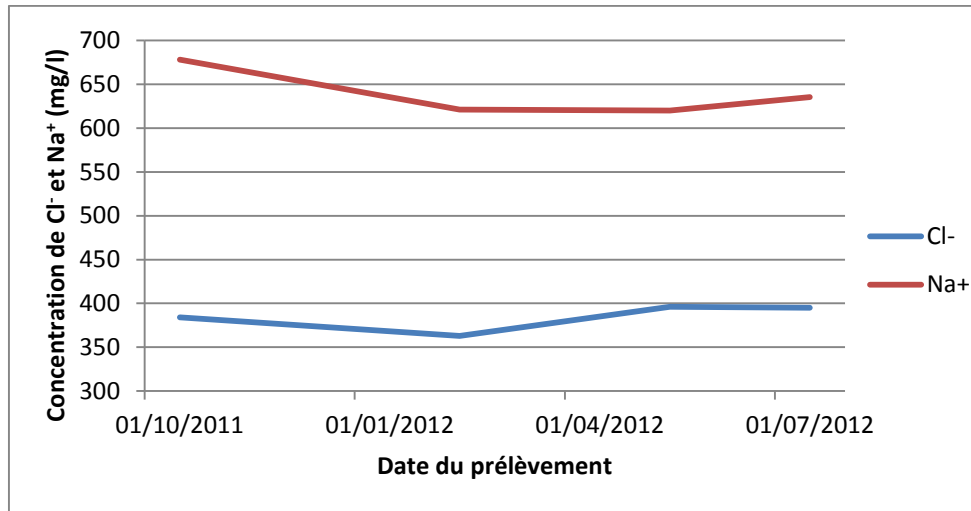


Figure 44 : Variation de la concentration des eaux en Cl⁻ et Na⁺.

➤ **Magnésium et sulfates**

Comme le calcium, le magnésium est fourni par des mises en solution de la roche constitutive du magasin, l'eau de pluie n'en contenant que de faibles quantités. Toutes les formations carbonatées contiennent du Mg²⁺ en quantité variable suivant la pureté du calcaire constitutif.

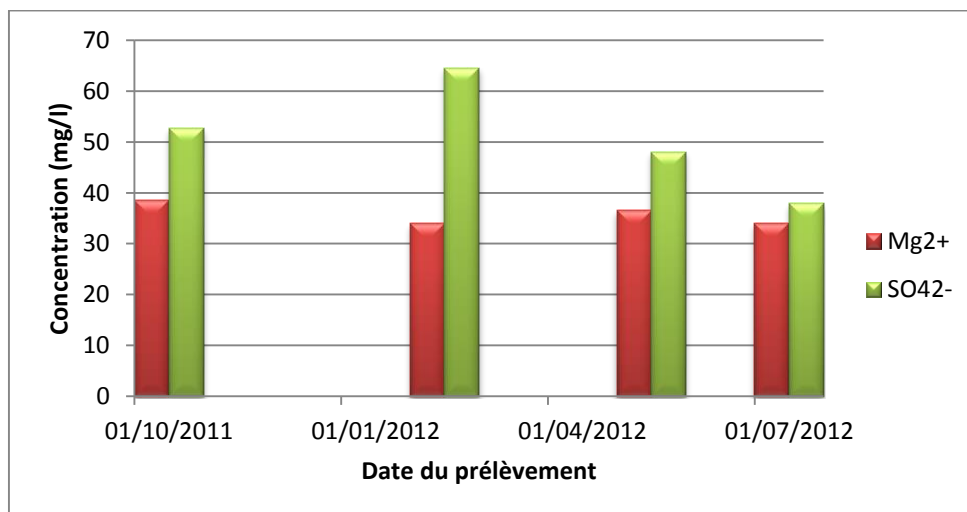


Figure 45 : Variation de la concentration des eaux en Mg²⁺ et SO₄²⁻.

Les eaux étudiées sont riches en sulfates avec une moyenne de 50 mg/l. En effet, le sol constitue l'un des premiers vecteurs de pollutions éventuelles en sulfates. Les activités agricoles et notamment viticoles favorisent grandement les fortes concentrations en SO₄²⁻ dissous dans les eaux. Les pluies fournissent également des quantités non négligeables, variables dans le temps et dans l'espace. Cette pollution est liée à la présence de soufre dans l'atmosphère qui subit une double oxydation suivie d'une hydratation.

II.2 Caractéristiques chimiques des eaux d'infiltration : grotte Ifri N'Chikh

Les eaux de quatre points d'eau (IFW1 et IFW2 des suintements, IFW3 du grand lac souterrain et IFW4 d'une petite marée formée par la présence de seuils hydrauliques) de la grotte Ifri N'Chikh ont été prélevées et analysées.

II.2.1. Faciès chimique des eaux

D'après la projection des analyses chimiques des eaux sur le diagramme de Piper, toutes les eaux de la grotte Ifri N'Chikh présentent le même faciès hydrochimique bicarbonaté calcique. Ce faciès reflète la nature lithologique de l'encaissant constitué par les roches calcaires et des dolomites.

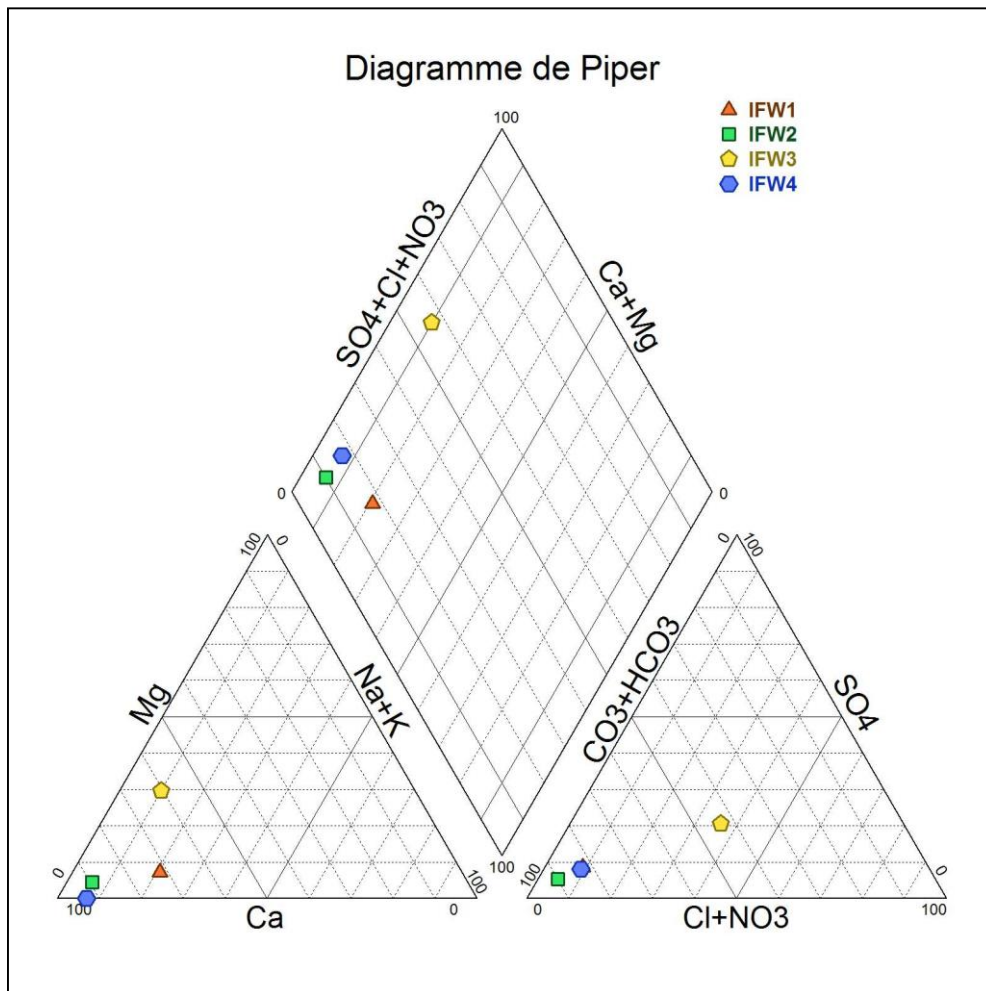


Figure 46 : Projection de la composition chimique des eaux de la grotte Ifri N'Chikh sur le diagramme de Piper.

Les eaux du grand lac souterrain (IFW3) montrent un enrichissement en chlorures, en sulfates, en magnésium et en nitrates (figure 47). La forte minéralisation de ces eaux peut être expliquée par leur temps de séjour élevé à l'intérieur de la grotte contrairement aux eaux de suintements et de la petite marée qui y sont récemment arrivées. Les faibles concentrations des eaux du lac en HCO_3^- et en Ca^{2+} sont dues à l'incorporation de ces ions dans la formation de la calcite. Cela est observé lors de la visite de la grotte, où on a remarqué la formation d'une mince pellicule de calcite à la surface des eaux du lac.

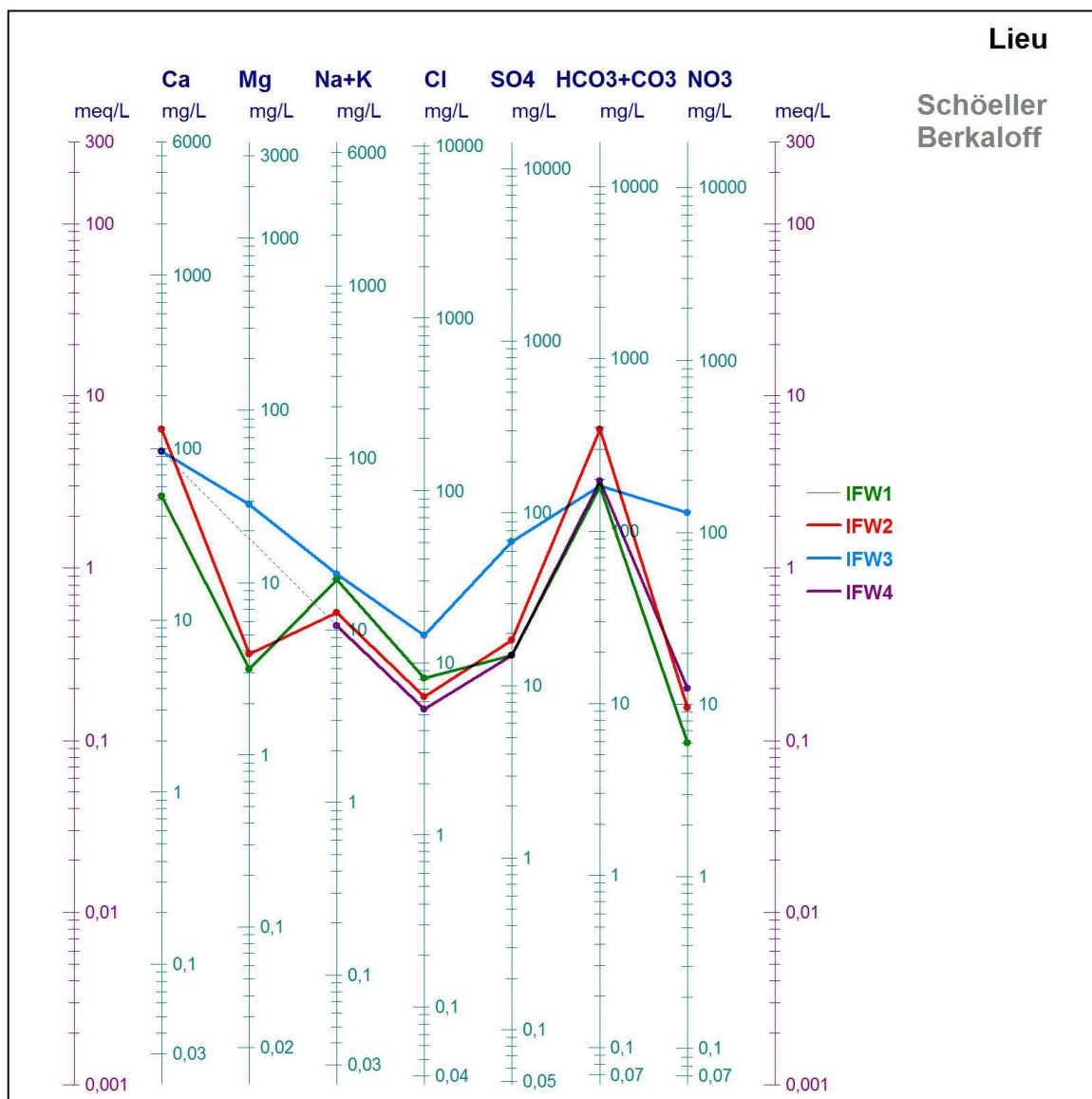


Figure 47 : Projection de la composition chimique des eaux de la grotte Ifri N'Chikh sur le diagramme de Schoeller.

II.2.2. Paramètres physico-chimiques

L'étude de la physicochimie des eaux étudiées a concerné d'une part, le suivi de la variabilité spatiale des paramètres physico-chimiques (température, conductivité, pH, potentiel Redox et oxygène dissous) mesurés *in situ* au niveau des différents points d'eau de la grotte. D'autre part, elle a concerné la chimie élémentaire de ces eaux (ions majeurs).

➤ pH et conductivité

Les premières données collectées sont les paramètres physico-chimiques de terrain : pH et conductivité mesurés *in situ* lors du prélèvement et dont le résultat est présenté dans le tableau (5).

Tableau 5 : Données mesurées *in situ* dans la grotte Ifri N'Chikh.

Echantillon	Code	pH	Conductivité (μS/cm)
Suintement	IFW1	7	707
Suintement	IFW2	6,41	678
Grand lac souterrain	IFW3	7,04	673
Petite marée	IFW4	7,44	461

Les eaux de la grotte représentent un pH plus au moins neutre. Le pH reste relativement stable pour toutes les eaux analysées de la grotte. Il oscille dans une gamme restreinte de 6,41 à 7,44. Cette dernière valeur correspondant aux eaux de la petite marée.

La conductivité des eaux de la grotte Ifri N'Chikh est élevée, les valeurs maximales sont enregistrées au niveau des eaux de suintements (678 et 707 μS/cm). Les eaux de la petite marée sont tout de même caractérisées par une valeur de conductivité plus faible (461 μS/cm) qui peut être expliqué par la participation d'eaux faiblement minéralisées.

Les fortes valeurs de conductivités mesurées soulignent l'importance de la minéralisation, confortant ainsi l'hypothèse d'une chasse d'eaux qui ont eu le temps de dissoudre la calcite en réalisant les équilibres du système calco-carbonique (Lopez, 2009).

II.2.3. Chimie élémentaire des eaux

Le tableau (6) contient l'ensemble des données élémentaires mesurées (cations : calcium, magnésium, sodium et potassium et anions : chlorures, sulfates, nitrates et bicarbonate) des eaux de la grotte Ifri N'Chikh pour les quatre points d'eau.

Tableau 6 : Données élémentaires de l'analyse des échantillons d'eau prélevés à la grotte Ifri N'Chikh pour quatre points d'eau.

Echantillon	CO ₃ ²⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	Br ⁻ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)
Suintement (IFW1)	0	181,2	52,2	3,1	5,7	14,0	0,19	5,97	14,96	8,17	0,12	0,06
Suintement (IFW2)	0	389,2	127,0	3,8	6,4	6,3	0,05	9,57	18,27	6,34	0	0,07
Grand lac souterrain (IFW3)	0	185	96,0	28,5	7,4	13,6	0,07	130,17	69,19	14,47	0,12	0,19
Petite marée (IFW4)	4,8	190	94,6	0	6,0	4,6	0,48	12,45	15,06	5,39	0	0,05

➤ Carbonates et bicarbonates

L'essentiel de la minéralisation d'une eau karstique provient principalement des ions bicarbonates, qui entrent dans la réalisation des équilibres calco-carboniques.

Etant donné dans un contexte lithologique constitué essentiellement des calcaires et calcaires dolomitiques, les concentrations en éléments chimiques : carbonates, bicarbonates, sont étroitement liées aux processus précipitation/dissolution caractérisant le système calco-carbonique.

Les eaux de la grotte représentent des concentrations très faibles en carbonates voir non détectables. Par contre, ces eaux sont marquées par des fortes concentrations en ions bicarbonates. La valeur maximale est 389 mg/l enregistrée pour les suintements IFW2 et la valeur minimale est enregistrée pour les suintements IFW1.

En termes de teneurs en bicarbonates ces suintements peuvent se répartissent en deux groupes, un groupe avec des concentrations faibles en bicarbonates qui se rapproche des écoulements rapides (inférieures à 250 mg/l) et un groupe avec des concentrations plus

élevées en bicarbonates qui se rapproche plus des écoulements lents pérennes (supérieures à 300 mg/l) (Perineau, 2013).

➤ Calcium

Le calcium introduit dans les eaux de la grotte provient particulièrement de la dissolution des roches calcaires. La concentration du calcium dans l'eau dépend du temps de séjour de l'eau dans ces formations riches en calcium.

Les teneurs des eaux de la grotte en cet élément sont relativement élevées allant de 52,2 mg/l pour IFW1 à 127 mg/l pour IFW2. Les eaux de la petite marée et du grand lac ont enregistré respectivement 94,6 et 96 mg/l de calcium. Les eaux des suintements au point IFW2 sont donc fortement chargées en ion Ca^{2+} . Nous estimons que ceci serait lié à l'importance du réservoir karstique duquel chutent les suintements.

➤ Magnésium

Pour le magnésium, les concentrations sont assez faibles en raison de l'absence de calcaire dolomitique dans le réservoir aquifère, varient dans les eaux de la grotte de 3,1 mg/l et 3,8 pour les suintements à 28,5 mg/l pour les eaux du grand lac souterrain.

Ces variations de concentration, observées à l'intérieur de la même zone au niveau de la grotte, ne peuvent pas s'expliquer par des changements locaux de faciès. Cette différence est donc assimilable à des temps de résidence plus ou moins long de l'eau du lac souterrain.

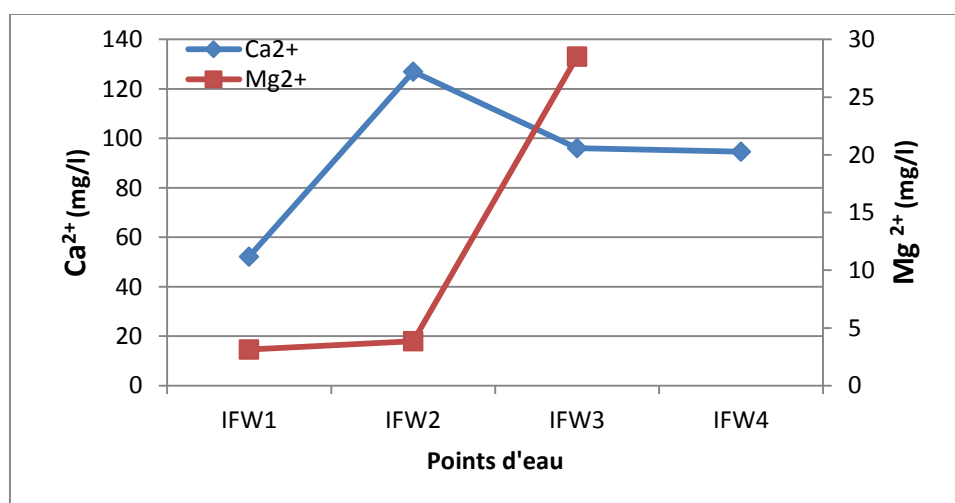


Figure 48 : Variation spatiale de la concentration des eaux de la grotte en calcium et en magnésium.

La figure (48) montre une évolution de calcium contraire à celle du magnésium. Dans un environnement carbonaté, l'enrichissement simultané de Ca^{2+} et l'appauvrissement de Mg^{2+} (ou le contraire) est expliqué surtout par le phénomène d'interaction eau roche comme la dissolution et la précipitation de la calcite.

➤ **Chlorure**

Pour sa part, le chlorure a une origine exclusivement météorique en l'absence de pollution anthropique ou de dépôts évaporitiques ce qui est le cas pour notre site d'étude de la grotte Ifri N'ckikh, expliquant ainsi des concentrations assez faibles inférieures à 8,17 mg/l et 6,34 mg/l pour les eaux des suintements, 5,39 mg/l pour la petite marée contre une teneur plus élevée de l'ordre de 14,47 mg/l pour l'eau du lac souterrain.

Cet élément qui se concentre dans les horizons de surface par évaporation est mobilisé de façon importante au moment des pluies grâce à une forte solubilité. Son lessivage peut alors s'effectuer avec un volume d'eau relativement faible et ainsi ne marquer qu'une partie de l'eau infiltrée.

➤ **Nitrate**

Les teneurs moyennes en nitrates des eaux de la grotte sont moyennes à élevées à savoir 5,97 et 9,57 mg/l pour les suintements, 12,45 mg/l pour la petite marée d'eau avec des concentrations dépassant 130 mg/l pour le grand lac souterrain.

Le nitrate n'est pas un ion autochtone des massifs calcaires. Bien qu'il puisse être présent naturellement dans les eaux, sa présence dans l'eau témoigne généralement de l'influence des activités humaines de surface.

En ce qui concerne les valeurs mesurées, nous ne sommes pas surpris puisque le secteur de la grotte présente des activités susceptibles d'apporter des nitrates telles que l'agriculture et l'élevage. Et les concentrations extrêmement élevées des eaux du grand lac souterrain sont principalement liées au temps de séjour élevé de ces eaux à l'intérieur de la grotte.

➤ **Sulfate**

Le sulfate est un traceur de l'infiltration. Sous certaines conditions, le sulfate rentre dans les processus d'oxydo-réduction qui ont lieu dans le système. En l'absence d'apports anthropiques, les apports de sulfate résultent principalement des eaux de pluies, en quantités importantes, variables dans le temps et l'espace. Cet enrichissement des eaux de pluies est lié à la présence de soufre dans l'atmosphère qui subit une double oxydation suivie d'une hydratation (Perineau, 2013).

Les concentrations plus au moins élevées des eaux de la grotte en sulfate (14,96 mg/l et 18,27 mg/l pour les suintements, 15 mg/l pour la petite marée d'eau et 69,19 mg/l pour le grand lac souterrain) s'expliquent probablement par l'existence à proximité de dépôts évaporitiques.

➤ **Sodium et potassium**

Les concentrations en ions potassium dans les eaux de la grotte Ifri N'Chikh sont relativement élevées, elles varient entre 5,7 et 7,4 mg/l. Les concentrations en ions sodium sont également très élevées, elles varient entre 4,6 et 14 mg/l. Ces concentrations sont probablement en relation avec le lessivage des sols argileux par les eaux d'infiltration. L'argile est présente dans les résidus de dissolution du calcaire dans l'épikarst, dans les sols, dans les altérites ou dans les recouvrements.

➤ **Strontium**

Sur le plan méthodologique, le strontium a été souvent utilisé en hydrogéologie par de nombreux auteurs et le rapport ionique en concentration molaire Sr/Ca est caractéristique d'une origine évaporitique lorsqu'il est supérieur ou égal à 1‰ (Khalil et al, 2004).

L'analyse de la concentration des eaux de la grotte Ifri N'Chikh en Strontium est réalisée par ICP. Les résultats sont représentés dans le tableau (7).

Tableau 7 : Teneurs des eaux de la grotte Ifri N'Chikh en Sr et en Mg ainsi que le rapport Sr/Ca.

	Sr (mg/l)	Ca (mg/l)	Sr/Ca (‰)
IFW1	0,1088	52,2	2,08
IFW2	0,1056	127,0	0,83
IFW3	0,1284	96,0	1,34
IFW4	0,0674	94,6	0,71

L'utilisation du rapport Sr/Ca a permis de distinguer :

- un premier groupe dont le rapport Sr/Ca < 1‰, représente les eaux de suintements IFW1 et les eaux du grand lac souterrain. Ces eaux sont probablement issues des calcaires liasiques sans aucun rapport avec le Trias salifère;
- un deuxième groupe avec un rapport Sr/Ca > 1‰, représente les eaux de suintements IFW2 et les eaux de la petite marée qui peuvent être issues des horizons évaporitiques.

On peut conclure que les calcaires dans lesquels s'ouvre la grotte contiennent des intrusions évaporitiques non homogènes sur toute la zone d'infiltration.

III. Etude du comportement des isotopes stables des eaux et des carbonates des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi

La composition isotopique des eaux ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) et des carbonates ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi a été étudié.

III.1. Isotopes stables de l'eau : oxygène (^{18}O) et deutérium (^2H ou D)

L'oxygène 18 et le deutérium sont des constituants de l'eau naturelle. Ils sont conservatifs dans le système hydrogéologique et sont du fait de bons éléments pour l'analyse du cheminement de l'eau. Faute de panne du spectromètre de masse et de temps, une seule valeur est obtenue pour la caractérisation isotopique des eaux des grottes est celle de l'eau de la grotte Ali Oulghazi.

III.1.1. Marquage isotopique : les droites météoriques

L'évènement pluvieux est à l'origine de toute infiltration, écoulement, transit d'eau dans un aquifère. Il est donc naturellement le point de départ de toutes les études menées sur les systèmes hydrogéologiques.

Si l'on trace la relation $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ d'eaux de précipitations échantillonnées sur toute la surface de la planète, on remarque que ces points définissent une relation linéaire. Quels que soient les points considérés, on retrouve toujours une relation proche de la ligne météorique globale mise en évidence par Craig (1961) : $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$.

Cette droite est toujours considérée en première approximation comme la norme, les points s'écartant de cette droite étant «atypiques». Les lignes météoriques locales sont des références très utiles et indispensables pour toute application des isotopes stables. Ces droites sont influencées par les points de mesure considérés et surtout par la région du globe pour laquelle elles sont établies (Etcheverry, 2002).

Pour la situation de l'eau de la grotte Ali Oulghazi par rapport à la région du Moyen Atlas, on l'a comparé avec la composition isotopique des pluies de la station de Beni Mellal en se basant sur les données du réseau GNIP (*Global Network Isotopes Precipitation*) mis en place par l'AIEA (*International Atomic Energy Agency*).

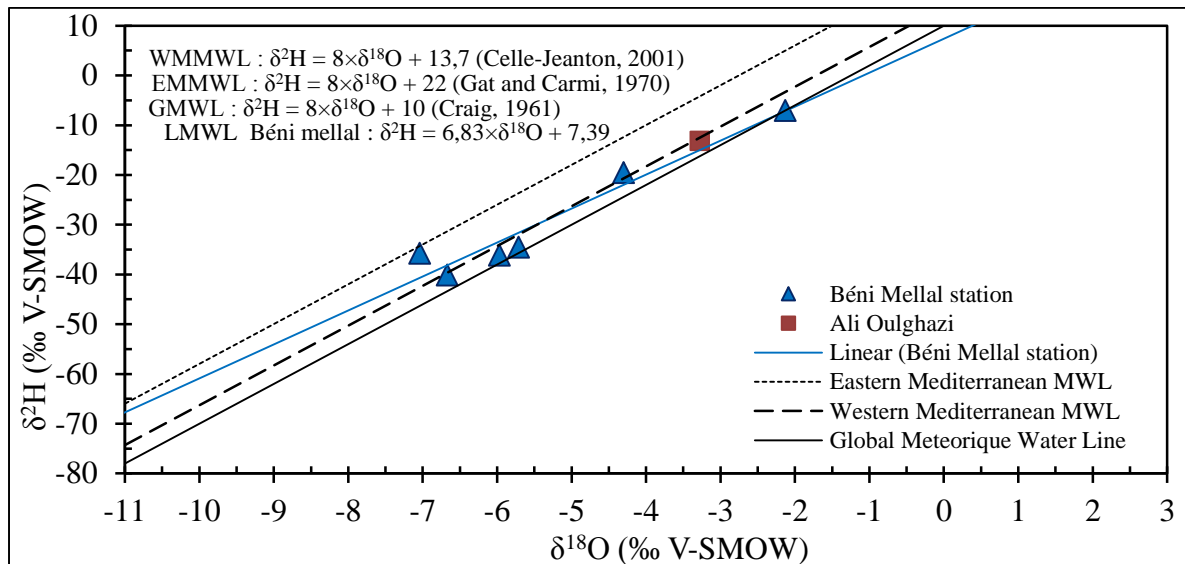


Figure 49 : Composition isotopique (deutérium et oxygène-18) de l’eau de la grotte Ali Oulghazi et des eaux météoriques locales (station de Beni Mellal).

A Beni Mellal, la relation entre les teneurs en oxygène 18 et en deutérium dans les pluies, calculée par régression linéaire sur 6 échantillons, s’exprime selon l’équation : $\delta^2\text{H} = 6,83 \times \delta^{18}\text{O} + 7,39$. Cette expression est plus proche de l’équation de la ligne météorique méditerranéenne et la différence de pente n’est pas assez significative ce qui prouve l’origine méditerranéenne de ces pluies.

L’eau prélevée au niveau de la grotte Ali Oulghazi est enrichie en isotopes lourds par rapport aux eaux météoriques de la station de Beni Mellal indiquant son caractère évaporé. En effet, lors de la visite de la grotte Ali Oulghazi on a remarqué que celle-ci est caractérisée par une température élevée qui est probablement à l’origine de l’évaporation des eaux météoriques après leur arrivée dans la cavité.

III.1.2. Gradients altimétriques dans le Moyen Atlas

A partir de plusieurs stations situées à différentes altitudes, il est possible de déterminer un gradient altitudinal des teneurs isotopiques des précipitations. Les études menées par Marcé (1975) ont montré l’existence d’une relation entre la température, l’altitude et la composition isotopique en oxygène. Cette méthode approchée, permet cependant d’avoir une idée de l’altitude des zones d’alimentation. La relation linéaire adaptée donne un gradient altimétrique de 18/350 mètres.

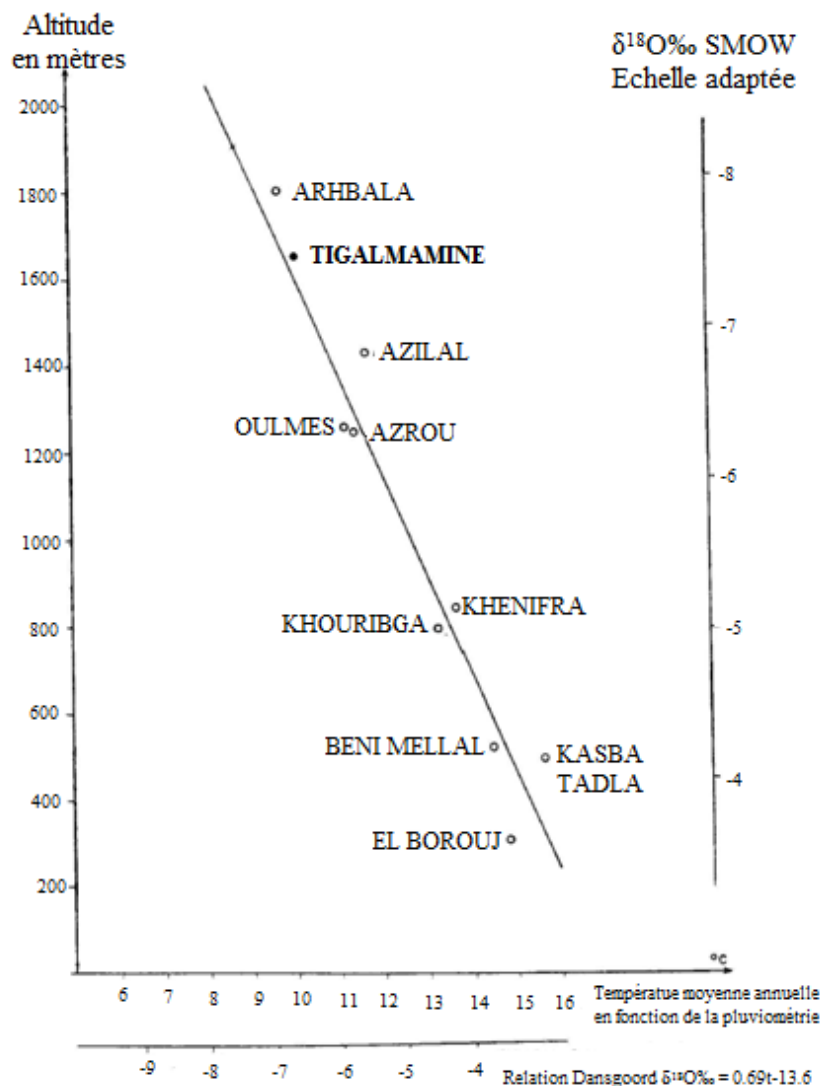


Figure 50 : Relation température, altitude et compositions isotopiques en oxygène-18 dans quelques stations du Moyen-Atlas (Marcé, 1975 modifié par Benkaddour, 1993).

A partir de ces données, on peut supposer que la teneur isotopique de l'eau de la grotte Ali Oulghazi qui se situe à 954 m d'altitude doit être proche de -5 ‰ pour l'oxygène 18. Or, la valeur mesurée est de l'ordre de -3,28 ‰ ce qui affirme que les eaux de cette grotte ont subies une évaporation qui a entraîné cet enrichissement en ^{18}O .

III.2. Etude isotopique des carbonates des grottes Ali Oulghazi et Boutirsal

L'utilisation des isotopes stables des carbonates dans les reconstitutions des paléoenvironnements repose sur le fait que ces minéraux enregistrent les signaux isotopiques de leur milieu de formation (Benkaddour, 1993).

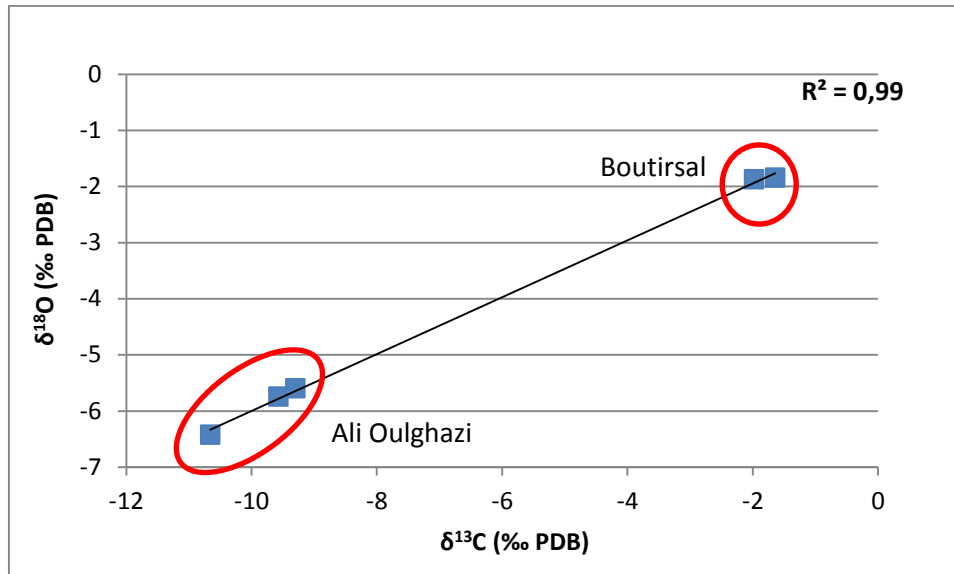


Figure 51 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi.

Les variations de $\delta^{18}\text{O}$ se corrèlent positivement avec celles du $\delta^{13}\text{C}$ sur les concrétions carbonatées des deux grottes. Le diagramme $\delta^{18}\text{O}$ Vs $\delta^{13}\text{C}$ de ces dosages (figure 51) témoigne d'une forte corrélation positive entre les valeurs mesurées ($R^2=0,99$). Cela pourrait être le signe d'une précipitation hors des conditions d'équilibre isotopique, légèrement influencée par des processus cinétiques et de l'évaporation (Couchoud, 2008).

Les rapports des isotopes stables mesurés au niveau des carbonates de la grotte Ali Oulghazi se situent entre -5,59 ‰ et -6,42 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre -9,3 ‰ et -10,66 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$. Tandis que, ceux mesurés sur les carbonates de la grotte Boutirsal se situent entre -1,64 ‰ et -1,98 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ et entre -1,84 ‰ et -1,87 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$. Ces valeurs montrent ainsi une amplitude de variation, entre les échantillons appartenant à la même grotte, qui paraît relativement réduite.

La différence des compositions isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) des carbonates des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi est étudiée. Nous verrons dans ce paragraphe les facteurs influant cette variation.

➤ Oxygène 18

Les carbonates de la grotte Boutirsal montrent un enrichissement en ^{18}O de l'ordre de 4,06‰ par rapport à la grotte Ali Oulghazi. Pour expliquer cette différence en ^{18}O entre les deux grottes, on doit définir les facteurs contrôlant la variation du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite. Les quatre facteurs contrôlant essentiellement ces variations citées par Gewalt (1981) sont :

- 1- **L'effet des variations de la température de la grotte** : la température au moment de la précipitation de la calcite agit sur le facteur de fractionnement isotopique qui, lui-même détermine le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite. La dépendance du coefficient de fractionnement à la température, déterminée expérimentalement, est égale à $\sim -0,24 \text{ ‰/}^\circ\text{C}$. Cela signifie que le fractionnement est plus important aux basses qu'aux hautes températures: pour une augmentation de température de la cavité de 1°C , le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite diminuerait de 0,24 ‰.
- 2- **L'effet des modifications de la pluviosité** : le gradient de la température entre le site d'évaporation (l'océan) et le site de précipitation (au-dessus de la grotte) agit sur le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de pluie du site étudié. La vapeur d'eau issue des océans tropicaux s'appauvrit en $\delta^{18}\text{O}$ jusqu'à sa précipitation sur le site. Si l'eau de pluie s'appauvrit en isotopes lourds, quand la température diminue, le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite diminuera donc aussi.
- 3- **L'effet météorologique** : il agit de manière locale sur la pluviosité et est dû par exemple à la distribution saisonnière des précipitations, à la proximité des calottes glaciaires, à la fréquence des orages, etc. Le sens et l'ampleur des variations qu'introduit cet effet sur la composition isotopique des eaux de pluie sont encore mal connus.
- 4- **L'effet du volume de glace** : comme H_2^{16}O passe avec une probabilité plus grande que H_2^{18}O en phase vapeur, le contenu en ^{18}O des océans augmente lorsque la température diminue, car les grands glaciers qui s'installent sur les continents constituent un stock d'eau enrichi en ^{16}O . Ce stock reste indisponible dans le cycle de l'eau tant que la glace n'a pas fondu. Cet effet a pour conséquence une modification de la composition des eaux de pluie en ^{18}O , ce qui implique un changement du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des concrétions.

Cette discussion sur les facteurs qui influencent le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite montre la complexité d'un problème qui a opposé différents auteurs.

En absence d'analyse de la composition isotopique des eaux d'infiltration des grottes, la meilleure façon d'interpréter les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des concrétions entre les deux grottes Boutirsal et Ali Oulghazi est de postuler qu'elles sont en grande partie contrôlées par les variations du fractionnement sous l'effet de la température des cavités.

Ceci étant admis, nous interpréterons ainsi l'enrichissement des carbonates de la grotte Boutirsal en ^{18}O comme consécutive à un refroidissement par la basse température de surface de la grotte qui résulte à son tour de son altitude (1910m). Par contre, la grotte Ali Oulghazi dont les carbonates sont relativement appauvris en ^{18}O se situe juste à 954m d'altitude. Avec presque 1000 m de dénivelée, rappelons aussi que lors de la visite cette grotte on a remarqué une température élevée à l'intérieur de la cavité d'où l'appauvrissement des carbonates de cette grotte en ^{18}O par rapport à la grotte Boutirsal.

Le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des spéléothèmes dépend également du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau d'infiltration à partir de laquelle elle a précipité. Plusieurs études montrent que le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau d'infiltration, est très proche de la moyenne du $\delta^{18}\text{O}$ de la pluie pondérée de la quantité d'eau associée (Genty et al., 2006; Wainer, 2004; Yonge et al., 1985). Le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi reflètent le $\delta^{18}\text{O}$ moyen annuel des pluies au-dessus des grottes. Ce dernier varie entre -2,13 et -7,04 ‰ pour les pluies de la station de Beni Mellal (figure 49).

➤ Carbone 13

Le $\delta^{13}\text{C}$ de la concrétion dépend du fractionnement isotopique du C entre l'eau et la calcite, et du $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique dissout dans l'eau de percolation. Le fractionnement est peu dépendant de la température. Par conséquent, si l'équilibre isotopique est respecté, les variations de la composition isotopique du carbone dans la calcite des spéléothèmes correspondent à des variations du $\delta^{13}\text{C}$ des espèces dissoutes dans l'eau de percolation ou des conditions de précipitation (Couchoud, 2008).

Le carbone des spéléothèmes peut provenir de trois différentes sources majeures: l'atmosphère ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} = -7 \text{ ‰}$), le sol ($-26 < \delta^{13}\text{C}_{\text{biogénique}} < -10 \text{ ‰}$), et la roche carbonatée encaissante ($\delta^{13}\text{C}_{\text{encaissant}} = -5 \text{ à } +2 \text{ ‰}$). L'eau de percolation se charge en CO_2 principalement lors de son passage dans le sol où la pression partielle de CO_2 (PCO_2) est bien

plus forte que dans l'atmosphère (~ 200 fois plus). Toutefois, la pression de CO₂ atmosphérique influe sur la pression de CO₂ du sol puisque ces deux réservoirs communiquent. Cette dernière dépend également de la respiration racinaire et de la dégradation de la matière organique (Couchoud, 2008).

La composition isotopique du carbone dans un spéléothème de calcite déposée à l'équilibre dépend essentiellement du $\delta^{13}\text{C}$ initial du carbone inorganique dissout (CITD) dans les eaux d'alimentation (Couchoud, 2008). Par conséquent, la différence du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates entre la grotte Ali Oulghazi et Boutirsal est probablement liée à la différence de l'origine du CITD. Afin de préciser l'origine du CITD des grottes, une comparaison entre le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates des grottes étudiées et d'autres sources du ¹³C au voisinage de celles-ci semble indispensable.

III.3. Comparaison des données isotopiques des carbonates obtenues pour les grottes avec d'autres enregistrements régionaux

Les données isotopiques concernant les carbonates sont très rares dans la région du Moyen-Atlas. Il est aussi difficile de donner une vision isotopique représentative du site d'étude en se basant sur les quelques données disponibles ou sur les données des régions les plus proches. Quelques sources du carbone 13 ont été sélectionnées pour effectuer des comparaisons avec l'enregistrement des carbonates des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi. Il s'agit des enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ des dolomites détritiques représentant les roches carbonatées du bassin versant ainsi que le $\delta^{13}\text{C}$ du Carbone Inorganique Total Dissout (CITD) des eaux de surface et souterraines du lac Tigalmamine obtenus à partir des études de Benkaddour (1993).



Figure 52 : Localisation des grottes Boutirsal et Ali Oulghazi par rapport au lac Tigalmamine.

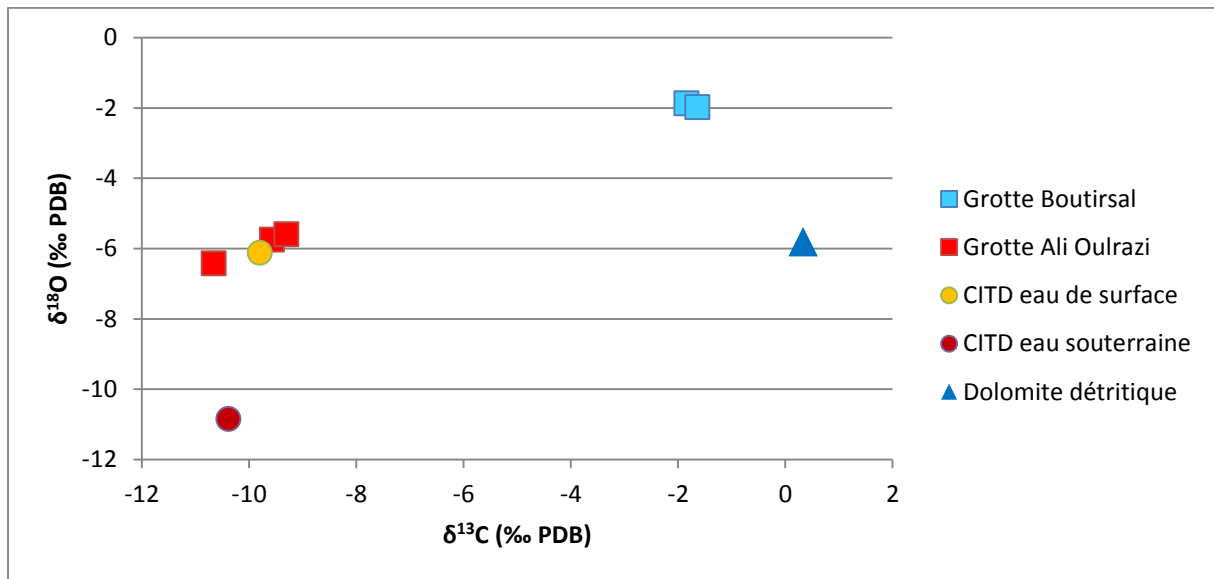


Figure 53 : Teneurs en δ^{13} et en $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates des grottes Ali Oulghazi et Boutirsal, de la dolomite détritique ainsi celles du CITD des eaux de surface et souterraines du lac Tigalmamine.

La calcite formée dans les grottes lors de la précipitation présente généralement un $\delta^{13}\text{C}$ calculé à -11,1 ‰ et appauvri par rapport au $\delta^{13}\text{C}$ de la matrice carbonatée (dolomite détritique) voisin de zéro. Ces valeurs négatives sont mesurées sur les spéléothèmes récents et anciens par plusieurs auteurs et elles varient de -3‰ à -13‰ selon les études (Peyraube, 2011).

La différence des teneurs $\delta^{13}\text{C}$ du CITD entre les eaux des sources et les eaux des lacs n'est pas très importante (Figure 53). On ne note qu'un léger enrichissement qui pourrait être le résultat de la mise en contact des eaux avec l'atmosphère.

Les carbonates de la grotte Ali Oulghazi montrent des teneurs isotopiques très proches de celles du CITD des eaux de surface du lac Tigalmamine et des teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ proches de celles du CITD des eaux souterraines avec des valeurs plus élevées pour le $\delta^{18}\text{O}$.

Concernant la grotte Boutirsal, ses carbonates montrent un enrichissement important en isotopes ^{13}C et ^{18}O par rapport au CITD des eaux de surface et souterraines de Tigalmamine. Cependant, les carbonates de cette grotte représentent des teneurs isotopiques plus au moins proches de celles de la dolomite détritique avec un $\delta^{13}\text{C}$ relativement plus faible contre un $\delta^{18}\text{O}$ plus élevé.

Dans le diagramme $\delta^{13}\text{C}=f(\delta^{18}\text{O})$, les points de la grotte de Boutirsal sont plus proches du pôle détritique que du CITD. Et puisque les carbonates détritiques gardent généralement la signature isotopique de la roche mère (Benkaddour, 1993) cela prouve que la proportion de carbone provenant de la roche encaissante dans l'eau d'infiltration de la grotte peut donc être considérée comme majeure.

Inversement pour la grotte Ali Oulghazi où ces points sont plus proches du pôle CITD des eaux de surface. Ce CITD correspond au CITD des eaux d'alimentation des carbonates provenant du CO_2 atmosphérique dont le $\delta^{13}\text{C} = -7 \text{ ‰}$ (Couchoud, 2008) proche du $\delta^{13}\text{C}$ moyen mesuré dans les carbonates de cette grotte et qui est de l'ordre de $-9,84 \text{ ‰}$.

Conclusion

Le présent travail effectué sur le système karstique au voisinage des grottes Boutirsal, Ali Oulghazi et Ifri N'Chikh dans la région du Moyen Atlas, a mis en évidence la diversité des facteurs intervenant dans la caractérisation d'un tel système. Les approches utilisées (comportement hydrologique, réponse chimique et géochimie isotopique) s'avèrent complémentaires. Ceci montre la complexité de l'étude de tels systèmes karstiques, influencés par plusieurs facteurs variés.

Après une synthèse bibliographique dans le premier chapitre sur les systèmes karstiques, les spéléothèmes et les fractionnements isotopiques ; le deuxième chapitre de ce mémoire, est attaché à dégager à travers une synthèse bibliographique les principales caractéristiques géologiques, climatiques et hydrologiques des bassins étudiés. Sur le plan hydrogéologique, deux niveaux semblent les plus importants régionalement : les calcaires liasiques et les formations Triasiques.

Dans le dernier chapitre, l'étude hydrologique a permis de caractériser le bassin versant de la Haute Oum Er-Rbia à différentes stations. L'étude des débits des cours d'eau et des sources et leur réponse aux précipitations a permis de constater une corrélation Pluies-débits relativement importante ce qui nous permis de conclure qu'on est en présence d'un impluvium très vaste et un aquifère très complexe.

L'étude des caractéristiques physicochimiques des eaux de surface pour la station Taghat atteste du rôle joué par les niveaux lithologiques du Trias (argiles salifères) dans la contamination des eaux.

L'étude de la chimie des eaux d'infiltration de la grotte Ifri N'Chikh montre que la conductivité électrique, est exprimée majoritairement par le calcium et les bicarbonates. Elle reflète ainsi le faciès bicarbonaté calcique de l'aquifère karstique. Sur l'ensemble du système, la chimie des eaux présente une grande variation, avec des eaux peu minéralisées (eaux d'infiltration de la grotte Ifri N'Chikh) à des eaux très minéralisées (eaux de surface de la station Taghat).

Concernant l'étude isotopique des eaux et des carbonates des grottes Ali Oulghazi et Boutirsal, celle-ci a permis d'avoir un aperçu sur le comportement isotopique des eaux et des carbonates de ces cavités. Les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de la grotte Ali Oulghazi doivent être compris théoriquement entre -5 à -6 ‰ compte tenu de son altitude (954m). Cependant, la

valeur mesurée est de l'ordre de -3,28 ‰ ce qui prouve que ces eaux sont soumises à l'évaporation. Malheureusement, à cause des problèmes de pannes des appareils analytiques, nous ne disposons pas d'assez de données pour avancer les interprétations.

La différence des teneurs des carbonates des grottes Ali Oulghazi et Boutirsal en $\delta^{18}\text{O}$ est probablement liée à la différence de température des deux grottes vu que celle-ci dépend de l'altitude. D'après les études, le $\delta^{18}\text{O}$ est d'autant plus élevé dans les basses températures. Cela qui explique l'enrichissement des carbonates de la grotte Boutirsal (1910m d'altitude) par rapport à ceux de la grotte Ali Oulghazi (954 m d'altitude).

La comparaison des $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates des grottes Ali Oulghazi et Boutirsal avec ceux du CITD des eaux de surface et souterrain de Tigelmamine ainsi qu'avec ceux de la dolomite détritique a permis de conclure que le $\delta^{13}\text{C}$ de la grotte Boutirsal est plus proche du $\delta^{13}\text{C}$ de la dolomite détritique tandis que le $\delta^{13}\text{C}$ de la grotte Ali Oulghazi reflète le $\delta^{13}\text{C}$ du CITD des eaux d'infiltration. Cela prouve que l'origine du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates de la grotte Boutirsal est l'encaissant tandis que le $\delta^{13}\text{C}$ provient du CO_2 atmosphérique.

Cette étude pluridisciplinaire a permis de caractériser la variabilité hydrologique, chimique et isotopique spatiale du système karstique étudié, qui témoigne de la complexité structurale et fonctionnelle des réseaux karstiques au voisinage des grottes Boutirsal, Ali Oulghazi et Ifri N'Chikh au Moyen Atlas.

Références bibliographiques

ABHBC Agence du Bassin Hydraulique de Bouregreg et de la Chaouia. Note interne, 21 p..

ABHOER Agence du Bassin Hydraulique de l'Oum Er-Rbia. Note interne 15 p..

Amraoui F., (2005) - Contribution à la connaissance des aquifères karstiques : cas du Lias de la plaine du Sais et du Causse Moyen Atlasique tabulaire (Maroc). Thèse, Université Hassan II Ain Chock, Faculté des sciences, Casablanca, 249 p..

Benkaddour A., (1993) - Changements hydrologiques et climatiques dans le Moyen-Atlas marocain ; chronologie, minéralogie, géochimie isotopique et élémentaire des sédiments lacustres de Tigalmamine. Thèse, Université de Paris-Sud centre d'Orsay, 199 p..

Bitar K., Jouilil I., Delhi R., Hilali A., Benzha F., Kaoukaya A., Rhinane H., Baidder L. et Tahiri Met., (2013) – Evaluation qualitative et identification des sources de pollution du bassin versant de l'Oum Erbia, Maroc. Article, Faculté des Sciences Casablanca Maroc, 17 p..

Bounouira H., (2012) - Etude des qualit_es chimiques et g_eochimiques du bassin versant de Bouregreg. Thèse, Université Ibn Tofail, Faculté des sciences, 374 p..

Bourdin C., (2012) - Enregistrement des variations climatiques par les éléments traces dans les stalagmites. Thèse, Université Paris XI, Ecole doctorale 534 MIPEGE, 271 p..

Couchoud I., (2006) - Etude pétrographique et isotopique de spéléothèmes du sud-ouest de la France formés en contexte archéologique Contribution à la connaissance des paléoclimats régionaux du stade isotopique 5. Thèse, Université Bordeaux 1, Ecole doctorale de Sciences du Vivant, Géosciences et Sciences de l'Environnement, 346 p..

Couchoud I., (2008) – Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans les spéléothèmes : des archives paléoenvironnementales. Article, Institut de Préhistoire et Géologie du Quaternaire, France, 17 p..

Dorfliger N., Crochet Ph., Guerrin R., Jozja N., Marsaud B., M ondain P H., Muet Ph. et Plagnes V., (2010) - Les outils de l'hydrologie karstique pour la caractérisation de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques et l'évaluation de leur ressource. Guide technique, France, 246 p..

Elame F. et Farah A., (2008) - Gestion économique de l'eau au niveau des bassins versants : Application d'un modèle intégré de bassin versant (Loukkos et Tadla). Sous projet, Institut de l'économie agro-alimentaire et des ressources naturelles, Université de Bonn, 29 p..

El Jihad D., (2005) - Croissance urbaine et problèmes d'assainissement liquide et pluvial dans le bassin du Srou (Maroc central). Article, Laboratoire ICoTEM (EA n° 2252), Maison des sciences de l'homme et de la société (MSHS), Université de Poitiers, France, 12 p..

El Hadraoui Y., (2013) - Etude diachronique de l'occupation du sol et de modélisation des processus érosifs du bassin versant du Bouregreg (Maroc) à partir des données de l'Observation de la Terre. Mémoire, conservatoire national des arts et métiers, Ecole Supérieure des Géomètres et Topographes, 88 p..

Etcheverry D., (2002) - Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. Rapports de l'OFEG, Série Géologie No 2 – Berne, 71 p..

Fournier M., Rossi A., Mouhri A., Slimani S., Motelay A., Massei N. et Dupont JP., (2006) - Impact des aménagements des bétouires sur la turbidité des eaux : exemple du captage des Varras (Eure). Article, Université de Rouen Mont Saint Aignan cedex, 8 p..

Genty, D., Blamart, D., Ghaleb, B., Plagnes, V., Causse, C., Bakalowicz, M., Zouari, K., Chkir, N., Hellstrom, J., Wainer, K. et Bourges, F., (2006) - Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African delta C-13 stalagmite profiles comparison with Chinese and South Hemisphere stalagmites. *Quaternary Science Reviews* 25 (17–18), 2118–2142.

Gewelt M., (1981) – Les variations isotopiques du carbone et de l'oxygène dans une stalagmite de la grotte de Remouchamps (Belgique). Article, *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 12 p..

Khalil N., (2002) – Démarche méthodologique pour une meilleure connaissance de l'hydrologie et de la géochimie des aquifères de moyenne montagne : cas du Bassin de l'Oum Er-Rbia (Moyen-Atlas, Maroc). Thèse, Université Cadi ayyad Faculté des sciences Semlalia, Marrakech, 196 p..

Khalil N., Er Rouane S., Mania J. et Mudry J., (2004) - Essai de bilan hydrochimique sur les eaux du Haut Bassin de l'Oum Er Rbia (Moyen Atlâs, Maroc). Article, Université Cadi Ayyad Faculté des sciences Semlalia, Marrakech, 11 p..

La Vaissière R., (2006) - Etude de l'aquifère néogène du Bas-Dauphiné Apports de la géochimie et des isotopes dans le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Valence (Drôme, Sud-Est de la France). Thèse, Académie d'Aix-Marseille Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 342 p..

Lopez B., (2009) - Les processus de transfert d'eau et de dioxyde de carbone dans l'épikarst Aide à la conservation des grottes ornées par le développement de nouvelles méthodologies pour l'étude de l'environnement des cavités. Thèse, Université Bordeaux 1, école doctorale des sciences et environnements, 399 pp..

Mahé G., Benabdefadel H., Dieulin C., Elbaraka M., Ezzaouini M., Khomsi K., Rouche N., Sinan M., Snoussi M., Tra BI A. et Zerouali A., (2013) – Evolution des débits liquides et solides du Bouregreg. Article, 15 p..

MANGIN A., (1975) - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse Doctorale D'Etat, Université de Dijon.

Marcé A., (1975) - Contribution des méthodes isotopiques à l'étude des modalités d'alimentation et de renouvellement des réserves de quelques nappes souterraines du Maroc. Royaume du Maroc, Ministère des Travaux Publics et des Communications, 131 p..

MHUPV Ministère de l'Habitat, de l'Urbanisme et de la Politique de la Ville (2013) – Etude du schéma régional d'aménagement du territoire de la région Fes-Boulmane. Rapport sectoriel, Maroc, 124 p..

Nechad I., Fadil K. et Fadil F., (2014) - Qualité physicochimique des eaux des sources Ain Regrag et Ain Sidi Bouali dans la région de Sefrou (Moyen Atlas, Maroc). Article, Laboratoire d'Ecologie Fonctionnelle et Environnement, Faculte des Sciences et Technique Fès Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fes Maroc, 20 p..

Perineau A., (2013) - Caractérisation du fonctionnement de la zone non saturée des aquifères karstiques : Approche directe par études hydrodynamiques et hydrochimiques sur le Bassin de Recherche, d'Expérimentation et d'Observation de Fontaine de Vaucluse – Laboratoire

Souterrain à Bas Bruit de Rustrel - Pays d'Apt. Thèse, Academie d'Aix-Marseille, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 223 p..

Peyraube N., (2011) - Apports des équilibres calco-carboniques et du carbone 13 pour l'étude de l'air et des écoulements d'eau dans la zone non saturée du karst. Application au système karstique perché de la grotte de Cussac (Dordogne, France). Thèse, Université Bordeaux 1, école doctorale des sciences et environnements, 350 pp..

TRA BI Z., (2013) - Etude de l'impact des activités anthropiques et de la variabilité climatique sur la végétation et les usages des sols, par utilisation de la télédétection et des statistiques agricoles, sur le bassin versant du Bouregreg (Maroc). Thèse, Université Félix Houphouët Boigny d'Abidjan, 190 p..

Travaillé G., (2010) - Spectroscopie LIBS sans étalonnage Examen critique et applicabilité à l'analyse de sols pollués. Thèse, Université Bordeaux 1, Ecole Doctorale des Sciences Physiques et de l'Ingénieur, 259 p..

Wainer, K., (2004) - Bilans hydrique, isotopique et thermique du site de la grotte de Villars (Dordogne). Mémoire de maîtrise de sciences de la Terre mention Géochimie, Université Paris-sud.

Wainer K., (2009) - Reconstruction climatique des derniers 200 ka à partir de l'étude isotopique et géochimique des spéléothèmes du sud de la France. Thèse, Université Paris XI École Doctorale 143, 237 p..

Yjjou M., Bouabid R., El Hmaidi A., Essahlaoui A. et El Abassi M., (2014) - Modélisation de l'érosion hydrique via les SIG et l'équation universelle des pertes en sol au niveau du bassin versant de l'Oum Er-Rbia. Article, The International Journal Of Engineering And Science (IJES), 9 p..

Yonge, C.J., Ford, D.C., Gray, J. et Schwarcz, H.P., (1985) - Stable isotope studies of cave seepage water. Chemical Geology.

Annexe

Tableau 1 : Résultats des analyses isotopiques des carbonates des grottes Ali Oulghazi et Boutirsal.

Date	Identification	Coordonnées de la grotte	N° d'échantillon	$\delta^{13}\text{C}$ vs PDB	$\delta^{18}\text{O}$ vs PDB
23/01/2015	Grotte BOUTIRSAL	32°52'01 N 5°41'20 W	1	-1,64	-1,84
			2	-1,98	-1,87
06/02/2015	Grotte ALI OULRAZI	32,99127° N 5,33169° W	1	-9,57	-5,74
			1	-10,66	-6,42
			2	-9,3	-5,59

Tableau 2 : résultats des analyses des eaux de la grotte Ifri N'Chikh par ICP.

	Ba (ppm)	Ca (ppm)	Fe (ppm)	Ni (ppm)	Sr (ppm)	Mg (ppm)
IFW1	0,0243	28,1964	<0.0200	<0.0210	0,1088	52,2
IFW2	0,021	59,2776	<0.0200	<0.0210	0,1056	127,0
IFW3	0,0211	93,9974	<0.0200	<0.0210	0,1284	96,0
IFW4	0,016	92,4284	<0.0200	<0.0210	0,0674	94,6

Tableau 3 : paramètres chimiques de la station Taghat.

Identification du point de prélèvement			Date de prélèvement	Paramètres chimiques																
Nom du point de prélèvement	Coordonnées			NTK	PT	NH ₄ ⁺ (mg/l)	N ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ²⁻ (mg/l)	NO ³⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	PO ₄ ³⁻ (mg/l)	TH (°F)	TA (°F)	TAC (°F)
	X	Y																		
STATION TAGHAT	476220	266940	11/10/2011	0,241	0,061	0,071	384	3,06	66,5	38,6	678	0,038	5,57	276	0	52,6	0,004	32,5	0	22,6
			15/02/2012	0,07	0,02	0,01	363	1,98	80	34	621	0,029	7,3	295	0	64,5	0,006	34	0	24,2
			24/05/2012	0,334	0,025	0,031	396	2,65	3	36,5	620	0,028	5,93	273	0	48	0,006	33,5	0	22,4
			03/07/2012	0,116	0,04	0,022	395	2,43	68,1	34	635,3	0,028	5,41	265,4	0	37,89	0,004	31	0	21,75

Tableau 4 : paramètres physiques de la station Taghat.

Identification du point de prélèvement			Date de prélèvement	T°(°C)	Conductivité (µS/cm)	pH	Pluies (mm)
Nom du point de prélèvement	Coordonnées						
	X	Y					
STATION TAGHAT	476220	266940	11/10/2011	17,7	2260	8,2	73,5
			15/02/2012	10,3	2100	8	10,6
			24/05/2012	17	2200	8,25	0
			03/07/2012	21,2	2190	8,3	0

Tableau 5 : Analyse chimique par Fluorescence X de l'échantillon IFCH1

Elem.	Line	Mass[%]	3sigma	Atomic[%]	Intensity[cps/mA]	Formula	Mass[%]	Molecule[%]
14 Si	K	14,36	0,19	12,92	43,34	SiO2	30,72	29,7
15 P	K	0	0,09	0	0	P2O5	0	0
20 Ca	K	48,05	0,32	30,29	421,15	CaO	67,24	69,66
29 Cu	K	0,31	0,04	0,13	5,86	CuO	0,39	0,29
36 Kr ?	K	0,23	0,04	0,07	4,09	Kr	0,23	0,16
79 Au	L	0,8	0,14	0,1	4,34	Au2O3	0,89	0,12
81 Tl	L	0,5	0,13	0,06	2,79	Tl2O	0,52	0,07
O		35,74	0,27	56,43				

Tableau 6 : Analyse chimique par Fluorescence X de l'échantillon IFCH 2

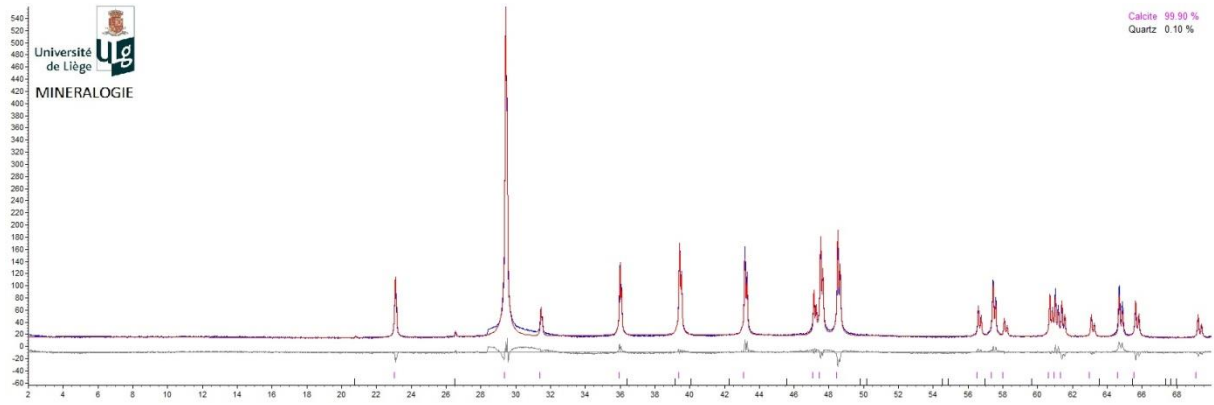
Elem.	Line	Mass[%]	3sigma	Atomic[%]	Intensity[cps/mA]	Formula	Mass[%]	Molecule[%]
14 Si	K	16,68	0,23	14,65	32,47	SiO2	35,67	34,75
15 P	K	0,37	0,1	0,3	1,25	P2O5	0,86	0,35
16 S	K	0	0,03	0	0	SO3	0	0
20 Ca	K	44,22	0,42	27,23	254,36	CaO	61,88	64,58
58 Ce	L	0,31	0,43	0,05	0,4	CeO2	0,38	0,13
68 Er	L	1,06	0,24	0,16	3,14	Er2O3	1,22	0,19
O		37,36	0,36	57,61				

Tableau 7 : Analyse chimique par Fluorescence X de l'échantillon IFCH 4

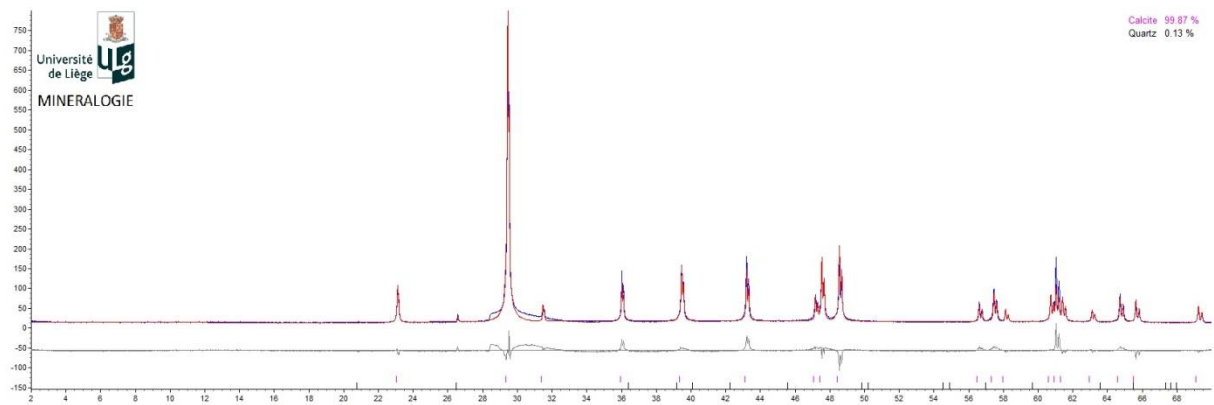
Elem.	Line	Mass[%]	3sigma	Atomic[%]	Intensity[cps/mA]	Formula	Mass[%]	Molecule[%]
14 Si	K	4,78	0,66	3,63	4,65	SiO2	10,23	20,66
15 P	K	32,68	0,63	22,47	62,91	P2O5	74,89	64,01
16 S	K	2,87	0,34	1,91	7,18	SO3	7,18	10,88
26 Fe	K	0,45	0,05	0,17	6,39	Fe2O3	0,64	0,48
28 Ni	K	0,44	0,07	0,16	6,73	NiO	0,56	0,9
30 Zn	K	0,23	0,06	0,07	4,14	ZnO	0,29	0,43
32 Ge	K	0,14	0,06	0,04	2,81	GeO2	0,21	0,24
38 Sr	K	0,15	0,06	0,04	3,49	SrO	0,18	0,21
62 Sm	L	2,46	0,26	0,35	6,68	Sm2O3	2,85	0,99
63 Eu	L	1,84	0,23	0,26	5,63	Eu2O3	2,13	0,74
78 Pt	L	0,73	0,2	0,08	4,11	PtO2	0,85	0,45
O		53,22	1,22	70,83				

Figure 1 : Résultats des analyses des carbonates de la grotte Ifri N'Chikh par DRX.

IFCH1



IFCH 2



IFCH 4

