

N° d'ordre :



UNIVERSITE IBN ZOHR

CENTRE DES ETUDES DOCTORALES IBN ZOHR

Formation doctorale

Géosciences Appliquées et Géo-environnement

Etablissement

FACULTE DES SCIENCES D'AGADIR

THESE

Présenté par

Najat ETTAYFI

pour l'obtention de grade de

DOCTEUR de l'Université Ibn Zohr

Spécialité : **Hydrogéologie – Hydrogéochimie**

**Caractérisation chimique et isotopique des eaux souterraines de
l'Anti-Atlas occidental (Lakhssas-Taфраout) en vue d'évaluer la
recharge, l'interaction eau-roche, la salinité et le temps de séjour.**

SOUTENUE LE 25 Mai 2013

Devant la commission d'examen composée de :

MM E.H. BERAAOUZ : Professeur à la Faculté des Sciences d'Agadir	Président
L. BOUCHAOU : Professeur à la Faculté des Sciences d'Agadir	Directeur de Thèse
A. MOUKRIM : Professeur à la Faculté des Sciences d'Agadir	Rapporteur
N. LAFTOUHI : Professeur à la Faculté des Sciences Semlalia Marrakech	Rapporteur
L. HANICH : Professeur à la Faculté des Sciences et Techniques Marrakech	Rapporteur
A. ELMOUDEN : Professeur à la Faculté des Sciences d'Agadir	Examineur
M. ELFASKAOUI : Directeur de l'Agence du Bassin Hydraulique SMD	Invité

AVANT PROPOS

En préambule à ce travail de thèse, il m'est agréable de manifester ma reconnaissance à ceux qui, moralement et/ou matériellement, ont témoigné de l'intérêt et ont contribué à sa réalisation.

Ma reconnaissance va, en premier lieu, à **Mr. Lhoussaine Bouchaou**, qui m'a fait bénéficier d'un encadrement efficace et généreux, d'une confiance et d'un soutien matériel et scientifique total. Je le remercie vivement de m'avoir encouragé et suivi tout au long de la thèse avec patience, disponibilité et de grandes qualités humaines. Je le remercie également d'avoir assuré les conditions optimales au bon déroulement des mes recherches. J'ai énormément appris à ses côtés et je lui adresse toute ma gratitude pour tout cela.

Je remercie tout particulièrement **Mr. El Hassane Berraaouz** pour avoir accepté de présider le jury de ce travail, pour ses remarques, ses appréciations et ses critiques pertinentes et constructives à propos du mon manuscrit et ses nombreux conseils qu'il m'a prodigués lors de la discussion.

J'adresse mes vifs remerciements à tous les membres de jury ; particulièrement **Mrs Lahoucine Hanich, Noureddine Laftouhi** et **Abdellatif Moukrim** pour avoir consenti à être rapporteurs de ce travail, pour leurs précieux conseils, leurs disponibilités, ainsi que les discussions fructueuses que nous avons eues ensemble. Je tiens également à remercier **Mr Ahmed Elmouden** pour avoir accepté de faire partie du jury et surtout d'avoir consenti à être l'examineur de ce travail. Je leurs fait part de ma grande gratitude pour m'avoir fait l'honneur de participer au jury de cette thèse.

Je tiens à adresser un grand Merci à **Mr Mohamed Elfasskaoui**, Directeur de l'Agence du Bassin Hydraulique du Souss-Massa-Draa, pour avoir accepté de prendre sur son temps et lire ce mémoire et de participer au jury.

J'adresse ma gratitude à **Mme Lala Mina El Idrissi** Directrice du Centre des Etudes Doctorale de L'Université Ibn Zohr, ainsi que **Mr Omar Hassnaoui** pour leurs efforts déployé au sein de notre CED. Je les remercie infiniment.

Je suis profondément reconnaissante à **Mr Avner Vengoush** qui m'a fait profiter de sa grande expérience et ses compétences scientifiques surtout lors de la rédaction de mon article.

Je tiens à remercier **Mme Barbara Reichert** et **Mr Jean Luc Michelot** pour leurs aides, leurs disponibilités et leurs accueils lors de mes stages en France et en Allemagne.

Merci à **Tarik Tagma** pour son aide et son accompagnement et assistance aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire durant cette période de thèse. L'élaboration définitive de ce mémoire a été rendu possible grâce au soutien de **Mohamed Ouassas** qui m'a beaucoup aidé lors de la structuration des paragraphes et les dernières corrections du manuscrit. Je le remercie infiniment.

Je désire grandement remercier mon encadrant de Master **Mr. El Hassan Abia** pour sa confiance, son aide, ses conseils et ses encouragements efficaces tout au long de ces années de thèse. J'associe à ses remerciements tous les professeurs du Département de Géologie pour leurs disponibilités et encouragements.

J'ai une pensée tout particulière pour tous les thésards et les docteurs du Laboratoire de Géologie Appliquée et Géoenvironnement dont l'amitié m'a aidé pendant toutes ces années pour aboutir ma thèse. Merci à Mariem Bouimizar, Zineb Lgourna, Nabila Edoulati, Jihene Bejaoui, Mariam Moussa, Hauria Abahous, Naima Alhiane, Badr Essaфраoui, Abdelhakim Elbahat, Said Belkacem, Mohamed Beraaouz, Mohamed Hsaissoune et Abdessalam Toumite pour leurs soutiens leurs appuis et leurs encouragements.

Pour terminer, je voudrais chaleureusement remercier également ma famille, surtout mes parents, mes frères et mes sœurs qui m'auraient permis de poursuivre mes études jusqu'à aujourd'hui avec une patience particulière et un soutien permanent, aussi matériellement que moralement.

A vous tous et toute personne ayant, de près ou de loin, apportée une aide à la réalisation de ce travail, veuillez trouver ici le témoignage de mon plus profond respect et de ma plus vive reconnaissance.

RESUME

Ce travail a pour objectif de révéler l'origine des eaux souterraines, les sources de la salinité et le temps de séjour de l'eau dans le complexe aquifère carbonaté et fissuré de la région de Lakhssas-Taфраout. Il est basé sur une analyse géochimique et isotopique globale (^{18}O , ^2H , ^{13}C , ^{14}C , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et ^{226}Ra) des eaux souterraines provenant de différentes formations du bassin. Les résultats hydrochimiques et isotopiques montrent l'existence de quatre types d'eaux souterraines: (1) Les eaux thermales du flanc Sud du plateau de Lakhssas avec une composition qui reflète la dissolution des carbonates de calcium et des sulfates de calcium et montrant des eaux appauvries en ^{18}O ($< -7,6\text{‰}$) indiquant une recharge relativement ancienne ; (2) les eaux douces du flanc Sud du plateau à faible salinité ($[\text{Cl}] \leq 100\text{ mg/L}$) qui présentent une composition chimique équilibrée avec les carbonates du Cambrien inférieur et un signal isotopique entre $-5,9$ et $-5,3\text{‰}$; (3) les eaux douces du flanc Nord et des côtés Est et Ouest du plateau avec une large gamme de salinité ($[\text{Cl}] \leq 800\text{ mg/L}$) et des teneurs isotopiques de $-5,7$ à $-3,8\text{‰}$ et (4) les eaux douces de l'aquifère granitique de Taфраout avec une salinité non négligeable ($[\text{Cl}] \leq 400\text{ mg/L}$). Les différences des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et en $\delta^2\text{H}$ entre le Sud et le Nord sont liées aux altitudes de recharge. Les résultats suggèrent que la salinité élevée des eaux souterraines du flanc Nord et des bordures Est et Ouest du plateau de Lakhssas, est liée au lessivage des schistes. Les faibles rapports en Na/Cl et Br/Cl , couplés avec les hautes teneurs en silice et les rapports élevés en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (rapport allant de 0,713000 dans la bordure Est du plateau à 0.721750 dans l'aquifère de Taфраout), fournissent des preuves supplémentaires indiquant le lien entre la salinité des eaux et les roches cristallines (Schistes et granites). En revanche, l'eau thermique a un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativement faible (0,7089) et est identique au rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer durant le Cambrien. Les eaux souterraines du flanc Nord et Sud montrent des rapports élevés en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corrélés avec les rapports Mg/Ca indiquant un mélange entre les eaux des calcaires du Cambrien inférieur et celles des roches Cristallines (schistes) avec des rapports élevés en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Selon les modèles utilisés, les résultats du radiocarbone montrent que le temps de résidence des eaux dans les aquifères, est de 10-15 ka BP pour les eaux thermales et de 0 à 3 ka BP pour les eaux du Nord et du Sud montrant des proportions de mélange des eaux récentes et anciennes. Les activités en ^{226}Ra , dans les eaux souterraines de la région, sont liées principalement à la température et au taux d'interaction roche-eaux ; les hautes activités sont enregistrées dans les eaux thermales, suivie par les eaux de l'aquifère granitique de Taфраout, puis les eaux du flanc Nord et des bordures Est. Les faibles activités en ^{226}Ra sont enregistrées dans les eaux du flanc Sud.

ABSTRACT

This work aims to reveal the origin of groundwater, salinity sources, and the residence time of the water in a complex fractured aquifer of the Lakhssas-Taфраout region. The study is based on a comprehensive geochemical and isotopic (^{18}O , ^2H , ^{13}C , ^{14}C , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and ^{226}Ra) investigation of groundwater from different part of the basin. The hydrochemical and isotopes results indicated four types of groundwater: (1) thermal water in the southern part of the basin reflecting dissolution of Calcium-Sulfate and depleted water in ^{18}O ($<-7,6\text{‰}$) indicating relatively old recharge; (2) groundwater at the southern margin of the basin with low salinity ($[\text{Cl}]$ up to 100 mg/L) and chemical composition that is expected from equilibrium with lower Cambrian limestone-dolomite rocks and isotopic composition between -5,9 et -5.3 ‰; (3) groundwater in the northern, western, and eastern margins of the basin with a wide range of salinity ($[\text{Cl}]$ up to 800mg/L) and isotopic composition from -5,7 to -3,8 ‰ and (4) groundwater of granitic aquifer of Taфраout with significant salinity ($[\text{Cl}]$ up to 400 mg/L). The differences in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ between the southern and northern water are related to the elevation. The data suggest that the high salinity in groundwater from the northern, western and eastern margins of the Lakhssas plateau is related to the presence of schist rocks in this area. The distinctive low Na/Cl and Br/Cl ratios, coupled with high silica contents and high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (up to 0.71300 in the eastern part of the Lakhssas plateau and to 0.72750 in the Taфраout aquifer) provide additional evidence for the link between salinity and crystalline rocks (Schist and granite). In contrast, the thermal water had relatively low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (0.7089), which is identical to the secular seawater Sr isotope ratio during the Early Cambrian period. In the northern and southern groundwater, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were higher and correlated with the Mg/Ca ratios, inferring mixing between the Early Cambrian limestone and other rocks with higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ such as the schist rocks. Age modeling, corrected for dissolution of the carbonate rocks with dead carbon, simulated mean residence time of 10-15 ka BP for the thermal water and a range of 0 to 3 ka BP for the northern and southern water, showing mixing proportions between recent and old water. The ^{226}Ra activities in groundwater are primarily related to temperature and water-rock interaction, high ^{226}Ra activities are recorded in the thermal water, followed by the groundwater of granitic aquifer, and groundwater of northern and eastern margins. The lower activities of ^{226}Ra are recorded in the southern margin of the Lakhssas plateau.

TABLE DES MATIÈRES

RESUME	1
ABSTRACT	2
INTRODUCTION GENERALE	10
Problématique	11
Objectifs de l'étude	11
Partie1 : PRESENTATION GENERALE DE LA REGION DE LAKHSSAS – TAFRAOUT	14
I- Climatologie	15
I-1- Introduction.....	15
I-2- Cadre géographique et climatique.....	15
I-3- Précipitations.....	17
I-4- Températures	20
I-5- Evaporation	22
I-6- Humidité relative de l'air	23
I-7- Conclusion.....	24
II- Cadre Géologique global	24
II-1- Introduction.....	24
II-2- Structures Géologiques.....	26
II-3- Caractéristiques lithologiques.....	30
II-4- Conclusion.....	35
III- Généralités sur le système karstique	37
III-1- Quelques définitions.....	37
III-2- Aspect spéléologique du système karstique du plateau de Lakhssas	38
IV- Hydrologie.....	44
V- Hydrogéologie.....	47
V-1- Présentation de diverses sources étudiées.....	48
V-2- Débit des sources	51
V-3- Conclusion	52
Partie 2 : MATERIELS ET METHODES	53
I- Echantillonnage.....	54
II- Paramètres physiques	55
II-1- Conductivité électrique	55
II-2- Température	56
II-3- pH.....	56
III- Paramètres chimiques	56
IV- Paramètres isotopiques	57
IV-1- Oxygène 18, Deutérium, Carbone 13 et Carbone 14	57
IV-2- Isotopes de Strontium	57
IV-3- Radium 226.....	58
Partie 3 : CARACTERISATION HYDROCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DE LA REGION DE LAKHSSAS-TAFRAOUT	60
I- Introduction	61
II- Généralités sur les traceurs hydrochimiques et isotopiques utilisés	61
II-1- Les éléments majeurs	61
II-2- Les isotopes stables de la molécule d'eau	63
II-3- Les isotopes du Carbone (^{14}C et ^{13}C).....	65
II-4- Les isotopes du Strontium	71

II-5- Les isotopes du Radium	73
III- Conclusion	75
Partie 4 : RESULTATS	76
I- Compositions chimiques et isotopiques des eaux souterraines de la région de Lakhssas-Taфраout.....	77
I-1- Introduction.....	77
I-2- Physico-chimie des eaux souterraines	78
II- Comportement des traceurs des eaux souterraines.....	83
II-1- Caractérisation hydrochimique	83
II-2- Analyses ACP des données des eaux souterraines de la région de Lakhssas-Taфраout	87
II-3- Indice de saturation	89
II-4- Les isotopes stables	91
II-5- Les rapports isotopiques en Strontium	93
II-6- Carbone-13 et Carbone-14.....	94
II-7- La radioactivité	95
Partie 5 : DISCUSSIONS.....	97
I- Origine de la minéralisation.....	99
II- Interaction Eau-Roche	104
III- Temps de résidence.....	107
IV- La radioactivité.....	110
CONCLUSION GENERALE	113
PERSPECTIVES	116
REFERENCES	117

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Carte de situation de la région de Lakhssas - Taфраout (extrait de la carte géologique 1/500 000 de Marrakech)	16
Figure 2 : Variation des précipitations interannuelles pendant la période 1980-2011, au Barrage Youssef ben Tachfine, Amaghrouz et Oujjane.....	19
Figure 3 : Variation des précipitations mensuelles interannuelles (1980-2011) au Barrage Youssef ben Tachfine, Amaghrouz et Oujjane.....	20
Figure 4 : Variations mensuelles des valeurs de températures minimales maximales et moyennes dans les stations Amaghrouz et BYBT pour la période 1969-2005.....	21
Figure 5: Evaluation mensuelle de l'évaporation moyenne au Barrage Youssef Ben Tachfine et Amaghrouz	22
Figure 6: Humidité mensuelle moyenne au Barrage Youssef Ben Tachfine (1982-2005) et Amaghrouz (1989-2005).....	23
Figure 7: Carte géologique de la région de Lakhssas – Taфраout (extrait de la carte géologique 1/500 000 de Marrakech).....	25
Figure 8 : Coupes géologiques synthétique des parties Nord et Sud du plateau de Lakhssas (voir la localisation A, B, C et D dans les figures 9 et 18).....	27
Figure 9: Carte de répartition des plans de stratification, des axes de plis et des plans de schistosité hercynienne dans le domaine du plateau de Lakhssas (Soulaïmani 2004).....	28
Figure 10 : coupe géologique synthétique dans le massif de Taфраout (Lahmam, 2000).....	29
Figure 11 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Kerdous (Choubert, 1963; nomenclature lithostratigraphique par Thomas et al, 2002); coupe structurale (a) et minéralogique (b) du pluton de Taфраout (Nachit, 1994).....	30
Figure 12 : Colonnes stratigraphiques des séries précambriennes et paléozoïques inférieures des flancs Nord et Sud du plateau de Lakhssas (Soulaïmani, 2004).....	32
Figure 13 : a) Position de la chaîne de l'Anti-Atlas dans la bordure du craton ouest africain. b) Situation géographique des boutonnières de l'Anti-Atlas. c) Carte géologique simplifiée de la boutonnière d'Ifni (modifiée d'après Benziane and Yazidi, 1982).....	35

Figure 14 : Coupe interprétative des dépôts du Cambrien inférieur dans le couloir de Lakhssas (Belfoul, 2005).....	36
Figure 15: Interprétation géodynamique de la distention éocambrienne dan le sécteur de Lakhssas en termes d'hémigraben à effondrement Ouest (Belfoul, 2005).....	36
Figure 16: Carte de la répartition des formes karstiques dans le plateau de Lakhssas (fond : carte géologique de Bouizakarne 1/100000 (Wanaim et <i>al.</i> , 2009 modifié par Ettayfi 2013).....	40
Figure 17 : Hydrographie de la région de Lakhssas – Tafraout (zone transitoire entre le bassin de Souss et le Bassin de Drâa).....	46
Figure 18: Sources d'eau de la région de Lakhssas – Tafraout.....	48
Figure 19 : Historique chronologique (1983-2003) de débit de quelques sources du plateau de Lakhssas.....	52
Figure 20: Carte des sites d'échantillonnage lors de campagnes 2008, 2009 et 2010.....	54
Figure 21: Teneurs et cheminement du carbone 13 et 14 depuis l'atmosphère jusqu'aux eaux souterraines (Clark et <i>al.</i> , 1997).....	67
Figure 22: Schéma des variations naturelles en carbone 13 dans le cycle hydrologique (Mook et <i>al.</i> , 2000).....	68
Figure 23: Processus de désintégration des séries de l'Uranium et de Thorium.....	74
Figure 24: Chaîne de filiation d' ^{238}U montrant les descendants du ^{226}Ra	75
Figure 25: Relation entre la température (°C) et la somme totale des sels dessous TDS (mg/L).....	83
Figure 26 : Représentation des données de la chimie des eaux souterraines sur le diagramme de Piper.....	84
Figure 27: Relation entre les Chlorures et les teneurs en éléments majeurs	86 et 87
Figure 28a : Projection du nuage des points dans l'espace des individus.....	88
Figure 28b : Projection du nuage des points dans l'espace des variables.....	88
Figure 29: A- l'indice de saturation (S.I) de calcite et de dolomite en fonction des teneurs en mmol/L de bicarbonates ; B- le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ en fonction des teneurs en mmol/L de bicarbonates (in Barbieri et <i>al.</i> , 2005).....	90
Figure 30: Relation entre teneurs en $\delta^2\text{H}$ et teneurs en $\delta^{18}\text{O}$. (Ettayfi et <i>al.</i> , 2012).....	92

Figure 31 : Relation entre teneurs en Cl et teneurs en $\delta^{18}\text{O}$. (Ettayfi et al., 2012).....	92
Figure 32 : Relation entre rapport isotopique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les teneurs en $1/\text{Sr}$	93
Figure 33: Relation $\delta^{13}\text{C} / A^{14}\text{C}$ dans les eaux des flancs Nord et Sud de l'aquifère carbonaté du plateau de Lakhssas. La droite représente le système théorique fermé qui résulte du mélange de CITD (dérivé de CO_2 du sol avec $A^{14}\text{C} = 100\text{pcm}$ et $\delta^{13}\text{C} = -15\text{‰}$) et de carbonate marin ($A^{14}\text{C} = 0 \text{ pc m}$ et $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$) (Ettayfi et al., 2012).....	95
Figure 34a: Relation entre activités en ^{226}Ra et TDS.....	96
Figure 34b: Relation entre activités en ^{226}Ra et Températures.....	96
Figure 35 : carte de salinité des eaux souterraines de la région de Lakhssas-Taфраout.....	99
Figure 36 : Relation entre les teneurs en chlorures et les rapports en Br/Cl (a), teneurs en Sr (b), teneurs en Br (c), teneurs en SiO_2 (d).....	102
Figure 37 : Détermination des altitudes de recharge moyenne des différentes parties de l'aquifère carbonaté du plateau de Lakhssas (Ettayfi et al., 2012).....	104
Figure 38 : Relation entre le rapport isotopique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et le rapport molaire en Mg/Ca.....	106
Figure 39: Relation entre DIC (meq/L) et le rapport en Mg/Ca (meq/L).....	107
Figure 40a : Relation entre U et ^{226}Ra des eaux souterraines qui présentent un contact avec les roches schisteuses et granitique.....	111
Figure 40b : Relation entre U et ^{226}Ra des eaux souterraines thermales et douces du plateau de Lakhssas.....	112

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Variation des précipitations interannuelles pendant la période 1980-2011, au Barrage Youssef ben Tachfine, Amaghoul et Ouïjjane.....	18
Tableau 2 : Variation des précipitations mensuelles interannuelles (1980-2011) au Barrage Youssef ben Tachfine, Amaghoul et Ouïjjane.....	20
Tableau 3 : Variations mensuelles des valeurs de températures minimales, maximales et moyennes dans les stations Amaghoul et BYBT pour la période 1969-2005.....	21
Tableau 4 : Evaluation mensuelle de l'évaporation moyenne au Barrage Youssef Ben Tachfine et Amaghoul.....	22
Tableau 5 : Humidité mensuelle moyenne au Barrage Youssef Ben Tachfine (1982-2005) et Amaghoul (1989-2005).....	23
Tableau 6 : Résultats des analyses physico – chimiques des campagnes 2008 au 2010.....	79
Tableau 7 : Résultats des analyses des éléments traces, des données isotopiques et de la radioactivité des campagnes 2008 au 2010	81
Tableau 8 : Matrice de corrélation entre les paramètres physico-chimiques	87
Tableau 9 : Résultats de calcul des âges par radiocarbone en utilisant les modèles des Fontes et Garnier (Fontes and Garnier, 1979), IAEA (Salem et al., 1980) et Eichinger (1983).....	94

INTRODUCTION GENERALE

L'étude des ressources en eaux dans les zones aride et semi-aride constitue l'axe principal de nombreuses recherches scientifiques actuelles, car Les contraintes naturelles liées au développement de ces régions présentent un lien direct avec le manque des ressources en eau. Dans la majorité des pays en développement, on note l'absence d'un suivi systématique des systèmes hydrologiques, et pourtant la diminution des niveaux d'eaux et la dégradation de leur qualité sont généralement remarquées malgré parfois une détection, à un stade évolué de la détérioration de l'aquifère.

La présente étude vise la géochimie des eaux souterraines de la région de Lakhssas-Taфраout qui est une zone semi-aride située dans la partie Sud-Ouest de l'Anti-Atlas Marocain. La partie étudiée s'étend plus précisément sur le secteur de la limite avec la boutonnière d'Ifni à l'Ouest jusqu'au massif granitique de Taфраout à l'Est (centre de la boutonnière de Kerdous). Le site d'étude montre une lithologie très variée avec une dominance des formations cristallines du Précambrien dans le massif de Kerdous et carbonatées du Cambrien inférieur dans le plateau de Lakhssas. Ces formations sont très fissurées et faillées avec des phénomènes karstiques bien avancés dans les carbonates. Elles sont le siège d'aquifères potentiels qui se manifestent par de nombreuses sources plus ou moins importantes, dont les eaux souterraines constituent une source vitale pour les populations locales car elles contribuent énormément à l'alimentation en eau potable des populations de la région et à l'irrigation de nombreuses palmeraies, notamment du versant Sud de l'Anti-Atlas. Le manque d'informations concernant la recharge de l'aquifère pourrait affecter la quantité et la qualité lors de l'utilisation inadéquate et la mauvaise gestion de ces ressources.

La région de Lakhssas-Taфраout a fait l'objet de plusieurs études géologiques (Charlot, 1975 ; Oliva, 1977 ; Hasenforder, 1987 ; Nachit, 1994 ; Soulaïmani, 1998 ; Soulaïmani et *al.*, 2005 ; Belfoul, 2005), mais aucune étude hydrogéologique n'a été effectuée au niveau de la région à part quelques enquêtes réalisées par l'Agence du Bassin Hydrauliques du Souss - Massa - Draa (ABHSMD) (Agence du Bassin Hydraulique du Souss-Massa-Draa, 2004 ; 2006) pour inventorier les points d'eau et mesurer le débit des sources.

Problématique

Malgré les cycles de sécheresse prolongés qu'a connue le Maroc ces dernières années et qui ont provoqué un déficit hydrique important, la majorité des sources issues surtout du plateau de Lakhssas, continue à montrer un écoulement de base significatif. L'exploitation par forage et l'utilisation des eaux souterraines pour l'alimentation en eau potable de l'aquifère carbonaté, le long des grandes lignes structurales, ont commencé dans les années quatre-vingt, mais les essais de pompage de la majorité de ces forages ont montré un rendement très faible (Agoussine, 1991). Les périodes de sécheresse ont révélé la nécessité de solliciter davantage les ressources en eau souterraines pour l'irrigation des Oasis de la région et l'alimentation en eau potable de la population locale. Au fil du temps, ces ressources en eau acquièrent de plus en plus des salinités relativement importantes, notamment dans les plaines adjacentes (Tiznit et Bouizakarne). Cette dégradation qualitative des eaux est globalement le résultat de la surexploitation intensive et la baisse de recharge de la ressource liées aux conditions climatiques dans la région.

Par conséquent, les études hydrogéologiques fondées généralement sur quelques mesures hydrologiques de débits ne sont pas suffisantes pour caractériser le système aquifère et sa durabilité. Autrement dit, elles ne permettent pas de répondre à la question suivante : la ressource est-elle renouvelable et à quel taux ? L'utilisation des méthodes hydrogéochimiques et isotopiques dans des situations similaires pourraient fournir des indications sur les sources de réalimentation, le temps de séjour et la durabilité de l'exploitation de l'eau (Han et *al.*, 2004 ; Marfia et *al.*, 2004 ; Barbieri et *al.*, 2005 ; Azzaz et *al.*, 2007 ; Bouchaou et *al.*, 2008 ; 2009).

Objectifs de l'étude

Une étude hydrogéochimique couplée à une approche structurale est nécessaire pour éclaircir le mode de fonctionnement des aquifères et rechercher les modalités d'exploitation des eaux souterraines de la région de Lakhssas-Taфраout. Les bassins de Guelmime, plus au Sud, et de Chtouka, plus au Nord, ont bénéficié de plusieurs études sur leurs fonctionnements hydrodynamique et hydrogéochimique (Agoussine, 1991 ; Bouhlassa et *al.*, 2002). La partie montagneuse qui constitue généralement la zone de recharge des aquifères de plaines dans la région, est rarement prise en considération. Le plateau de Lakhssas et le massif de Taфраout n'ont profité d'aucune étude

hydrogéologique approfondie. Le présent travail est réalisé dans le cadre des projets de coopération suivant :

- NATO Project N° SFP 983134, entre l'Université Ibn Zohr et l'Université de Duke (USA) ;
- L'Action Concertée CNRST-CNRS N° SDU/10/08 entre l'Université Ibn Zohr et l'Université Paris-Sud (France) ;
- Le projet MAR10/016 entre l'Université Ibn Zohr et l'Université de Bonn (Allemagne).

Le travail a été effectué au Laboratoire de Géologie Appliquée et Géo-environnement de l'Université Ibn Zohr d'Agadir, en collaboration avec la Division of Earth and Ocean Sciences, Nicholas School of Environment and Earth Sciences, Duke University, Durham, NC, USA, le Centre Nationale des Recherches Scientifiques, le Laboratoire "IDES" de l'Université Paris-Sud, Orsay, France, l'Agence du Bassin Hydraulique du Souss-Massa-Draa; et L'institut Steinmann de l'université de Bonn (Allemagne).

Notre travail de recherche vise à:

- Caractériser les eaux souterraines de la région de Lakhssas – Tafraout ;
- Rechercher les différentes modalités de recharge ;
- Etudier l'origine de la salinité ;
- Préciser le temps de séjour de l'eau dans l'aquifère ;
- Evaluer l'impact de l'interaction roche – eau sur la qualité de l'eau et le temps de séjour apparent détecté par datation au radiocarbone ;
- Identifier le rôle du système faillé et karstique dans le contrôle de l'hydrodynamisme et des circulations souterraines.

Ces évaluations sont cruciales pour l'exploitation durable dans une région semi-aride avec des ressources en eau très limitées.

Les outils que nous avons choisis pour atteindre les objectifs fixés sont axés sur les traceurs chimiques et isotopiques de l'environnement:

- L'hydrochimie (éléments chimiques majeurs et traces) ;
- L'hydrologie isotopique : isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O , ^2H), isotopes stables et radioactifs du carbone (^{13}C et ^{14}C), isotopes de strontium ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$) et le Radium 226.

Compte tenu des objectifs de notre travail, nous avons choisi de présenter ce document en cinq parties :

- Partie 1 : dédiée à une synthèse bibliographique sur la climatologie, la géologie, les phénomènes de karstification affectant le plateau de Lakhssas, l'hydrologie, et l'hydrogéologie de la région de Lakhssas – Tafraout ;
- Partie 2 : décrit la méthodologie utilisée ; à savoir la technique d'échantillonnage et les méthodes d'analyses appliquées au cours de cette étude ;
- Partie 3 : consacrée à une présentation de la théorie des outils hydro-géochimiques.
- Partie 4 : présente les différents résultats hydrochimiques, isotopiques et radioactifs obtenus au cours de cette étude.
- Partie 5 : consacrée à une discussion des résultats obtenus en expliquant l'origine de l'eau et de la salinisation ainsi que le taux d'interaction roche-eau en relation avec la radioactivité et le temps de séjours des eaux dans les aquifères étudiés.

**Partie1 : PRESENTATION GENERALE DE LA REGION DE
LAKHSSAS – TAFRAOUT**

I- Climatologie

I-1- Introduction

Comme toutes les eaux souterraines trouvent leur origine dans les précipitations (liquide et solide), l'étude de la pluviométrie dans les systèmes hydrogéologiques permet de déterminer les apports d'une part, et les réponses qu'elle provoque et/ou les modifications apportées par celles-ci d'autre part. La combinaison du signal d'entrée et de sortie du système hydrologique permettra d'étudier le comportement et le fonctionnement des aquifères. Toutefois, il existe des facteurs climatiques (vent, température de l'air, humidité...) qui conditionnent les apports aux aquifères par les précipitations. Le retour à l'atmosphère d'une partie de l'eau de pluie par évaporation et/ou évapotranspiration dépend essentiellement du pouvoir desséchant de l'air. Celui-ci est intimement lié à la température et par conséquent au climat.

La région étudiée fait partie de la moitié sud du Maroc et caractérisée par son climat semi-aride. La saison estivale est sèche, les hivers relativement humides avec un faible nombre de jours de pluie. Les précipitations présentent de grandes irrégularités saisonnières et interannuelles.

I-2- Cadre géographique et climatique

Le plateau de Lakhssas est limité géographiquement (Fig. 1):

- Au Nord, par la plaine côtière de Tiznit ;
- Au Sud, par le Feija interne de Bouizakarne-Guélmime ;
- A l'Est, par l'anticlinal du massif de Kerdous ;
- A l'Ouest, par l'Anticlinal du massif d'Ifni.

Sur le plateau calcaire de Lakhssas, les étendues tabulaires calcaires fissurées et karstifiées couvrent de vastes surfaces aux pentes faibles. Une partie appréciable des pluies tombées échappe à l'évaporation, soit par infiltration rapide dans les zones privilégiées des calcaires, soit par écoulement torrentiel et contribue à des écoulements superficiels.

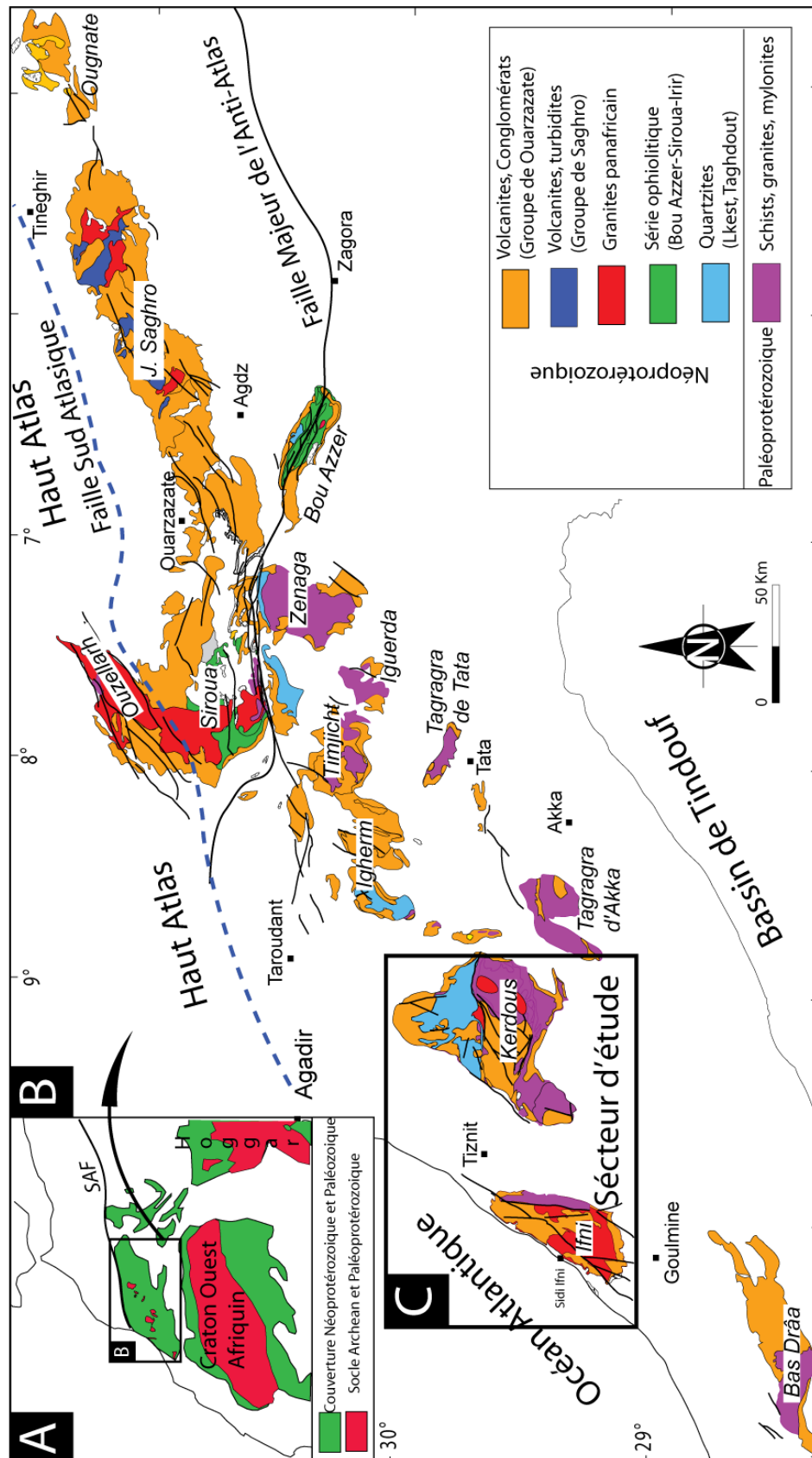


Figure 1 : A- Position de la chaîne de l'Anti-Atlas dans la bordure Nord du craton ouest africain. B- Carte géologique simplifié de l'Anti-Atlas montrant la position du Secteur d'étude (Gasquet et *al.*, 2008). C- Secteur d'étude.

La région de Taфраout est située à l'extrémité Sud-Ouest de l'Anti-Atlas(Fig. 1).

Elle est limitée :

- Au Nord, par Jbel Lkest ;
- A l'Est, par Jbel Ouihran ;
- A l'Ouest, par le plateau de Lakhssas;
- Au Sud, par les granites de Tasright.

La région de Taфраout est constituée du sous-bassin versant de l'Oued Ameln, qui est un affluent de l'Oued Amaghrouz qui prend naissance dans l'Anti-Atlas sur une superficie de 1000 Km². Ce dernier est un affluent principal de l'Oued Massa. Cette région est constituée d'une mosaïque de formes topographique représentées en majorité par des montagnes et des plateaux qui constituent une contrainte topographique majeure.

La région de Lakhssas-Taфраout est caractérisée par un climat aride, tempéré à l'Ouest par les vents atlantiques qui maintiennent une végétation éparse dominée par l'arganeraie. Les températures sont modérées (moyenne annuelle de 21°C) grâce à l'effet adoucissant de l'océan à l'Ouest et des montagnes à l'Est. La moyenne annuelle des précipitations est de l'ordre de 150 mm et peut atteindre 300 mm à Amaghrouz. Les points d'eau restent rares et se concentrent sur les flancs Nord et Sud du plateau de Lakhssas et sur le versant méridional du Jbel Lkest sous forme de sources.

I-3- Précipitations

Le tableau 1 et la figure 2 montrent une irrégularité des pluies dans le temps et dans l'espace avec une moyenne interannuelle de 292 mm enregistrée dans la station d'Amaghrouz, de 143 mm dans la station du Barrage Youssef ben Tachfine (BYBT) et de 149 mm dans la station d'Ouijjane. Des séquences sèches, ne dépassant pas quatre ans, s'alternent avec des séquences humides. Les cycles 1995-1996 et 2009-2010 sont incontestablement les plus humides. Ils ont enregistré les plus fortes précipitations.

Du point de vue spatial, la station d'Amaghrouz située en haute altitude présente une moyenne annuelle de précipitations assez élevée par rapport aux stations du Barrage Youssef Ben Tachafine et Ouijjane situées en basses altitudes, ce qui traduit l'effet de l'altitude sur les variations des quantités d'eaux précipitées (Fig. 2).

Du point de vue temporel, l'évolution mensuelle de précipitations montre l'existence de deux saisons pluviométriques distinctes: la saison humide, allant de novembre à mars et

la saison sèche, allant d'avril à octobre. À l'intérieur de la saison humide, les précipitations se produisent en deux périodes pluviales, la première en automne avec un pic en novembre et une seconde en hiver avec un pic en février (Tableau 2, Fig. 3).

Tableau 1 : Variation des précipitations interannuelles (en mm) pendant la période 1980-2011, au Barrage Youssef ben Tachfine, Amaghrouz et Oujjane.

Pluviométries annuelles (en mm)			
Années	Oujjane	Amaghrouz	B.Y.B.T
1980	180.7	295.7	153.3
1981	54.6	118.9	73.6
1982	137.6	262.4	175.6
1983	131.1	242.9	133.0
1984	144.7	229.8	121.5
1985	226.5	341.6	144.9
1986	110.8	250.0	112.1
1987	201.8	394.2	125.0
1988	273.0	440.0	281.5
1989	208.4	426.7	199.9
1990	78.5	183.5	106.5
1991	185.5	383.7	154.4
1992	31.4	81.3	29.4
1993	93.5	162.3	98.9
1994	50.5	142.5	108.1
1995	194.0	250.8	144.3
1996	413.3	723.2	172.2
1997	224.9	342.8	130.2
1998	62.0	215.1	153.3
1999	127.9	297.6	133.1
2000	78.5	200.6	88.0
2001	52.7	86.8	42.1
2002	230.3	543.0	237.6
2003	161.6	332.8	114.8
2004	75.1	210.6	165.5
2005	153.7	293.8	210.7
2006	48.1	294.6	118.0
2007	78.8	142.4	65.2
2008	91.9	196.8	119.9
2009	246.0	431.4	240.6
2010	277.2	567.2	271.5
2011	142.7	253.1	142.7
Max	413.3	723.2	281.5
Min	31.4	81.3	29.4
M.I	149.0	291.8	142.7

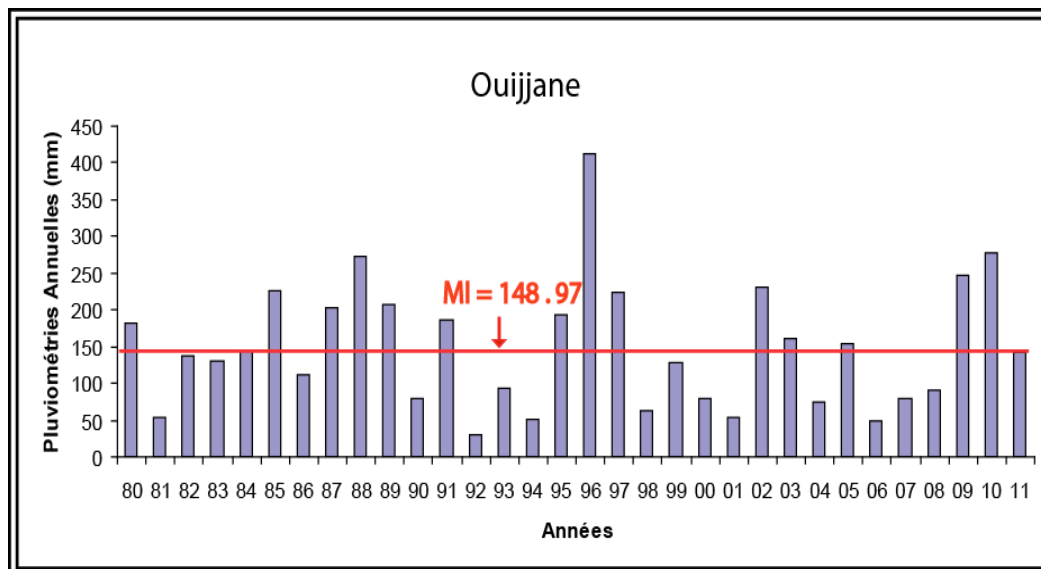
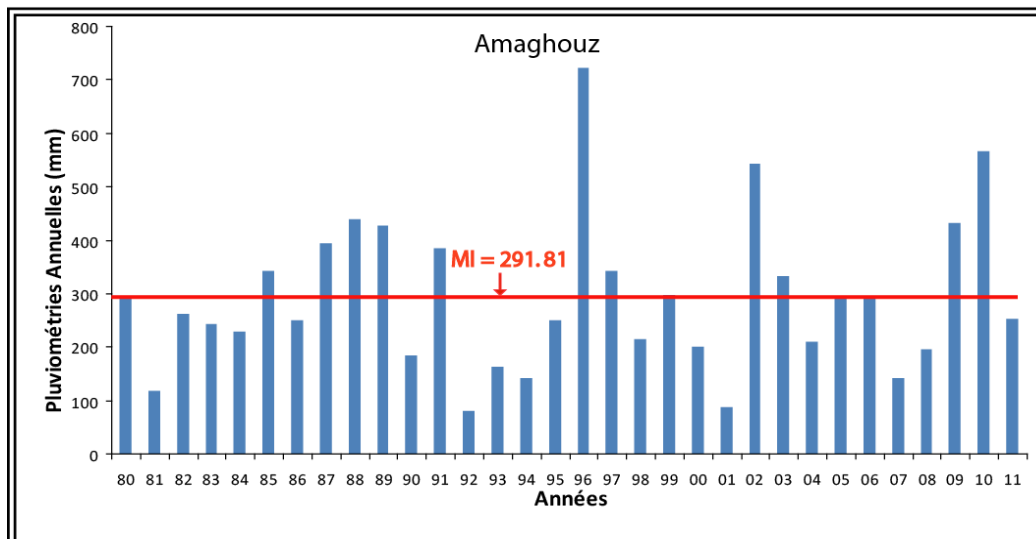
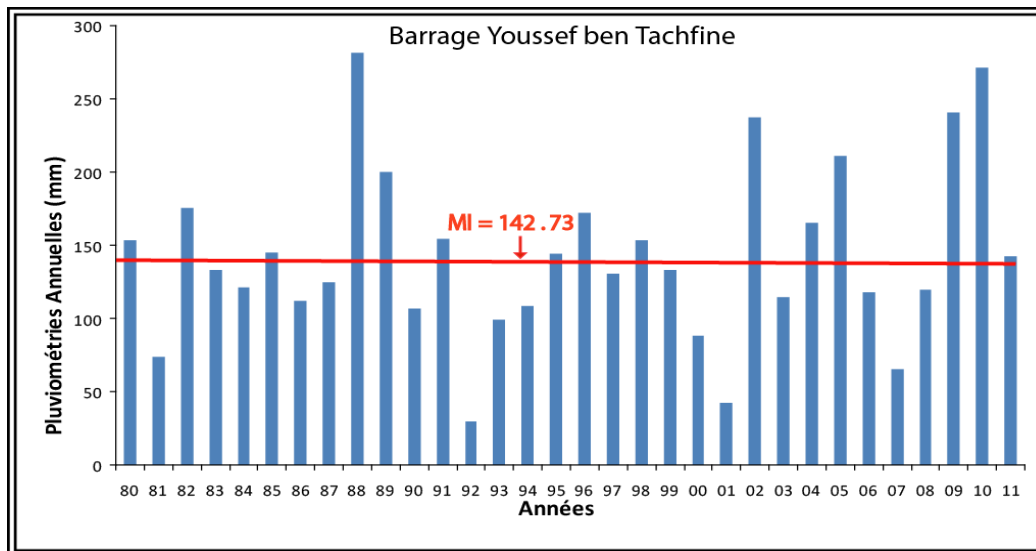


Figure 2 : Variation des précipitations interannuelles (en mm) pendant la période 1980-2011, au Barrage Youssef ben Tachfine, Amaghouz et Oujjane.

Tableau 2 : Variation des précipitations mensuelles interannuelles (1980-2011) au Barrage Youssef ben Tachfine, Amaghouz et Ouijjane.

Station	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
Ama-ghouz	6.30	17.08	39.95	49.52	50.92	53.57	42.35	22.83	9.92	1.66	1.60	4.49
B.Y-B.T	2.32	9.59	22.28	27.43	23.42	23.14	20.49	10.05	3.49	0.20	0.10	0.23
Oui-jjane	3.77	8.54	24.10	25.86	24.65	25.94	23.36	12.77	4.04	0.92	0.28	1.48

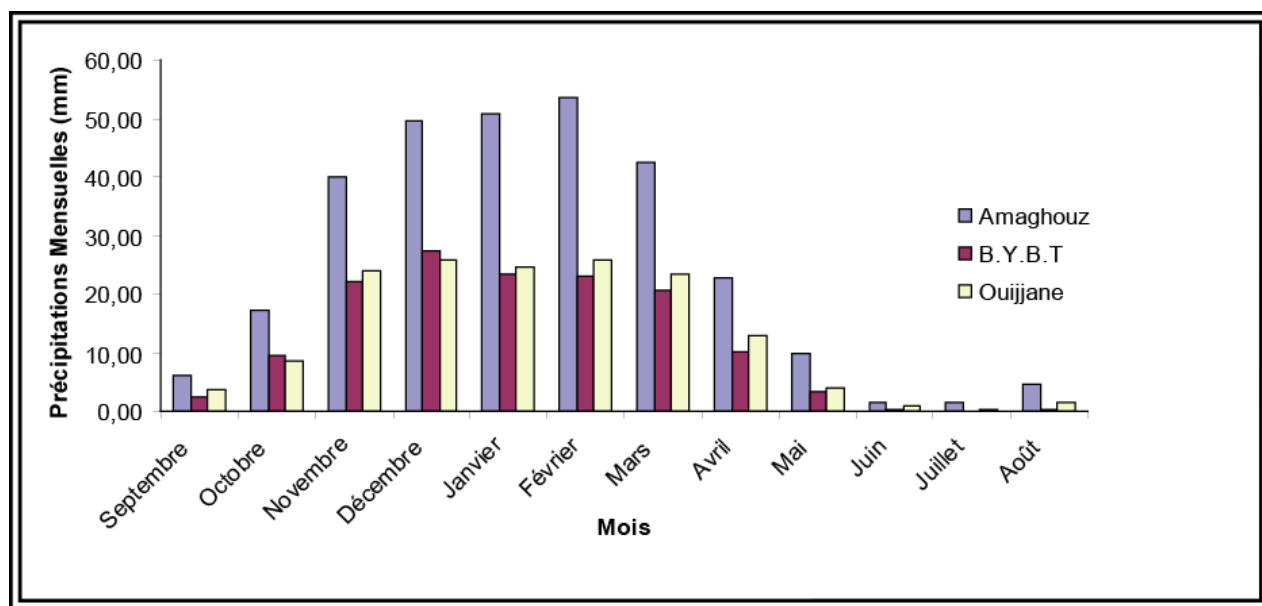


Figure 3 : Variation des précipitations mensuelles interannuelles (1980-2011) au Barrage Youssef ben Tachfine, Amaghouz et Ouijjane

I-4- Températures

Les températures sont fonction de l'altitude, de la localisation par rapport à l'océan et du relief. Le Tableau 3 et la Figure 4 montrent les variations des températures moyennes mensuelles au niveau des stations du Barrage Youssef Ben Tachfine et Amaghouz. L'analyse des données de la température au niveau de ces deux stations, considérées représentatives de la température au niveau du plateau de Lakhssas, a mis en évidence :

- Trois mois très chauds (Juillet, Aout et Septembre) avec une moyenne nettement supérieure à 24°C, une moyenne des maxima supérieure à 38°C et une moyenne des minima inférieure à 19°C.

- Six mois relativement chauds (Mars, Avril, Mai, Juin, Octobre et Novembre) avec une moyenne nettement supérieure à 18°C, une moyenne des maxima supérieure à 29°C et une moyenne des minima inférieure à 14°C.
- Trois mois doux (Décembre, Janvier et Février) avec une moyenne nettement supérieure à 14°C, une moyenne des maxima supérieure à 23°C et une moyenne des minima inférieure à 8°C.

D'une manière générale, les écarts de température diminuent au voisinage de l'océan et en altitude, ceci est valable pour les deux stations Amaghrouz (haute altitude) et Barrage Youssef Ben Tachfine (proche de l'océan).

Le mois d'Aout s'avère le plus chaud de l'année, la température moyenne étant de 24.2°C au Barrage Youssef Ben Tachfine et 30.9°C à Amaghrouz.

Le mois de Janvier est le plus froid de l'année, la température moyenne étant de 15.7°C au Barrage Youssef Ben Tachfine et 14.1°C à Amaghrouz.

Tableau 3 : Variations mensuelles des valeurs de températures minimales, maximales et moyennes (en °C) dans les stations Amaghrouz et BYBT pour la période 1969-2005

Station	T (°C)	JANV	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC	min	max	moy
B.Y- B.T	Tmin	6.5	7.6	8.0	9.4	10.6	13.1	14.2	13.5	13.9	12.0	9.8	7.6	6.5	14.2	10.5
	Tmoy	15.7	16.8	18.4	18.5	20.0	21.9	24.2	24.2	23.7	22.0	19.5	16.6	15.7	24.2	20.1
	Tmax	26.8	29.8	32.7	32.6	34.0	34.1	40.7	40.4	38.3	35.2	32.7	27.5	26.8	40.7	33.7
Amag- houz	Tmin	5.4	6.2	7.5	8.9	11.0	13.5	17.4	18.8	15.2	11.7	7.9	5.9	5.4	18.8	11.0
	Tmoy	14.1	15.7	17.9	18.9	21.9	25.8	30.4	30.9	26.9	22.6	18.0	15.1	14.1	30.9	21.7
	Tmax	23.9	26.1	31.2	33.0	36.6	39.4	44.0	43.6	39.2	34.4	29.3	24.5	23.9	44.0	33.8

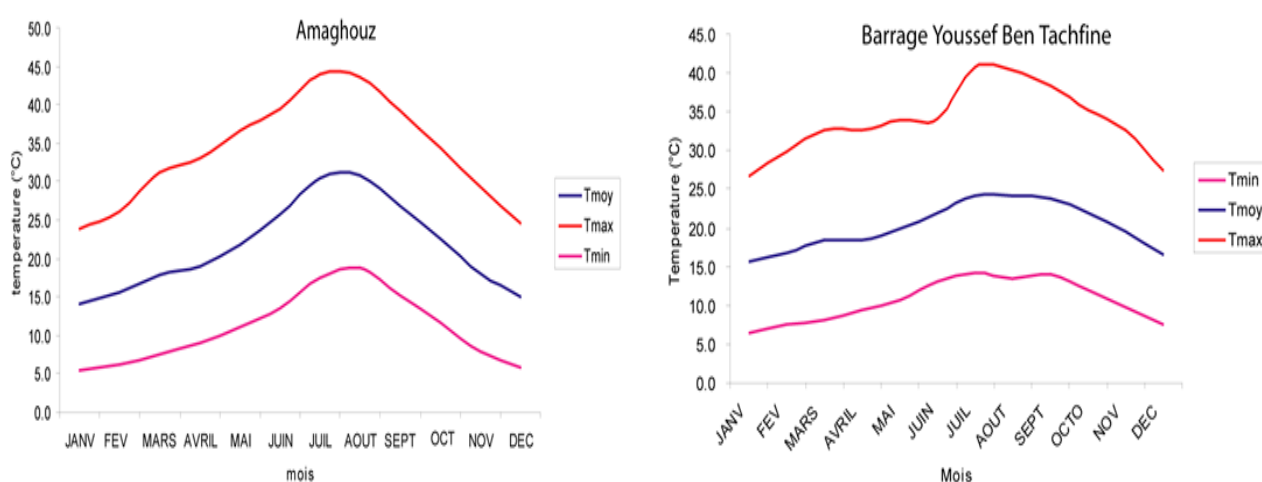


Figure 4 : Variations mensuelles des valeurs de températures minimales maximales et moyennes (en °C) dans les stations Amaghrouz et BYBT pour la période 1969-2005

I-5- Evaporation

L'évaporation joue un rôle important dans l'étude de la géochimie des eaux et plus particulièrement le fractionnement isotopique. Les résultats de mesure d'évaporation enregistrée au niveau des stations du Barrage Youssef Ben Tachfine et Amaghrouz sont obtenus à l'aide d'un évaporomètre « piche ». Les données représentent l'évaporation optimale, sous abri, d'une surface évaporant maintenue à saturation et correspondent bien aux conditions qui règnent durant une grande partie de l'année dans la région.

L'évaporation moyenne annuelle (Tableau 4) au niveau d'Amaghrouz dépasse celle du BYBT, ce qui reflète l'effet de l'altitude sur le processus de l'évaporation.

L'évaporation mensuelle (Fig. 5) est intense entre Mars et Novembre avec un maximum en Aout.

Tableau 4 : Evaluation mensuelle de l'évaporation moyenne (en mm) au Barrage Youssef Ben Tachfine et Amaghrouz

Station	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Total
BYBT (1971-2005)	134.09	139.88	140.82	128.24	123.11	115.79	146.28	120.62	123.29	106.63	127.25	128.08	1534.10
Amaghrouz (1991-2005)	232.12	178.25	126.28	100.06	115.08	135.77	158.19	168.18	200.35	226.45	310.66	323.21	2274.60

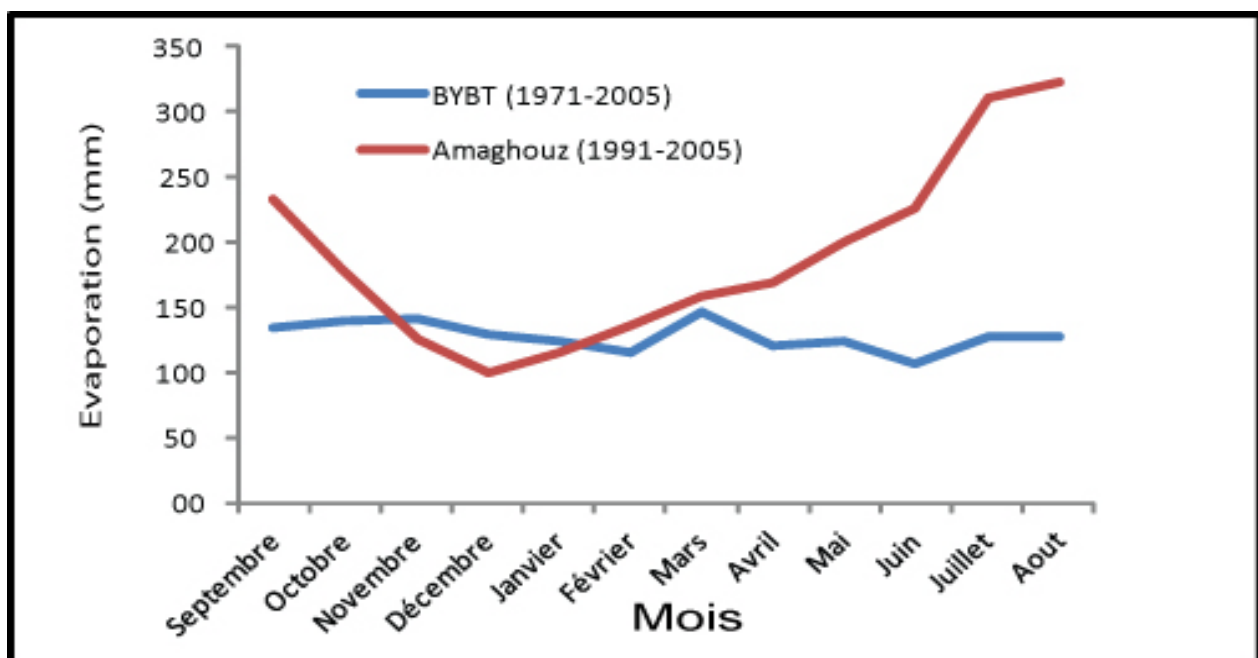


Figure 5 : Evaluation mensuelle de l'évaporation moyenne (en mm) au Barrage Youssef Ben Tachfine et Amaghrouz

I-6- Humidité relative de l'air

Les valeurs de l'humidité relative mensuelle interannuelle des deux stations BYBT et Amaghouz (Tableau 5, Fig. 6), montrent un équilibre entre les deux stations (Hmoy BYBT = 56% et Hmoy Amaghouz = 57%), ceci est dû à l'effet adoucissant de l'Océan Atlantique au niveau du Barrage et à l'effet de l'altitude au niveau de la station d'Amaghouz. Ceci confirme le rôle important joué par l'Océan Atlantique et les hautes altitudes de la boutonnière de Kerdous dans l'atténuation des températures.

Tableau 5 : Humidité mensuelle moyenne (en %) au Barrage Youssef Ben Tachefine (1982-2005) et Amaghouz (1989-2005)

Station	Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Févr	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	H moy (%)
B.Y.B.T (1982-2005)	50	56	60	63	63	60	56	57	57	57	53	51	56
Amaghouz (1989-2005)	53	62	62	63	64	61	61	63	60	55	44	49	57

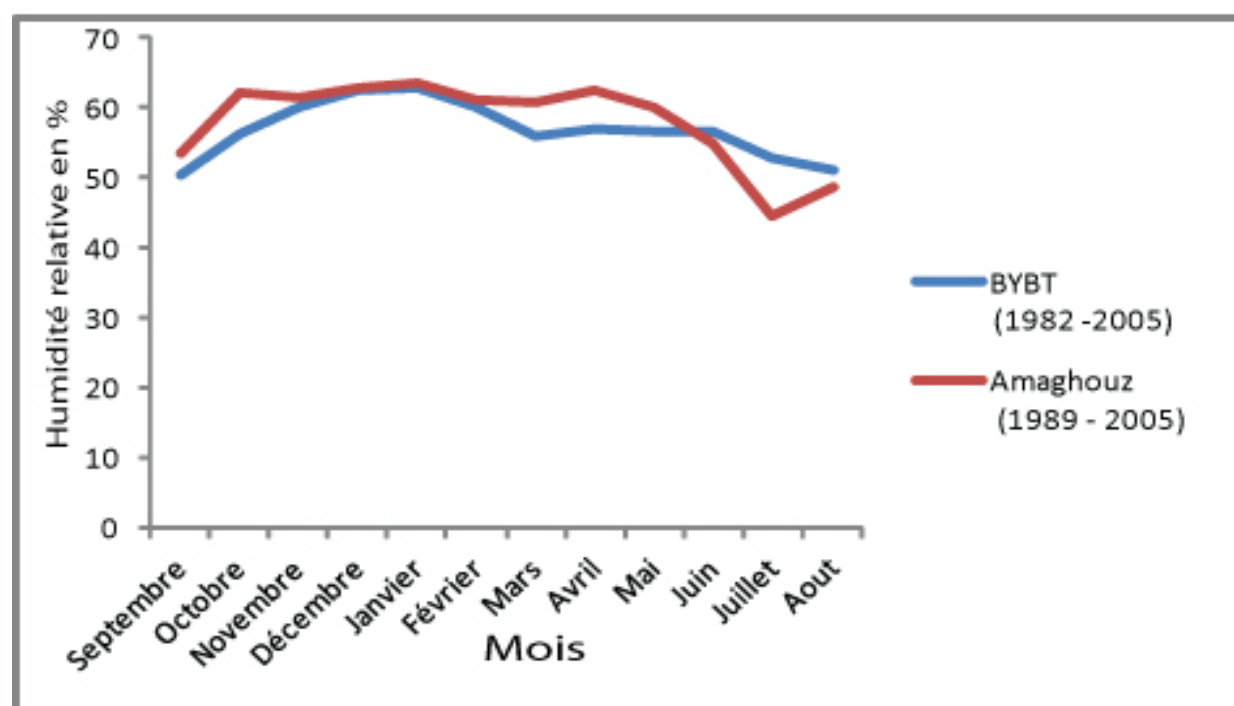


Figure 6 : Humidité mensuelle moyenne (en %) au Barrage Youssef Ben Tachefine (1982-2005) et Amaghouz (1989-2005)

I-7- Conclusion

Trois facteurs contrôlent le climat dans la région de Lakhssas - Tafraout :

- La situation géographique entre les boutonnières d'Ifni et de Kerdous qui forment des barrières pour les fronts froids provenant de l'Atlantique et les fronts chauds qui se développent sur le Maroc Oriental et Méridional.
- L'ouverture sur l'océan du côté Nord Occidental fait bénéficier le flanc Nord du plateau d'un climat doux et humide.
- La latitude saharienne qui se manifeste sur la Feija interne de Bouizakarne – Guelmime vers le Sud du plateau peut être plus aride que le reste de la région.

Tous ces facteurs climatiques conditionnent les apports aux aquifères par les précipitations, et sont donc nécessaires à la compréhension des mécanismes de minéralisation des eaux.

Il faut noter également que le climat dans ces régions pourrait avoir eu un changement dans le passé et que les conditions peuvent varier dans le temps. Le développement des formes karstiques dans la zone témoignent d'un climat humide dans le passé.

II- Cadre Géologique global

II-1- Introduction

Le plateau de Lakhssas fait partie de l'extrémité Ouest de l'Anti Atlas. C'est un entablement carbonaté cambrien qui représente un vaste domaine calcaire, pincé à son centre entre deux blocs précambriens : Kerdous à l'Est et Ifni à l'Ouest (Belfoul, 2005) (Fig. 7). Il s'étend sur une longueur méridienne de 47 Km et sur une largeur d'environ 30 Km. Il s'élève à une altitude moyenne de 1000 m séparant ainsi les plaines de Tiznit au Nord, qui constitue le prolongement méridional de la plaine de Souss, de celle de Bouizakarne au Sud.

Le plateau de Lakhssas est l'un des réseaux karstiques les plus anciens au Maroc. Sa géomorphologie, en une large structure synclinale subméridienne enregistrant un véritable patrimoine naturel (grottes, rivières, gouffres, dolines, lapiez), présente un intérêt scientifique, spéléologique et touristique de première importance.

Le massif granitique de Tafraout est un pluton subcirculaire de 5 à 6 km de diamètre centré sur l'agglomération de Tafraout. Il est mis en place dans les faciès éburnéens (socle PI) immédiatement au Sud de la vallée Ameln. Sa datation isotopique situe l'âge de mise en place à 530 ± 15 Ma (Charlot, 1975) avec un rapport de 0.719 ± 0.003 .

25

II-2- Structures Géologiques

II-2-1- Plateau de Lakhssas

Le contexte structural associé à la sédimentation des séries du plateau de Lakhssas montre le contrôle important de l'activité tectonique.

Deux phases tectoniques ont été distinguées (Soulaïmani and Bouabdelli, 2005 ; Soulaïmani and Burkhard, 2008) (Fig. 7 et 8) :

a- Une phase synsédimentaire débutée depuis le dépôt du PIII qui correspondent à des dépôts de pente au pied de reliefs vigoureux nouvellement créés, et dus à l'activité des failles normales. Ils sont associés à des plis et des figures de glissements et le développement de plusieurs niveaux de brèches synsédimentaires. Le résultat de cette extension est l'épaississement des séries tout au long de la bordure Ouest de la boutonnière de Kerdous. Ces dernières délimitent ainsi un large hémigraben subméridien dissymétrique à flanc Est effondré qui longe le plateau de Lakhssas (Fig. 8). Le long de sa partie médiane s'individualise un bloc de socle sous forme de horst (Jbel Inter).

b- une phase de déformation compressive attribuée à la phase tardi-carbonifère dite «orogénèse hercynienne ». Durant cet événement, le plateau de Lakhssas est structuré selon un vaste synclinorium où affleure le toit du Cambrien inférieur entre les deux zones anticlinales d'Ifni et de Kerdous. Ce synclinorium montre une déformation qui s'intensifie globalement au centre du plateau le long des failles subverticales, et plus particulièrement celles qui bordent latéralement l'anticlinal de Jbel Inter. De part et d'autre de ces zones de cisaillement, l'intensité de déformation s'atténue rapidement aussi bien vers le centre de Jbel Inter que latéralement à l'approche des boutonnières (Fig. 9).

Les séries sédimentaires du plateau de Lakhssas sont traversées par un réseau important de failles qui se poursuivent sous les deux plaines de Tiznit et Bouizakarne. Dans cette architecture, les grandes lignes structurales sont orientées suivant des directions Nord-Sud depuis le domaine du Bas Drâa au Sud vers la plaine du Souss au Nord. Il y a lieu de mentionner notamment la grande faille affectant la retombée occidentale de l'anticlinal du Kerdous qui met en contact, au Sud-Est d'Ouijjane, les calcaires du Cambrien inférieur et les schistes acadiens.

Les plis ont des longueurs d'ondes de quelques kilomètres, comme les synclinaux de Talaint, Bounnaâmane, Andja et Bouizakarne et les anticlinaux de Jbel Inter et Id Yahya.

Ils sont de direction Nord-Sud avec des plans axiaux subverticaux et des axes faiblement plongeants vers le Nord ou vers le Sud.

Postérieurement à la tectonique hercynienne, le domaine de Lakhssas, à l'image de tout l'Anti-Atlas, a subi une déformation cassante suite au soulèvement atlasique. Cette phase a réactivée les failles Nord-Sud et Est-West comme l'indique la forte activité sismique actuelle le long de ces fractures (Soulaïmani, 2005). Ces soulèvements sont aussi mis en évidence par la trace de fission de Zircons (Sebti et *al.*, 2009).

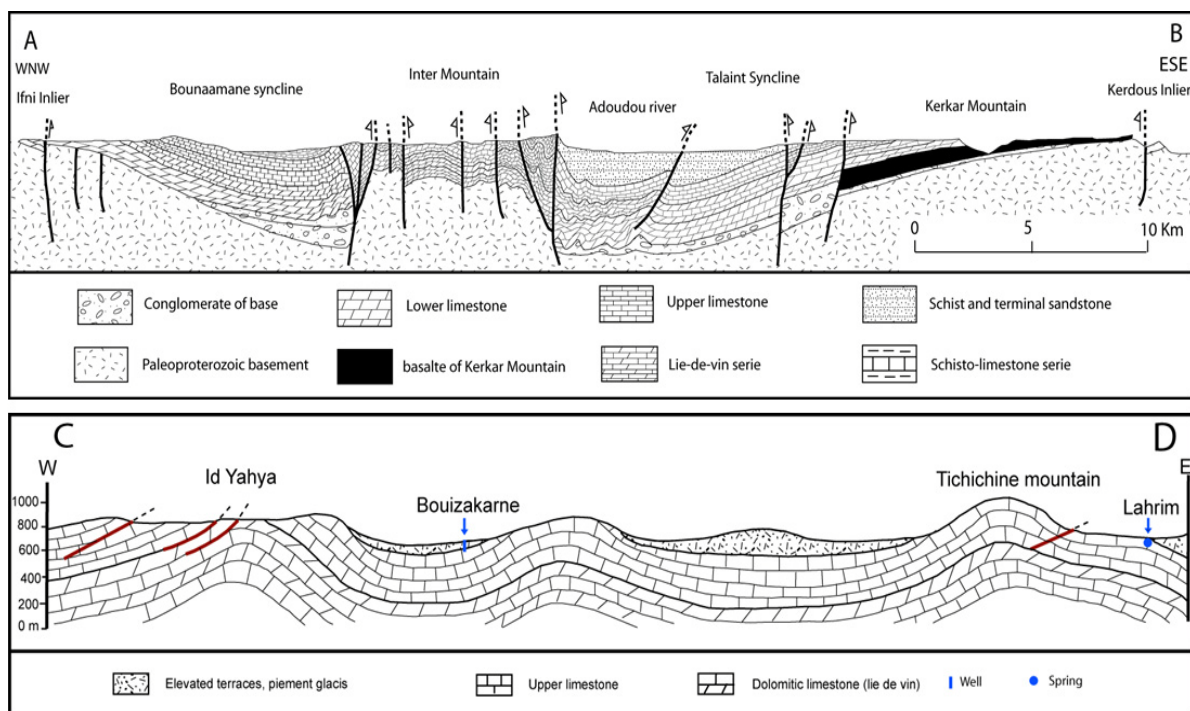


Figure 8 : Coupes géologiques synthétique des parties Nord et Sud du plateau de Lakhssas (voir la localisation A, B, C et D dans les figures 9 et 18)

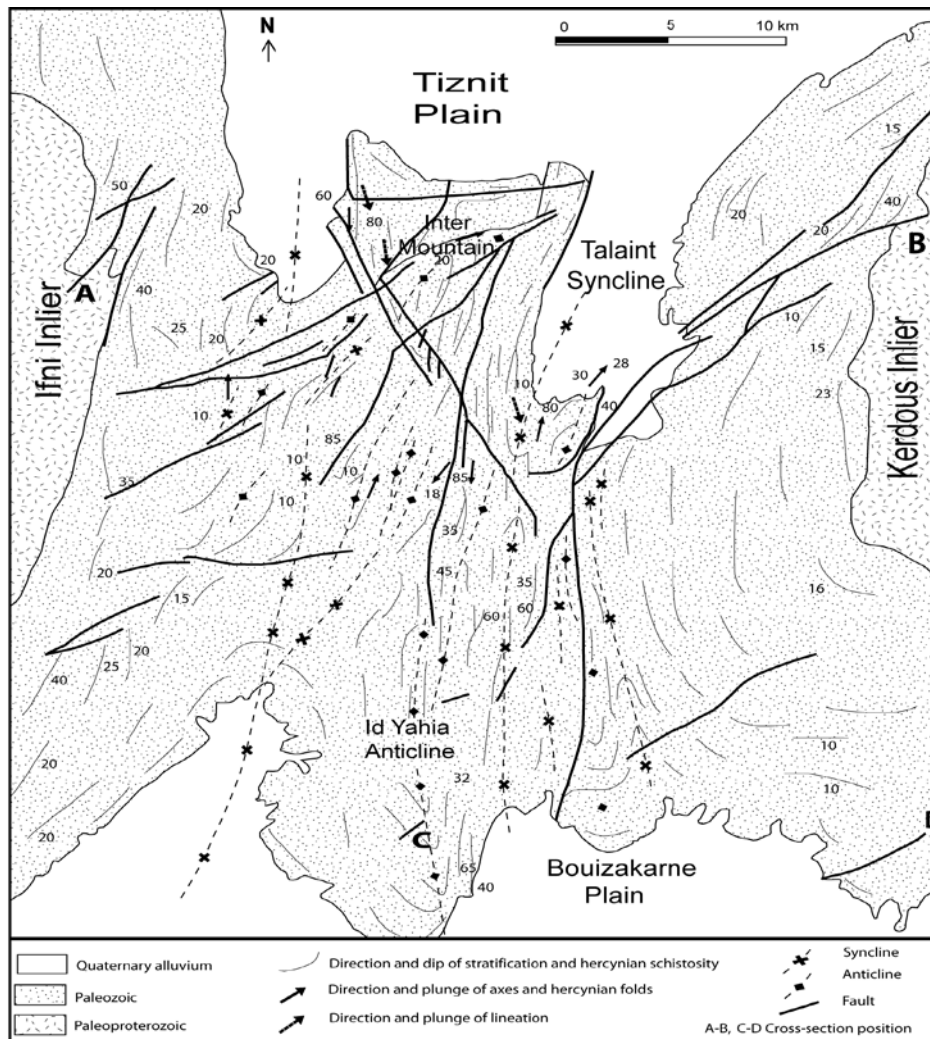


Figure 9 : Carte de répartition des plans de stratification, des axes de plis et des plans de schistosité hercynienne dans le domaine du plateau de Lakhssas (Soulaïmani 2005)

II-2-2- Boutonnière de Kerdous (Pluton granitique de Tafraout)

La boutonnière de Kerdous se situe à environ 100 Km au Sud-Est d'Agadir. C'est la plus vaste de toutes les boutonnières de l'Anti-Atlas occidental, avec une superficie d'environ 6000 Km². Elle s'étend depuis la plaine du Souss jusqu'au pied du Bani et constitue la limite Ouest du plateau da Lakhssas (Fig. 7). Comme toutes les autres boutonnières de l'Anti-Atlas sud occidentale, la boutonnière de Kerdous est structurée au cours des orogénèses éburnéenne et panafricaine. Les principaux caractères de ces phases se résument comme suit (Fig. 10):

- Orogénèse éburnéenne

Elle a affectée les terrains attribués au Protérozoïque inférieur en développant des failles inverses, des plis isoclinaux et une schistosité de flux. Cette dernière montre localement

des gradients d'intensité de déformation en liaison spatiale avec le développement des zones de cisaillements ductiles (Rahimi, 1998). Le métamorphisme, associé à cet épisode de déformation, correspond le plus souvent aux conditions de méso-zone.

- Orogenèse panafricaine

Elle est caractérisée par le développement de grands accidents de direction Est-Ouest à WNW-ESE, responsables du chevauchement des terrains éburnéens sur la couverture panafricaine. Cet épisode a permis aussi le développement d'un plissement d'orientation général Est-Ouest malgré des inflexions vers le SW-NE ou le NW-SE. La schistosité, liée à cette orogenèse, est généralement orientée Est-Ouest à WNW-ESE avec déversement vers le Nord. Dans les terrains éburnéens, la déformation panafricaine est généralement de faible intensité (schistosité de fracture) sauf au voisinage des grands accidents à savoir la zone faillée de la vallée d'Ameln (ZFVA) et la zone faillée de Tighemi-Tifermite (ZFTT), où elle a provoqué une mylonitisation importante. Localement, l'histoire tectonique de la phase ultime panafricaine a été enregistrée par **le pluton de Taфраout** sous forme de décrochements NE-SW senestres et d'une structuration du granite par des fractures serrées N10 à N30 d'aspect sub-schisteux (Fig. 11 a). Notons que ces deux périodes tectoniques de la phase ultime panafricaine développent les mêmes structures dans le bassin d'Anzi qui est lui-même orogénique tardi-tectonique comme le pluton de Taфраout (Fig. 10 et 11) (Nachit, 1994).

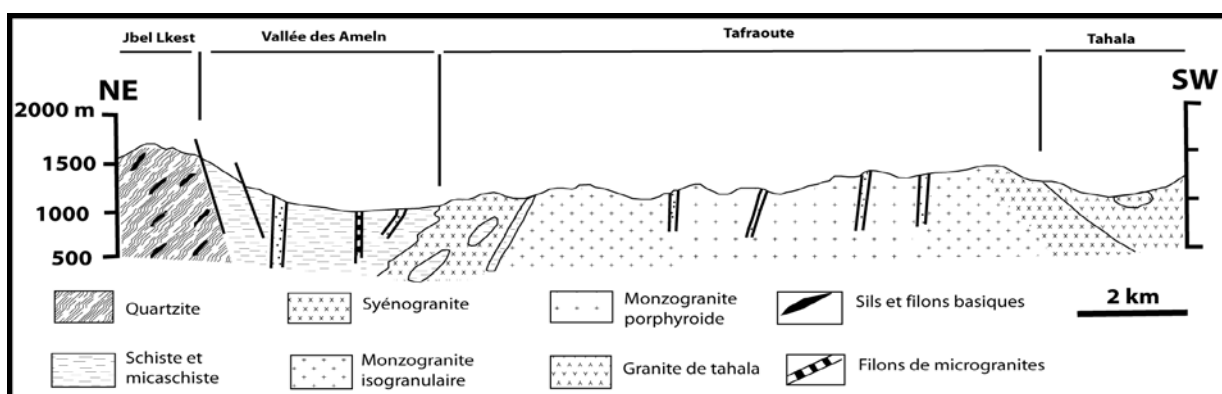


Figure 10 : Coupe géologique synthétique dans le massif de Taфраout (Lahmam, 2000)

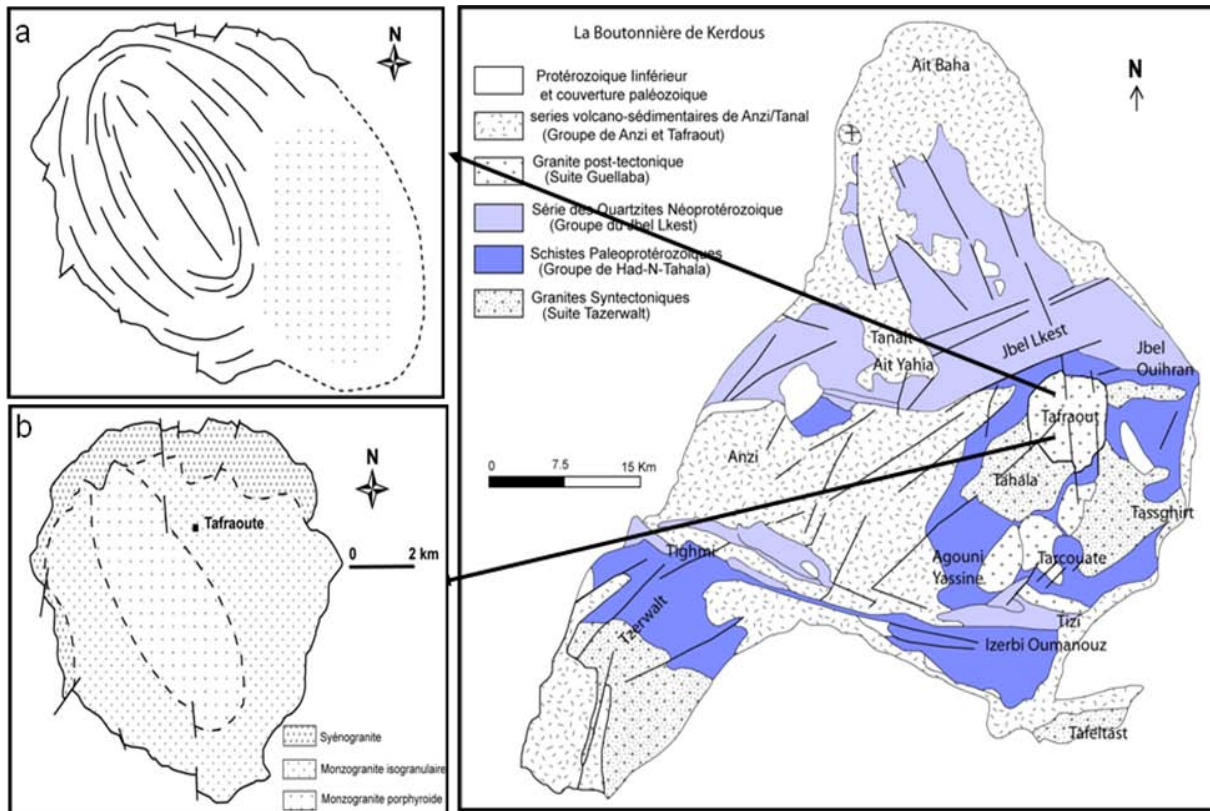


Figure 11 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Kerdous (Choubert, 1963; nomenclature lithostratigraphique par Thomas et *al.*, 2002); (a) coupe structurale et (b) coupe minéralogique du pluton de Taфраout (Nacht, 1994)

II-2-3- Boutonnière d'Ifni

La boutonnière d'Ifni se situe à environ 60 km au sud de la ville de Tiznit, l'extrême Ouest de l'Anti-Atlas. Elle est constituée de massifs granitiques qui affleurent essentiellement au cœur de la boutonnière et des formations volcaniques et volcano-détritiques qui forment les bordures, notamment en contact avec le plateau de Lakhssas (Fig. 7).

II-3- Caractéristiques lithologiques

II-3-1- Plateau de Lakhssas et ses bordures

Le domaine de Lakhssas est formé d'une couverture volcano-détritique puis sédimentaire essentiellement carbonatée reposant, en discordance majeure, sur un socle cristallin qui affleure dans les boutonnières de Kerdous à l'Est et celle d'Ifni à l'Ouest. Il s'agit d'un substratum métamorphique formé à la base par des gneiss et des granitoïdes, paléoprotérozoïques (Groupe de Kerdous) et des séries quartzitiques et carbonatées néoprotérozoïques (Groupe de Lkest) (Charlot, 1978 ; BGS, 2001 ; Barbey, 2004). Ce substratum métamorphique est surmonté par les séries volcano-sédimentaires

du Groupe (PII₃) puis de celles du Groupe de Ouarzazate ou (PIII) attribuées au Néoprotérozoïque supérieur (Hassenforder, 1987).

Le passage entre les formations volcano-détritiques précambriennes vers les formations du Cambrien inférieur, est souligné dans ce secteur par de faibles discordances de ravinement (Piqué et *al.*, 1999 ; Soulaïmani et *al.*, 2003). On y distingue, de bas en haut, les siltites vertes et les grés pélitiques "Série de base", puis les dolomies et marnes de la "Série des Calcaires inférieurs" et enfin les calcaires dolomitiques à niveaux de dolomies sableuses rougeâtres de la "Série lie de vin", qui forment le cœur des anticlinaux au centre du plateau. Au-dessus, reposent la série des "Calcaires supérieurs" puis la "Série schisto-calcaire" à Archéocyathidés et Trilobites, datées au Cambrien inférieur (Geyer, 1988). Les séries paléozoïques se poursuivent par "les Schistes et Grés terminaux" puis par les formations schisteuses du Cambrien moyen qui forment le cœur des synclinaux et des feijas occidentales (synclinal de Tiznit et de Bouizakarne) (Fig. 12).

La plaine de Tiznit située au Nord du plateau de Lakhssas est constituée essentiellement par un substratum schisteux acadien surmonté par des alluvions et dépôts quaternaires. Au sud du plateau de Lakhssas, s'étend la grande "Feija interne" de Guelmime-Bouizakarne dont le substratum est formé des schistes acadiens masqués le plus souvent par les formations quaternaires.

Les formations quaternaires des deux plaines sont, d'une façon générale, de nature continentale et sont représentées par :

- Des calcaires marneux surmontés par une croute calcaire endurcie. Ces calcaires affleurent surtout au Sud-Est de la plaine de Tiznit où ils reposent directement sur les schistes acadiens (Oliva, 1972);
- Des conglomérats développés essentiellement dans le lit de l'Oued Massa, ils sont fortement encroutés en surface par une croute calcaire, et sont reportés au Pléistocène (Oliva, 1972);
- Des dépôts alluvionnaires rattachés au quaternaire récent. Ils ont une texture fine et sont de nature sableuse et limoneuse. Ils forment les terrasses des Oueds.
- Des calcaires lacustres d'extension très large et de puissance très variable, atteignant jusqu'à 25 m dans certains niveaux et se réduit parfois à une simple croute de 2 à 4 m d'épaisseur.
- Des dunes vives constituées de sables très fins et bordant la côte atlantique ;

Des cônes de déjection et d'éboulis en bordure des reliefs.

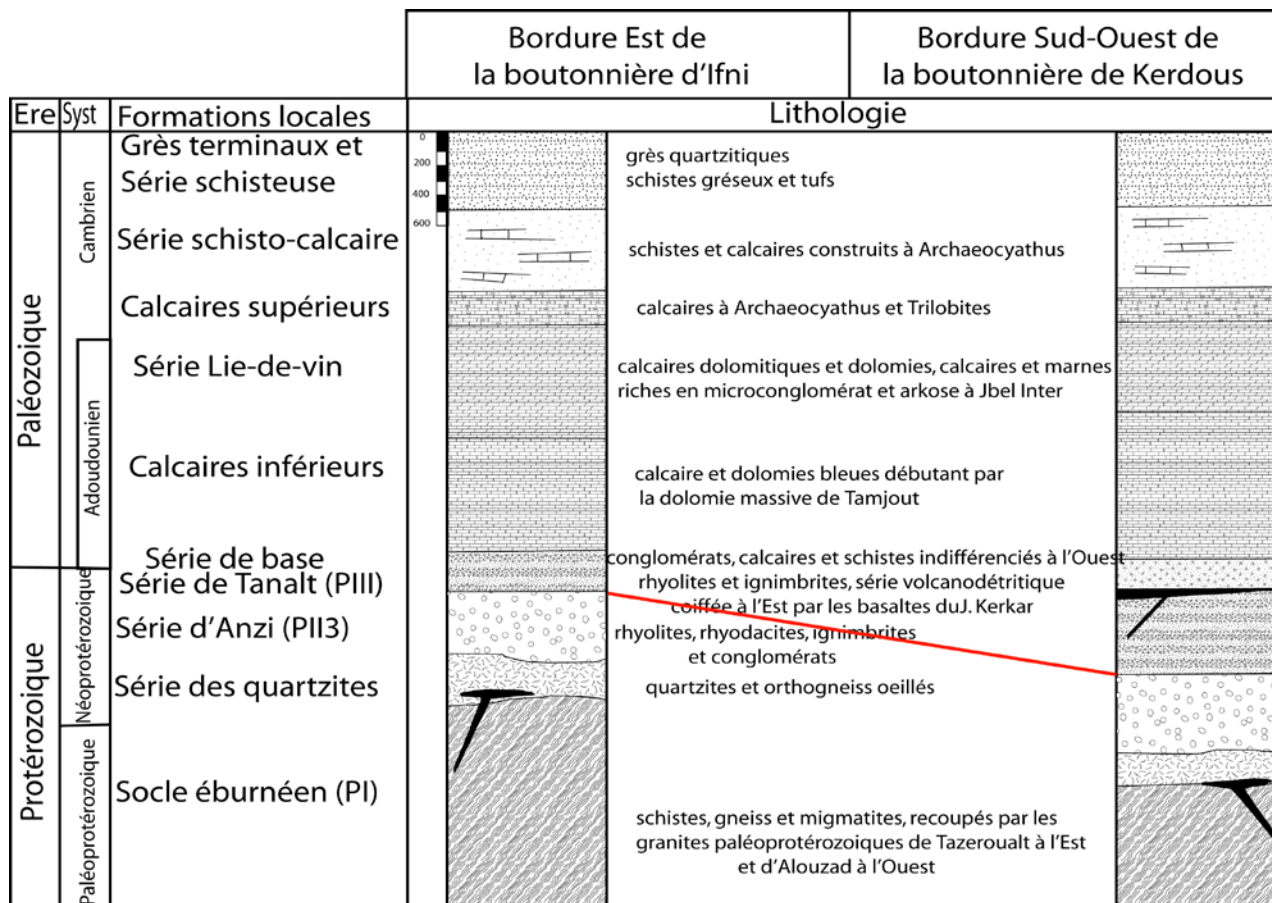


Figure 12 : Colonnes stratigraphiques des séries précambriennes et paléozoïques inférieures des flancs Nord et Sud du plateau de Lakhssas (Soulaïmani, 2005)

II-3-2- Boutonnière de Kerdous (Pluton granitique de Taфраout)

La boutonnière de Kerdous est constituée de formations qui s'échelonnent depuis le Paleoprotérozoïque (PI), formant le socle de cette région, jusqu'au Paléozoïque qui borde cette boutonnière et constitue la couverture de celle-ci (Fig. 11).

Hassenforder (1987) a subdivisé la boutonnière de Kerdous, en fonction de l'âge et de la nature des formations géologiques, en quatre groupes :

Le groupe de Jbel Lkst : il correspond à la puissante série de quartzite du Précambrien II qui constitue la zone montagneuse située au Nord du village de Taфраoute et qui comprend le point le plus culminant de cette boutonnière 2534 m.

Le groupe d'Anzi : il correspond à la série volcano-sédimentaire d'Anzi du Précambrien II-III qui occupe un vaste bassin intracontinental dans la partie occidentale de la boutonnière.

Le groupe de Tanalt : il correspond à la série volcano-sédimentaire ou précambrien III qui est constituée à la base par un ensemble volcanique à dominance rhyolitiques et

ignimbritique et à intercalations de tufs et d'andésite. Le reste de la série est constituée par des formations détritiques à lamines gréseuses et conglomératiques.

La couverture du Cambrien inférieur : elle correspond à une sédimentation transgressive de nature carbonatée.

Nachit (1994), après analyse de l'ensemble des données macroscopiques et microscopiques, a montré que **le pluton de Taфраout** est constitué de trois faciès granitiques principaux, qui sont de l'extérieur vers l'intérieur (Fig. 11 b) :

- Syénogranite, qui correspond à un faciès à grain fin rosâtre très pauvre en biotite ;
- Monzogranite, qui correspond à un faciès grenu isogranulaire à grain moyen rose à rougeâtre ;
- Monzogranite porphyroïde, qui correspond à un faciès grenu porphyroïde enrichi en biotite.

II-3-3- Boutonnière d'Ifni

La boutonnière d'Ifni est constituée d'un socle paléoprotérozoïque représenté par le granite d'Alouza et d'une couverture néoprotérozoïque (Fig. 13) représentée par :

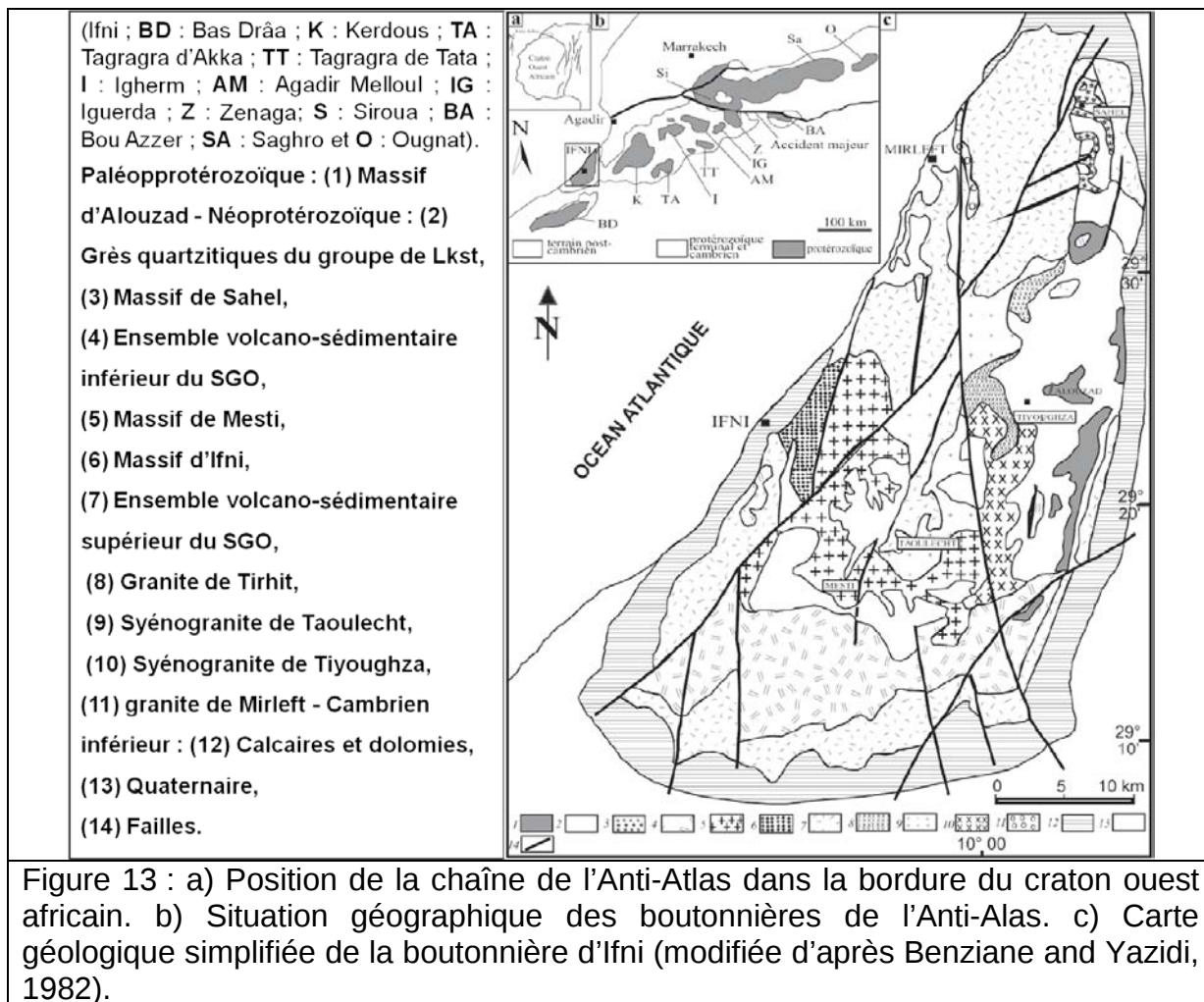
- i) La série des grès quartzitiques du groupe Lkst qui fait partie du super groupe de l'Anti-Atlas (~ 780 à 660 Ma) (Benziane et *al.*, 1982 ; Thomas et *al.*, 2004) ;
- ii) Les formations volcano-sédimentaires inférieures et supérieures correspondant respectivement aux séries de Siroua-Saghro et d'Ouarzazate. L'absence de discordance entre ces deux séries et la faible abondance des séries sédimentaires par rapport aux roches volcaniques et volcano-sédimentaires rattacherait plutôt ces deux ensembles au Super Groupe de Ouarzazate (SGO) (615 à 545 Ma) défini par Thomas et *al.*, 2004. Le volcanisme du SGO de la boutonnière d'Ifni est de nature acide à intermédiaire et présente une affinité calco-alcaline, moyennement à fortement potassique, passant dans sa partie sommitale vers un magmatisme rhyolitique alcalin (Lahmam et Beraaouz, 1999). Ces ensembles protérozoïques sont surmontés par des formations carbonatées du Cambrien inférieur (Bouda and Choubert, 1972).

Les granitoïdes néoprotérozoïques d'Ifni peuvent être subdivisés en deux épisodes :

- Un épisode précoce intrusif dans l'ensemble volcano-déritique inférieur du SGO, qui comprend : (i) Les granitoïdes du massif de Sahel non datés (diorites quartziques, granodiorites) affleurant au Nord de la boutonnière et sont intrusifs dans la série des grès quartzitiques du groupe de Lkst, dans laquelle ils développent un métamorphisme de

contact. (ii) Le massif monzogranitique et granodioritique de Mesti qui affleure au Sud de la boutonnière et est intrusif dans la série sédimentaire de base du complexe volcano-sédimentaire et recouvert par les ignimbrites supérieures. (iii) Le massif granodioritique d'Ifni forme un massif allongé NNE-SSW à l'Est de la ville d'Ifni, il est intrusif dans la série sédimentaire de base et dans les ignimbrites inférieures et présente des contacts faillés N10 à N30 °E avec les granites de Mesti. Et (iiii) la granodiorite de Tiyoughza qui affleure au SE de la boutonnière et dont l'extension géographique et les relations de terrain avec les autres faciès ne sont pas bien définies.

– Un épisode tardif intrusif à subcontemporain à l'ensemble volcano-détritique supérieur du SGO et qui recoupe localement les granitoïdes de l'épisode précédent. Il est représenté par : (i) Les syénogranites de Taoulecht et de Tiyoughza qui affleurent en bandes allongées NNE-SSW et sont intrusifs dans les granites d'Alou zad, de Mesti et dans les horizons supérieurs des formations volcanosédimentaires et montrent localement un passage progressif vers des rhyolites. (ii) Le granite rose de Mirleft qui affleure à l'Est du village sous forme d'une lame d'orientation N-S, de 11 km de long et 1,5 km de large, et est intrusif dans les formations ignimbritiques supérieures.



II-4- Conclusion

Le cadre morpho-structural du massif granitique de Taфраout est enregistré durant l'histoire tectonique de la phase ultime panafricaine. Le pluton de Taфраout est structuré pendant deux périodes tectoniques : la première se présente sous forme de décrochements NE-SW sénestres et la deuxième sous forme d'une structuration par fractures serrées N10 à N30 d'aspect sub-schisteux. Notons que ces deux périodes tectoniques de la phase ultime panafricaine développent les mêmes structures dans le bassin d'Anzi, lui-même orogénique tardi-tectonique tout comme le pluton de Taфраout (Fig. 12) (Nachit, 1994).

Le cadre morpho-structural du couloir de Lakhssas montre qu'il est structuré pour l'essentiel de son histoire géologique, au cours du cycle orogénique hercynien. Cartographiquement, il occupe une position structurale synclinale, avec des terrains de la partie sommitale du Cambrien inférieur affleurant entre les culminations de socle des boutonnières d'Ifni et de Kerdous (Soulaïmani, 2005).

Durant le Néoprotérozoïque terminal, une distension accentuée, qui fait suite à une extension crustale, est responsable à la mise en place d'un système de blocs basculés contrôlés par des failles normales en graben (Fig. 8) qui lors du serrage donnera un dispositif en horst subsymétrique (Soulaïmani, 1998) favorisant la percolation des eaux de surfaces. L'effet de cette dynamique extensive est réinterprété plus tard, en terme de failles listriques contrôlant un système en héli-graben à regard vers l'Ouest qui va évoluer en un héli-horst dissymétrique (Fig. 14 et 15) (Belfoul, 2005).

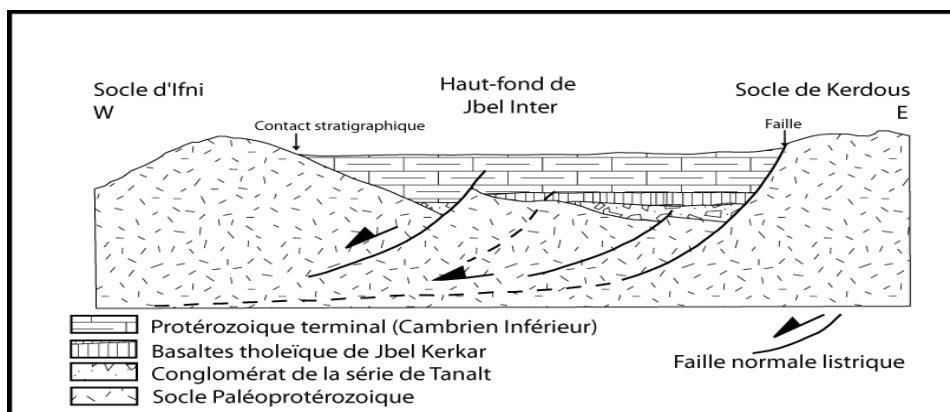


Figure 14 : Coupe interprétative des dépôts du Cambrien inférieur dans le couloir de Lakhssas (Belfoul, 2005)

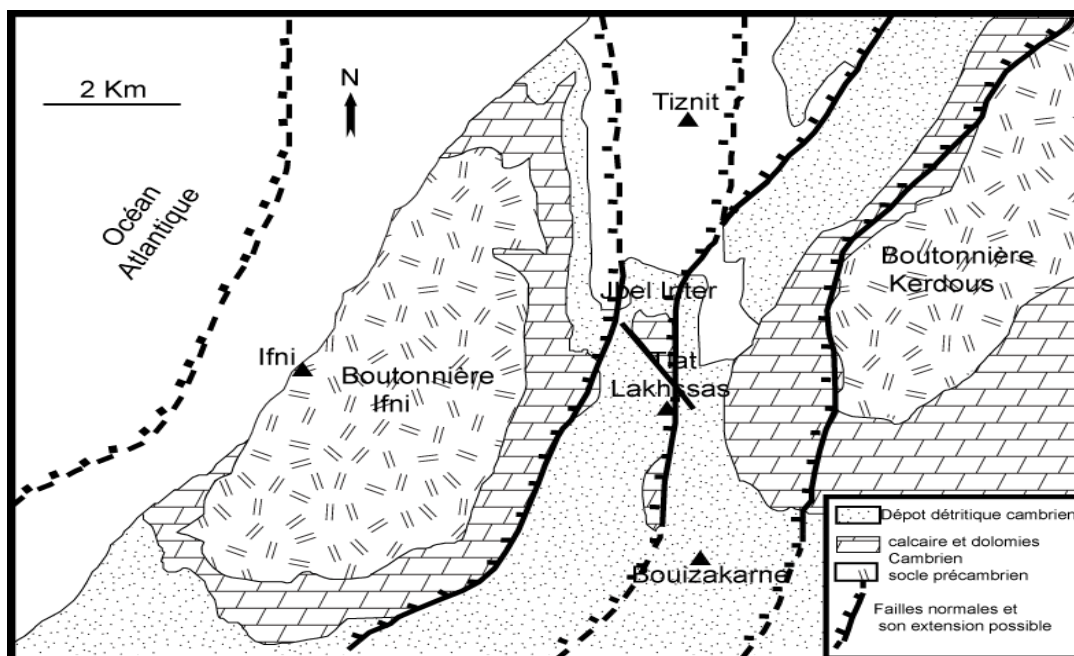


Figure 15 : Interprétation géodynamique de la distension éocambrienne dans le secteur de Lakhssas en termes d'hémigraben à effondrement Ouest (Belfoul, 2005)

Le serrage hercynien correspond à une inversion tectonique des structures extensives du paléozoïque basal (réactivation d'anciennes failles précambriennes) et est

responsable du soulèvement du plateau de Lakhssas. Le poinçonnement de la couverture paléozoïque par cette tectonique est souligné par des plis, généralement subméridiens, mais surtout d'une schistosité régionale pénétrative bien marquée au niveau des boutonnières d'Ifni à l'Ouest et de Kerdous à l'Est.

Les travaux de Bensaou et *al.*, (2004), sur les microbialites de l'Anti Atlas occidental, ont montré qu'une augmentation de la taille et la coalescence latérale de minéraux évaporitiques, par accentuation du confinement du milieu, aboutit à l'édification de strates évaporitiques qui s'alternent avec les niveaux carbonatés. La dissolution ultérieure de ces évaporites aboutit à la genèse des brèches de dissolution et des dolomies vacuolaires.

La composition chimique de la roche, le climat, la couverture sédimentaire, la tectonique de la région, la présence et l'épaisseur de couches imperméables intercalées (Schistes et conglomérats), sont des facteurs qui ont déterminés une morphologie karstique caractéristique du plateau de Lakhssas. La présence des formations fissurées, karstifiées et schisteuses a permis d'avoir une circulation des eaux de surface et souterraines dans le massif qui se manifestent par l'émergence des sources plus ou moins importantes. La dimension des aquifères varient en fonction de l'étendue des formations et de la structure des unités au niveau de la région.

III- Généralités sur le système karstique

III-1- Quelques définitions

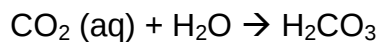
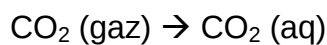
- **Le karst** est l'ensemble de formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution de roches carbonatées (Calcaires, Dolomies) par l'eau rendue acide par le dioxyde de carbone. (Bakalowicz, 1995). La région de Lakhssas, composée d'un plateau calcaire, présente une morphologie particulière de vallées sèches, dépressions fermées et de manifestations typiques avec des grottes, gouffres et rivières souterraines.
- **Le système karstique** est l'ensemble de formes de surface et souterraines organisées les unes par rapport aux autres pour constituer une unité de drainage. L'eau de pluie infiltrée se charge en gaz carbonique lors de son passage à travers le sol et sous l'effet d'un gradient hydraulique circule dans les fractures de la roche. Par la suite, l'eau élargit les fissures en les transformant progressivement en conduits karstiques. Ces derniers, organisés en réseau, se forment et drainent les eaux depuis la surface jusqu'à une source généralement unique tandis que des zones de stockage connectées au

réseau de drains prennent place dans la zone saturée (Margin, 1975 ; Bakalowicz and Dorfliger, 2005). Le résultat final se traduit par une hétérogénéité considérable du milieu avec une organisation des vides déterminés par les écoulements souterrains qui dépend des degrés de l'évolution du système karstique (Margin, 1975).

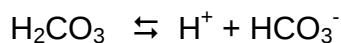
- **La karstification** est conditionnée par deux facteurs :

- Le potentiel de la karstification qui est lié à l'existence d'un solvant : H₂O pour les karsts classiques. La dissolution de la roche est fonction de la solubilité des minéraux qui la composent. Les constantes de dissociation des minéraux définissent leur capacité à être dissous. Pour que cette dissolution ait lieu, il faut l'intervention du CO₂ :

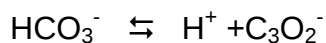
- i- Hydratation et formation de l'acide carbonique :



- ii- Dissociation de l'acide carbonique :



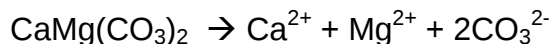
- iii- Dissociation de l'ion hydrogéné – carbonaté :



- iv- Dissociation de la calcite :



Et de la dolomie :



La nature du solvant est liée aux conditions climatiques directement par l'intensité des précipitations et indirectement par le développement de la végétation qui produit le CO₂.

- La nature carbonatée de la roche en question.

III-2- Aspect spéléologique du système karstique du plateau de Lakhssas

La spéléologie est un complément indispensable aux études géologiques karstologiques et hydrogéologique des milieux carbonatés. Il consiste à repérer, explorer, étudier et cartographier les cavités et rivières souterraines.

Les niveaux karstifiés du plateau de Lakhssas :

Les calcaires et les dolomies du plateau de Lakhssas ont été affectés par une karstification générale néogène qui s'étale selon trois niveaux (Oliva, 1977) :

- Le niveau de surface : Il comporte des formes qui s'inscrivent de 50 à 150m au maximum en contre bas de plans sommitaux portant les restes de l'aplanissement. Ce niveau superficiel est obstrué par l'encroûtement des planchers.

- Une tranche souterraine allant de –70m à –150m : Où se développe un niveau fossile à cavernes importantes. Ce niveau, en voie de comblement par concrétionnement, connaît une circulation aquifère temporaire à sa base.

Des sous-systèmes de circulation permanente sont possibles, notamment vers -70 à -90m et qui communiquent entre eux suivant les fracturations intermédiaires qui ne commandent pas la concordance piézométrique.

- Au delà de –150m : La karstification irrégulière et à grande maille, paraît localisée sur le réseau des fractures majeures.

L'étude spéléologique du plateau de Lakhssas réalisée par Wanaim et *al.*, (2009) et Dubois et *al.*, (2012) a mis en évidence les formes karstiques suivantes (Fig. 16):

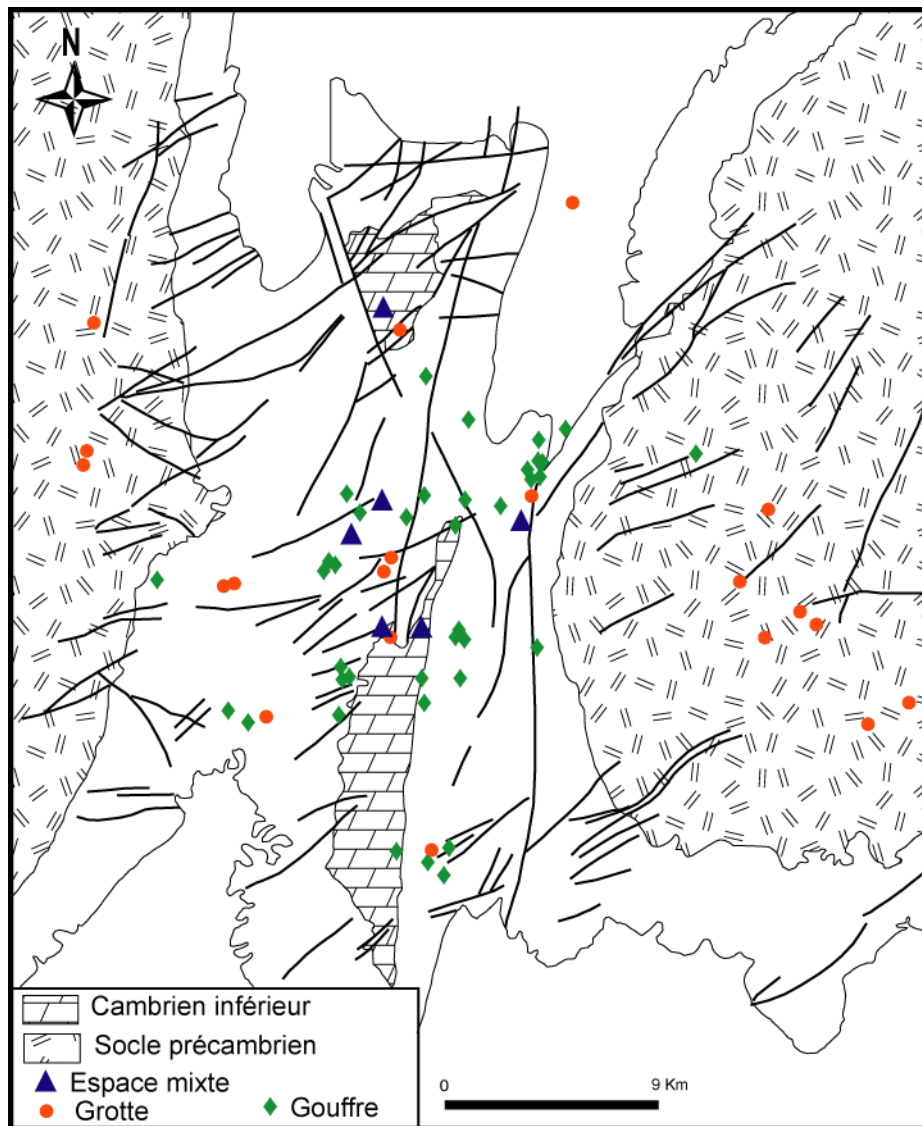


Figure 16 : Carte de la répartition des formes karstiques dans le plateau de Lakhssas (fond : carte géologique de Bouizakarne 1/100000 (modifiée d'après Wanaim et al., 2009))

Les Grottes :

Les grottes ou cavités souterraines du plateau de Lakhssas sont généralement fossiles (non actives). Elles sont le vestige de circulations d'eau presque disparues actuellement. Ces cavités ont des longueurs qui varient d'une dizaine de mètres à des centaines de mètres, dont certaines présentent des galeries qui dépassent les dix mètres de hauteur (grotte des pigeons, Ifri n'Aabou...). Leurs plafonds sont souvent ornés de stalactites en cônes, en draperies ou en écoulements et leurs stalagmites s'élèvent depuis leurs planchers, rejoignant parfois les stalactites pour former des colonnes ou des cloisons (Photo1 et 2).



Photo 1 : La grotte Mossa Crche (A) et la grotte n'Aabou (B) (Wanaim, 2009).

Les Gouffres :

Les gouffres ou avens sont de véritables puits, ouverts en pleine nature. Ils mettent en communication les galeries souterraines et la surface.

Ce sont les formes les plus développées et qui dominent au niveau du plateau grâce aux eaux infiltrées à travers les plans des fractures qui creusent et dissolvent les calcaires et les dolomies (Photo 3).



Photo 3 : Gouffre Agjgual Adoudou (Wanaim, 2009)

Les espaces souterrains diverses :

- Sources d'eau et rivières souterraines :

La plupart des eaux ruisselées et infiltrées dans le massif de Lakhssas sont à l'origine d'alimentation de la nappe de Tiznit au Nord et de Bouizakarne au Sud. Souvent ces eaux exsudent sous forme de sources d'eaux et des rivières souterraines au niveau des oasis de ces deux plaines et de ceux de la plaine de Tioughza à l'Ouest (exemple la source de Sidi Mhmed Youssf au pied du Jbel Timoucha (Photo 4)). Dans leur parcours, ces rivières suivent les zones faillées et les paléochenaux dans les calcaires lacustres des plaines adjacentes.



Photo 4 : Source de Sidi Mhmed Youssef (Wanaim, 2009)

Les espaces superficiels :

Les espaces superficiels liés à la karstification sont multiples et diversifiées:

- **Les lapiez** : qui correspondent à des cannelures liés à la dissolution des calcaires (Photo 5).

- **Les dolines** : ce sont des dépressions fermées de tailles variées, de 1 à 4 m de profondeur et plus de 10 m de diamètres. Souvent, le fond de ces espaces est tapissé d'argiles de décalcification provenant du fait que les calcaires contiennent un certain pourcentage d'argiles (Photo 6).

- **Les poljés** : qui sont de formes ou étendues plus grandes (plusieurs Km²) implantés au niveau des plis anticlinaux éventrés en combe ou synclinaux. Ces étendues sont remblayées d'argiles rouges et régulièrement inondées et donc utilisées pour l'agriculture (Photo 7).

- **Les canyons secs ou vallées sèches** : certains canyons dans ce domaine atteignent jusqu'à 400 m de profondeur (cas de Tiguinte à 10 km à l'Est de Lakhssas). Ils suivent en général la direction de failles majeures Nord-Sud, responsables de l'infiltration quasi totale des eaux de ruissellement (Photo 8).



Photo 5 : Lapiez de la région Ait Taleb Brahim (Wanaim, 2009).

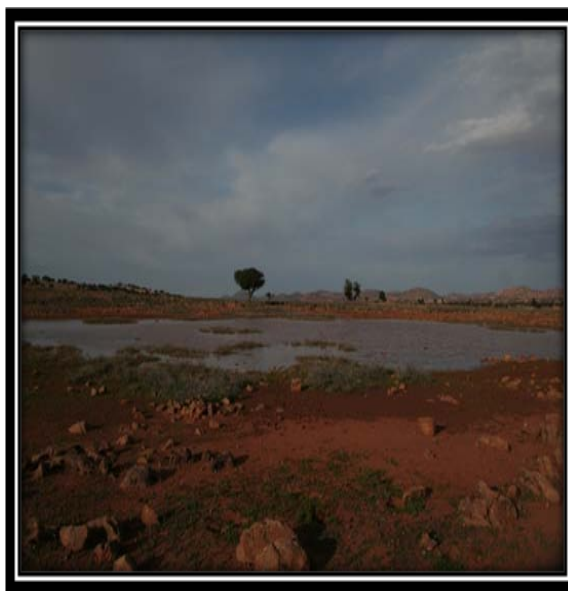


Photo 6 : Doline de Tamakout, Commune de Sidi M'bark (Dubois, 2009 in Wanaim 2009).

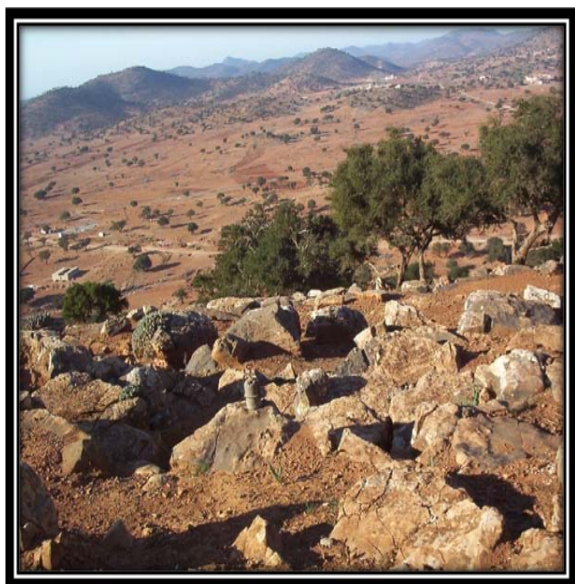


Photo 7 : Poljés : Étendue du village de Lakhssas (Wanaim, 2009).



Photo 8 : Canyon sec de Tiguinte (Wanaim, 2009).

IV- Hydrologie

Le système hydrographique de la région de Lakhssas-Taфраout est un système contrôlé par des conditions structurales et tectoniques (Fig. 17 et 18) :

- Le contrôle lithologique se manifeste à l'Est, en contact avec la boutonnière de Kerdous par un couloir schisteux dont les eaux sont canalisées par l'Oued Amaghouz qui va confluer plus au Nord avec l'Oued Massa.
- Le contrôle tectonique : la déformation qui a affecté la région de Lakhssas se distingue de celle décrite dans le reste de l'Anti-Atlas occidental aussi bien par son intensité, localement très forte, que par la direction subméridienne de ses structures. Ces grandes structures régionales évoluent au Nord (Jbel Tachilla) comme au Sud (domaine du Bas-Drâa) vers des directions NNE à NE. La position intermédiaire entre ces deux domaines laisse supposer la dominance d'une composante transcurrente sénestre entre les boutonnières de Kerdous et Ifni (Weisrock, 1980). On peut également associer, à ces deux directions, la direction atlasique principale donnée par la ligne de flexure N45 qu'on retrouve au niveau de la confluence de l'Oued Adoudou et de l'Oued Tamdroust.

La région de Taфраout est constituée du sous-bassin hydraulique de l'Oued Ameln qui est un affluent de l'Oued Amaghouz qui prend naissance dans l'Anti-Atlas sur une superficie de 1000 Km², ce dernier est un affluent principal de l'Oued Massa (Fig. 17). Cette région est constituée d'une mosaïque de formes topographiques représentées en majorité par des montagnes et des plateaux qui constituent une contrainte topographique majeure.

Les principaux cours d'eau qui prennent naissance sur le flanc Nord du plateau (Fig. 17) se déversent vers la plaine de Tiznit, soit dans l'Oued Adoudou ou son affluent (Oued Tamadroust), qui couvrent tous les deux un bassin arborescent sur le plateau. Ils constituent les deux grands axes hydrographiques de la région. Ils circulent presque en totalité dans des formations perméables (calcaires du Cambrien inférieur en montagne, calcaires lacustres en plaine) et rejoignent l'Océan Atlantique soit à Sidi Moussa d'Aglou, soit dans l'Oued Massa plus au Nord.

L'Oued Tamdroust prend naissance dans le synclinal de Talaint sous forme de vallons peu profonds. Il draine les calcaires lacustres et ne s'encaisse profondément qu'à l'aval, avant sa confluence avec l'Oued Adoudou.

Vers le Sud, les principaux cours d'eau susceptibles de donner lieu à des écoulements de surface sont (Fig. 17) :

- L'Oued Seyed et son affluent l'Oued Ifrane (au niveau du barrage Ait M'hand). Le défilé de Kheng Tiflit, en amont de Fask, qui marque à l'entrée de ce système hydrographique une plaine de pente régulière et faible ; favorable à l'épandage des eaux de crues dérivées par les seuils : Ait Ahmed, Ait Messoud, Ait M'hand, Oum Aghanim et Ouaroun ;
- L'Oued Oum El Achar drainant le versant Sud du massif de Lakhsas (930 km²). Les crues sont dérivées en rive droite par le seuil Oum El Achar, au niveau de la ville de Guelmim, juste en amont de la confluence avec l'Oued Seyad ;
- L'Oued Assaka, franchissant les reliefs côtiers par une gorge et rassemblant les crues résiduelles de ces bassins et d'un bassin complémentaire de 410 km², après leur épandage dans la plaine.

A la hauteur de la ligne Timoulay-Bouizakarne-Anja, le réseau hydrographique est moins concentré. Une grande partie des écoulements, qui se manifestent sur le relief, s'infiltre dans le Feija de Bouizakarne - Guelmime.

L'absence d'un réseau de surface très dense peut expliquer une perte des eaux de surface dans le massif à travers les fissures et les formes de karstification très diversifiées dans la zone.

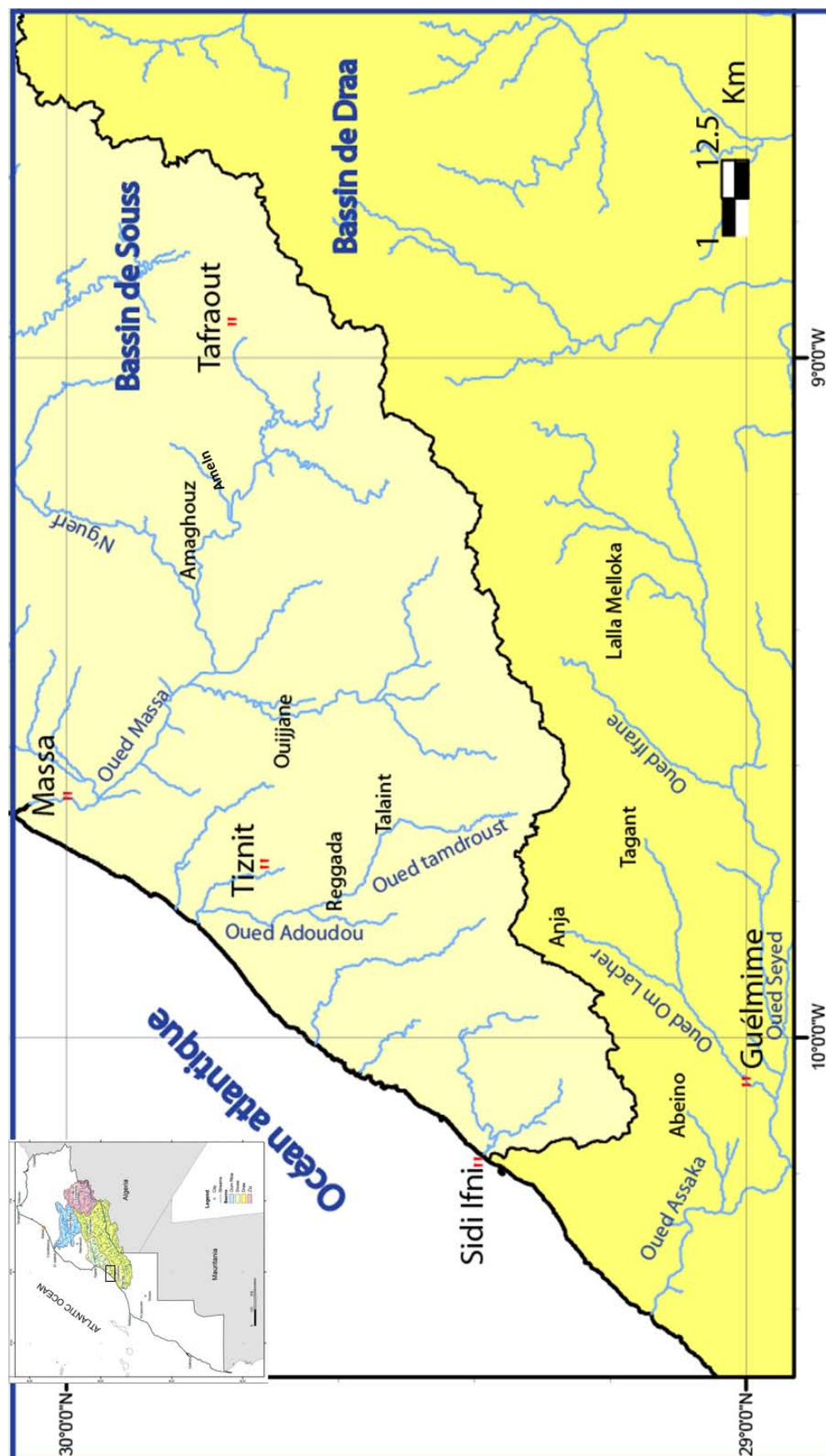


Figure 17 : Hydrographie de la région de Lakhssas – Tafraout (zone transitoire entre le bassin de Souss et le Bassin de Drâa).

V- Hydrogéologie

Les études hydrogéologiques de la région de Tiznit-Taфраout ont débuté en 1952 par les travaux d'Ambroggi, Bourgin et Choubert (Notes et Mémoire N° 97), suivies par les études du Service Géologique qui fait partie de la Division des Ressources en Eau au Maroc, dans les domaines Atlasique et Sud-Atlasique (Tome3, 1977). Le service a réalisé un travail général sur la climatologie, la géologie, l'hydrologie et l'hydrogéologie de la région. Le document établi constitue, jusqu'à nos jours, un document de première main quant il s'agit de parler de l'hydrogéologie des domaines Atlasique et Sud-Atlasique. Les principaux aquifères identifiés dans la région se résument dans les calcaires du Précambrien et Cambrien inférieur et des nappes alluviales, ainsi que les tranches altérées des roches cristallines (Granites, Schistes) au niveau des vallées de l'Anti-Atlas.

L'aquifère du plateau de Lakhssas se localise principalement dans des formations carbonatées; Les eaux souterraines se situent le plus souvent dans des roches calcaires; c'est selon un mode karstique ou semi-karstique que s'effectuent les circulations, avec les conditions générales suivantes :

- Faible emmagasinement et forte transmissivité de l'aquifère ;
- Répartition irrégulière des eaux qui tendent vraisemblablement à suivre un réseau hydrographique fossile masqué par le Quaternaire récent ;
- Teneurs en carbonate de calcium des eaux relativement élevées, températures élevées dans les cas des sources géothermales (de l'ordre de 50°C);
- Circulation rapide en raison des pentes assez fortes du substratum imperméable (1 % en moyenne).

Il est matériellement impossible de fixer dans le massif de Lakhssas la limite hydrogéologique du bassin de la cuvette de Tiznit situé au Nord et du bassin des Feijas de Bouizakarne situé au Sud.

Les ressources en eau souterraines de la région proviennent de différents réservoirs à savoir :

- Les calcaires du Cambrien inférieur et Géorgien qui donnent les sources de la bordure sud de l'Anti-Atlas et alimentent par abouchement souterrain les calcaires lacustres et les formations de remplissage de la plaine de Bouizakarne et Tiznit et indirectement les fous ordoviciens par l'intermédiaire du remplissage des Feijas internes ;

- Les schistes altérés et grès acadiens qui sont alimentés par les pluies et les épandages de crues ;

V-1- Présentation de diverses sources étudiées

Vu l'évolution relativement importante des formes karstiques identifiées, leur forte perméabilité de fissure et leur morphologie structurale, qui constitue la base d'un réseau hydrographique bien déterminé, l'entablement carbonaté de l'Anti-Atlas occidental (plateau de Lakhssas en particulier), constitue un impluvium qui alimente en eau l'aquifère et également l'ensemble des sources situé dans les différentes parties du plateau. Les eaux souterraines sont exploitées principalement à travers de nombreuses sources débouchant du massif et d'importance inégale. On distingue cinq groupes des sources selon la localisation sur le plateau de Lakhssas ou le massif granitique de Tafraout (Fig. 18):

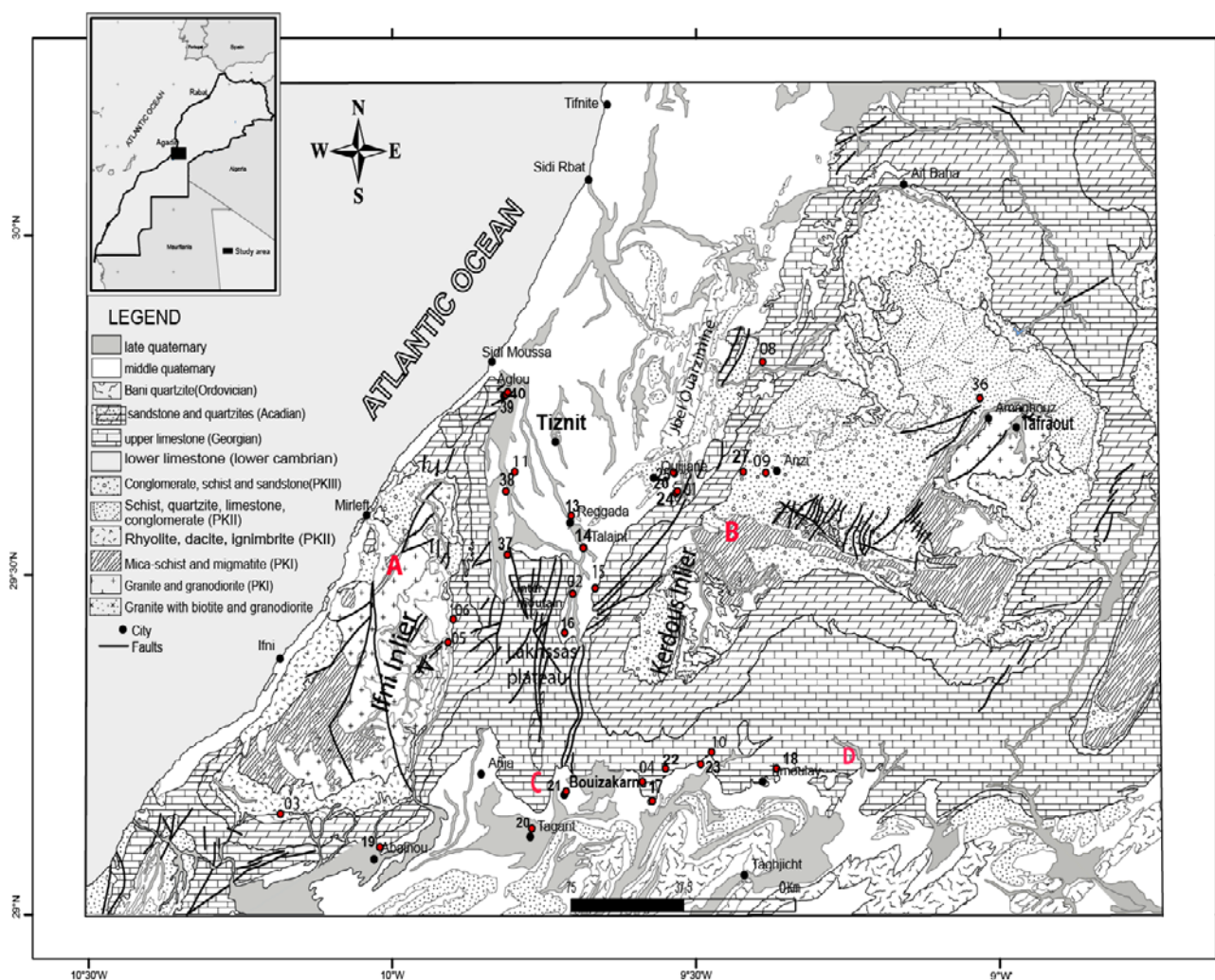


Figure 18 : Sources d'eau de la région de Lakhssas – Tafraout

Groupe du flanc Sud du Plateau de Lakhssas :

La source Abeino (19) : est une source thermale à faciès sulfaté calcique, apparaît au fond de l'Oued Tagounfel et son origine est à rechercher dans les calcaires faillés à ce niveau. Elle est utilisée localement en thérapeutique pour le traitement des maladies de la peau et sert également pour l'irrigation ;

Source Lalla Mellouka (18) : source thermale située à l'Est d'Ifrane et issue des calcaires géorgiens. Elle est utilisée localement pour l'hydro-thérapeutique.

La source Lahrime (22) : se situe entre Bouizakarne et Ifrane, sur le flanc d'un petit anticlinal nord-sud qui constitue une avancée des séries infracambriennes et géorgiennes de l'Anti-Atlas vers le Sud.

Sources Assaka (23) : dans la vallée de l'Oued Ifrane, une palmeraie s'étend en continuité sur une dizaine de kilomètres de longueur alimentée par une succession de sources dont les eaux sont issues de l'amont vers l'aval, des calcaires inférieurs du Cambrien inférieur jusqu'aux calcaires supérieurs du Géorgien.

Source Bouizakarne (21) : source travertineuse s'abouche dans les calcaires lacustres des Feija de Bouizakarne, formée de bancs de calcaire blanc, très durs à grain fin, alternant avec des niveaux plus tendres marno-calcaires, pulvérulents. Il est issu des circulations karstiques.

Source Tagant (20) : Sur le seuil géologique de **Tagant**, au Sud Ouest de Bouizakarne où l'imperméable schisteux est à la profondeur de 72 m dans la trouée étroite située entre deux reliefs Cambriens, une venue d'eau se manifeste au fond d'une large cavité profonde de 5 m dans les calcaires lacustres épais de 61 m. Un traçage au sel montre que les réseaux de Bouizakarne et Tagant se communiquent (Choubert, 1939 in Etudes des Ressources en Eau au Maroc, dans les domaines Atlasique et Sud-Atlasique (Tome3, 1977)).

Sources Timoulay (4 et 17) : ce sont des sources travertineuses s'abouchent aux calcaires lacustres des feijas de Bouizakarne, sur le versant sud du plateau de Lakhssas et traduisent une circulation karstique.

Groupe du flanc Nord du Plateau de Lakhssas :

Sources Reggada (13) et Talaint (14) : situées au Sud Est de Tiznit, ce sont des sources captées en priorité pour l'alimentation en eau potable et l'irrigation. Leurs débits semblent être relativement constants d'une année à une autre, ce qui conduit à penser

que cet axe d'exutoires est confondu soit avec un accident géologique, soit avec un réseau alimenté par un réservoir soutenu en recharge (actuelle ou ancienne).

Sources Ighrem (15), Mirkht (16) et Anamer (2) : ce sont des sources qui prennent naissance à partir des calcaires de Cambrien supérieur sur les bordures Sud du bassin du Souss. Ils sont liés à des fractures dans les calcaires.

Source Bounaâmane (37) : s'abouche dans les calcaires lacustres de la plaine de Tiznit (5 à 25 m d'épaisseur). Elle prend naissance dans les carbonates du Cambrien inférieur du plateau de Lakhssas.

Source Boutboukalte (8) : s'abouche à partir des calcaires supérieurs (Géorgien) dans l'Oued Massa et alimente la retenue du Barrage Youssef ben Tachfine. Elle prend naissance dans les carbonates du Cambrien inférieur de la bordure Ouest de la Bouttonnière de Kerdous.

Sources Ouijane (24) et Tamazzerte (1) : se trouvent dans la commune d'Ouijjane. Elles font partie du réseau des sources karstiques de la plaine de Tiznit alimentées par le massif de Kerdous.

Groupe de la bordure Ouest du plateau de Lakhssas :

Source Laouina (11) : s'abouche dans les calcaires lacustres de la plaine de Tiznit (5 à 25 m d'épaisseur). Elle prend naissance dans les carbonates du Cambrien inférieur du de la boutonnière d'Ifni.

Source Aglou (40) : située dans la commune de Tnin Aglou sur les culminants septentrionales du massif d'Ifni. Elle prend naissance dans les calcaires du Cambrien inférieur.

Sources Sidi Mhmed Youssef (5) et Bouguerfa (6) : s'abouchent dans les schistes au niveau de la limite Ouest entre le plateau de Lakhssas et la Bouttonnière d'Ifni.

Source de la bordure Est du plateau de Lakhssas :

Source Tanout : se trouve dans la commune d'Ouijjane à la limite entre la boutonnière de Kerdous et le plateau de Lakhssas. Elle s'abouche dans les grés Acadien.

Source du Jbel Lkest - Tafraout :

Plusieurs sources sont identifiées dans la région du Jbel Lkest. Notre étude a pris en considération uniquement la source d'**Anamer (36)** et quelques puits de la nappe alluviale de Tafraout.

V-2- Débit des sources

L'aquifère principale du plateau de Lakhssas est constitué essentiellement des faciès carbonatés avec des niveaux des schistes à la limite avec les boutonnières de Kerdous et d'Ifni. Il y a des signes d'existence de nappes profondes car malgré les derniers cycles de sécheresse prolongés (exemple de 1980-1990 et 1998-2003) qui ont provoqué un déficit hydrique important partout au Maroc, la majorité des sources issues de ces formations de bordures Sud, Nord, Est et Ouest continuent à montrer un écoulement de base significatif.

L'implantation des forages superficiels au niveau des grandes lignes structurales du plateau a été commencé depuis les années 80 pour pouvoir exploiter les eaux souterraines pour l'alimentation en eau potable de la région, mais les essais de pompage au niveau de ces forages ont montré un débit faible ou nul.

Les historiques chronologiques (1983-2002) des débits enregistrés de quelques sources situées sur le flanc Nord, Est et Ouest du plateau ne montrent pas des variations notables au fil des années (Fig. 19). Durant la campagne 1995-1996, qui est une campagne pluviale, les sources de l'Est et de l'Ouest (Laouina, Aglou et Tanout) ont montré un débit important. Ceci indique qu'elles peuvent provenir à partir d'un aquifère superficiel. Par contre, il paraît que les débits d'étiage des sources du Nord et du Sud sont soutenus par des circulations profondes d'eau souterraine dans le système faillé du socle protérozoïque qui peuvent être alimentées par des recharges anciennes et/ou d'alimentation lointaines.

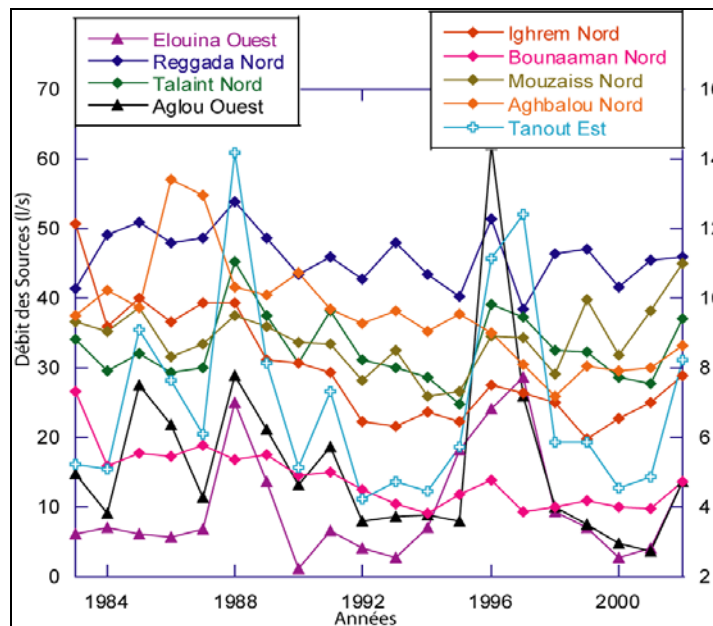


Figure 19 : Historique chronologique (1983-2003) de débit de quelques sources du plateau de Lakhssas.

V-3- Conclusion

Par sa morphologie, ses formes karstiques, les conditions géologiques des différentes sources et les variations de leurs débits, le système karstique de Lakhssas semble être un aquifère non négligeable qui présente des caractéristiques hydrologiques pouvant faciliter l'infiltration des eaux de surface et la recharge des réserves souterraines dans la région. Le développement et la diversification des formes karstiques indiquent une évolution de la karstification dans le temps et dans l'espace, ce qui peut augmenter l'effet capacitif du système et fait du plateau de Lakhssas un aquifère du premier ordre pour la région.

La mosaïque topographique (montagnes, plateaux et plaines) de la région de Taфраout, la durabilité de ses sources, ainsi que le réseau hydrographique, constitué essentiellement du sous-bassin hydraulique de l'Oued Ameln, présentent des conditions favorables pour l'alimentation de la nappe alluviale de Taфраout et les tranches altérées des roches cristallines (Granites et Schistes).

Par leur nombre important de sources, le plateau karstique de Lakhssas et le massif quartzitique de Jbel Lkst (Taфраout) constituent les aquifères principaux de la zone d'étude. L'écoulement plus ou moins permanent des différentes sources assure l'alimentation en eau potable et l'irrigation pour la population locale. Les plaines alluviales se dotent de rares aquifères à extension réduite. Pour cela notre intérêt se portera sur le mode de fonctionnement des massifs importants, en particulier celui de Lakhssas.

Partie 2 : MATERIELS ET METHODES

I- Echantillonnage

Les prélèvements ont été réalisés au cours de trois campagnes d'échantillonnage, respectivement en octobre 2008, janvier 2009 et mai 2010. Au total, 51 échantillons d'eau souterraine ont été prélevés sur tout le plateau, dont 17 échantillons pris au niveau du flanc Nord, 23 au niveau du flanc Sud, 6 au niveau de la limite avec la boutonnière d'Ifni et 5 au niveau de la limite avec la boutonnière de Kerdous. 7 échantillons d'eau souterraine ont été prélevés sur le massif granitique de Tafraout (Fig. 20).

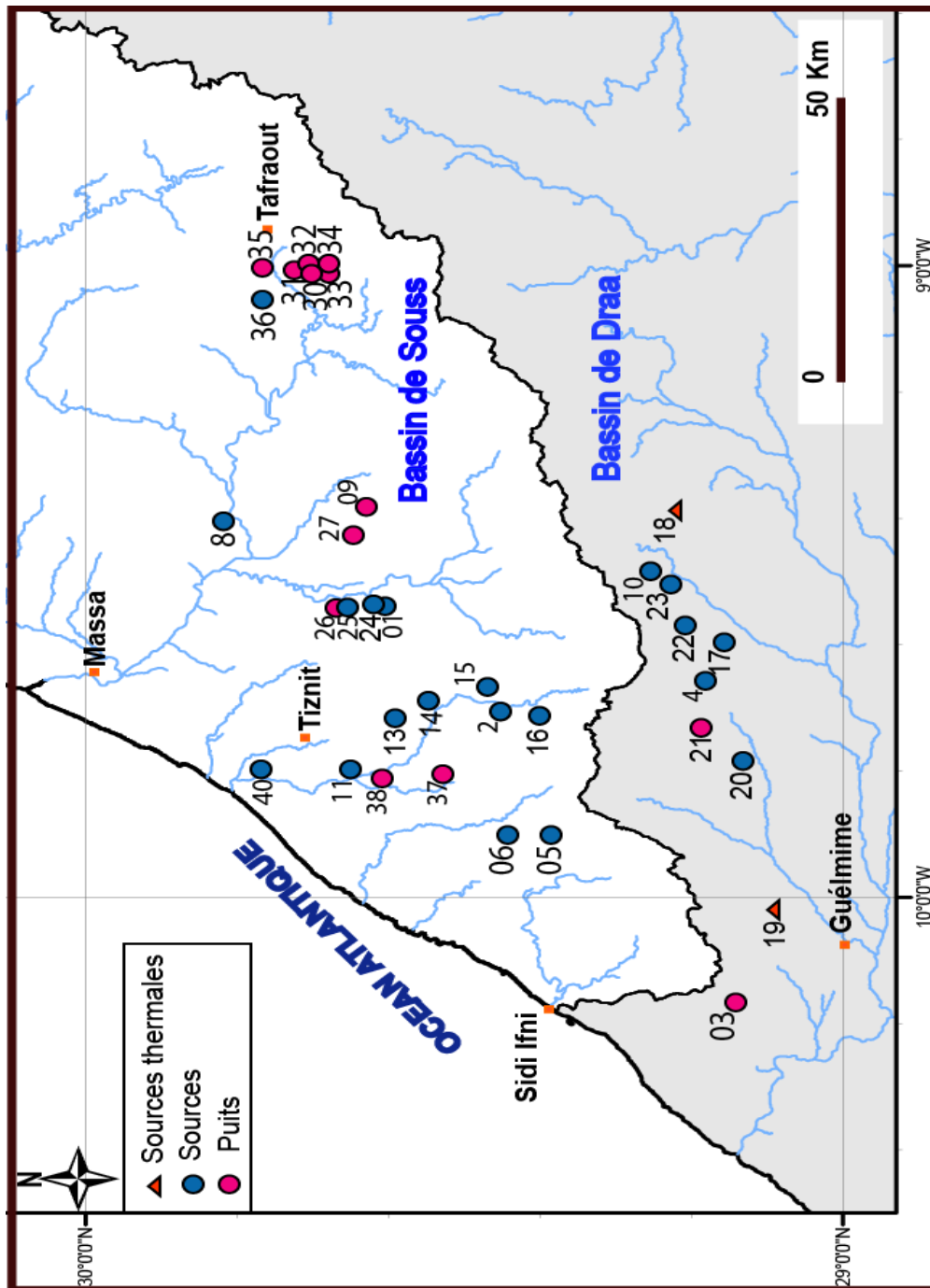


Figure 20 : Carte des sites d'échantillonnage lors de campagnes 2008, 2009 et 2010

Parmi les 51 échantillons prélevés sur le plateau de Lakhssas, 32 échantillons ont fait l'objet d'analyses isotopiques en deutérium et en oxygène 18 et 11 échantillons ont analysé pour carbon13 et carbon14.

21 échantillons sont analysés pour le Radium 226 et les isotopes du strontium, dont 2 échantillons représentent les sources thermales du flanc Sud, 5 échantillons représentent le flanc Nord, 5 échantillons représentent le flanc Sud, 2 échantillons représentent la limite avec la boutonnière de Kerdous et 7 échantillons représentent l'aquifère granitique de Tafraout.

Du fait de sa courte durée de vie et pour récupérer le maximum du Radium, nous avons fait une extraction sur place, à partir de 50L d'eau de chaque point d'eau échantillonné, par les fibres de Mn (photos 9). Le Radium est analysé dans les trois semaines qui suivent l'échantillonnage pour obtenir la meilleure précision possible.



Photos 9 : Extraction de Radium par fibre de Mn

II- Paramètres physiques

Les paramètres physiques ont été mesurés sur le terrain.

II-1- Conductivité électrique

Mesurée à l'aide d'un conductimètre portatif dont les valeurs sont données en $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 25°C. Elle permet une bonne appréciation des principaux éléments transportés sous

forme ionique, sans donner d'indication sur leur nature. Plus la concentration ionique est élevée, plus la conductivité est importante. La conductivité mesurée des eaux distingue des eaux thermales caractérisées par des valeurs élevées de la température et de la conductivité; des eaux douces ayant des températures ambiantes et des conductivités variables.

II-2- Température

Mesuré à l'aide d'un thermomètre intégré au niveau du conductimètre. Les températures mesurées dans les eaux du plateau de Lakhssas varient entre des températures ambiantes au niveau des sources fraîches et des hautes températures au niveau des sources thermales

II-3- pH

Mesuré à l'aide d'un pH-mètre portatif d'une précision au 1/10 ème unité pH prés.

III- Paramètres chimiques

Le stockage des échantillons a été réalisé au froid et les échantillons ont été transportés rapidement dans les différents laboratoires d'analyses.

Les échantillons prélevés ont fait l'objet d'analyses chimiques pour leur contenu en éléments suivants : Ca, Mg, Na, K, HCO₃, Cl, SO₄, NO₃, Mn, Sr, Br, Fe, Si. Les analyses chimiques de l'année 2009 ont été effectuées au laboratoire "Division of Earth and Ocean Sciences, Nicholas School of the Environment, Duke University, Durham, Etats-Unis" alors que celles des années 2008 et 2010 ont été effectués au laboratoire de Géologie Appliquée et Géo-environnement (LAGAGE) de l'Université Ibn Zohr d'Agadir, Maroc.

Les méthodes utilisées pour les analyses chimiques des échantillons au niveau du Laboratoire de Géologie Appliquée et Géo-environnement (LAGAGE) sont :

1- Dosage volumétrique :

- par l'EDTA pour le Calcium et le Titre Hydrométrique (dureté totale), le Magnésium est déduit par soustraction,
- par l'acide sulfurique pour les Bicarbonates,
- par le nitrate mercurique pour les Chlorures

2- Spectrophotométrie à flamme pour le Sodium et le Potassium.

3- Spectrophotométrie à différentes longueurs d'ondes suivant l'élément dosé pour les sulfates et les nitrates.

Les méthodes d'analyses chimiques utilisées au niveau du laboratoire Duke University sont ICP-MS et DCP-MS pour Ca, Mg, Na, Sr, Fe, Mn et Si, la spectrométrie d'absorption atomique pour K, la chromatographie ionique pour Cl, SO₄, NO₃, Br.

IV- Paramètres isotopiques

IV-1- Oxygène 18, Deutérium, Carbone 13 et Carbone 14

Les isotopes stables de la molécule d'eau et les isotopes du Carbone sont analysés au Laboratoire IDES de l'Université de Paris-Sud, Orsay, France. La méthode d'analyse des isotopes stables est la spectrométrie de masse. Le radiocarbone est analysé par la méthode de la spectrométrie de masse accélérée au Laboratoire de Saclay (Artemis facility, UMS LMC14, Saclay, France, in the framework of INSU national service). Les résultats des isotopes stables sont exprimés dans la notation conventionnelle δ en ‰ versus V-SMOW (Craig, 1961) avec une reproductibilité de $\pm 0.1\text{‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$ et $\pm 1\text{‰}$ pour $\delta^2\text{H}$. Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont exprimés en ‰ PDB (Pee Dee Belemnitoïde) (Craig, 1957), alors que l'activité en ^{14}C est exprimée en pcm (‰ de Carbone moderne) avec une précision de 0.4pcm pour ^{14}C et 0.15‰ pour ^{13}C .

IV-2- Isotopes de Strontium

Les isotopes du strontium sont analysés par spectrométrie de masse à ionisation thermique (TIMS) au Laboratoire de l'Université de Duke. Les échantillons d'eau sont évaporés dans un filtre HEPA hotte propre. Ils sont ensuite digérés dans 0.55mL de HNO₃ (3.5N) puis passés à travers une Eichrom Sr-spécific résine échangeuse d'ions pour séparer Sr avant d'effectuer les mesures isotopiques. Les isotopes de Sr séparés ont été séchés avec H₃PO₄ et chargés sur des filaments de Rhénium gaz simple avec l'activateur de solution TaO (2UL). Tous les acides utilisés dans le processus de séparation ont une qualité optimum, les échantillons et les standards (NIST987) ont ensuite été progressivement chauffés pour obtenir une intensité de faisceau de $^{88}\text{Sr} \sim 3\text{V}$, après 300 cycles les données des rapports isotopiques sont collectés, ce qui donne une précision interne typique de $\sim 0,000004$ pour les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (1SD). La reproductibilité externe sur le standard (NIST987) donne un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ moyenne de $0,710233 \pm 0,000009$ (1 sd).

IV-3- Radium 226

L'unité de la radioactivité est la désintégration par minute par litre (dpm/L), en système international l'unité de la radioactivité est le Becquerel (désintégration par seconde) par litre (Bq/L), dont $\text{dpm/L} = 60 \times \text{Bq/L}$. Aux Etats Unies, l'unité de la radioactivité est **picocuries** (activité de 1×10^{-9} g de ^{226}Ra) par litre (pCi / L), dont $\text{Bq / L} = \text{pCi / L} \times 0,037$.

L'analyse du Radium a été faite au Laboratoire de Géologie Appliquée et Géo-Environnement. Après extraction sur place des eaux par les fibres de Mn sans pré-filtration, les fibres de Mn ainsi récupérés vont être laissées pour une période de 21 jours dans des colonnes de verre bien fermée et sous pression de presque 20 Bars. L'isotope ^{226}Ra emmagasiné dans les fibres de Mn est déterminé en utilisant DurrIDGE Rad7.

La Rad7 est tout d'abord purgé en système ouvert (Photo 10) et si l'humidité est élevée (>5%) la purge se fait en système fermé (Photo 11), puis calibrer à l'aide d'un background < 0.3 dpm/L préparé en décembre 2008 (Photo 12).

Avant le comptage du ^{226}Ra , il faut :

- Vérifier si les tubes de verre sont bien fermés ou non.
- Vérifier si toutes les lignes sont fermées (garder le système clos) (Photo 12).

Enfin, il faut passer les échantillons à froid (à faible radioactivité : colonne 2) en premier. Les échantillons à faible radioactivité en leur faisant 16 à 20 recycles, alors les échantillons à forte radioactivité ont eu 8 recycles.



Photo 10 : Système ouvert

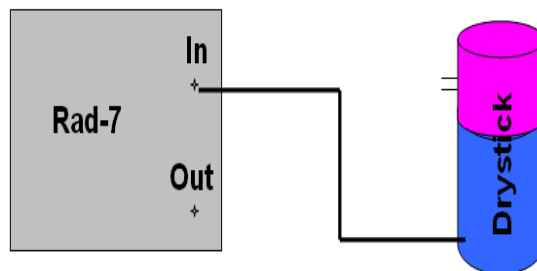


Photo 11 : Système fermé

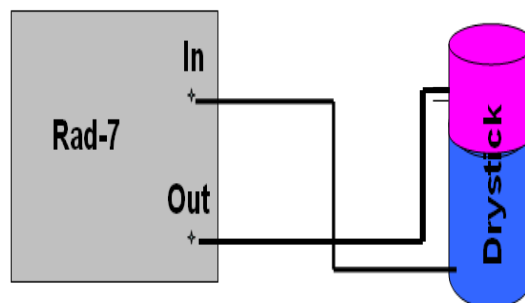
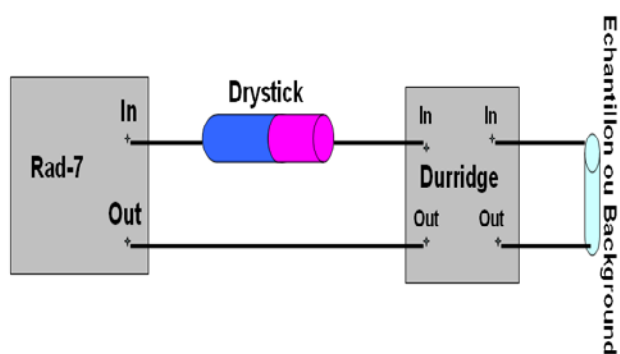


Photo 12 : Calibrage du RAD7 à l'aide d'un background < 0.3 dpm/L



Partie 3 : CARACTERISATION HYDROCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DE LA REGION DE LAKHSSAS- TAFRAOUT

I- Introduction

La composition chimique des eaux des sources est acquise en grande partie lors de la traversée et du temps de séjour des eaux dans les réservoirs. L'eau, en s'attaquant (chimiquement ou mécaniquement) à l'encaissant et en évacuant en suspension et/ou en solution, les produits de cette attaque, crée et apporte des informations sur l'aquifère traversé « l'eau est créatrice et vecteur de l'information » (Bakalowicz, 1999). Elle acquiert une charge minérale caractéristique de la nature des roches traversées. Durant son transit, sa composition chimique peut varier. Elle est conditionnée par son temps de séjour, donc du contact entre l'eau et l'encaissant et par son cheminement qui peut faire intervenir des zones ou sous-systèmes divers selon l'état hydrodynamique de l'aquifère. Elle nous renseigne donc sur la nature de ces roches et leur extension et par conséquent sur les zones d'alimentation du point d'eau analysé.

L'étude hydrochimique a été menée sur plusieurs sources réparties sur l'ensemble de la zone d'étude. La majorité des eaux des sources suivies s'abouchent d'aquifères carbonatés. Les analyses chimiques au cours du cycle hydrologique peuvent nous apporter des informations sur la structure, le fonctionnement de l'aquifère karstique et le degré d'organisation des circulations souterraines.

II- Généralités sur les traceurs hydrochimiques et isotopiques utilisés

II-1- Les éléments majeurs

II-1-1- Magnésium (Mg^{2+})

Le Magnésium provient principalement de la dissolution des dolomies, des calcaires et marnes dolomitiques. Il est faiblement présent dans les eaux de pluie en général. La présence du Magnésium, dont la cinétique d'acquisition chimique est lente, caractérisera des eaux qui ont séjourné longtemps dans les blocs capacitifs donc à transit lent. La région de Lakhssas est dominée par les calcaires dolomitiques du Cambrien inférieur, ce qui peut montrer l'enrichissement potentiel des eaux en magnésium.

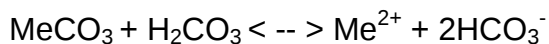
II-1-2- Calcium (Ca^{2+})

Le Calcium est très répandu dans la nature car il est le composant principal de la roche calcaire. Il provient essentiellement par processus de dissolution des roches carbonatées constituant l'aquifère karstique à l'aide des eaux de pluie et du CO_2 du sol.

II-1-3- Bicarbonates (HCO_3^-)

Les bicarbonates ont généralement pour origine, en grande partie, et au plus la moitié si les réactions sont stœchiométriques, la minéralisation du CO_2 d'origine organique.

Si le milieu contient en plus des minéraux carbonatés, on a une dissolution de ceux-ci selon la réaction générale suivante (Plummer et *al.*, 1978).



Où, Me représente la charge cationique d'un carbonate solide, Ca pour la calcite et Ca-Mg pour la dolomite, dans la plupart des cas, ou Fe pour la sidérite et Sr pour strontianite quand celles-ci sont présentes dans le milieu.

II-1-4- Chlorures (Cl^-), Sodium (Na^+), Potassium (K^+)

Résultent de la dissolution rapide et en grande quantité de NaCl et KCl. Toutefois, dans les eaux karstiques, leur présence est souvent très faible et leur origine relève des évolutions différentes et d'origine externe au karst :

- Les précipitations : constituent le principal apport par lessivage des impuretés atmosphériques d'origine océanique. Les apports liés aux précipitations n'ont pas été analysés dans la région.
- Apport dû à la dissolution des formations évaporitiques.
- Influence des minéraux argileux.

Le Sodium et le Potassium peuvent être échangés contre Ca^{2+} et Mg^{2+} par les minéraux argileux ou des substances organiques et provenir de l'hydrolyse des silicates. Ils peuvent se concentrer dans les aquifères par lessivage.

II-1-5- Sulfates (SO_4^{2-})

La variabilité des teneurs en Sulfates observées dans les eaux naturelles, présente un grand intérêt hydrogéologique. Elle est d'origine diverse :

- Eau de pluie : les précipitations peuvent contenir des quantités non négligeables de sulfates. La formation d'ions sulfate s'obtient par une double oxydation du soufre présent dans l'atmosphère suivi d'une hydratation. L'oxydation du soufre donne naissance aussi à une libération de H_3O^+ qui acidifie l'eau.
- Apport de la roche réservoir qui peut être soit des roches évaporitiques (gypse, anhydrite...), soit des minéraux sulfurés (oxydation du soufre de la pyrite).
- Apport par activité agricole ou biologique naturelle.

II-1-6- Nitrates (NO_3^-)

La présence des nitrates est généralement associée aux signes de pollution d'origine anthropique (agricole, égouts, fosses septiques,...). Les nitrates sont extrêmement mobiles dans les sols et s'accumulent, après infiltration dans les nappes phréatiques. Les nitrates sont nuisibles à la santé et sont réglementés de point de vue des concentrations maximales admissibles. Pour les eaux potables, l'OMS (2006) a fixé ces concentrations à 3 mg/L et 0,2 mg/L pour l'exposition à court terme et à long terme respectivement. (<http://www.lenntech.fr/applications/potable/normes/normes-oms-eau-potable.htm#ixzz1rjPzgfb0>)

II-1-7- Silice (SiO_2)

Elle provient des roches à minéraux silicatés (grès, conglomérats, argiles, roches cristallines et cristallophyliennes, calcaires à silex et à épontes marneuses) et des sols. Leur mise en solution est très lente. La présence de silice caractérisera des eaux qui ont séjourné longtemps en contact avec des roches à minéraux silicatés, donc à transit lent.

II-1-8- Strontium (Sr^{2+})

Le strontium provient essentiellement de la roche magasin, il est lié aux évaporites en général. Il est associé aux sulfates et donne le minéral « Célestine » (SO_4Sr). En proportion importante, il constitue un indice de la présence des évaporites.

II-1-9- Rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$

C'est le rapport des concentrations du Mg^{2+} et du Ca^{2+} . Il permet d'apprécier la part de Magnésium (provenant de roches dolomitiques) par rapport au Calcium. Une valeur élevée serait liée à la présence de dolomies et/ou à un temps de séjour long (Barbieri et al., 2005). Il permet de distinguer les émergences (d'un même système carbonaté) entre elles et les différentes compositions au cours du cycle hydrologique.

II-2- Les isotopes stables de la molécule d'eau

Les isotopes de la molécule d'eau (Oxygène 18, Deutérium) sont utilisés couramment en hydrologie et en hydrogéologie. Ils sont par définition des traceurs intrinsèques de l'écoulement de l'eau souterraine et contrairement à d'autres isotopes, ils sont peu soumis aux échanges isotopiques avec l'encaissant. Ces isotopes permettent de fournir

des informations importantes pour caractériser l'origine des masses d'eaux, ainsi que l'histoire de leur mouvement en surface et en profondeur.

Principes du marquage naturel :

Nous résumons dans ce paragraphe les principes physiques qui gouvernent la distribution des isotopes stables de la molécule d'eau dans le cycle de l'eau (Fontes, 1976; Blavoux, 1978; Clark et *al.*, 1997; Olive, 1997; Celle, 2000; Mook et *al.*, 2000).

Une molécule d'eau est composée d'atomes d'hydrogène et d'oxygène. Cette molécule peut être d'un poids légèrement variable selon les isotopes qui la composent. Cette différence de masse a un effet plus ou moins important sur leurs vitesses de réaction, car chaque molécule est affectée d'un mouvement de vibration dont la fréquence est fonction inverse de sa masse.

Ainsi, les molécules les plus légères réagissent plus vite que les molécules les plus lourdes, c'est "l'effet isotopique". C'est pourquoi les molécules H_2O^{16} et H_2O^{18} présentent des tensions de vapeur et des vitesses de diffusion dans l'air différentes, car la vitesse de la réaction de la molécule H_2O^{16} est 1 % plus rapide que celle de la molécule H_2O^{18} . On conçoit facilement que les molécules lourdes soient moins volatiles que les molécules légères. Ainsi, un plan d'eau soumis à l'évaporation se retrouve plus riche en isotopes lourds, *a contrario* de la phase vapeur. C'est le principe du fractionnement isotopique en hydrologie.

En hydrologie, puisque le degré de condensation de la masse nuageuse et le taux de fractionnement isotopique dépendent tous deux de la température, une relation existe entre la teneur isotopique de la pluie et la température de condensation. On peut généralement, et surtout à l'échelle des moyennes, établir une relation de simple proportionnalité entre la température de condensation à la base du nuage et la température au sol. Cette double dépendance est le fondement du traçage avec l'Oxygène 18 et le Deutérium, car elle permet de relier la composition isotopique de la pluie à la température au sol. Il y a donc un marquage naturel des précipitations dans le cycle de l'eau. L'eau de pluie prend naissance au niveau de l'océan par évaporation. Ensuite, cette molécule d'eau subit une multitude de phases de condensation et d'évaporation avant de retrouver l'océan pour subir un nouveau cycle. A partir d'une même masse de vapeur, les précipitations successives seront de moins en moins riches en isotopes lourds. En d'autres termes, au cours de la progression de la masse

nuageuse océanique au-dessus d'un continent, cette masse subit plusieurs stades de refroidissement donc de condensation. Il s'agit de "l'effet continentalité". Les précipitations sont donc plus pauvres en ^{18}O et en ^2H au fur et à mesure de la progression de la masse nuageuse à l'intérieur des terres. Par ailleurs, au passage des barrières montagneuses, la masse nuageuse subit une ascendance. Celle-ci provoque une détente adiabatique occasionnant un refroidissement et une condensation de la vapeur. Des précipitations dites "orographiques" apparaissent et sont de plus en plus appauvries en fonction de l'altitude. Il s'agit de « l'effet d'altitude ». Deux autres effets existent. L'effet latitudinal est dû d'une part, aux basses températures à l'approche des pôles et d'autre part, à l'éloignement des océans tropicaux qui sont la source de 65 % de la vapeur atmosphérique (Rémi, 2006). L'effet de saisonnalité est simplement lié aux variations saisonnières de température. On peut rajouter un dernier effet de mémoire paléoclimatique, qui est aussi lié à la température. Il s'agit de l'enregistrement des conditions climatiques passées, différentes de l'Actuel, dans des réservoirs du cycle hydrologique. Cela a été mis en évidence dans les carottes de glace ou dans les grands aquifères profonds où des teneurs plus appauvries en oxygène 18 et deutérium ont été conservées.

II-3- Les isotopes du Carbone (^{14}C et ^{13}C)

II-3-1- Datation des eaux

L'utilisation des isotopes du carbone est devenue un outil classique dans toute étude hydrogéologique dont l'objectif est d'estimer le renouvellement de la ressource en eau. Cet outil se base essentiellement sur la décroissance radioactive du Carbone 14 dissous dans l'eau.

Cette technique de datation des eaux souterraines par le Carbone 14 a été utilisée avec succès pour la première fois par Münnich en 1957 (in Geyh, 2000 ; Mook et *al.*, 2000). Depuis plus de cinquante ans, cette technique s'est considérablement développée et améliorée.

Nous présenterons tout d'abord les principes de la datation des eaux par le radiocarbone. La signature isotopique des pôles de mélange et les teneurs en isotopes du carbone minéral total dissous (CMTD) seront décrites. Nous appliquerons les modèles de corrections de l'âge de l'eau et discuterons leurs cohérences par rapport à la géochimie des eaux souterraines sortant des différentes parties du plateau.

II-3-2- Principe

Cet outil repose sur l'incorporation du Carbone 14 atmosphérique dans l'eau percolant vers la nappe. Lors du transfert de l'eau au travers de la zone non saturée, la teneur en Carbone 14 dissous se trouve largement influencée par le CO₂ du sol et par la dissolution des carbonates provenant de la matrice. L'influence de la matrice carbonatée continuera de jouer sur la teneur isotopique lors du transit de l'eau au niveau de la zone saturée. Il apparaît que, lors de son transit entre la surface et le point de prélèvement, la teneur isotopique de l'eau est grandement perturbée par divers phénomènes d'échanges isotopiques et chimiques avec le sol puis la matrice aquifère. Ces échanges conduisent, le plus souvent, à une dilution des teneurs isotopiques en carbone, qu'il convient d'identifier et de quantifier, dans la mesure du possible. Cette dilution conduit à un vieillissement artificiel des eaux mais, en tenant compte de ces perturbations, il est possible de dater des eaux jusqu'à 25 à 30000 ans (Fontes, 1985).

II-3-3- Carbone 13

Le Carbone 13 est la deuxième forme stable du Carbone après le ¹²C qui est la forme abondante. Son abondance naturelle est de 98,9 % alors que celle du Carbone 13 est de 1,1 %. 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 (avec $\delta^{13}\text{C} = ((^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{échantillon}} / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}} - 1)$). Comme les variations naturelles des teneurs isotopiques sont faibles, les $\delta^{13}\text{C}$ se donnent en pour mille (‰).

Les principaux réservoirs du cycle de l'eau ont des abondances naturelles en carbone 13 différents :

Le **CO₂ atmosphérique** a des teneurs actuelles en $\delta^{13}\text{C}$ d'environ -8 ‰ (Clark *et al.*, 1997) (Fig. 21).

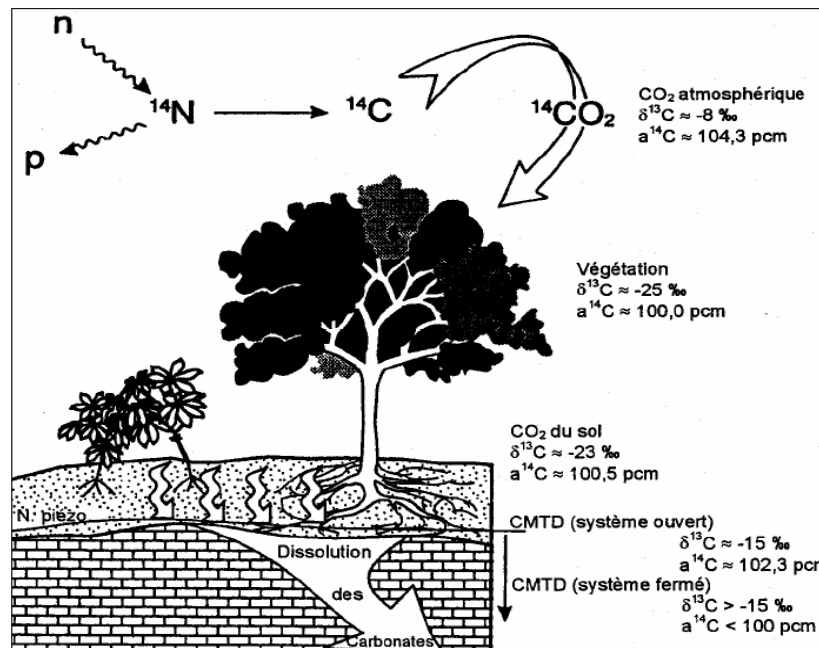


Figure 21 : Teneurs et cheminement du Carbone 13 et 14 depuis l'atmosphère jusqu'aux eaux souterraines (Clark et al., 1997).

Le **CO₂ biogénique**, résultant de la respiration racinaire et de l'oxydation de la matière organique par les bactéries, va être marqué différemment selon le type de cycle photosynthétique des plantes. On distingue ainsi trois cycles principaux:

- Le cycle de Calvin ou cycle C3. Il concerne 85 % des espèces végétales et la quasi-totalité des plantes occupant les régions tempérées et semi arides. Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont comprises entre -22 et -34 ‰ vs PDB avec une moyenne proche de -27 ‰ (Vogel, 1993);
- Le cycle de Hatch-Slack ou cycle C4. Les espèces fonctionnant avec ce cycle ne représentent que 5 % des espèces végétales, mais dominant largement dans les écosystèmes chauds et humides tels que les prairies tropicales. Cependant, quelques espèces, comme le maïs et le sorgho, sont largement exploitées en agriculture sous climat tempéré. Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont comprises entre -10 et -16 ‰ avec une moyenne proche de -12,5 ‰ (Vogel, 1993);
- Le cycle mixte ou CAM (Crassulacean Acid Metabolism). Il est utilisé par 10 % des plantes en écosystème désertique, cactus par exemple. Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont intermédiaires entre les deux familles précédentes, proches de -17 ‰ vs PDB.

La matière organique fossile, comme le lignite, possède une teneur isotopique en $\delta^{13}\text{C}$ proche de -27 ‰. Les processus d'évolution de la matière organique fossile

peuvent faire considérablement varier leur teneur en ^{13}C , notamment lors de la production de gaz naturels très appauvris comme le méthane (Mook et al., 2000).

Les carbonates d'origine marine ont leurs teneurs autour de $0 \pm 2 \text{ ‰}$ (Clark et al., 1997).

Les teneurs en ^{13}C des carbonates secondaires peuvent être très variables et dépendent de la teneur en ^{13}C du carbone inorganique total dessous (CITD) à partir duquel les carbonates ont précipité, et des phénomènes biologiques et redox du milieu. Les teneurs naturelles en Carbone 13 des principaux réservoirs faisant partie du cycle de l'eau sont résumées sur le schéma suivant (Fig. 22) :

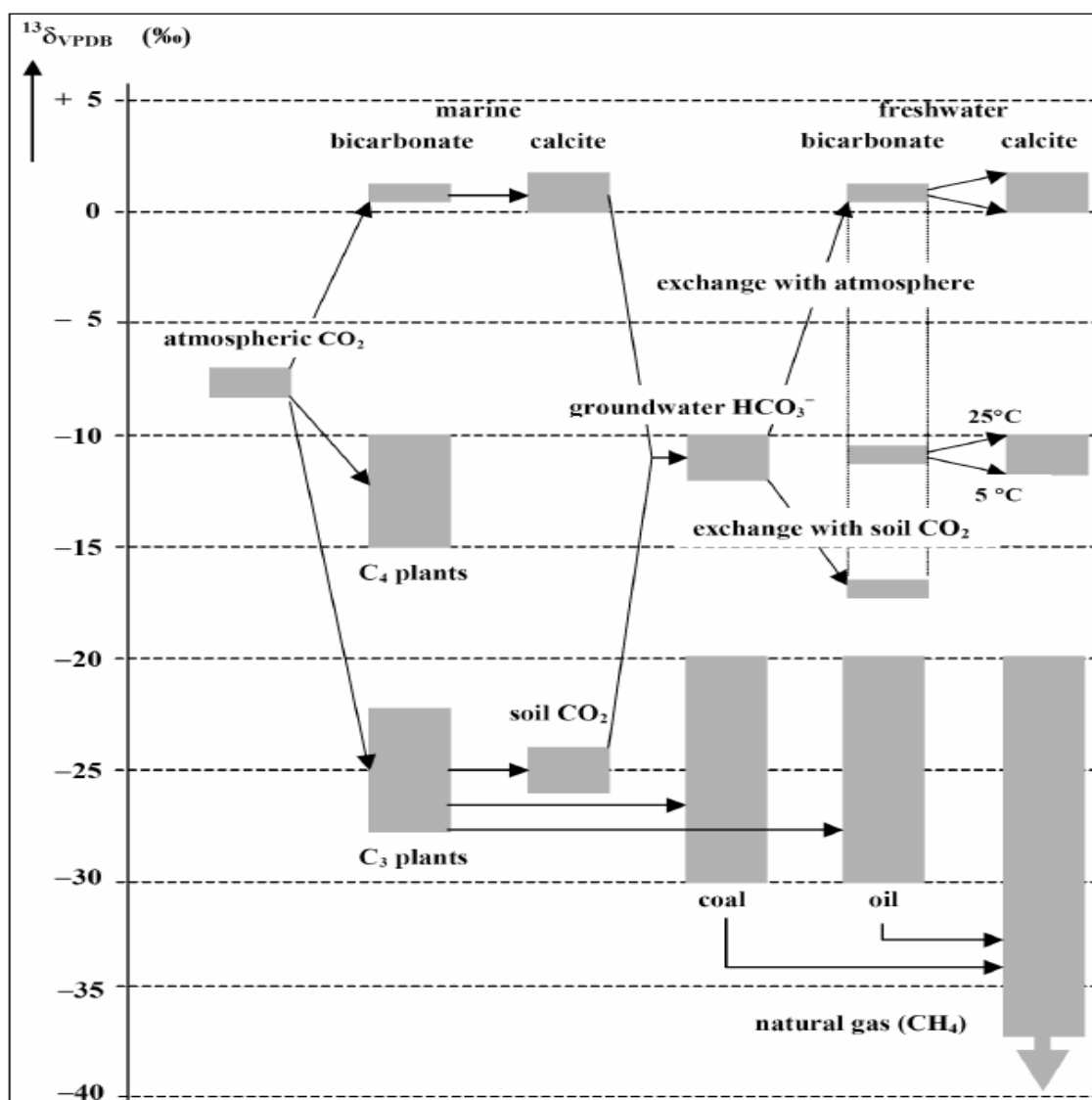


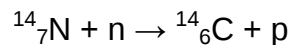
Figure 22 : Schéma des variations naturelles en carbone 13 dans le cycle hydrologique (Mook et al., 2000).

II-3-4- Carbone 14

Le Carbone 14 (^{14}C) ou radiocarbone est la troisième forme de carbone existant. Celui-ci est radioactif et son abondance naturelle représente seulement $10^{-10}\%$ de la masse totale de carbone.

Origine du Carbone 14 :

La très grande majorité du Carbone 14 est produite naturellement dans l'atmosphère. Celui-ci provient de l'interaction entre l'Azote gazeux atmosphérique et le rayonnement cosmique dans la zone située entre la stratosphère et troposphère vers 12 km d'altitude (Mook et *al.*, 2000).

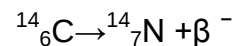


Cette réaction nécessite un neutron thermique qui provient de la collision du rayonnement cosmique de haute énergie et des molécules présentes dans la haute atmosphère. Le radiocarbone ainsi formé est rapidement oxydé en $^{14}\text{CO}_2$ où il est mélangé avec les formes stables du dioxyde de carbone (Fig. 21). En dehors de l'origine atmosphérique du radiocarbone, il existe deux autres origines qui proviennent:

- Des essais thermonucléaires atmosphériques des années 50-60 (origine anthropique);
- Production radiogénique liée à l'activation de l'Azote 14 via la fission *in situ* d'Uranium ou d'autres éléments. Dans les eaux souterraines, ce dernier type de production est souvent négligeable.

Décroissance radioactive :

La désintégration du radiocarbone (atome père) produit de l'Azote stable (atome fils) et un rayonnement β^- , selon la réaction :



C'est ce rayonnement β^- , détecté par comptage, qui permet de quantifier la teneur en isotope père. Il est donc soumis à la loi statistique de la décroissance radioactive suivant l'abondance de l'atome père par rapport à l'atome fils.

Cette loi s'écrit, sous sa forme exponentielle, $N = N^0 \cdot e^{-\lambda t}$ avec N étant le nombre de radionucléides pères à l'instant t , N^0 étant le nombre de radionucléides pères à l'instant initial et λ est le taux de décroissance du radionucléide par unité de temps.

En pratique, on utilise la notion de demi-vie à la place du taux de décroissance λ . Cette demi-vie se définit comme la durée pour laquelle la quantité de radionucléides a baissé de moitié:

$T_{1/2} = \ln 2 / \lambda$. Dans le cas du radiocarbone, la demi-vie est égale à 5730 ± 40 ans (Godwin, 1962 in Mook et al., 2000). De même, on utilise le terme d'activité A à la place de N , avec la relation $A = \lambda \cdot N$.

Les teneurs en radiocarbone s'expriment ainsi en termes d'activité sous la forme d'un pourcentage de carbone moderne (pcm). Ce pourcentage se rapporte donc à un standard qui est le "carbone moderne". Son activité se définit comme étant égale à 95% de l'activité de l'acide oxalique pour l'année 1950. Ce standard est détenu par le bureau américain "National Bureau of Standards".

Utilisation en hydrogéologie :

L'intérêt de ce radio-isotope, pour les eaux souterraines, provient d'une part de son incorporation via les équilibres calco-carboniques dans les eaux d'infiltration et d'autre part de sa demi-vie. Le radiocarbone permet donc de dater des eaux jusqu'à 30000 ans à partir de l'équation suivante:

$$t = (5370 / \ln 2) * \ln (A_0 / A_t).$$

- A_0 : activité initiale en ^{14}C du carbone minéral total dissous lors de l'infiltration vers l'aquifère;
- A_t : activité résiduelle en ^{14}C du carbone minéral total dissous au moment du prélèvement.

Cette limite de 30000 ans dans les aquifères carbonatés, a pour cause les perturbations de l'activité initiale A_0 lors de son cheminement (Fontes, 1985). En effet, de nombreuses réactions géochimiques (dissolution de la calcite ou de la dolomite) où les échanges isotopiques avec la matrice aquifère peuvent aboutir à un vieillissement artificiel des eaux par dilution du Carbone 14.

II-3-5- Calculs de l'âge de l'eau

L'objet de ces prélèvements est de donner un âge à l'eau prélevée à partir de la mesure de son activité radiocarbone. Pour cela, il existe différents modèles de correction des âges qui ont été proposés dans la littérature, tenant compte des multiples perturbations que peut subir l'eau durant son trajet entre le sol et son point de prélèvement.

II-3-6- Application des modèles de correction

Nous présentons brièvement les deux familles de modèles existants pour la correction de l'activité initiale A_0 . Il existe dans la littérature sept modèles basés sur deux approches différentes dans la dilution de l'activité initiale depuis la fermeture du système.

Les sept modèles proposés dans la littérature sont:

- le modèle de Tamers (1967);
- le modèle d'Ingerson and Pearson (1964) ou appelé "modèle Pearson";
- les modèles de Fontes and Garnier (1979) "modèle F&G" et "modèle F&G eq.";
- le modèle d'Evans *et al.*, (1979);
- le modèle de Salem *et al.*, (1980) ou appelé "modèle AIEA";
- le modèle d'Eichinger (1983);
- le modèle d'Olive (1998);

La première grande famille de modèles se base sur la dilution chimique (modèles Tamers et Olive) ou isotopique (modèle Pearson) du Carbone Minérale Total Dissous (CMTD) entre deux sources (le $\text{CO}_{2(g)}$ du sol et les carbonates de la matrice aquifère). La deuxième grande famille de modèles se base sur le phénomène d'échanges isotopiques avec ou sans fractionnements isotopiques entre le CMTD, la phase gazeuse et la matrice carbonatée (modèles AIEA, F&G (+eq.), Evans et Eichinger). Nous ne rentrerons pas dans le détail de ces modèles mais une critique exhaustive de leurs avantages peut être consultée dans Fontes (1985, 1992), Clark and Fritz (1997), Olive (1998), Kalin (1999) et Geyh (2000).

II-4- Les isotopes du Strontium

Le Strontium a quatre isotopes naturels stables ^{88}Sr (82.53%), ^{87}Sr (7.04%), ^{86}Sr (9.87%) et ^{84}Sr (0.56%). L'isotope 87 du Strontium est radiogénique, et provient de la décroissance radioactive du Rubidium-87 (désintégration β^-) dont la période est de 48.8×10^9 ans (Steiger and Jager, 1977) ; Leur abondance est fonction de la teneur en Rubidium et du temps de résidence dans le réservoir (Négrel, 2006). La méthode de Sr isotope peut être appliquée quand il y a de forts contrastes de composition isotopique entre les roches en présence. Les différences de composition isotopique du Sr reflètent un contrôle géologique régional sur les flux de l'eau dans un système hydrogéologique (Justine Odong *et al.*, 2007). Généralement, le Strontium présente une large gamme de

signatures dans les eaux souterraines. Grâce au haut niveau de précision des mesures par spectrométrie de masse à thermo-ionisation (20×10^{-6}), les plus faibles variations sont mesurables et peuvent être interprétées (Milot et *al.*, 2007). Généralement, les isotopes du Strontium permettent de :

- Déterminer l'origine du Strontium (interaction eau-roches) ;
- Identifier les aquifères avec lesquels l'eau a été en contact lors de son parcours souterrain et évaluer les processus de mélange entre différentes masses d'eau (Négrel et *al.*, 2004) ;
- Calculer les proportions relatives de contribution de chaque source ou pôle de mélange (Négrel et *al.*, 2006).

Le domaine de Lakhssas est formé d'une couverture volcano-détritique puis sédimentaire essentiellement carbonatée reposant en discordance majeure sur un socle cristallin qui affleure dans les boutonnières de Kerdous à l'Est et celle d'Ifni à l'Ouest. Ceci constitue un site privilégié pour ce type d'étude vu la grande contrainte de composition isotopique.

Impact sur l'environnement :

Le Strontium sous sa forme élémentaire, est présent naturellement dans l'environnement (les roches, le sol, l'eau, l'air). Les composés du Strontium peuvent se déplacer dans l'environnement assez facilement car beaucoup d'entre eux sont solubles. Le Strontium est toujours présent dans l'air sous forme de poussières jusqu'à un certain niveau. Les concentrations en Strontium de l'air sont augmentées par les activités humaines, telles que la combustion de charbon et de pétrole. Les particules de poussières qui contiennent du Strontium, peuvent se déposer dans les eaux de surface, les sols et sur les plantes. Quand les particules ne se déposent pas, elles retombent à la surface de la terre lors des chutes de pluie ou de neige. Tout le Strontium se retrouve finalement dans les sols ou les fonds des eaux de surface, où il se mélange au Strontium déjà présent.

Le Strontium peut aussi infiltrer l'eau après avoir été dans les sols. Seule une petite partie du Strontium dans l'eau provient des particules de poussières de l'air. La plupart du Strontium dans l'eau est dissout, mais une partie reste en suspension, entraînant la formation d'eaux boueuses. Peu de Strontium se retrouve dans l'eau potable. Quand les concentrations en Strontium dans l'eau excèdent les concentrations

régulières, c'est en général, provoqué par les activités humaines, principalement lors de rejets de déchets directement dans l'eau. Ces concentrations excessives peuvent aussi être provoquées par le dépôt de poussières de l'air ayant réagi avec les particules de Strontium émises lors de procédés industriels.

L'augmentation des concentrations dans le sol peut aussi être favorisée par les activités humaines telles que le rejet de cendre de charbon ou d'incinérateur. Le Strontium dans le sol se dissout dans l'eau, par conséquent, il est susceptible de se déplacer plus profondément dans le sol et de rejoindre les eaux souterraines. Une partie du Strontium introduit par l'homme ne rejoint pas les eaux de surface et peut rester dans le sol pendant des décennies.

Les concentrations en Strontium radioactif dans l'environnement sont relativement faibles et les particules se retrouvent toujours finalement dans le sol ou dans le fond des océans, où elles se mélangent aux autres particules de Strontium. Le Strontium radioactif n'est pas susceptible de se retrouver dans l'eau potable.

II-5- Les isotopes du Radium

Le Radium est un métal blanc et brillant. Il appartient à la famille des alcalino-terreux. On peut le trouver en très faible quantité dans les minerais d'Uranium. Quatre de ses 25 isotopes possibles existent dans la nature : ^{223}Ra , ^{224}Ra , ^{226}Ra et ^{228}Ra , tous les quatre radioactifs et tous issus de la dégradation radioactive d'autres radio-isotopes d'origine naturelle. Les deux isotopes du Radium plus fréquents dans la mer sont ^{226}Ra et ^{228}Ra (car à demi-vie assez longue, respectivement de 1 620 ans et 5,76 années) (Fig. 23).

Parmi les 25 isotopes radioactifs du Radium, le ^{226}Ra est majoritaire. Il résulte de la chaîne de désintégration de l' ^{238}U . Par émission α , il se désintègre en ^{222}Rn (T=3,8 jours) qui est un gaz, lui-même émetteur α .

Les descendants du ^{226}Ra apparaissent dans la chaîne de filiation de l' ^{238}U (Fig. 24):

Le Radium n'existe pas à l'état pur, il se combine immédiatement et est toujours à l'équilibre avec ses descendants. Il est présent dans les sols uranifères (à raison de 1 gramme de Radium pour 3 tonnes d'Uranium dans le minerai) mais son rayonnement γ (via ses descendants) contribue faiblement à l'exposition d'origine tellurique à laquelle les individus sont soumis de façon naturelle. L'activité moyenne du ^{226}Ra dans la roche est de quelques dizaines de Becquerels par kilogramme, mais elle peut être mille fois supérieure dans les sols ou les zones riches en minerai d'Uranium. La concentration du

^{226}Ra peut être importante dans les eaux d'infiltration des mines d'Uranium. Le ^{226}Ra produit un gaz radioactif, le Radon, qui peut conduire à des doses importantes de rayonnement dans les habitations. La combustion du charbon est une autre voie de dissémination du radium ; la teneur en ^{226}Ra des cendres de charbon est de l'ordre de 120 Bq.kg-1.

La radioactivité naturelle change selon les conditions géologiques et géographiques locales. U, Th (éléments père du Ra) sont beaucoup plus concentré dans les aquifères granitiques. Le contenu d'U, Th augmente généralement avec le contenu en SiO_2 dans le stade final de la différenciation magmatique. L'U et le Th se concentrent principalement dans les minéraux accessoires tel que le zircon, l'apatite, l'allanite. Ces minéraux se concentrent d'habitude dans des roches granitiques.

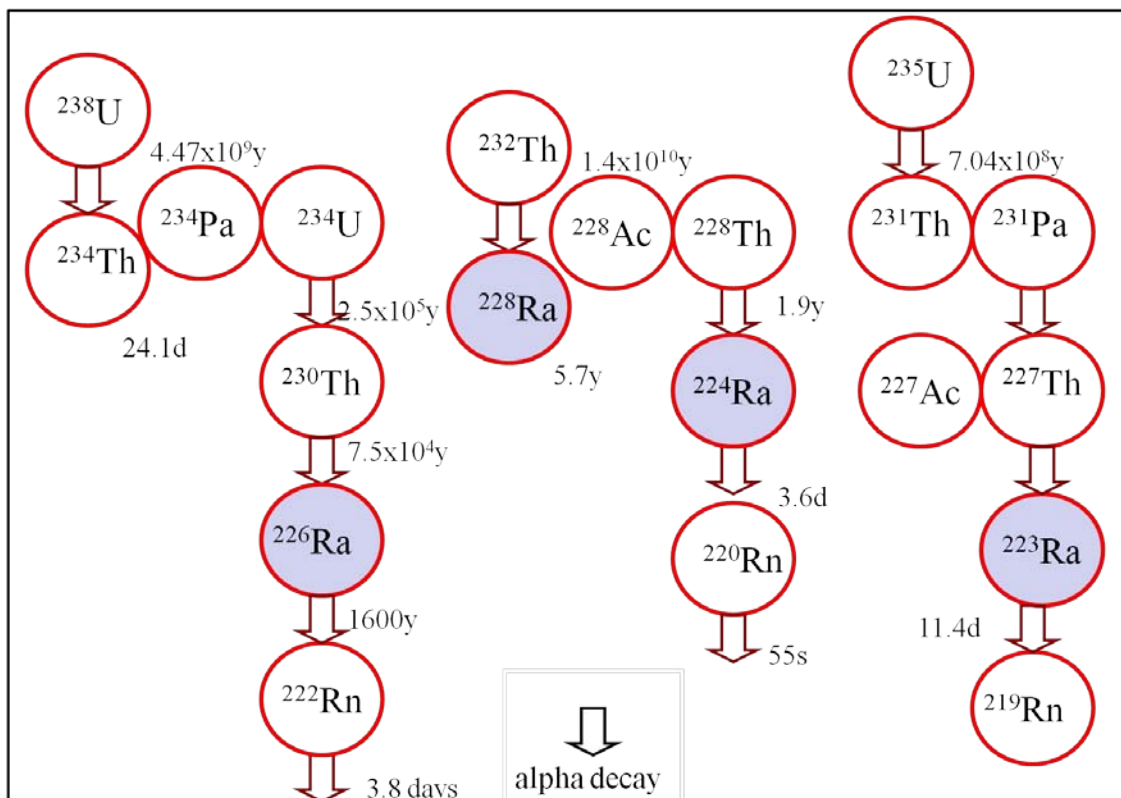


Figure 23 : Processus de désintégration des séries de l'Uranium et de Thorium

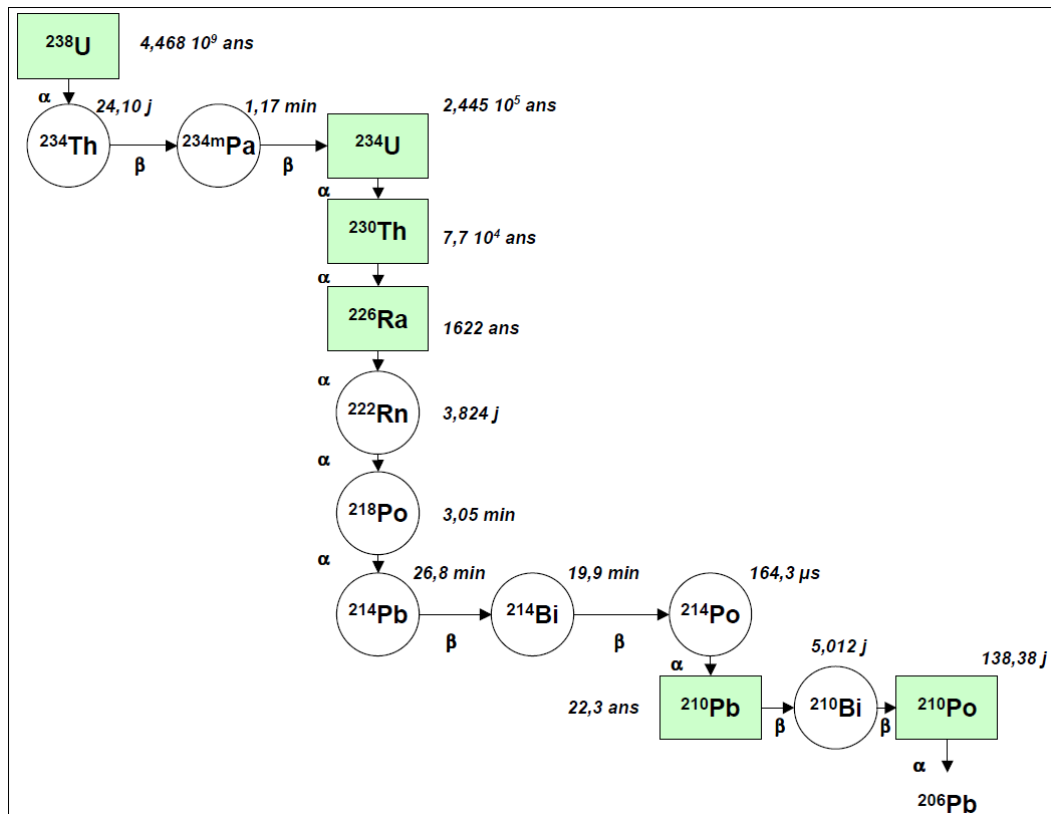


Figure 24 : Chaîne de filiation d' ^{238}U montrant les descendants du ^{226}Ra

III- Conclusion

Cette partie montre l'intérêt de la combinaison de plusieurs traceurs chimiques et isotopiques de l'environnement, pour mieux caractériser les eaux souterraines dans un contexte montagneux non équipé et où les suivis hydrogéologiques classiques font défaut. La caractérisation du processus de l'interaction eau-roche dépend de plusieurs facteurs chimiques et physiques. L'estimation du temps de séjours des eaux doit prendre en considération l'évolution du système étudié sous l'influence des facteurs environnementaux locaux.

Partie 4 : RESULTATS

Deux principales études hydrogéochimiques ont été effectuées dans la région de Tiznit-Guelmime :

- Les travaux de Krimissa et *al.*, (2005) sur le bassin de Chtouka (Nord du plateau de Lakhssas).
- Les travaux de Bohlassa et *al.*, (2002) sur le bassin de Guélmime (Sud du plateau de Lakhssas).

Elles se sont intéressées essentiellement aux aspects de la qualité de l'eau et la préservation de la ressource. Elles se sont notamment attachées à déterminer l'origine de l'eau et de la minéralisation. Aucune étude hydrogéochimique n'a été effectuée au centre du plateau et dans l'aquifère granitique de Taфраout.

Cette étude hydrogéochimique, isotopique et de la radioactivité des eaux souterraines de la région de Lakhssas-Taфраout est devenue nécessaire pour éclaircir le mode de fonctionnement de l'aquifère carbonaté et granitique, et rechercher les modalités d'exploitation de ces eaux.

I- Compositions chimiques et isotopiques des eaux souterraines de la région de Lakhssas-Taфраout

I-1- Introduction

L'étude de la chimie des eaux souterraines est une méthode de prospection hydrogéologique qui permet la caractérisation des aquifères. En effet, la composition chimique des eaux souterraines dépend du type de la roche encaissante, des évolutions hydrodynamiques des écoulements de la nappe, de la profondeur des circulations et de type du climat régnant dans la région étudiée.

La base de l'étude hydrochimique est la classification des eaux souterraines en faciès hydrochimiques. L'objectif principal d'une représentation graphique est de permettre une approche rapide des résultats analytiques en vue de caractériser facilement une eau, de suivre son évolution ou de la comparer à d'autres eaux de compositions physico-chimiques voisines ou de proximité géographique.

L'étude géochimique que nous entreprenons a un double objectif :

- A l'échelle locale, caractériser hydrochimiquement les eaux souterraines (sources, puits et forages) des différentes parties de la zone d'étude.

- A l'échelle régionale, caractériser les eaux sur la base de l'hydrofaciès : cela apporte des informations précieuses sur l'identification des unités aquifères et sur la circulation des eaux souterraines, ainsi que sur les conditions de recharge.

L'interprétation et la discussion des données sont faites selon la situation géographique, géologique et structurale des points d'eau échantillonnés sur tout le secteur d'étude (Fig.1). La minéralisation des eaux souterraines est représentée par la somme totale des sels dissous (TDS) exprimée en mg/L.

Les résultats des analyses chimiques, isotopiques et de la radioactivité sont représentés sur les tableaux 6 et 7

I-2- Physico-chimie des eaux souterraines

Les paramètres physico-chimiques «non conservés» tel que la température, le pH et la conductivité électrique, qui peuvent subir des transformations une fois les eaux prélevées de leur milieu initial d'interaction, ont été mesurés sur le terrain. Les résultats des trois campagnes d'échantillonnages sont reportés sur le tableau 7.

La représentation graphique de la température en fonction de TDS pour tous les échantillons (Fig. 25) distingue des eaux thermales caractérisées par des taux élevés de la salinité dont la charge totale dissoute dépasse 2500 mg/L; des eaux fraîches ayant des températures ambiantes et des conductivités variant entre 564 et 3490 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les eaux souterraines des bordures Est-Ouest, du flanc Nord du plateau de Lakhssas et des granites de Taфраout sont beaucoup plus salines par rapport à celles du flanc Sud du plateau.

Les eaux souterraines de la région de Lakhssas-Taфраout sont généralement caractérisées par un pH neutre.

Tableau 6 et 7

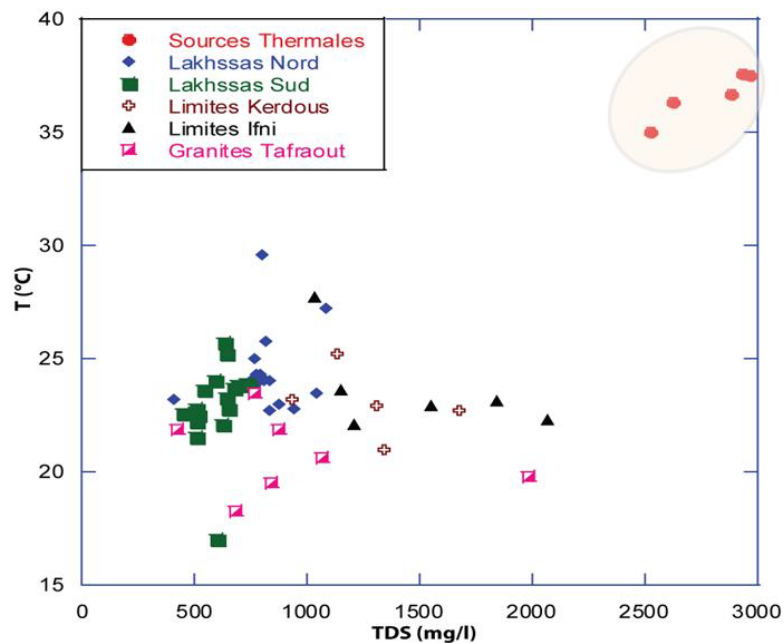


Figure 25 : Relation entre la température (°C) et la somme totale des sels dessous TDS (mg/L)

II- Comportement des traceurs des eaux souterraines

II-1- Caractérisation hydrochimique

II-1-1- Diagramme de piper

Pour mieux caractériser et affiner l'interprétation des faciès hydrochimiques correspondant aux différentes formations géologiques et/ou subdivisions lithologiques, nous avons reporté les résultats des analyses chimiques des eaux prélevées sur le diagramme de Piper (Fig. 26).

Le report des teneurs en éléments majeurs des différents points d'eau échantillonnés fait apparaître que les eaux du plateau de Lakhssas montrent une variation latérale apparente, avec un faciès bicarbonaté calcique et magnésien sur les flancs Nord et Sud, un faciès hyper-sulfaté calcique au niveau des sources thermales et un faciès mixte à tendance chloruré dans les limites Est et Ouest du plateau.

Les eaux souterraines de l'aquifère granitique de Taфраout sont caractérisées par un faciès mixte à tendance chloruré plus au moins enrichi en sulfates.

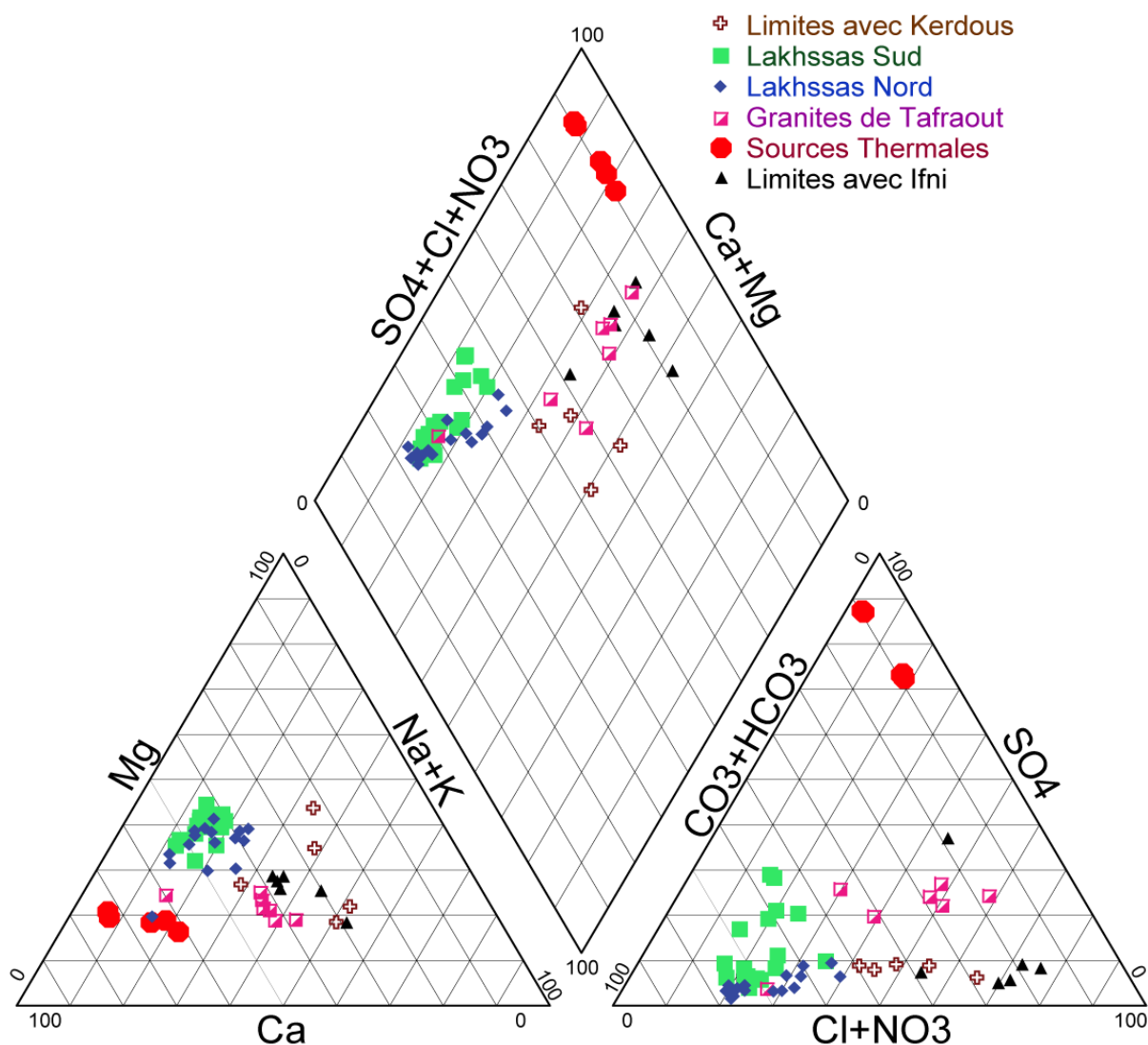


Figure 26 : Représentation des données de la chimie des eaux souterraines sur le diagramme de Piper

II-1-2- Etude chimique

La charge saline totale dissoute (TDS) des eaux douces du flanc Sud est comprise entre 439 mg/L et 742 mg/L. Tandis que celle des eaux douces du flanc Nord est comprise entre 406 mg/L et 1083 mg/L ; alors que les eaux relativement chargées sont celles de la bordure Ouest (contact avec la boutonnière d'Ifni) (TDS comprise entre 1035 et 2064 mg/L), des granites de Taфраout (TDS comprise entre 46 et 1983 mg/L) et de la bordure Est (contact avec la boutonnière de kerdous) (TDS comprise entre 934 et 1672 mg/L). La minéralisation des eaux thermales de la région (Abeino et Lalla Mellouka) est comprise entre 2480 mg/L et 2937 mg/L.

Pour mieux éclaircir cette différence de minéralisation entre les différents secteurs, nous avons reporté sur la figure 27 l'ensemble des éléments chimiques majeurs en fonction des teneurs en chlorures.

L'analyse des graphiques montre que :

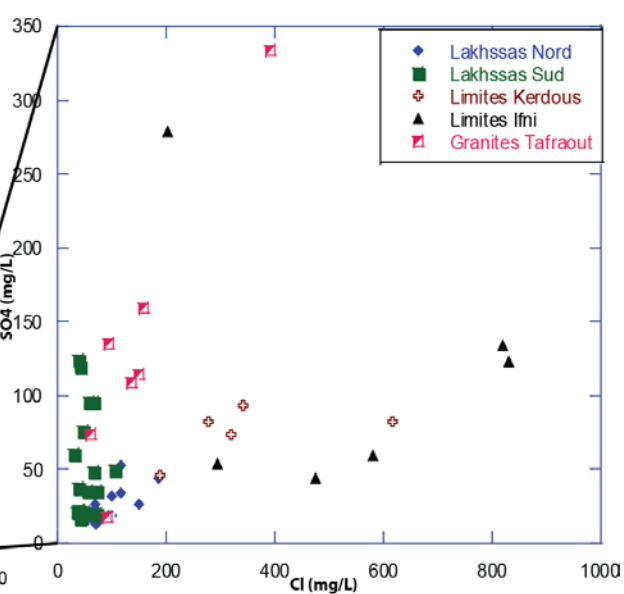
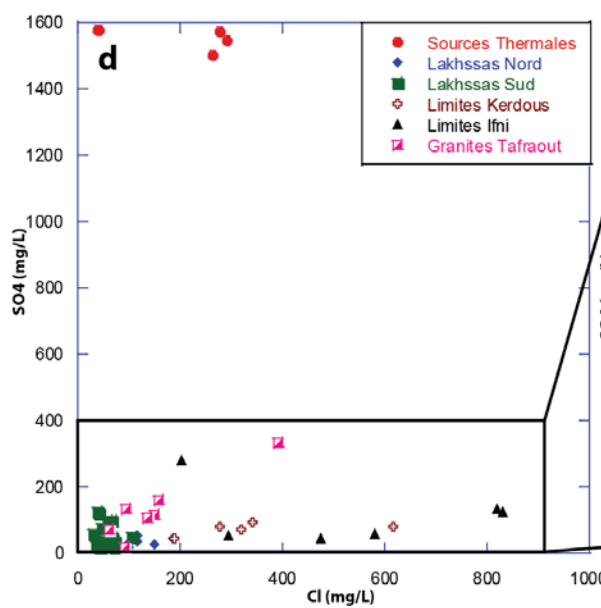
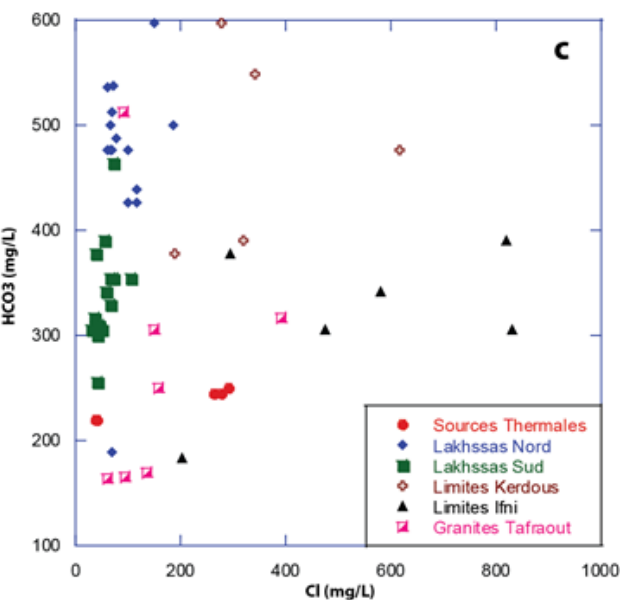
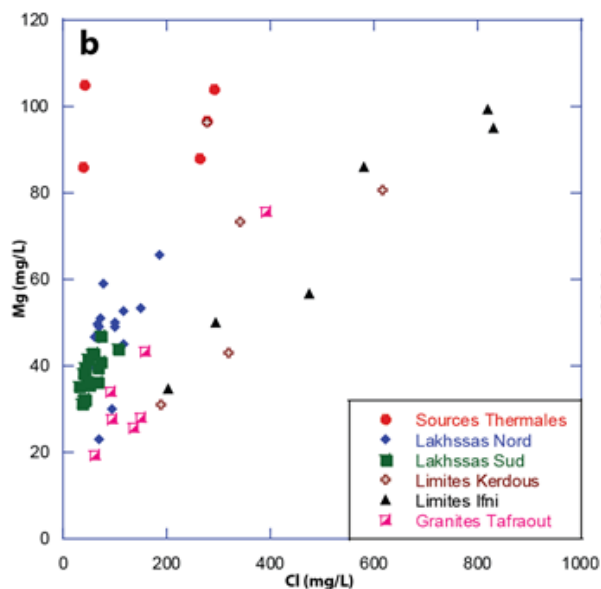
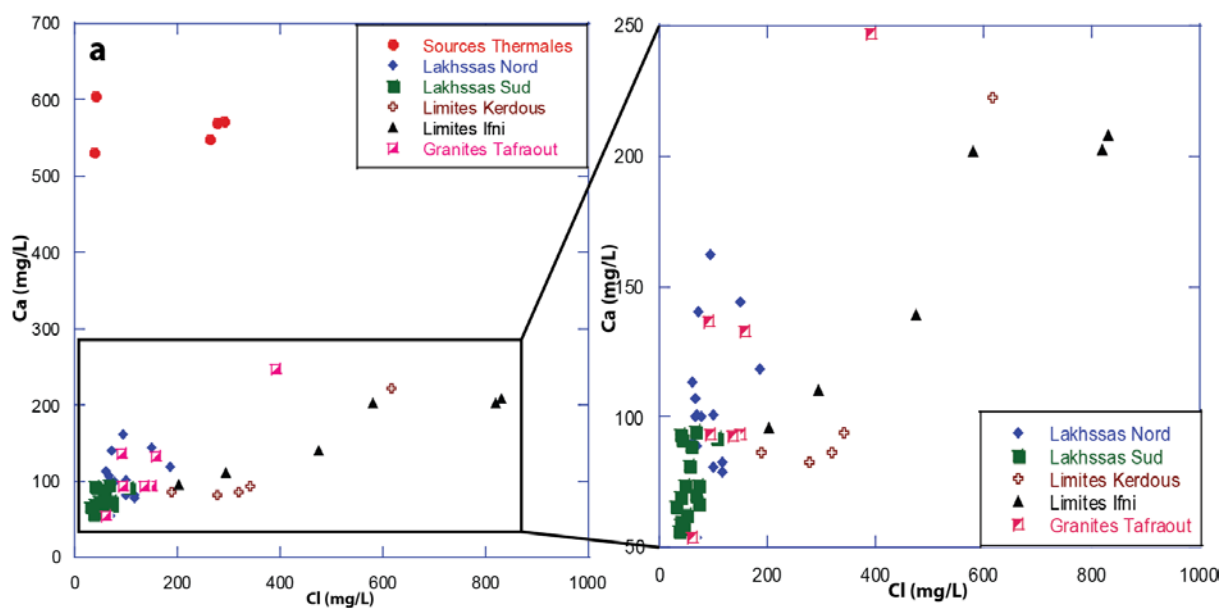
Les eaux souterraines du Nord présentent des concentrations élevées en Cl^- (teneurs > 68 mg/L), Na (teneurs > 30 mg/L), Ca (teneurs > 54 mg/L), Mg (teneurs > 23 mg/L) et HCO_3 (teneurs > 189 mg/L) par rapport aux eaux du Sud (Fig. 27 : a, b, c, e).

Les eaux des bordures Est-Ouest présentent des teneurs élevées en Chlorures atteignant 831mg/L, en Sodium de l'ordre de 335 mg/L et des teneurs en Magnésium similaire à celles des eaux du flanc Nord (teneurs variant de 31 mg/L à 99 mg/L) (Fig. 27 : b et e). Par contre, les teneurs en HCO_3 augmentent dans les eaux souterraines du flanc Nord et Sud (atteignant 598 mg/L), qui présentent des faibles salinités, elles diminuent avec l'augmentation en Chlorure vers les bordures Est et Ouest. Dans les eaux sortant du Massif calcaire, la somme en HCO_3 , Ca, Mg représentent 70% du TDS.

Les eaux thermales sont caractérisées par une prédominance de Ca, SO_4 (rapport molaire Ca/ SO_4 aux alentours de 0.4) (Fig a et d). Les teneurs en Ca et SO_4 représentent 77% du TDS avec relativement une concentration élevée en K (teneurs comprises entre 16 mg/L et 25 mg/L), Na (teneurs comprises entre 51 mg/L et 211 mg/L) et Mg (teneurs comprises entre 86 mg/L et 106 mg/L).

Les eaux souterraines de l'aquifère granitique de Tafraout montrent une dominance de tous les éléments chimiques (Ca, Mg, HCO_3 , Na, SO_4 , Cl, K, SiO_2 , Sr) caractérisant les minéraux de granite (biotite, feldspath potassique (orthose) et plagioclase calcique (Anorthite)).

Le Ca, Mg, SO_4 et SiO_2 montrent une très bonne corrélation avec TDS. Les coefficients de corrélation sont respectivement de 0.95, 0.82, 0.94 et 0.83, ce qui indique que la minéralisation des eaux est essentiellement liée à ces éléments. Ainsi le Ca et le Mg sont positivement corrélés entre eux et avec les SO_4 , SiO_2 , Sr et le Fe et négativement corrélé avec les HCO_3 (Tableau 8), ce qui indique que leur origine ne viendra pas forcément de l'interaction de ces eaux avec les carbonates.



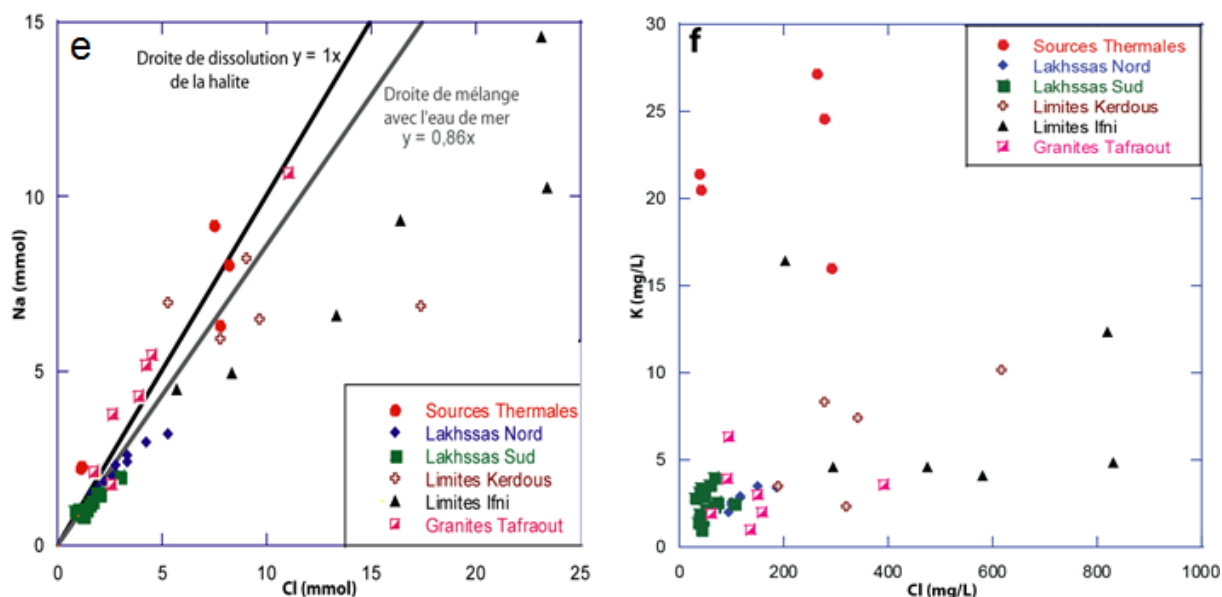


Figure 27 : Relation entre les Chlorures et les teneurs en éléments majeurs

Tableau 8 : Matrice de corrélation entre les paramètres physico-chimiques

	T	pH	EC	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃	SiO ₂	TDS	Sr	Fe	Mn	Br
T	1.00																
pH	-0.18	1.00															
EC	0.59	0.12	1.00														
Ca	0.81	0.09	0.86	1.00													
Mg	0.52	0.19	0.84	0.68	1.00												
Na	0.16	-0.05	0.79	0.43	0.58	1.00											
K	0.86	0.01	0.80	0.92	0.71	0.39	1.00										
HCO ₃	-0.08	0.37	0.10	-0.15	0.49	0.10	-0.07	1.00									
Cl	0.04	-0.05	0.69	0.25	0.61	0.95	0.26	0.32	1.00								
SO ₄	0.85	0.03	0.79	0.98	0.61	0.33	0.94	-0.25	0.16	1.00							
NO ₃	-0.28	0.07	0.36	0.08	0.17	0.55	-0.13	-0.10	0.48	-0.05	1.00						
SiO ₂	0.24	0.06	0.75	0.59	0.40	0.77	0.39	-0.28	0.60	0.52	0.66	1.00					
TDS	0.69	0.10	0.98	0.94	0.83	0.68	0.88	0.03	0.56	0.88	0.26	0.71	1.00				
Sr	0.88	-0.01	0.75	0.96	0.58	0.28	0.95	-0.23	0.11	0.99	-0.15	0.44	0.85	1.00			
Fe	0.23	-0.03	0.64	0.56	0.42	0.63	0.48	-0.15	0.48	0.47	0.47	0.57	0.63	0.45	1.00		
Mn	0.26	0.24	0.28	0.31	0.34	-0.06	0.28	0.28	0.03	0.31	-0.16	-0.02	0.29	0.29	0.32	1.00	
Br	-0.19	0.06	0.10	-0.28	0.34	0.33	-0.08	0.64	0.56	-0.30	-0.10	-0.13	-0.02	-0.29	0.31	0.28	1.00

II-2- Analyses ACP des données des eaux souterraines de la région de Lakhssas-Taфраout

L'ACP est une méthode d'analyse statistique multidimensionnelle. Il s'agit d'une méthode factorielle linéaire qui traite des caractères numériques jouant tous le même rôle (Bourouche and Saporta, 1983). Les caractéristiques physico-chimiques et isotopiques

des eaux répondent à cette condition. Ceci permet, grâce à des représentations graphiques, une visualisation globale de l'ensemble des échantillons (individus, ou unités statistiques) en prenant en considération les paramètres physico-chimiques et les éléments traces qui les caractérisent (variables).

Le plan factoriel F1-F2 (Fig. 28 b) rapporte une inertie totale 75.03% avec 48.14% pour F1 et 18.75% pour F2. Ce plan met en évidence la bonne association entre les paramètres physico-chimiques et les éléments traces.

Sur l'espace des variables, L'axe factoriel F1 représente le maximum d'inertie du nuage de points, elle correspond à l'axe de minéralisation. Les eaux les plus minéralisées se situent dans la partie positive de l'axe F1 opposé aux eaux bicarbonatées (pole douce).

L'axe factoriel F2 montre l'opposition de deux pôles, un pole sulfato-calcique et un pole mixte. On peut donc conclure que l'axe F2 permet de distinguer entre des eaux froides riches en HCO_3 , Mg, Na et Cl, et des eaux chaudes riches en SO_4 et Ca.

Sur l'espace des individus (Fig. 28 a), on note bien la distinction de 3 groupes : (i) un premier groupe représentant des eaux plus minéralisées à dominance sulfaté correspondant majoritairement aux eaux thermales, (ii) un deuxième groupe relativement minéralisées contenant les eaux des limites Est et Ouest du plateau de Lakhssas et les eaux du massif granitique, (iii) un troisième groupe représentant les eaux relativement douces dans le secteur d'étude et en particulier celles des parties Nord et Sud du plateau de Lakhssas.

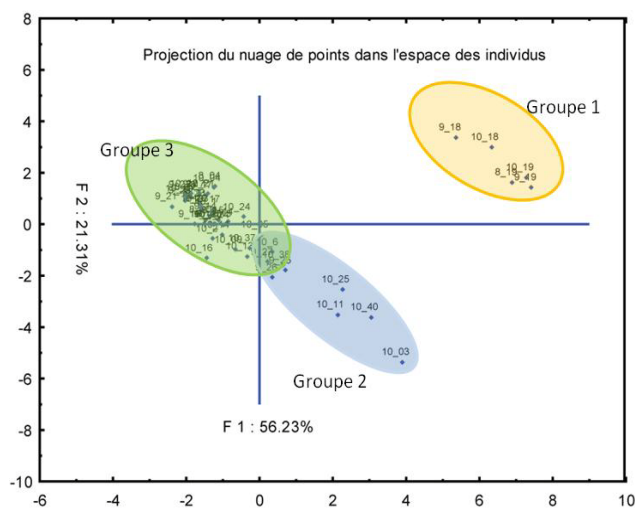


Figure 28a : Projection du nuage des points dans l'espace des individus

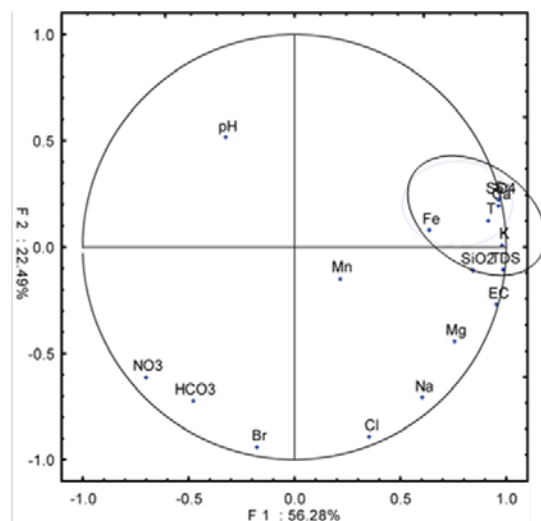
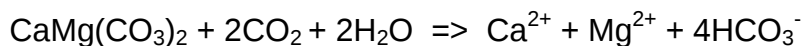
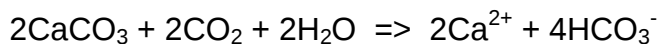


Figure 28b : Projection du nuage des points dans l'espace des variables

II-3- Indice de saturation

L'évolution de la chimie des eaux du plateau de Lakhssas est contrôlée par l'interaction de ces eaux avec les carbonates du Cambrien inférieur. Le dioxyde de carbone, absorbé par le sol, réagit avec les roches carbonatées et provoquerait la dissolution de la dolomite et de la calcite selon les réactions suivantes :



L'indice de saturation en dolomite et en calcite a été calculé à l'aide du code PHREEQC intégré dans le programme Diagramme® des calculs hydrochimiques (Smiler, 2005).

Les résultats de calcul de l'indice de saturation en carbonates montrent que la majorité des sources d'eau sont sursaturées en dolomite comparé à la calcite (Fig. 29A). Les indices de saturation en calcite varient entre -0.05 et 1.12 alors que celui de la dolomite varient entre -0.01 et 2 pour toutes les points d'eau du plateau. Pour les autres éléments notamment le gypse et l'anhydrite, l'indice de saturation reste très négligeable à l'exception des eaux thermales où les valeurs varient de -0.29 à -0.24 pour l'anhydrite et de -0.13 à -0.07 pour le gypse.

Afin de mieux illustrer la sursaturation en dolomite par rapport à la calcite, nous avons reporté le rapport molaire en $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ en fonction des bicarbonates (Fig. 29B). La majorité des points représentatifs des eaux douces échantillonnées sont localisées au dessus de la droite de dissolution de calcite-dolomite (Barbieri, 2005), inversement aux eaux thermales qui sont localisées dans le domaine de dissolution de la calcite. Le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ varie entre 0.27 et 1.08 avec une moyenne de 0.75.

L'indice de saturation des eaux souterraines du réservoir granitique montre une saturation faible et équilibrée entre la dolomite et la calcite. La représentation du rapport molaire $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ en fonction des bicarbonates a montré que tous les points représentatifs du réservoir granitique sont localisés dans le domaine de dissolution de calcite-dolomite et par conséquent, confirme la saturation équilibrée en calcite et en dolomite.

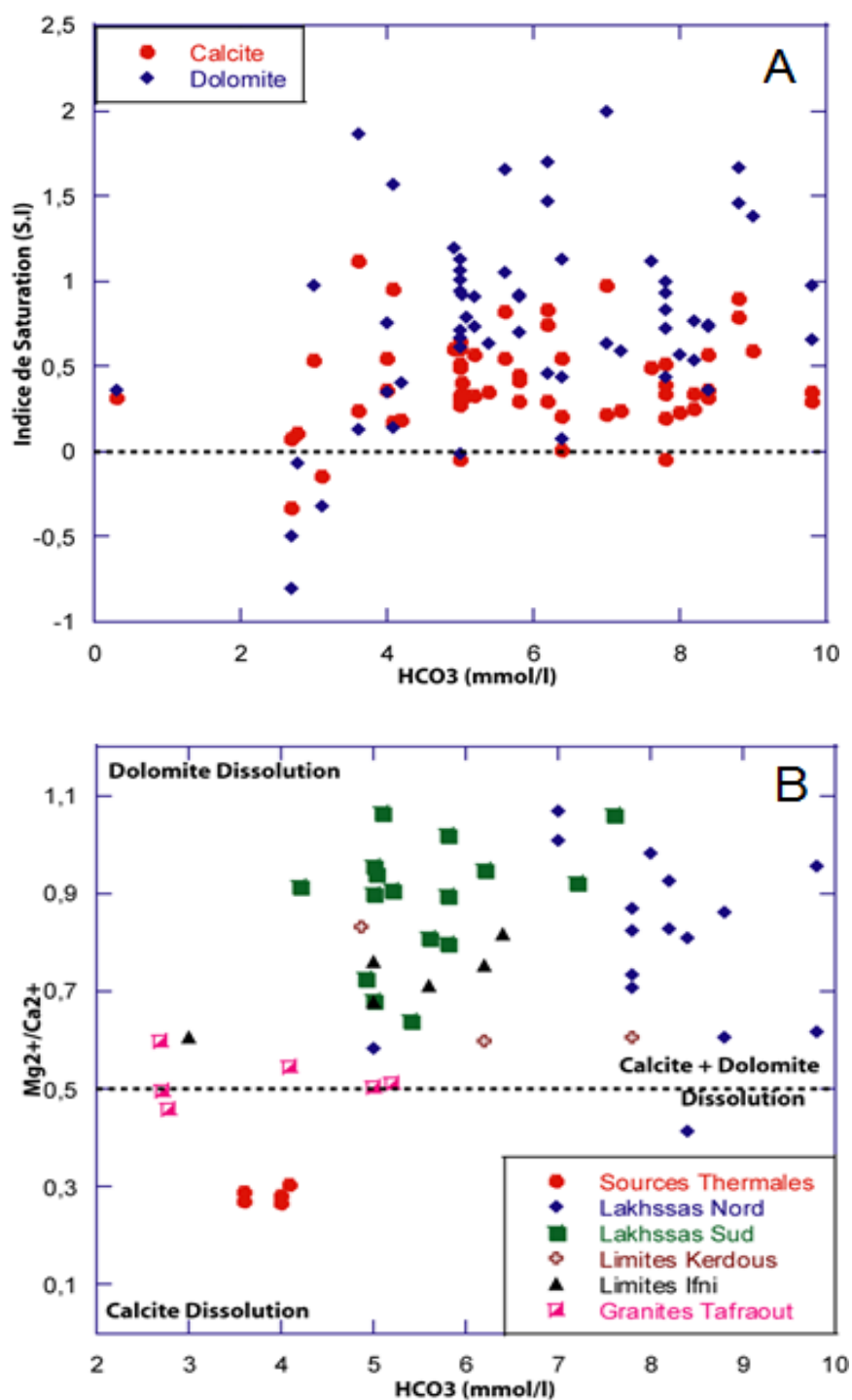


Figure 29 : A- l'indice de saturation (S.I) de calcite et de dolomite en fonction des teneurs en mmol/L de Bicarbonates ; B- le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ en fonction des teneurs en mmol/L de Bicarbonates (in Barbieri et al., 2005)

II-4- Les isotopes stables

Seuls les échantillons du plateau de Lakhssas ont subi des analyses des isotopes de la molécule d'eau.

Les teneurs sont comprises entre -7,62 et -3,83‰ pour ^{18}O et entre -53,36 et -20,99‰ pour ^2H .

L'étude de la relation entre ^2H et ^{18}O est réalisée par un graphique de $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$, pour lequel la fonction de corrélation mondiale définit la ligne des eaux météoriques (Craig, 1961):

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$$

Les études effectuées sur les isotopes stables des précipitations dans le Souss Amont (altitudes moyennes de 1000 m. a. s. l) (Bouchaou et al., 2012), ont permis d'établir une droite météorique locale ($\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 14$), cette droite est plus proche de celle élaborée dans le Haut-Atlas Marocain ($\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 13.5$) (Raibi et al., 2006) et est similaire à celle élaboré au centre du Maroc ($\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 14$) (Ouda et al., 2004).

La représentation des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$, en fonction de $\delta^2\text{H}$ (Fig. 30), montrent que tous les points représentatifs de nos échantillons se situent à proximité de la droite météorique locale. L'excès de deutérium calculé par la formule $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ varie entre 7‰ et 14 ‰, dont la majorité des valeurs sont supérieures à 10 ‰. Donc, les eaux souterraines du plateau de Lakhssas sont d'origine océanique. Les valeurs relativement élevées en Deutérium suggèrent une représentation significative de recyclage des masses d'aire continentale (Clark and Fritz, 1997).

La représentation graphique de la salinité, représentée par les chlorures en fonction de ^{18}O (Fig. 31), montre que les eaux du flanc Nord sont caractérisées par une salinité élevée (teneurs élevés en chlorures) par rapport aux eaux du Sud. Les eaux relativement salées sont enrichies en ^{18}O . Les eaux qui ont des teneurs inférieurs à 200 mg/L montrent une corrélation linéaire.

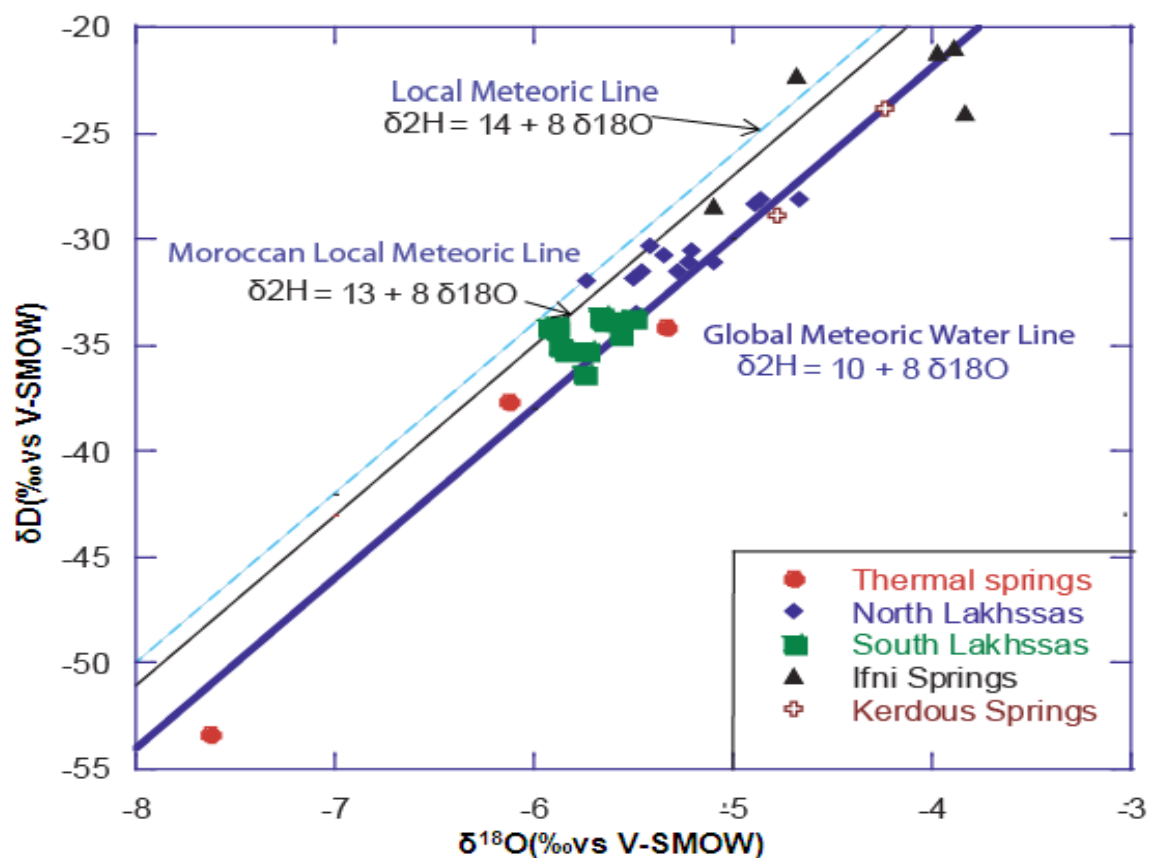


Figure 30 : Relation entre teneurs en $\delta^2\text{H}$ et teneurs en $\delta^{18}\text{O}$. (Ettayfi et *al.*, 2012)

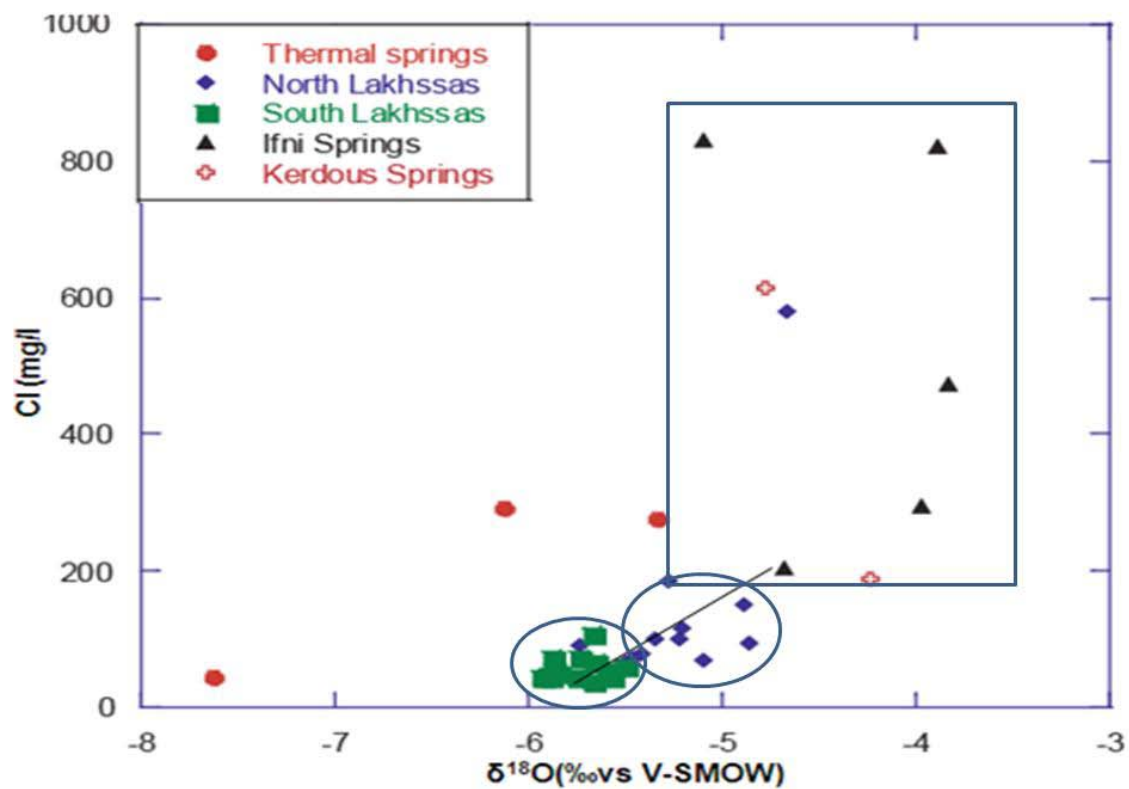


Figure 31 : Relation entre teneurs en Cl et teneurs en $\delta^{18}\text{O}$. (Ettayfi et *al.*, 2012)

II-5- Les rapports isotopiques en Strontium

Les rapports isotopiques en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont similaires aussi bien au Nord, au Sud et à l'Est du plateau (les valeurs varient entre 0.7094 et 0.7104) (Fig. 32) ; une seule exception est enregistrée à l'Est du plateau où on note une concentration élevée en Strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.713$).

Une diminution progressive des rapports en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ avec les teneurs en Sr est notée sur le flanc Sud.

Les rapports les plus faibles en isotopes du Sr sont indiqués au niveau des sources thermales ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7089$).

Les eaux, qui débouchent des granites de Taфраout présentent un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ qui dépasse les rapports enregistrés au niveau du plateau de Lakhssas (rapport varie entre 0.711 et 0.735, faisant parti de la norme des aquifères granitiques qui peut dépasser 0.740).

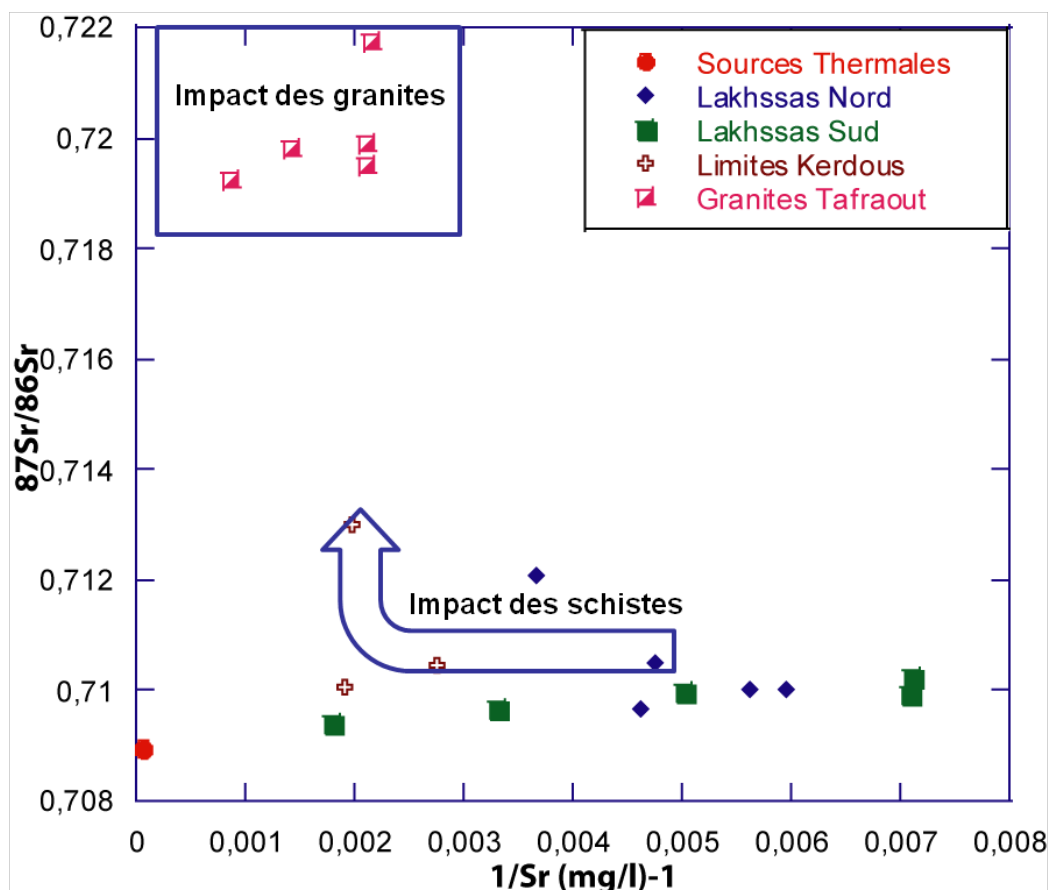


Figure 32 : Relation entre rapport isotopique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les teneurs en $1/\text{Sr}$

II-6- Carbone-13 et Carbone-14

Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ mesurées varient entre -10.7 et -7.5 ‰ PDB avec une moyenne de -10 ‰ PDB, alors que les activités en ^{14}C varient entre 40.32 et 62.61 pcm avec une moyenne de 52.6 pcm. Les résultats d'analyse de ^{14}C , de ^{13}C et de datation par les trois modèles (IAEA, Fontes and Garnier et Eichinger) sont présentés sur le tableau 9.

Pour visualiser les sources du carbone inorganique total dissous (CITD) et le degré de la dilution du carbone induite par la dissolution d'ancien carbone de la roche hôte de l'aquifère associée à l'interaction roche-eau, nous avons reporté sur des diagrammes binaires (Fig. 33), les activités en ^{14}C mesurées en fonction des teneurs en $\delta^{13}\text{C}$. Les eaux souterraines du flanc Nord présentent des teneurs élevées en HCO_3 et en $\delta^{13}\text{C}$ et faible activité en ^{14}C relativement au flanc Sud qui présente des faibles teneurs en HCO_3 et en $\delta^{13}\text{C}$ et des hautes activités en ^{14}C .

Les sources thermales, représentées par la source Abeino, montrent des faibles activités en ^{14}C et fortes teneurs en $\delta^{13}\text{C}$.

Tableau 9 : Résultats de calcul des âges par radiocarbone en utilisant les modèles des Fontes et Garnier (Fontes and Garnier, 1979), IAEA (Salem et al., 1980) et Eichinger (1983)

Echantillon	Nom	A ¹⁴ C DIC (pmc)	$\delta^{13}\text{C}$ DIC (‰ V-PDB)	« Age » Fontes and Garnier (a BP)	« Age » IAEA (a BP)	« Age » Eichinger (a BP)
sources Thermales						
M9-19	Abeino	6.4	-5.7	10 000	14 000	15 300
Flanc Sud						
M9-17	Timoulay Izdar	54.6	-10.7	<0	2 200	200
M8 - 04	Timoulay Oufela	53.1	-10.3	<0	1 700	0
M9-22	Lahrim	57.5	-10.7	<0	1 900	<0
M9-21	Boui-Izakarn	58.3	-10.7	<0	1 800	<0
M9-23	Assaka	60.8	-10.3	<0	1 200	<0
M8-20	Tagant	62.6	-10.3	<0	800	<0
Flanc Nord						
M9-14	Talaint	48.5	-9.8	<0	2 500	1 300
M9-13	Reggada	50.1	-9.6	<0	2 100	800
M8 - 15	Ighrem	44.3	-10.0	<0	3 400	2 000
M8-16	Ifri	40.3	-7.5	<0	1 900	1 000

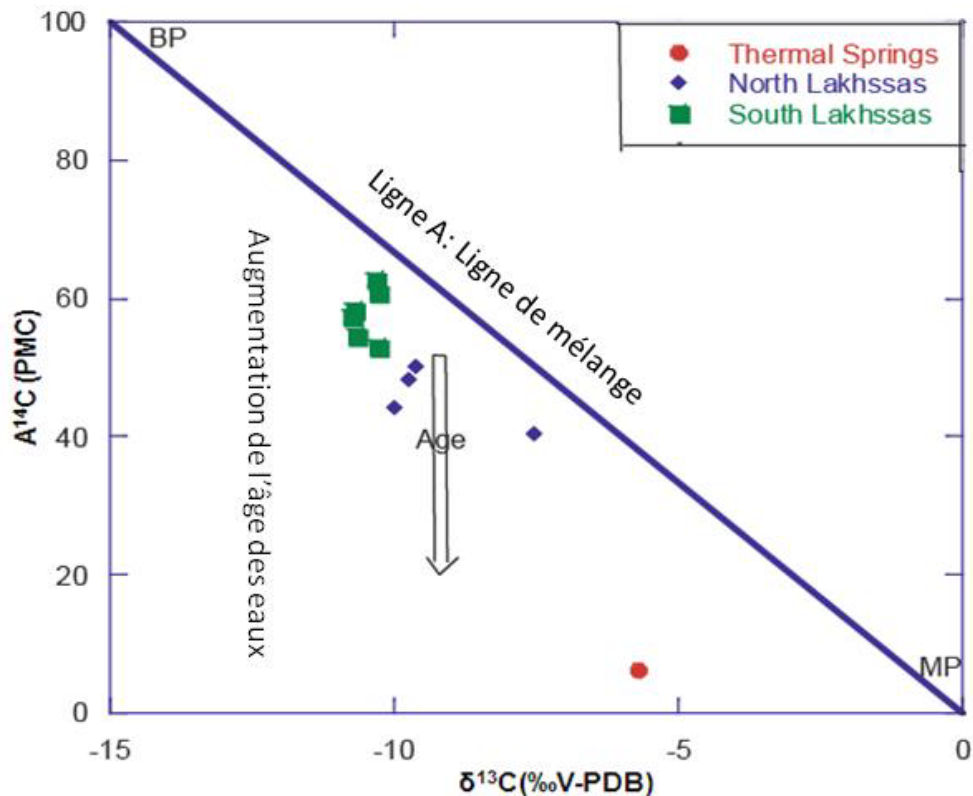


Figure 33 : Relation $\delta^{13}\text{C}$ / $A^{14}\text{C}$ dans les eaux des flancs Nord et Sud de l'aquifère carbonaté du plateau de Lakhssas. La droite représente le système théorique fermé qui résulte du mélange de CITD (dérivé de CO_2 du sol avec $A^{14}\text{C} = 100\text{pcm}$ et $\delta^{13}\text{C} = -15\text{‰}$) et de carbonate marin ($A^{14}\text{C} = 0\text{pcm}$ et $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$) (Ettayfi et al., 2012)

II-7- La radioactivité

Les moyennes des teneurs en radioactivité varient en fonction de la température, de la géologie et de la répartition géographique des points d'eau échantillonnés sur toute la zone d'étude. On constate que les sources thermales montrent les plus fortes teneurs en radioactivité (activité moyenne en $^{226}\text{Ra} = 18.670\text{pCi/L}$). Pour les eaux douces, les puits de l'aquifère granitique montre des teneurs relativement élevées par rapport aux eaux du flanc Nord et des limites avec la boutonnière de Kerdous (activité moyenne en $^{226}\text{Ra} = 0.685\text{pCi/L}$). Les plus faibles activités en ^{226}Ra sont enregistrées au niveau du flanc Sud du plateau (activité moyenne en $^{226}\text{Ra} = 0.274\text{pCi/L}$). Les activités en ^{226}Ra augmente avec le TDS et la Température (Fig 34 a et b).

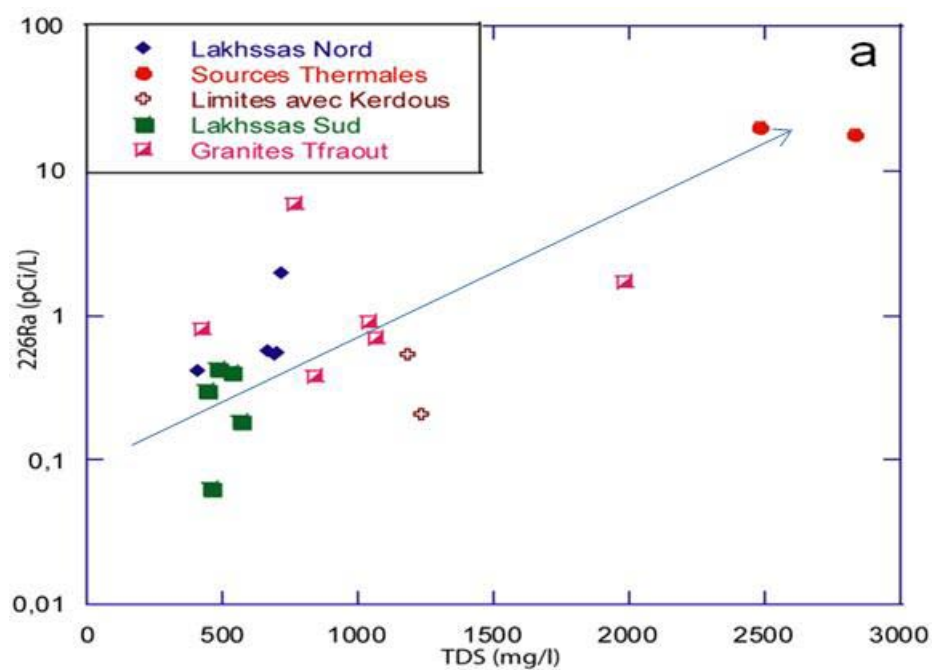


Figure 34a : Relation entre activités en ^{226}Ra et TDS

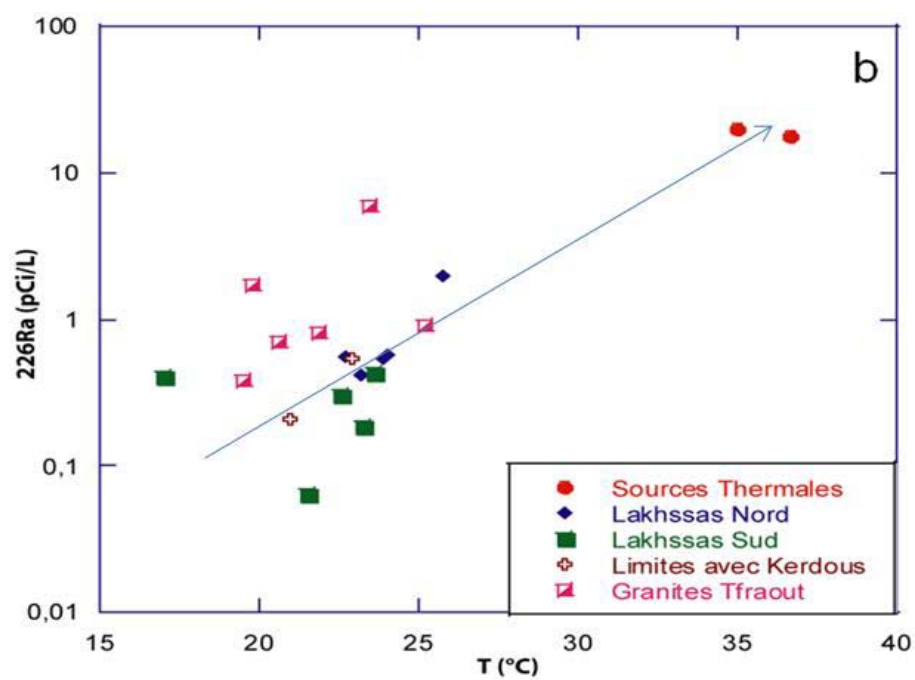


Figure 34b : Relation entre activités en ^{226}Ra et Températures

Partie 5 : DISCUSSIONS

L'interprétation des résultats précédents est faite en fonction de la répartition géographique et des conditions géologiques des points d'eau analysés.

La qualité de l'eau dans la région de Lakhssas-Taфраout est généralement bonne, moins saline au flanc Sud du Plateau, devient progressivement plus saline dans les parties Nord, Est et Ouest du plateau. Une salinité importante est enregistrée dans les eaux souterraines de Taфраout. La charge saline totale dissoute (TDS) de l'ensemble des eaux prélevées varie entre 439 mg/L dans les eaux douces et 2964 mg/L dans les eaux thermales.

Les résultats d'analyses chimiques et isotopiques ont montrés des variations remarquables au niveau de la qualité des eaux souterraines entre le flanc Nord et Sud et les côtés Est-Ouest du plateau, ainsi que les eaux du massif granitique et du massif quartzitique de la région de Taфраout.

Les eaux du flanc Sud sont caractérisées par une faible salinité. La minéralisation dominante est composée essentiellement du Ca-Mg-HCO₃. Par contre, les eaux souterraines du flanc Nord et des côtés Est-Ouest montrent une salinité relativement élevée dont les teneurs en chlorures arrivent jusqu'au 800 mg/L (Fig. 35). Les concentrations élevées en SiO₂-Ca-Mg-HCO₃-Cl-SO₄ des eaux souterraines du massif granitique indiquent une grande salinité de ces eaux. Cette différence de salinité est aussi associée à la différence de la composition en isotopes stables, car les eaux de Sud, qui présentent une faible salinité, montrent des faibles teneurs en deutérium et en oxygène¹⁸.

Vue le manque des variations spatiales des précipitations, ces différences de composition chimique et isotopique peuvent être dues aux:

- Différences des altitudes de recharges ;
- Modifications lors de recharge du réseau souterrain ;
- Différences de temps et des conditions climatiques de recharge.

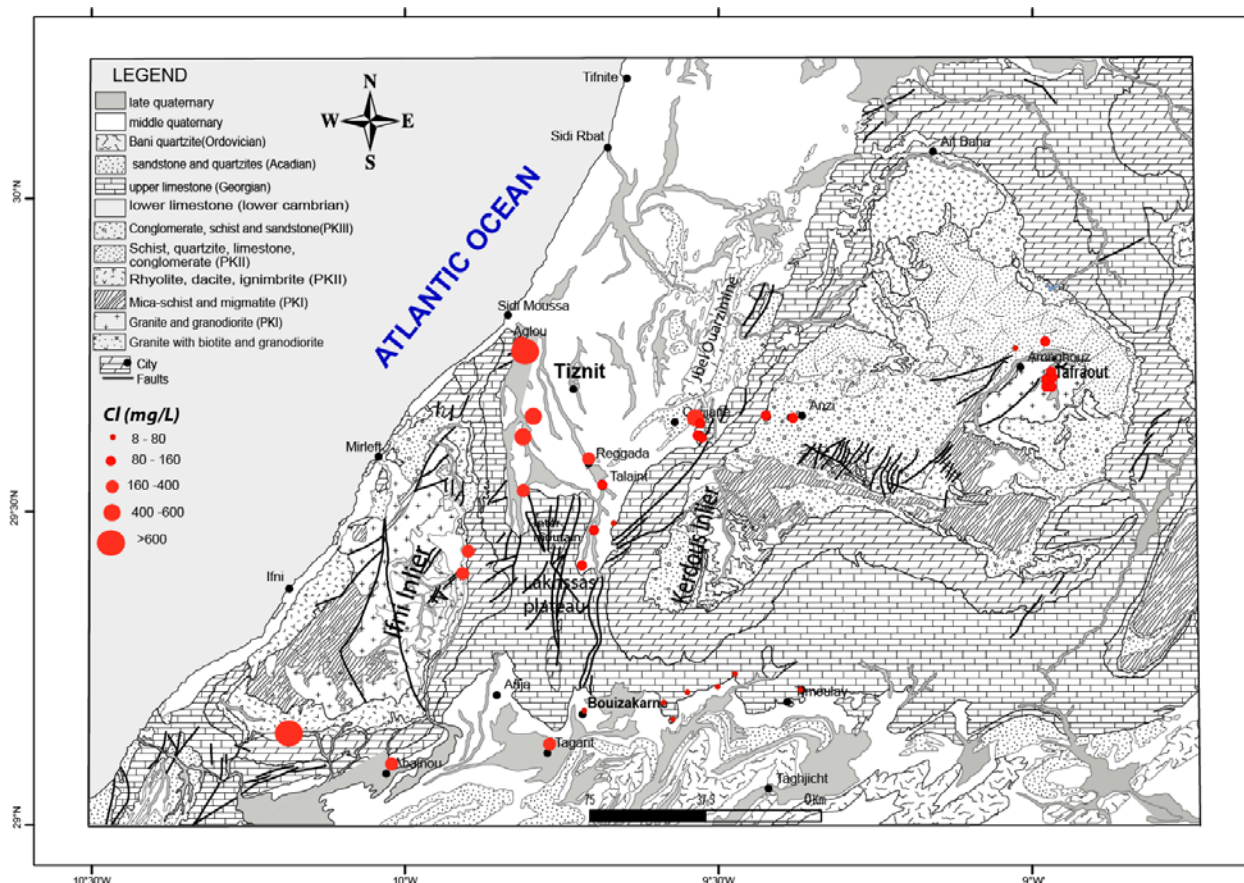


Figure 35 : carte de salinité des eaux souterraines de la région de Lakhssas-Taфраout

I- Origine de la minéralisation

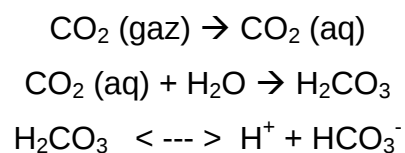
La corrélation entre les teneurs en Chlorures et les teneurs en Ca, Mg, SO_4 , HCO_3 , Na, K, Sr, SiO_2 et Br (Fig. 27 et 36) indique ce qui suit :

Le diagramme des teneurs en Chlorures en fonction des teneurs en Sodium (Fig. 27) montre que, pour les eaux douces du plateau de Lakhssas, les teneurs en Sodium varient linéairement avec celles des Chlorures selon une droite inférieure à celle de la droite de dissolution de l'halite et de l'eau de mer. Alors que, pour les eaux douces de l'aquifère granitique et les eaux thermales, les teneurs en Sodium varient selon une droite nettement supérieure à celle de la droite de dissolution de l'halite et de l'eau de mer. Ce qui traduit l'existence d'une source de minéralisation chlorurée indépendante de la minéralisation sodique. Nous pouvons supposer, dans une première approche, que les Chlorures du flanc Nord et des côtés Est-Ouest sont issue de l'altération de la biotite en chlorite, phénomène bien illustré par l'étude géochimique du substratum schisteux du bassin de Chtouka plus au Nord du plateau (Krimissa, 2005), qui est à l'origine des teneurs élevées en Chlorures, car cette altération ne s'accompagne pas d'une libération

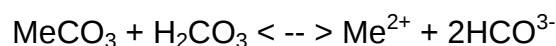
des ions sodium. En effet, les expériences réalisées par Richard (2000) (in Krimissa, 2005), sur l'altération des biotites, montrent que celle-ci s'accompagne d'une libération des ions potassium et magnésium. En outre, les eaux souterraines du flanc Nord et du côté Est du plateau de Lakhssas présentent des concentrations élevées en Silice (Fig. 36d) susceptibles de refléter les interactions avec les roches ignées. En revanche, la faible salinité des eaux souterraines du flanc Sud est associée à la prédominance de roches carbonatées, l'effet de salinité par roches schisteuses est écarté dans ce cas.

Pour les eaux souterraines de l'aquifère granitique, l'excès en Sodium par rapport aux chlorures ($\text{Na/Cl} > 1$) est lié à l'hydrolyse des granodiorites. En effet, les études réalisées par Nachit (1994) ont montrées l'existence d'un phénomène de différenciation des enclaves sombres granitique en granodiorites ; cette évolution est marquée par un léger enrichissement en Na_2O .

Les teneurs en ions bicarbonates dans les eaux étudiées sont très variables. Elles sont en majorité inversement proportionnelles aux teneurs en chlorures (Fig. 27c), ce qui démontre que ces deux éléments ont des origines différentes. Ceci peut s'expliquer aisément par le fait que les premières modifications chimiques que subissent les eaux météoriques, en contact avec le sol, résultent généralement d'un enrichissement en CO_2 et donc en bicarbonates selon les réactions suivantes (Stumm and Morgan, 1981) :



Les bicarbonates ont généralement donc pour origine, la minéralisation du CO_2 d'origine organique. Si le milieu contient en plus des minéraux carbonatés, tel que la calcite, la dolomite, la sidérite et la strontianite, on a une dissolution de ceux-ci selon la réaction générale suivante (Plummer et al., 1978) :



Me = Ca ou Mg ou Fe ou Sr

La sursaturation en dolomite par rapport à la calcite indique que le minéral dominant au niveau des formations carbonatées du plateau de Lakhssas est la dolomite. Pour les eaux de l'aquifère granitique de Taфраout, la saturation équilibrée entre la calcite et la dolomite indique que les éléments calcium et magnésium peuvent avoir en outre d'autres origines liées notamment à l'hydrolyse des minéraux aluminosilicates (Fig. 29 A et B).

Le diagramme des teneurs en Chlorures en fonction des teneurs en Brome (Fig. 36c) montre une bonne corrélation entre les Chlorures et les Bromures (coefficient de corrélation = 0.78), ce qui indique un mode d'acquisition identique. Les eaux qui présentent un rapport Br/Cl faibles (Fig. 36a) sont celles qui présentent des teneurs élevées en Cl, prélevées dans les eaux souterraines des bordures Est-Ouest du plateau de Lakhssas, dans les eaux thermales et dans les eaux de l'aquifère granitique de Tafraout.

Les eaux souterraines des bordures Est-Ouest du plateau de Lakhssas présentent des fortes teneurs en Chlorures, en Silice, des faibles rapports Na/Cl et des faibles rapports Br/Cl ($<1.510^{-3}$), ce qui montre une certaine compatibilité avec le contenu en ces éléments dans les schistes responsables de la salinité des eaux souterraines du bassin de Chtouka plus au Nord (Krimissa et *al.*, 2004). Ainsi la combinaison entre les hautes teneurs en chlorures et les faibles rapports en Na/Cl et Br/Cl suggère que la salinité des eaux souterraines des bordures Est-Ouest est associée au contact de ces eaux avec le substratum schisteux.

Pour les eaux souterraines de l'aquifère granitique, à l'exception des eaux de la source Anamer qui débouchent du massif quartzitique de Jbel Lkest et le point d'eau de l'ONEP creusé au niveau de la vallée des Ameln qui présentent une faible minéralisation et par conséquent un rapport $\text{Br/Cl} > 1.510^{-3}$, les autres points échantillonnés au centre de Tafraout montrent des faibles rapports Br/Cl ($\text{Br/Cl} < 1.510^{-3}$), des teneurs élevées en Chlorures, en Silice, en Strontium (Fig. 36a, b, d) et des rapports élevés Na/Cl (Fig. 27e). Ce qui indique par conséquent, la dominance du signal granitique.

Les eaux souterraines du flanc Nord montrent des teneurs élevées en Chlorure, en Silice et des rapports faibles en Na/Cl, ce qui suggère une salinité relativement élevée par rapport aux eaux du flanc Sud. Cette différence est due probablement au contact avec le substratum schisteux. Il est également possible que les affleurements schisteux du flanc Nord diminuent la perméabilité de la zone non saturée et conduisent à une haute évaporation lors de la recharge. Tandis qu'au niveau du flanc Sud, la couverture est principalement carbonatée et par conséquent, présente une grande perméabilité de fissure qui favorise une infiltration rapide des eaux, ainsi qu'une faible évaporation et un faible potentiel de fractionnement isotopique.

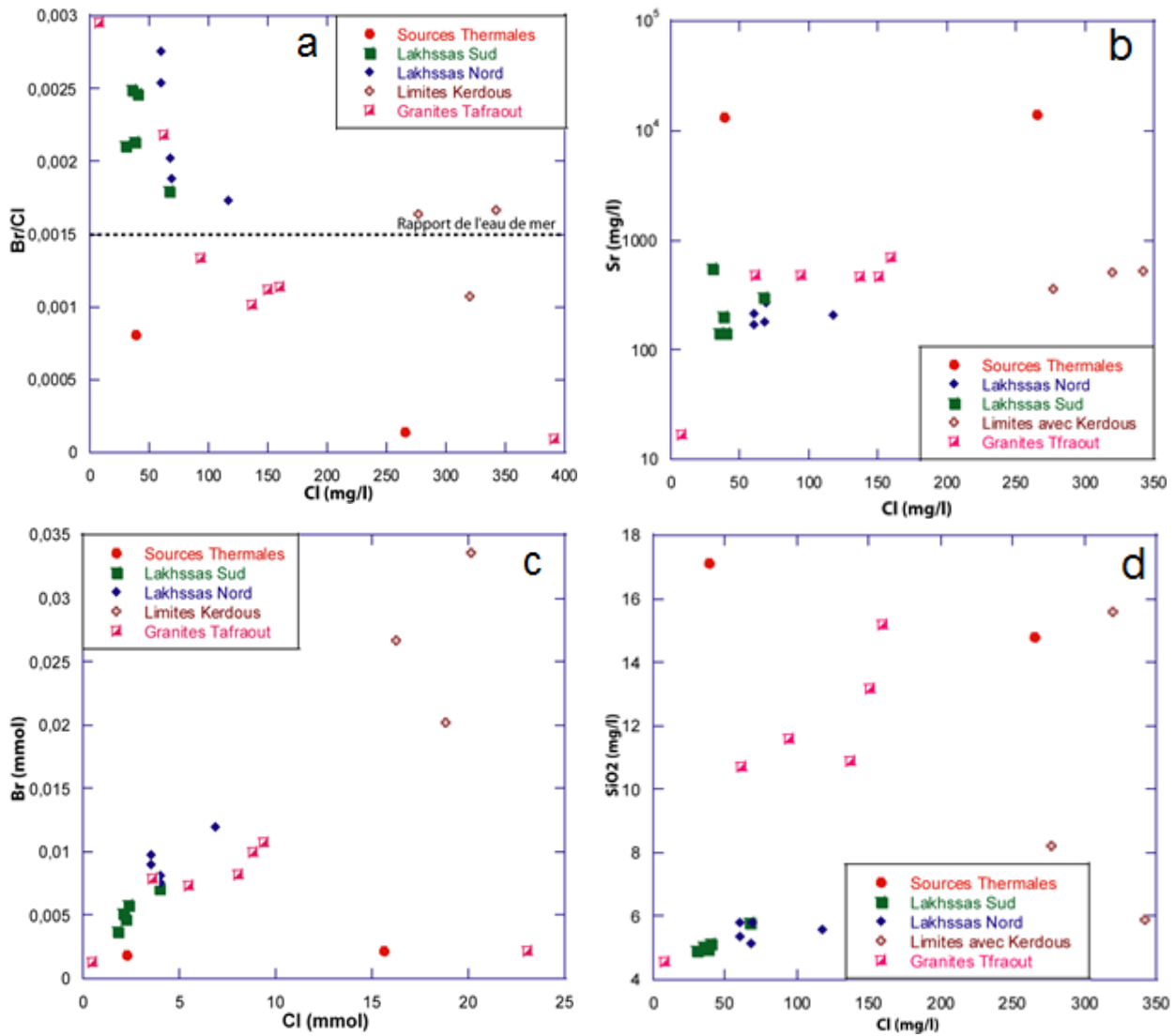


Figure 36 : Relation entre les teneurs en Chlorures et les rapports en Br/Cl (a), et les teneurs en Sr (b), et les teneurs en Br (c), et les teneurs en SiO₂ (d)

En plus de la salinité, les eaux souterraines du flanc Nord et des bordures Est-Ouest (contact avec les deux boutonnières de Kerdous et d'Ifni) présentent des teneurs enrichies en isotopes stables par rapport aux eaux du flanc Sud et aux eaux thermales, qui montrent un signal relativement appauvri. Bien que la projection de tous les points d'eau représentatifs de nos échantillons sur un diagramme binaire ¹⁸O-²H (Fig. 30) indique que ces points se situent de part et d'autre de la droite météorique mondiale représentative des précipitations à partir d'une vapeur d'eau d'origine océanique, la pente 8 de l'équation météorique exclue l'hypothèse qui considère l'évaporation comme processus de salinité en particulier sous climat aride (Ettayfi et *al.*, 2012 ; Warner et *al.*, 2013). Donc les différences des teneurs en ²H et ¹⁸O, entre les différents points d'eau

échantillonnés, peuvent être liées à la variation de l'altitude de recharge. Les valeurs appauvries en isotopes stables peuvent être expliquées aussi par une recharge durant des périodes humides par rapport à l'actuel.

Le choix de la projection des différentes teneurs en ^{18}O , en fonction des altitudes d'émergence des points d'eau échantillonnés, sur la droite du gradient régional établi par Cappy et *al.*, 2006 dans le haut bassin du Drâa (versant sud du Haut Atlas) est due au fait que le bassin versant du Drâa est proche de la zone d'étude (profil de 320 km) et présente un contexte climatique qui ressemble à celui de la région de Lakhssas-Taфраout, puisqu'ils subissent les mêmes influences du climat saharien.

L'ensemble des eaux montre des altitudes de recharge correspondant à celles de la région étudiée (Fig. 37). Les eaux souterraines du flanc Sud sont rechargées à partir des altitudes relativement élevées par rapport à celles des points du Nord. Cette variation peut être liée aux impluviums des différents points, ainsi qu'à la direction d'écoulement des eaux vers le Sud ou vers le Nord. Ce sens d'écoulement peut être guidé par la structure du Massif, qui montre un basculement favorable vers le Sud. Ce qui peut favoriser un écoulement vers le Sud qui est concordant avec l'infiltration rapide d'une eau appauvrie et un nombre important de sources vers le Sud.

Les eaux thermales ont une composition chimique et isotopique complètement différente de celle des eaux douces; la prédominance du Ca et du SO_4 ($\text{Ca}/\text{SO}_4 \sim 0.8$), faibles teneurs en HCO_3 et hauts rapport Sr/Ca. Ce qui suggère que la minéralisation des eaux thermales de la région a un cachet évaporitique. Ce dernier provient de la dissolution du gypse et d'anhydrite contenu dans les carbonates du Cambrien inférieur (Benssaou and Hamoumi, 2004). Alternativement, on peut suggérer que les concentrations élevées en SO_4 des eaux thermales peuvent dériver de l'oxydation des sulfures, par processus de dégazage de H_2S et CO_2 à partir du sol, et converti en sulfates et bicarbonates (e.g. White et *al.*, 1971). Cependant, étant donné que les concentrations en Ca, SO_4 représentent 77% des constituants dissous et le rapport élevé en Sr/Ca, caractérisant les minéraux de gypse, privilégie la fiabilité de l'hypothèse de la dissolution des minéraux de sulfate. Les eaux thermales sont également caractérisées par des teneurs faibles en ^{18}O et en ^2H (au moins pour la source Lalla Melloka), ce qui indique une origine différente de celle des eaux douces, probablement liée à une recharge à partir des eaux anciennes sous climat plus froid et plus humide que celui d'âge actuel.

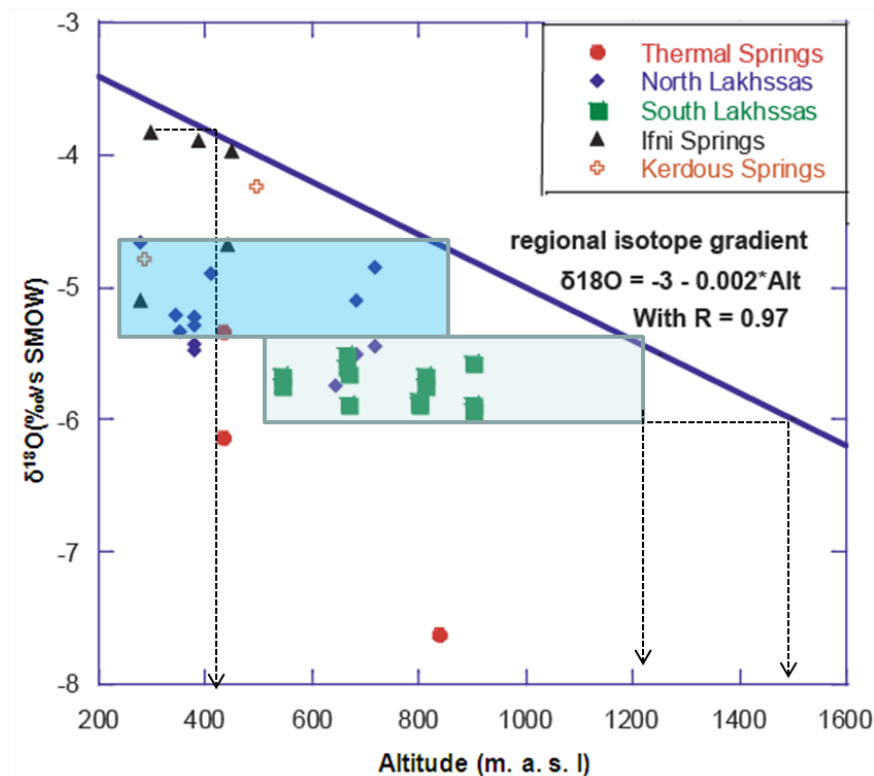


Figure 37 : Détermination des altitudes de recharge moyenne des différentes parties de l'aquifère carbonaté du plateau de Lakhssas (Ettayfi et al., 2012)

II- Interaction Eau-Roche

Cette étude a été faite en se basant sur les résultats des analyses des isotopes de Strontium pour évaluer le taux d'interaction eau-roche. L'interprétation des résultats est faite selon le contexte géologique du secteur d'étude (Fig. 7,8 et 11).

- Le socle Protérozoïque inférieur (granitoïdes et roches métamorphiques) avec des hautes valeurs en rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (>0.7110).
- Les carbonates et l'anhydrite du Cambrien inférieur avec des valeurs en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aux alentours de 0.7089 qui représentent le rapport des eaux de mer du Cambrien inférieur (Montañez et al., 2000)
- Les schistes du Cambrien moyen et supérieur dont les rapports en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est >0.7100 .

Les résultats d'analyses des isotopes de Sr dans les eaux souterraines du plateau de Lakhssas indiquent que seules les eaux thermales présentent un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.708905 à 0.708979) compatible avec le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer du Cambrien inférieur représenté aussi bien par les carbonates et les évaporites.

En revanche les eaux souterraines du flanc Nord et Sud montrent des valeurs relativement élevées en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7094 à 0.71048) (Fig. 32). Ce qui nous mène à en déduire que ces eaux étaient en interaction avec les carbonates du Cambrien inférieur et les schistes du Cambrien moyen et supérieur.

Un échantillon (M9-27), situé au contact avec la boutonnière de Kerdous, présente un rapport exceptionnel en $^{78}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.713). Ceci montre la forte interaction de ces eaux avec les roches schisteuses ou l'influence d'une contribution du réservoir granitique.

Les résultats d'analyses des isotopes de Sr, dans les eaux souterraines de l'aquifère granitique de Taфраout, est en accord avec la valeur de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.719$ mesurée au cours de l'étude géochimique, des rapports isotopiques de Sr de la roche granitique de Taфраout (Charlot, 1975 in Nachit, 1994). L'auteur a mis en évidence le cogénitisme des granites d'Agouni-Yessen et de Taфраout et ainsi que la nature crustale du matériel original de ces deux plutons.

La représentation des rapports en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction des rapports Mg/Ca (Fig. 38) suggère que la chimie des eaux souterraines des flancs Nord et Sud sont contrôlés par les deux pôles de mélange qui montrent les hauts et les faibles rapports en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – Mg/Ca. Nous supposons que les faibles rapports en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - Mg/Ca (pole.1) sont représentés par les eaux thermales dérivant de l'interaction avec les carbonates du Cambrien inférieur; alors que les hauts rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - Mg/Ca (pole.2) dérivent de l'interaction avec les schistes du Cambrien Moyen et Supérieur.

La moyenne du rapport molaire Mg/Ca mesurée dans les eaux souterraines salines du bassin de Chtouka-Massa (Mg/Ca=1.9), présentant un taux élevé de la salinité, est due au contact avec les formations schisteuses (Krimissa et *al.*, 2004, Krimissa, 2005) (pole marqué par « S » sur la Figure 38). Alternativement, on peut affirmer que les dolomies présentent également des rapports relativement élevés en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ par rapport aux eaux thermales (marqué par « D » dans la Figure 38). Et donc, les tendances observés reflètent les mélanges entre les eaux interagissant avec les calcaires du Cambrien inférieur (faibles rapports en Mg/Ca et en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et les eaux lessivant les dolomies (hauts rapports en Mg/Ca et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Si tel était le cas, la variation du rapport en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des dolomies par rapport à la composition initiale du calcaire marin pourrait être générée par une dolomitisation secondaire avec des solutions ayant des rapports plus élevés en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ par rapport à la composition isotopique des calcaires du Cambrien inférieur (Dogramaci and Herczeg, 2002).

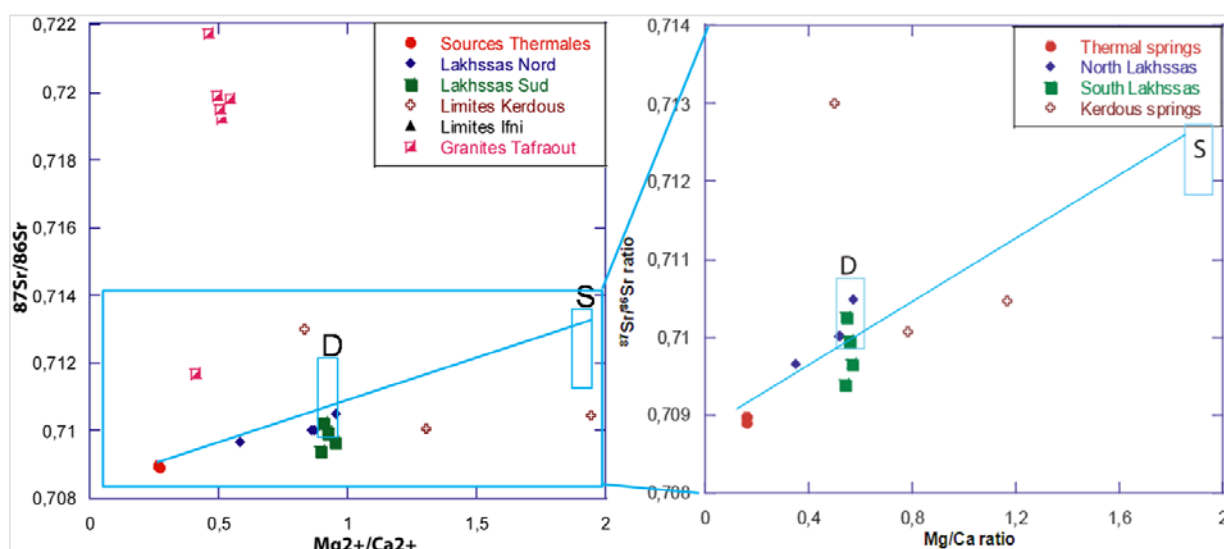


Figure 38 : Relation entre le rapport isotopique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et le rapport molaire en Mg/Ca .

Dans le même ordre d'idées, Castorina et *al.*, (1999) a montré que les rapports isotopiques en Strontium de barytine, calcites karstiques, calcaires et schistes, de quatre minéralisations du Paléozoïque de la Meseta marocaine, indiquent des valeurs allant de 0,71077 à 0,71714. La non distinction entre les quatre minéralisations indique une origine commune pour le Strontium radiogénique impliqué. Ce dernier a été dérivé principalement de la lixiviation des schistes pré-hercyniens au cours de l'orogénèse hercynienne. Les rapports isotopiques du Sr mesurés dans les calcaires primaires sont similaires aux rapports mesures dans la Barytine, montrant ainsi que ceux-ci ont subi une recristallisation métamorphique au cours de l'orogénèse hercynienne et que le Sr radiogénique impliqué est dérivé de la même source que la barytine. Cette conclusion explique également la signature isotopique de calcites karstiques dans les calcaires primaires, qui c'est formée après recristallisation du calcaire. Enfin, cette comparaison avec nos résultats dans le paléozoïque de l'Anti-Atlas, des rapports isotopiques en Sr, montre que les valeurs chevauchant suggèrent que le Sr radiogénique, impliqué dans la cristallisation de ces minéraux, peut être lié aux schistes pré-hercyniens. Cette hypothèse se concorde avec nos résultats, qui montrent des valeurs supérieures à celles des calcaires cambriens.

L'équilibre entre la somme en $\text{Ca}+\text{Mg}$ et le CID (Carbone inorganique dissous), qui est composé essentiellement de HCO_3 , montre un excès en $\text{Ca}+\text{Mg}$ comparé au HCO_3 (Fig. 39). De même, les rapports Ca/HCO_3 sont très faibles (inférieur à 0.3). L'analyse de ces

résultats montre que la dissolution des calcaires seuls ne pourrait pas être le responsable de l'excès en Ca et Mg. Par conséquent, cet excès pourrait provenir de la dissolution d'une autre roche non carbonatée, tel que les roches schisteuses. Ceci a été particulièrement illustré au niveau des eaux souterraines du flanc Nord et des bordures Est-Ouest qui sont associées avec des formations schisteuses, alors que pour les eaux souterraines du flanc Sud, cet excès est en équilibre avec la composition des roches carbonatées.

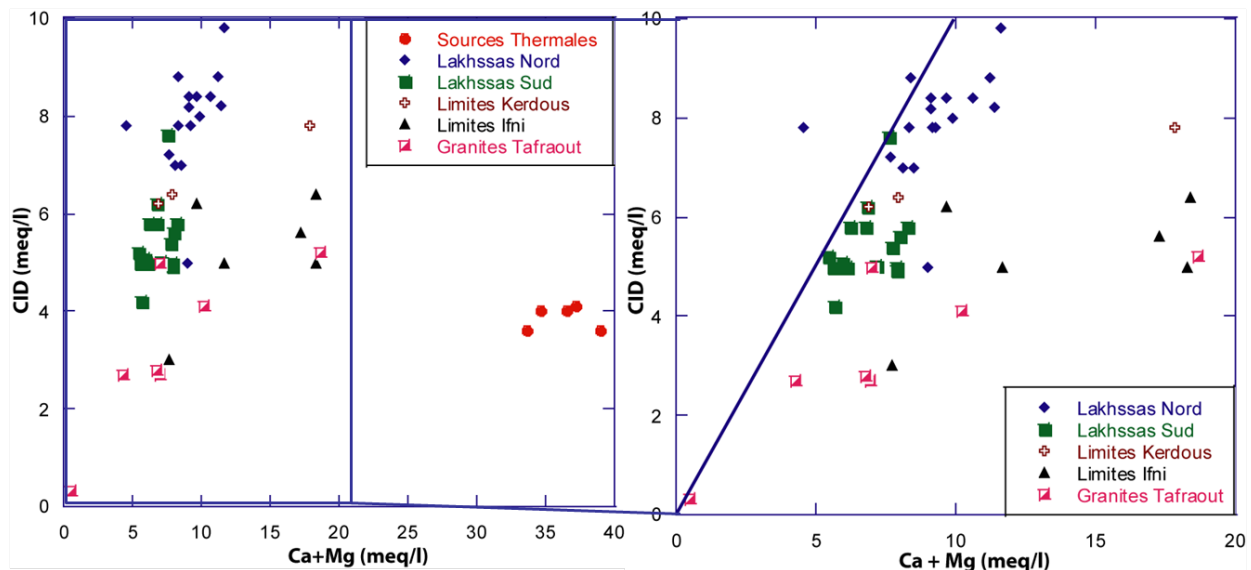


Figure 39 : Relation entre DIC (meq/L) et le rapport en Mg/Ca (meq/L)

III- Temps de résidence

Les résultats d'analyses du ^{14}C et ^{13}C du carbone inorganique dissous (principalement HCO_3) sont utilisés pour donner une idée sur le temps de résidence des eaux souterraines dans l'aquifère du plateau de Lakhssas. Et par conséquent, la ressource est renouvelable ou pas ? La projection des données du ^{14}C , en fonction de $\delta^{13}\text{C}$, sur un diagramme binaire (Fig. 33) montre que:

- Les faibles activités en ^{14}C et les hautes teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont enregistrées au niveau des eaux souterraines du flanc Nord ($A^{14}\text{C}$ est de 40 à 50 pcm et $\delta^{13}\text{C}$ est de -7.5 à -10 ‰ V-PDB) ;
- Les fortes activités en ^{14}C (54 à 63 pcm) et les faibles teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ (-10.5 +/-1 ‰ V-PDB) sont enregistrées au niveau des eaux souterraines du flanc Sud.

Par contre, les eaux thermales montrent les plus faibles activités en ^{14}C (6 pmc) et les plus fortes teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ (-5.7 ‰ V-PDB). En outre, les eaux du Nord présentent des

teneurs plus élevées en carbone inorganique dissous par rapport aux eaux du Sud (Fig. 39).

Dans l'écosystème semi aride de l'Anti-Atlas, la végétation est très éparpillée et constituée essentiellement de l'arganier. Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$, dans ce cas d'étude (plantes de type C3), varient aux alentours de -27 ‰ V-PDB (Clark and Fritz, 1997). La décomposition bactériale de la matière organique en question produit les mêmes teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ (-27 ‰ V-PDB). Toutefois, la diffusion partielle de CO_2 du sol vers l'atmosphère conduit à son enrichissement d'environ 4‰ V-PDB de la fraction produite dans le sol (les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ deviennent -23 ‰ V-PDB). Finalement, durant l'hydratation du CO_2 du sol en CO_2 aquatique et la dissociation du CO_2 aquatique en HCO_3^- , les isotopes de carbone se désintègrent à nouveau provoquant un enrichissement en ^{13}C dans les bicarbonates dessous, qui dépend du pH et de la température (Mook, 1980 ; Salomon and Mook, 1986; Fontes, 1992 ; Gonfiantini and Zuppi, 2003 ; Douglas et al., 2006 ; Mahlknecht et al., 2006).

A 25°C et pH neutre, le fractionnement isotopique net est estimé à peu près 8 ‰ (Appelo and Postma, 1993 ; Clark and Fritz, 1997) et donc les plantes C3 sont censées produire les bicarbonates HCO_3^- avec $\delta^{13}\text{C} = -15$ ‰ V-PDB. Par conséquent, nous avons modélisés les variations isotopiques de CID entre les deux pôles de mélange:

- 1) Pole biologique (PB), ayant une activité en $^{14}\text{C} = 100$ pmc et une teneur $\delta^{13}\text{C} = -15$ ‰ V-PDB (CID du CO_2 du sol et la conversion en HCO_3^-) ;
- 2) Pole minéral (PM) qui a une activité en $^{14}\text{C} = 0$ pmc et une teneur en $\delta^{13}\text{C} = 0$ ‰ V-PDB (CID provient de la dissolution du calcaire et dolomie du Cambrien inférieur).

La ligne A sur la figure 33 représente la ligne de mélange entre ces deux pôles.

Afin de calculer le temps de séjour apparent des eaux souterraines, nous avons utilisé l'équation de décomposition de ^{14}C corrigée par le modèle de mélange. Cette approche est connue sous modèle IAEA (Salem et al., 1980). En outre, nous avons utilisé deux autres modèles de l'échange isotopique (Tableau 9):

- 1) Le modèle de Fontes and Garnier (1979), qui prend en compte l'échange de CID avec le CO_2 biogénique ou la phase de carbonates solides.
- 2) Le modèle Eichinger (1983), qui peut être utile dans le cas de fort échange avec la phase solide.

Les trois modèles sont plus au moins sensibles aux différents paramètres estimés. Leur utilisation permet de donner une idée sur les incertitudes des âges des eaux

souterraines. Pour tous ces modèles, nous avons supposé les conditions d'un système fermé et les facteurs de fractionnement du ^{13}C sont calculés en utilisant les valeurs mesurées de pH et de Température pour chaque échantillon.

Le calcul de temps de résidence moyen des eaux souterraines douces du plateau de Lakhssas dépend des modèles utilisés. Ils sont proches de 0 (mathématiquement négative) pour les modèles de Fontes and Garnier et varient entre 800 et 3400 ans BP pour le modèle de l'AIEA, avec une très petite différence entre les eaux souterraines du flanc Sud (800 - 2200 ans BP) et les eaux souterraines du flanc Nord (1900 – 3400 ans BP).

Ces différences apparaissent beaucoup plus pour le modèle d'Eichinger où les eaux souterraines du flanc Sud montrent une recharge actuelle (0 – 200 ans BP), tandis que la majorité des eaux souterraines du flanc Nord présentent un âge qui varie entre 800 et 2000 ans BP. Ces divergences entre les modèles sont très souvent observées lorsque les effets de la décroissance sur les concentrations ^{14}C de CID sont limités par rapport à ceux des interactions eau-roche. Ces interactions induisent des changements dans l'équilibre du ^{14}C , ce qui semble être le cas pour les eaux souterraines douces du plateau de Lakhssas. Toutefois, les résultats suggèrent une certaine contribution des eaux souterraines relativement anciennes (quelques milliers d'années), particulièrement pour les échantillons de la partie Nord du bassin (flanc Nord du plateau). Ce résultat est conforme aux phénomènes de circulations lents définis plus haut (faibles perméabilités). La contribution relativement importante d'une recharge récente pour les eaux du flanc Sud est en accord avec l'infiltration rapide aidée par la structure du massif dans ce secteur.

Les eaux thermales du flanc Sud du plateau de Lakhssas présentent des teneurs très appauvries en ^2H et en ^{18}O . Ayant un âge très ancien 10-15 Ka BP, en fonction des modèles utilisés. Ceci est convenable avec les conditions humides connues en Afrique du Nord, au cours de la dernière période de déglaciation (e.g. Gasse, 2000 et références citées in), et induit une recharge beaucoup plus ancienne de l'eau géothermale.

IV- La radioactivité

La radioactivité naturelle des eaux souterraines change selon les conditions géologiques (Moise et *al.*, 2000 ; Sturchio et *al.*, 2001 in Bonotto 2004). La mobilité et l'efficacité d'adsorption du Radium varient en fonction des paramètres chimiques, y compris le pH (Bolton, 2000 ; Szabo et *al.*, 2005 in Vinson 2009), la salinité (Sturchio et *al.*, 2001 ; Wood et *al.*, 2004 in Vinson 2009) et le pouvoir d'oxydo-réduction lié automatiquement à la température (Szabo and Zapecza, 1987; Herczeg et *al.*, 1988 in Vinson 2009). Les eaux acide (Ph<5) montrent un fort pouvoir d'adsorption du Ra (Nirdosh et *al.*, 1990; Moon et *al.*, 2003 in Vinson et *al.*, 2009). Comme signalé ci-dessus, les eaux souterraines de la région de Lakhssas-Taфраout présentent un pH plus ou moins neutre, et par conséquent, l'adsorption du Ra est relativement peu affectée par les variations du pH. La variation des activités du radium 226 dans les eaux souterraines dépend des concentrations de l'élément père (^{238}U) dans la roche hôte de l'aquifère. L'U est beaucoup plus concentré dans les roches granitiques et schisteuses. En conséquence, des teneurs élevées sont enregistrées au niveau de l'aquifère granitique de Taфраout, au niveau du flanc Nord et à la limite avec la boutonnière de Kerdous (Tableau 7 et Fig. 40a), et des fortes activités en Ra ont été prévu. Par contre, les activités du ^{226}Ra dans les eaux souterraines de ces trois zones ne sont pas en accord avec les teneurs en U, ceci est peut être dû au fait que le temps de résidence des eaux dans l'aquifère n'est pas suffisant pour permettre la désintégration d'une grande quantité de l'uranium.

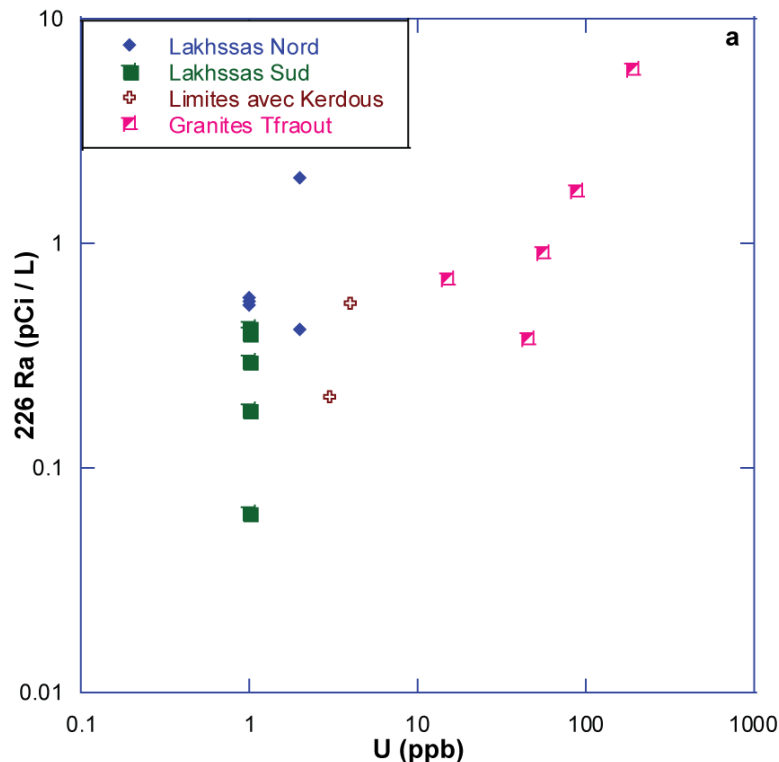


Figure 40a : Relation entre U et ²²⁶Ra des eaux souterraines qui présentent un contact avec les roches schisteuses et granitique

L'étude effectuée par Hakam et *al.*, (2000) sur la comparaison des activités des isotopes de l'uranium et du radium dans quelques échantillons des eaux thermales de la partie Nord du Maroc, a montrée que ces eaux sont relativement plus enrichies en ²²⁶Ra et que les concentrations en Ra ne sont pas nécessairement liées à celles de l'U. En effet, les concentrations de l'U et du Ra sont affectées par la température et l'état rédox de l'eau. Les hautes températures tendent à décroître la concentration de l'U et à augmenter celle du Ra. La diminution de la concentration de l'U résulte de la régression de la stabilité des complexes de carbonates d'uranyle, alors que l'augmentation de celle du Ra résulte de la réduction des coefficients d'adsorption des ions divalents du Ra. Dans des conditions oxydantes, l'uranium est très soluble principalement sous la forme de complexes carbonatés. Dans des conditions réductrices, l'uranium est insoluble sous la forme d'oxydes-U. La présence du Ra, qui a un comportement similaire à celui du baryum, est limitée en solution par la présence de Sulfates. En milieu réducteur, tel que celui des eaux géothermiques, la disparition des sulfates permet des concentrations plus importantes en Ra. Les résultats de cette étude concordent avec nos résultats relatives aux eaux thermales, qui sont des eaux sulfato-calciques, anciennes profondes, présentant un contact avec les évaporites et qui montrent des activités élevés en Ra et

des teneurs nulles en U (Fig. 40b). Donc, les activités élevées en ^{226}Ra sont probablement liées à la complexation du Ra^{2+} avec SO_4^{2-} en donnant RaSO_4 .

Les mesures des teneurs de la radioactivité dans les eaux souterraines peuvent être un bon indicateur des niveaux de la radioactivité dans les roches aquifères. Parce que Les concentrations de radionucléides dans les eaux souterraines dépendent des minéraux provenant de la roche aquifère (Orgun et *al.*, 2005 ; Bartolomé et *al.*, 1999), la radioactivité naturelle des carbonates est généralement faible, ce qui explique les faibles valeurs de la radioactivité du flanc Sud du plateau de Lakhssas. Ainsi, les eaux de ce secteur ne restent pas dans l'aquifère assez longtemps pour acquérir les éléments radioactifs par dissolution, cela est dû à la dominance de l'aspect karstique de l'aquifère dans cette partie du plateau.

In fine, les teneurs relativement élevées peuvent être prises en considération pour l'utilisation de ces eaux pour l'alimentation en eau potable ou en thérapeutique.

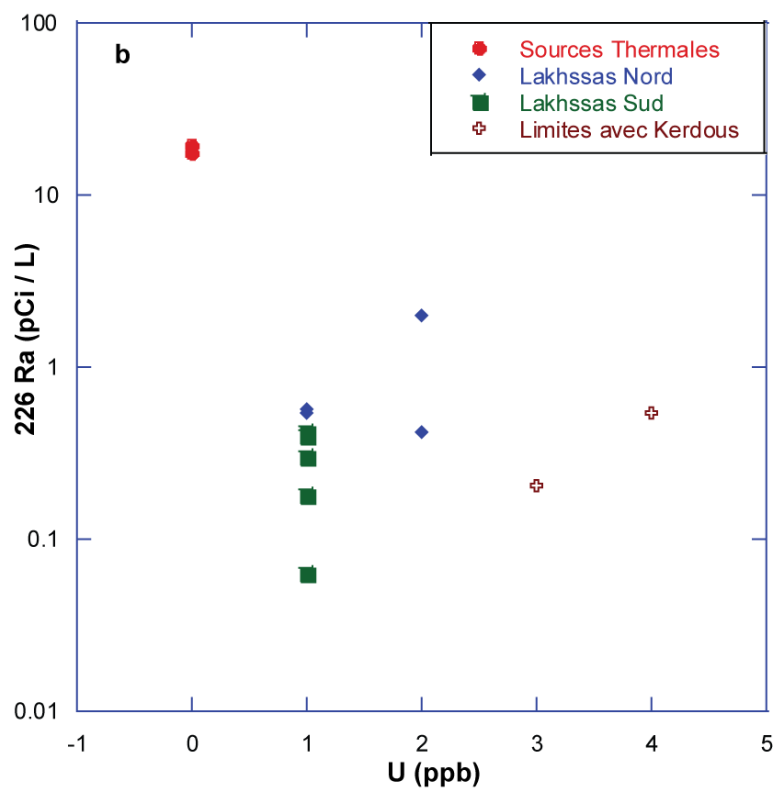


Figure 40b : Relation entre U et ^{226}Ra des eaux souterraines thermales et douces du plateau de Lakhssas

CONCLUSION GENERALE

Le climat régnant au niveau de la région Lakhssas-Tafraout est de type semi-aride, caractérisé par des températures moyennes d'environ 15°C en hiver et 35°C en été. Les précipitations y sont généralement faibles avec une moyenne interannuelle de 150 mm/an. Vu le type du climat, le prolongement des cycles de sécheresse et la rareté des ressources en eau, cette étude de caractérisation des eaux souterraines de la région de Lakhssas s'avère nécessaire pour éclaircir le mode de fonctionnement des aquifères dans cette région qui montre, sans cesse, un stress hydrique à l'échelle spatiale et temporelle.

Cette étude fournit une évaluation détaillée de l'hydrochimie et de la géochimie isotopique (^{18}O , ^2H , ^{13}C , ^{14}C , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ^{226}Ra) des eaux souterraines de la région de Lakhssas-Tafraout au Sud-Ouest de l'Anti-Atlas Marocain.

Du point de vue recharge de l'aquifère ou origine des eaux, les conditions climatiques ne favorisent pas un apport considérable en pluie mais les conditions géologiques (fissuration, failles karstification et structure du massif) peuvent faciliter l'infiltration rapide des quantités de pluie reçues par la région.

L'analyse des données isotopiques indique deux types d'eaux souterraines:

- 1) Des eaux avec un cachet montrant un signal isotopique des précipitations actuelles, ce qui reflète une recharge moderne de la ressource dans les nappes superficielles. La faible évaporation isotopique révèle une infiltration rapide à travers la zone non saturée caractérisée par un réseau de fissuration et de karstification relativement développé ;
- 2) Des eaux thermales avec un signal isotopique appauvri différent de l'actuel reflétant probablement une recharge à partir des précipitations au cours d'une période humide passée.

Pour les eaux douces, l'augmentation des altitudes, vers le Sud, induit un effet stable de fractionnement isotopique qui abouti à des teneurs ^2H et ^{18}O relativement faibles.

Du point de vue qualité ou minéralisation des eaux, Les résultats géochimiques indiquent que la variation de la minéralisation de l'eau est contrôlée essentiellement par le processus de l'interaction roche-eau.

La salinité des eaux souterraines des côtés Est-Ouest, du flanc Nord du plateau de Lakhssas et de l'aquifères granitique de Tafraout, est élevée par rapport à celle du flanc Sud du plateau de Lakhssas.

Les données isotopiques du Sr couplées aux rapports des éléments majeurs et traces tel que Na/Cl, Br/Cl et Mg/Ca suggèrent que la salinité élevée est reliée à :

- La minéralisation à partir du massif granitique constituant la roche mère de l'aquifère de Taфраout.
- La minéralisation à partir des roches schisteuses, qui sont importantes au Nord et dans les côtés occidental et oriental du plateau mais pas dans le flanc Sud, où l'aquifère est composés seulement des roches carbonatées. La composition chimique et les résultats des analyses des isotopes du Sr de la majorité des eaux souterraines sont en équilibre avec les formations carbonatées; alors que l'interaction avec les schistes a augmentée le contenu en constituants dissous (y compris la silice dissoute et l'uranium) avec une forte rapport en isotope radiogénique du Sr.

Les eaux souterraines du flanc Sud du plateau de Lakhssas présentent des faibles teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ et des fortes activités en ^{14}C par rapport aux eaux souterraines du flanc Nord, cette différence pourrait être due aux interactions roche-eau. Cependant, parmi les trois modèles de datation par ^{14}C utilisés:

- Le modèle d'Eichinger donne un temps de séjour moyen de (1-2 ka) pour les eaux souterraines du flanc Nord et un âge récent aux eaux du flanc Sud.
- Le modèle AIEA donne un temps de séjour moyen de quelques milliers d'années à la fois pour les eaux souterraines du Nord et du Sud.

En revanche, les eaux thermales du flanc sud du plateau sont rechargées par des teneurs appauvris en ^{18}O et en ^2H (10-15 ka BP), montrant un climat plus humide et plus froid par rapport à celui de l'actuel. L'eau thermique a interagi avec les gypses, les anhydrites et les calcaires (Ca-SO_4), en produisant un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, correspondant à la composition isotopique du Sr de l'eau de mer du Cambrien inférieur.

En plus de cet apport hydrochimique sur la qualité des eaux souterraines de la région étudiée, l'étude de la radioactivité est une première pour la région. Les résultats préliminaires montrent que l'activité en ^{226}Ra est liée à la température (température élevée indique un fort pouvoir d'oxydo-réduction) et à la nature de la roche encaissante. Elle est élevée dans les eaux thermales, moyenne dans les eaux souterraines de l'aquifère granitique, dans le flanc Nord et dans les bordures Est-Ouest (influence de la roche schisteuse et granitique) et faible dans le flanc Sud du plateau (interaction avec les formations carbonatées). Il en ressort aussi, que le Radium 226 des eaux souterraines de la région de Lakhssas-Taфраout est très faible (inférieure au limite maximale

admissible pour l'eau de boisson qui est 8,75 Bq/L) et donc les risques sanitaires liés à la consommation de ces eaux sont négligeables.

Comme beaucoup d'autres bassins exploités dans les pays en développement, l'information sur l'hydrologie et la durabilité des ressources en eau souterraines dans la région de Lakhssas-Taфраout, située au niveau de l'Anti-Atlas occidental du Maroc, est limitée voire inexistante. Les données intégrées dans cette étude suggèrent que les eaux souterraines ne proviennent pas seulement de la recharge actuelle. En outre, les données ont montrées une grande différence de qualité des eaux souterraines entre les différentes parties du plateau avec de bonnes qualités enregistrées au flanc Sud comparé aux eaux salées du flanc Nord et de bordure Est-Ouest ; une salinité non négligeable est enregistrée aussi dans l'aquifère granitique de Taфраout. Compte tenu du faible renouvellement récent et continu de la ressource, nous pouvons prédire que l'exploitation continue de la nappe phréatique dans cette zone semi-aride pourrait encore augmenter la salinité des ressources en eaux, particulièrement dans les zones où il y a une dominance des roches schisteuses et granitiques. De même, la vulnérabilité à une dégradation quantitative et qualitative des eaux souterraines, est à envisager pour le futur. Pour des aquifères relativement réduits dans l'espace avec un taux de renouvellement non soutenu dans le temps et où la pression humaine et les aléas du climat s'accroissent, il s'avère nécessaire d'instaurer un mode de gestion spécifique pour ce genre d'aquifère.

Les différents résultats obtenus dans ce travail, montrent encore une fois la contribution importante des traceurs de l'environnement pour la caractérisation et la gestion des ressources en eau sous climat aride et particulièrement dans des zones montagneuses non équipées et où les méthodes classiques d'hydrogéologie font défaut.

PERSPECTIVES

Ce travail a mis en évidence certains processus d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines dans la région d'étude en utilisant les traceurs de l'environnement, mais certaines lacunes de la base de données hydrologiques et hydrogéologiques restent à résoudre.

Sur le plan hydrologiques et pour mieux gérer la ressource en eau dans cette région à climat aride, un suivi systématique des débits des différentes sources est nécessaire dans l'objectif de déterminer le fonctionnement dynamique de l'aquifère et la fonction réponse aux événements de pluie. L'évolution des débits donnera une idée sur l'état de la variation de la réserve au cours d'un cycle hydrologique où au bout de plusieurs années. Un réseau de stations météorologiques s'avère aussi nécessaire pour mieux ajuster la fonction d'entrée.

Sur le plan hydrogéologiques et pour mettre notre travail à fond nous suggérons de faire des analyses chimiques et isotopiques de la roche encaissante pour bien évaluer le taux d'interaction roche-eaux. Une étude géophysique s'avère aussi nécessaire pour fixer les limites hydrogéologiques de l'ensemble des aquifères de la région. L'élaboration des modèles géographiques 3D peut permettre aussi d'avoir une aide sur l'évolution dynamique et chimique des eaux souterraines de la région.

L'évaluation des entrées et des sorties du système permettra de faire des simulations ou modèles dynamiques et chimiques des ressources en eau dans la région. Ce qui aidera les décideurs ou les utilisateurs à établir facilement les scénarios d'exploitation et de gestion de la ressource en relation avec les changements globaux à venir.

REFERENCES

Agence du Bassin Hydraulique du Souss-Massa-Draa (2004) Contribution des ressources en eau au développement socio-économique dans les bassins du sud, Rapport interne, p. 62

Agence du Bassin Hydraulique du Souss-Massa-Draa (2006) Etude d'aménagement intégré des ressources en eau du bassin de Guélmime, Rapport interne, p. 40

Agoussine M (1991) Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de Guelmim (Anti-Atlas occidental Marocain) Modélisation et gestion des ressources en eau. Doctorat, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc.

Ait Lemkademe A, Michelot JL, Benkaddour A, Hanich A, Maliki A (2011) Isotopic and hydrochemical approach to the functioning of an aquifer system in the region of Marrakech (Morocco). Rapid Commun. Mass Spectrom. 25, p. 2785–2792.

Ambroggi R, Bourgin R et Choubert G (1952) Hydrogéologie du Maroc (Notes et Mémoire N° 97), p. 359

Appelo CAJ, Postma D (1993) Geochemistry, Groundwater, and Pollution. A.A. Balkema, Rotterdam. 2nd Edition. p. 635

Azzaz H, Cherchali M, Meddi M, Houha B, Puig JM, Achachi A (2007) The use of environmental isotopic and hydrochemical tracers to characterize the functioning of karst systems in the Tlemcen Mountains, northwest Algeria. Hydrogeology Journal 16: p. 531–546.

Bakalowicz M (1995) La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. Hydrogéologie. 4: p. 3-21.

Bakalowicz M & Dorfliger N (2005) Ressources en eau du karst : un enjeu pour le bassin méditerranéen. Géosciences l'eau souterraine. BRGM 2, p. 26-31.

Barbey P, Oberli F, Burg JP, Nachit H, Pons J, Meier M (2004) The Palaeoproterozoic in western Anti-Atlas (Morocco): a clarification: Journal of African Earth Sciences, v. 39, p. 239-245.

Barbieri M, Boschetti T, Petitta M, Tallini M (2005) Stable isotope (^2H , ^{18}O and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, central Italy). Appl Geochem 20: p. 2063–2081.

Belfoul MA (2005) Cinématique de la déformation hercynienne et géodynamique de la marge NW du gondwana (Anti-Atlas Sud-Occidental, Sahara Marocain : Zemmour, Ouled Dhlil et Mauritanides septentrionales). Thèse -es- sciences, Ibn Zohr University, Agadir, Morocco. p. 383

Benssaou M, Hamoumi N (2004) Les microbialites de l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : marqueurs stratigraphiques et témoins des changements environnementaux au

Cambrien inférieur. [The microbialites of western Anti-Atlas (Morocco): stratigraphic markers and indicators of environmental change in the Lower Cambrian]. *C. R. Geoscience* 336 p. 109–116.

Benziane F & Yazidi A (1982) Géologie de la boutonnière d'Ifni (Anti-Atlas occidental, Maroc). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, p. 312: 114

BGS (2001) Carte géologique du Maroc au 1/50 000. Feuille de Had-n-Tahala : Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc.

Blavoux B (1978). Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse de doctorat Pierre et Marie Curie p. 316

Bonotto DM (2004) Doses from ^{222}Rn , ^{226}Ra , and ^{228}Ra in groundwater from Guarani aquifer, South America; *Journal of Environmental Radioactivity*; p. 319–335.

Bouchaou L, Tagma T, Michelot JL, Boutaleb S, Massault M, Hsissou Y, Bouragba L, Elfeaskaoui M (2012) Isotopic Tracers to Study Relationship between Surface Water and Groundwater: Case of Souss Upstream Catchment (Morocco). TECDOC, IAEA, Vienna, Austria.

Bouchaou L, Michelot JL, Vengosh A, Hsissou Y, Qurtobi M, Gaye CB, Bullen TD, Zuppi GM (2008) Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss–Massa aquifer, Southwest of Morocco. *J. Hydrol.* 352, p. 267–287.

Bouchaou L, Michelot JL, Qurtobi M, Zine N, Gaye CB, Aggarwal PK, Marah H, Zerouali A, Taleb H, Vengosh A (2009) Origin and residence time of groundwater in the Tadla basin (Morocco) using multiple isotopic and geochemical tools. *J. Hydrol.* 379, p. 323–338.

Boudda A & Choubert G (1972) Sur la limite inférieure du cambrien au Maroc. *C. R. Acad. Sci., Paris, sér. D*, 5-7.

Bouhlassa S, Aiachi A (2002) Groundwater dating with radiocarbon: application to an aquifer under semi-arid conditions in the south of Morocco (Guelmime); *Applied Radiation and Isotopes* p. 637–647.

Bourouche JM et Saporta G (1983) L'analyse des données. Que sais-je ? PUF, Paris, p.127

Cappy S (2006) Hydrological Characterization of the Upper Drâa Catchment: Morocco. Phd Thesis, Faculty of Mathematics and Sciences, University of Bonn. P. 190

Castorina F, Di Biasio E, Masp U, Tolomeo L, (1999) Strontium isotope evidence for the origin of barite from four mineralisations of the Moroccan Meseta. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 29, No. 3, p. 619-625

Celle H (2000) Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée Occidentale. Approche isotopique et chimique. Thèse de doctorat Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse p. 222

Charlot R (1975) Etude géochronologique des granites du massif de Taфраout (Anti-Atlas occidental). Can.J.Earth Sci, 18, p. 19-23.

Charlot R (1978) Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode Rb/Sr. PhD Thesis, Rennes University (France), p. 220

Choubert G (1963) Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, vol. 162. p. 352

Clark I et Fritz (1997) Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers, New-York. p. 328

Combe M, Durozoy G et El Hebil A (1977) ressources en eau au maroc, dans le massif anti-atlasique et la plaine cotiere de tiznit ; tome3, p : 243-261, p. 212-223

Craig H (1957) Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analyses of carbon dioxide. Geochim. Cosmochim. Acta 12, p. 133–149.

Craig H (1961) Isotopic variations in meteoric waters. Science 133:p. 1702–1703.

Dogramaci SS, Herczeg AL (2002) Strontium and carbon isotope constraints on carbonate-solution interactions and inter-aquifer mixing in groundwaters of the semi-arid Murray Basin, Australia. Journal of Hydrology 262, p. 50–67.

Douglas A, Osiensky JL, Kent Keller C (2006) Carbon-14 dating of groundwater in the Palouse Basin of the Columbia river basalts. J. Hydrol. 334, p. 502–512.

Dubois A (2012) Spéléo sur le plateau des Akhssas, Bas Plateau de Tiznit et de la Plaine de Bouizakarne, Région occidentale de l'Anti-Atlas, Maroc. n° 9. p. 163

Eichinger L (1983) A contribution to the interpretation of ¹⁴C groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer. Radiocarbon 25, p. 347–356.

Ettayfi N, Bouchaou L, Michelot JL, Tagma T, Warner N, Boutaleb S, Massault M, Lgourna Z, Vengosh A (2012) Geochemical and isotopic (oxygen, hydrogen, carbon, strontium) constraints for the origin, salinity, and residence time of groundwater from a carbonate aquifer in the Western Anti-Atlas Mountains, Morocco Journal of Hydrology p. 438–439

Ettayfi N, Bouchaou L, Tagma T, Lgourna Z, Boutaleb S, Warner N, Vengosh A (2012) The use of chemical and isotopic tracers for karst aquifers functioning study under arid climate: case of the Lakhssas area (western anti-atlas, Morocco). Workshop University Ibn Zohr, june 2012, NATO projet, Agadir.

Ettayfi N, Hssaisoune M, Warner N, Tagma T, Boutaleb S, Vinson D, Lgourna Z, Michelot JL, Bouchaou L, Vengosh A (2011) (Use of strontium isotopes for delineating the origin of groundwater from the Lakhssas plateau, western anti-atlas of morocco) ; 19-23 september 2011 Taraggon, Spain. Book of Abstracts, p. 59.

Ettayfi N (2010) stable isotopes (^{18}O , ^2H) and radiocarbon dating for groundwater characterization: case of the lakhssas area (western anti-atlas, morocco), International Summer School, European Sustainable Water Goals Project, Murie Curie Programme, 7-11/09/2010, Venice, Italy.

Ettayfi N, Bouchaou L, Hsissou Y, Tagma T, Boutaleb S, Warner N, Vengosh A, Lgourna Z, Belkacim S, Michelot JL, El Faskaoui M (2010) apport préliminaire des traceurs chimiques et isotopiques pour l'étude du fonctionnement des aquifères sous climat aride : cas de l'Anti-Atlas, région de tiznit-tafraout, Maroc. GIRE 3D, 24-26 Mars 2010, Agadir, Maroc. Abstract volume p. 81.

Fontes JC (1976) Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles: quelques aspects. Thèse de doctorat Université Paris VI p. 208

Fontes JC (1985) Some considerations on groundwater dating using environmental isotopes. Hydrogeology in the service of man (coll./conf.), Cambridge, IAH, p. 118-154.

Fontes JCh (1992) Chemical and isotopic constraints on ^{14}C dating of groundwater. In: Long, Taylor, Kra (Eds.), Radiocarbon After Four Decades. Springer-Verlag, New York, p. 242–261.

Fontes JCh, Garnier JM (1979) Determination of initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. Water Resour. Res. 12, p. 399–413.

Gasquet D, Ennih N, Liégeois JP, Soulaïmani A, Michard A (2008) The Pan-African belt (chapter 2; 33–64) In: Michard A, Saddiqi O, Chalouan A, Frizon de Lamotte, D. (Eds.), Continental Evolution: The Geology of Morocco. : Lecture Notes in Earth Sciences, 116. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p. 426

Gasse F (2000) Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. Quat. Sci. Rev. 19, p. 189–211.

Gonfiantini R, Zuppi GM (2003) Carbon isotope exchange rate of DIC in karst groundwater. Chem Geol 197: p. 319–336.

Geyh MA (2000) An overview of ^{14}C analysis in the study of groundwater. Radiocarbon 42 p. 99-114.

Hakam OK, Choukri A, Reyss JL, Lferde M (2000) Comparaison des activités des isotopes de l'uranium et du radium dans quelques échantillons d'eau de puits et de sources thermales au Maroc, Revue des Sciences de l'Eau ; p : 185-192.

Han G, Lui CQ (2004) Water geochemistry controlled by carbonate dissolution: a study of the river waters draining karst-dominated terrain, Guizhou Province. *China Chem Geol* 204: p. 1–21.

Hassenforder B (1987) La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc). [Panafrican and Variscan Tectonics of the Anti-Atlas in the Kerdous inlier]. PhD Thesis, L. Pasteur University, Strasbourg, p. 249

Justine Odong, Aiguo Zhou, Yiqun Gan (2007) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope evolution trend of groundwater resources in the hebei plain, Northern China ; *Journal of American Science*; 3(4): p. 1-6.

Krimissa S, Michelot JL, Bouchaou L, MUDRY J, Hsissou Y (2004) About the origin of chloride in groundwater from a coastal aquifer under semi-arid climate (Chtouka-Massa, Morocco). *C.R. Géosciences* Vol. 336 – N°. Paris.15, p. 1363-1369

Krimissa S (2005) Nappes superficielles en zone semi-aride: origine des eaux et de la salinité, renouvellement : exemple des nappes massa et souss (Maroc). university Thesis, franche-comité university. p. 201

Lahmam M (2000). Géochimie et typologie du zircon des granitoïdes néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas occidental (Ifni et Kerdous) et central (Zenaga et Siroua) : Implications pétrogénétiques et géodynamiques. *Thèse Doctorat d'état, Univ. Hassan II, Mohammedia, Maroc* : p. 245

Mahlknecht J, Garfias-Sodis J, Tech RAa (2006) Geochemical and isotopic investigations on groundwater residence time and flow in the Independence Basin, Mexico. *J. Hydrol.* 324, p. 283–300.

Marfia AM, Krishnamurthy RV, Atekwana EA, Panton WF (2004) Isotopic and geochemical evolution of ground and surface waters in karst dominated geological setting: a case study from Belize, Central America. *Appl Geochem* 19: p. 937–946.

Margin A (1975) Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat, Univ Dijon, p. 298

Millot R, Négrel P and Petelet-Giraud E (2007) Multi-isotopic (Li, B, Sr, Nd) approach for geothermal reservoir characterization in the Limagne Basin (Massif Central, France). *Applied Geochemistry*, 22(11): p. 2307-2325.

Montañez IP, Osleger DA, Banner JL, Mac LE (2000) Evolution of the Sr and C Isotope Composition of Cambrian Oceans. *GSA Today*, v. 10, no. 5. INSIDE: 1- Membership Survey Results, p. 12; 2- Committee Open Slots, p. 17; 3- Rock Stars: Logan, p. 22

Mook WG (1980) Carbon-14 in hydrogeological studies. In: Fritz P, Fontes JC (Eds.), *Handbook of Environmental Isotopes Geochemistry* 1. Elsevier, Amsterdam, p. 50–74.

Mook WG et JJ de Vries (2000) Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle - Principles and Applications. Technical Documents in Hydrology, vol. 1-6, UNESCO/IAEA, Paris.

Nachit H (1994) Contribution à la typologie des granitoides petrogenèse et petrologie structurale du batholite panafricain du cercle de Tafraout (boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas occidental, Maroc). Thèse doctorat d'Etat Es-Scineces. p. 465

Négrel P (2006) Water-granite interaction: Clues from strontium, neodymium and rare earth elements in soil and waters. Appl. Geoch. 21, p. 1432-1454.

Négrel P, Petelet-Giraud E, Widory D (2004) Strontium isotope geochemistry of alluvial groundwater: a tracer for groundwater resources characterisation. Hydrol. Earth Syst. Sci. 8, p. 959-972.

Oliva P (1972) Aspect des problèmes de l'Anti-Atlas occidental. Rév. Géogr. Maroc 21 : p. 43-78.

Oliva P (1977) Karst et structures dans le plateau des Akhssas, L'Anti Atlas occidental-Maroc. Réunion de karstologie, Grenoble, Revue geogr. Alpin XVI 2 et 3.

Orgun Y, Altinsoy N, Gultekin AH, Karahan G, elebi NC (2005) Natural radioactivity levels in granitic plutons and groundwaters in Southeast part of Eskisehir, Turkey; Applied Radiation and Isotopes 63 p. 267–275.

Ouda B, El Hamdaoui A, Ibn Majah M (2004) Isotopic composition of precipitation at three Moroccan stations influenced by oceanic and Mediterranean air masses. TECDOC 1453, p. 125–140, IAEA, Vienna, Austria.

Pique A, Bouabdelli M, Soulaïmani A, Youbi N, Illiani M (1999) Les conglomérats du PIII (Protérozoïque terminal) de l'Anti-Atlas (Sud du Maroc) : molasses tardi-panafricaines, ou marqueurs d'un rifting finiprotérozoïque. comptes Rendus Académie Sciences, Paris, 328, p. 409-414 .

Plummer N, Wigley TML et Parkhurst DL (1978) The kinetics of calcite dissolution in CO₂-water systems at 5° to 60°C and 0.0 to 1.0 atm CO₂. American Journal of Science, vol. 278, p. 179-216.

Rahimi A (1998) Genèse et mise en place des granitoïdes éburnéens de l'Anti-Atlas, Maroc. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Ben M'sik, Casablanca, Maroc: p. 223

Raïbi F, Benkaddour A, Chehbouni A, et Chtioui M, (2006) Variation de la composition des isotopes stables des précipitations en climat semi-aride (Cas du bassin versant de Tensift, Maroc). Gestion Intégrée des Ressources en Eaux et Défis du Développement Durable (GIRE 3D), Université Cadi Ayyad, Marrakech, p. 5

Rémi de La Vaissière (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 doctorat de l'Université d'Avignon et des pays de Vaucluse. p. 342

Salem O, Visser JH, Dray M, Gonfiantini R (1980) Groudwater flowpattern in the West Libyan Arab Jamahiriya. In AIEA (ed) Arid-zone hydrology: investigations with isotope

techniques: proceedings of an advisory group meeting on application of isotope techniques in arid zones hydrology. IAEA, Vienna.p. 165-180

Salomon W, Mook WG (1986) Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone. In: Fritz P, Fontes JC (Eds.), Handbook of Environmental Isotopes Geochemistry 1. Elsevier, Amsterdam, p. 239–265.

Sebti S, Saddiqi O, El Haimer FZ, Michard A, Ruiz G, Bousquet R, Baidder L and Frizon de Lamotte D (2009) Vertical movements at the fringe of the West African Craton: First zircon fission track datings from the Anti-Atlas Precambrian basement: C. R. Geoscience, v. 341, p. 71-77.

Smiler R (2005) Diagram, Laboratory of Hydrogeology, Avignon University, France.

Soulaimani A (1998) Interaction socle/couverture dans l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : rifting fini-protérozoïque et orogénèse hercynienne. Thèse de doctorat d'état es-sciences 215p, Univ Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc. p. 222

Soulaimani A, Bouabdelli M, Pique A (2003) L'extension continentale au Néoprotérozoïque supérieur cambrien inférieur dans l'Anti-Atlas (Maroc). Bull. Soc. Géol. France, t. 174, N°1, p. 83-92.

Soulaimani A, Bouabdelli M (2005) Le Plateau de Lakhssas (Anti-Atlas occidental, Maroc): Un graben fini-précambrien réactivé à l'hercynien : Annales de la Société Géologique du Nord (Lille), v. T. 11(2ème série), p. 177-148.

Soulaimani A, Burkhard M (2008) The Anti-Atlas chain (Morocco): the southern margin of the Variscan belt along the edge of the West African craton: From: ENNIH, N. & LIE´ GEOIS, J.-P. (eds) The Boundaries of the West African Craton. Geological Society, London, Special Publications, v. 297, p. 433-452.

Steiger RH et Jager E (1977) Subcommittee on geochronology, convention on the use of decay constants in geo and chronology. Earth Planet.Sci.Lett, 36: p. 359-362.

Stumm W, Morgan JJ (1981) Aquatic Chemistry: An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters. New York Wiley; p. 780

Thomas RJ, Chevallier LP, Gresse PG, Harmer RE, Eglington BM, Armstrong RA, de Beer CH, Martini JEJ, de Kock GS, Macey PH, Ingram BA (2002) Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. Precambrian Res. 118, p. 1–57.

Thomas RJ, Fekkak A, Ennih N, Errami E, Loughlin SC, Gresse PG, Chevaker LP & Liegeois JP (2004) A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *J. African Earth Sci.*, 39: p. 217-226.

Vinson D, Vengosh A, Hirschfeld D, Dwyer GS (2009) Relationships between radium and radon occurrence and hydrochemistry in fresh groundwater from fractured crystalline rocks, North Carolina (USA); Chemical Geology; p. 159–171.

Vogel JC (1993) Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis. Water Relations p. 29-38

Wanaim A (2009) Utilisation des données géospéléologiques pour la mise en évidence d'une activité néotectonique étagée dans le plateau de lakhssas (anti-atlas occidental, maroc); mémoire de fin d'étude Master GAG, Université Ibn Zohr. p. 55

Warner NR, Lgourna Z, Bouchaou L, Boutaleb S, Tagma T, Hsaissoune M, Vengosh, A (2013) in press Integration of geochemical and isotopic tracers for elucidating water sources and salinization of shallow aquifers in the sub-Saharan Drâa Basin, Morocco, Applied Geochemistry.

Weisrock A (1980) Géomorphologie et paléo-environnements de l'Atlas Atlantique (Maroc). Doc. Etat, Univ, Paris I, p. 931

White DE, Muffler LPJ, Truesdell AH (1971) Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. Econ. Geol. 66, p. 75–97.

<http://www.lenntech.fr/applications/potable/normes/normes-oms-eau-potable.htm#ixzz1rjPzgfb0>

Tableau 6 : Résultats des analyses physico – chimiques des compagnes 2008 au 2010

code	Name	Nature																			Indice de Saturation			
			Date	T°C	pH	EC µs/cm	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	HCO3 mg/l	Cl mg/l	SO4 mg/l	NO3 mg/l	SiO2 (mg/l)	TDS (mg/l)	HCO3 (mmol/l)	Mg/Ca (mmol/l)	Cal	Dol	An	Gyp		
Sources Thermales																								
M8-19	Abeino	spring	07/10/2008	37,5	7,5	3350	571	104	185	16	250	291	1546	1		2964	4,10	0,30	0,95	1,57	-0,27	-0,12		
M9-18	Lalla Mellouka	spring	02/01/2009	35,0	7,8	2850	530	86	51	21	220	39	1576	3	17,12	2480	3,60	0,27	1,12	1,86	-0,28	-0,10		
M9-19	Abeinou	spring	03/01/2009	36,7	6,9	3470	548	88	211	27	244	265	1503	1	14,79	2830	4,00	0,27	0,36	0,35	-0,29	-0,13		
M10-18	Lalla mellouka	spring	04/05/2010	36,3	6,8	2710	604	105	52	21	220	43	1580	1		2624	3,60	0,29	0,24	0,13	-0,24	-0,07		
M10-19	Abeino	spring	04/05/2010	37,6	7,1	3430	570	97	145	25	244	277	1576	5		2937	4,00	0,28	0,55	0,76	-0,26	-0,11		
Flanc Sud de Lakhssas																								
M8-04	Timoulay Oufella	spring	07/10/2008	25,7	7,7	845	91	40	23	3	300	43	120	14		634	4,92	0,73	0,60	1,19	-1,74	-1,52		
M8-17	Timoulay izdar	spring	07/10/2008	24,0	7,6	784	74	42	24	3	306	46	75	19		588	5,02	0,94	0,41	0,92	-2,01	-1,78		
M8-22	Lahrime	spring	07/10/2008	22,8	7,6	648	58	37	20	2	310	44	18	19		507	5,08	1,06	0,33	0,79	-2,70	-2,47		
M8-21	Bouizakarne	well	07/10/2008	22,8	7,6	837	82	43	27	2	390	55	36	18		652	6,39	0,87	0,55	1,13	-2,30	-2,70		
M8-20	Tagant	spring	07/10/2008	23,8	7,5	867	74	47	35	3	464	71	20	29		742	7,61	1,06	0,49	1,12	-2,61	-2,39		
M8-23	Assaka	spring	07/10/2008	22,5	7,2	691	62	36	24	2	305	50	21	19		519	5,00	0,96	-0,05	-0,01	-2,60	-2,37		
M9-17	Timoulay izdar	spring	02/01/2009	23,6	7,5	750	66	35	23	3	305	30	60	17	4,92	487	5,00	0,58	0,27	0,61	-2,13	-1,90		
M9-20	Tagant	spring	03/01/2009	23,3	7,6	840	70	40	34	2	354	67	49	26	5,81	569	5,80	0,89	0,42	0,92	-2,22	-1,99		
M9-21	Bouizakarne	well	03/01/2009	17,0	8,0	760	69	38	24	2	378	38	37	18	4,96	532	6,20	0,95	0,74	1,47	-2,33	-2,08		
M9-23	Assaka	spring	03/01/2009	21,5	7,6	671	59	32	24	2	305	40	22	22	5,14	459	5,00	0,91	0,32	0,67	-2,59	-2,36		
M9-22	Lahrime	spring	03/01/2009	22,6	7,6	630	57	31	21	1	317	35	21	16	5,04	439	5,20	0,92	0,33	0,73	-2,63	-2,40		
M10-04	Timoulay ofella	spring	04/05/2010	25,2	7,6	807	94	38	23	3	305	39	124	15		641	5,00	0,68	0,49	0,94	-1,71	-1,49		
M10-10	Aghmad	spring	04/05/2010	22,2	7,6	617	60	32	24	1	305	43	22	21		508	5,00	0,90	0,33	0,71	-2,58	-2,35		
M10-17	Timoulay izdar	spring	04/05/2010	23,8	7,4	869	94	36	35	4	329	67	96	32		694	5,40	0,64	0,35	0,63	-1,82	-1,60		
M10-20	Tagant	spring	04/05/2010	23,9	7,5	1000	92	44	45	3	354	107	50	42		735	5,80	0,80	0,45	0,91	-2,13	-1,90		
M10-21	Bouizakarne	well	04/05/2010	23,7	7,9	860	89	43	29	4	342	59	96	16		677	5,60	0,81	0,82	1,66	-1,86	-1,63		
M10-22	Lahrime	spring	04/05/2010	22,6	7,5	622	59	32	20	2	256	43	17	19		447	4,20	0,91	0,18	0,41	-2,70	-2,47		
M10-23	Assaka	spring	04/05/2010	22,1	7,5	791	67	41	34	3	354	71	35	21		626	5,80	1,02	0,30	0,70	-2,37	-2,14		
Flanc Nord de Lakhssas																								
M8-16	Mirkht	spring	07/10/2008	23,0	7,5	1070	140	51	33	3	537	71	13	26		874	8,80	0,61	0,79	1,46	-2,58	-2,35		
M8-15	ighrem	spring	07/10/2008	24,3	7,1	980	100	50	33	2	500	68	18	21		791	8,20	0,83	0,25	0,54	-2,54	-2,31		
M8-14	Talaint	spring	07/10/2008	24,3	7,0	975	107	60	36	2	476	68	18	20		787	7,80	0,30	-0,05	1,00	-3,01	-2,79		

M8-13	Reggada	spring	07/10/2008	24,1	7,1	998	100	59	42	2	488	78	18	21		808	8,00	0,98	0,23	0,57	-2.57	-2.34
M8-08	Boutbokalte	spring	17/12/2008	23,2	7,5	652	54	23	37	1,5	189	68,9	26,1	8,1	5,79	406	3,10	0,71	-0.14	-0.32	-2.66	-2.44
M9-13	Reggada	spring	02/01/2009	23,9	7,3	1000	89	46	38	3	476	68	23	30	5,15	690	7,80	0,71	0,39	0,83	-2.48	-2.26
M9-14	Talaaint	spring	02/01/2009	24,0	7,3	970	90	47	34	2	476	60	21	19	5,35	663	7,80	0,87	0,34	0,72	-2.51	-2.29
M9-16	Mirkht	spring	02/01/2009	22,7	7,7	1050	114	40	30	2	537	60	18	34	5,80	703	8,80	0,86	0,90	1,67	-2.49	-2.26
M9-24	Aghbalou ouijjane	spring	23/01/2009	25,8	7,2	1038	79	45	55	3	439	117	53	30	5,60	720	7,20	0,96	0,24	0,59	-2.17	-1.95
M10-01	Tamazzerite	spring	03/05/2010	25,0	8,0	1006	81	49	53	3	427	99	32	25		769	7,00	1,01	0,98	2,00	-2.38	-2.16
M10-02	Anamer	spring	03/05/2010	21,9	7,1	1110	137	34	40	4	512	92	18	41		878	8,40	0,41	0,32	0,36	-2.43	-2.20
M10-13	Reggada	spring	03/05/2010	23,5	7,2	1440	118	66	74	3	500	186	44	46		1038	8,20	0,93	0,34	0,77	-2.15	-1.92
M10-14	Talaaint	spring	04/05/2010	24,0	7,1	1060	101	50	48	2	476	99	19	36		831	7,80	0,82	0,20	0,44	-2.53	-2.30
M10-15	Ighrem	spring	05/05/2010	24,0	7,2	984	101	49	35	2	512	69	13	25		806	8,40	0,81	0,36	0,74	-2.69	-2.46
M10-16	Mirkht	spring	06/05/2010	22,8	7,2	1157	162	30	45	2	512	94	18	74		938	8,40	0,31	0,57	0,73	-2.36	-2.14
M10-24	Aghbalou ouijjane	spring	03/05/2010	29,6	7,2	1081	82	53	60	3	427	117	34	24		801	7,00	1,07	0,22	0,64	-2.33	-2.14
M10-37	Bounnaamane	well	05/05/2010	27,2	7,0	1410	144	53	68	4	598	151	26	39		1083	9,80	0,62	0,35	0,66	-2.29	-2.08
Limites avec la boutonnière de Kerdous																						
M9-25	Tanout	spring	23/01/2009	22,9	7,2	1762	83	96	136	8	598	277	82	27	8,20	1187	9,80	1,08	0,29	0,98	-2.09	-1.86
M9-26	Tanout	well	23/01/2009	21,0	7,6	1996	94	73	149	7	549	342	94	37	5,88	1232	9,00	1,00	0,59	1,38	-1.96	-1.73
M9-27	Association Tamacht	well	23/01/2009	25,2	7,1	1695	86	43	189	2	390	320	73	31	15,57	1041	6,40	0,83	0,01	0,08	-2.04	-1.82
M10-09	Barrage anzi	well	03/05/2010	23,2	7,4	1301	86	31	160	4	378	188	47	40		934	6,20	0,60	0,29	0,46	-2.19	-1.97
M10-25	Tanout	spring	03/05/2010	22,7	7,2	2940	222	81	158	10	476	616	82	27		1672	7,80	0,61	0,52	0,93	-1.74	-1.51
Limites avec la boutonnière d'Ifni																						
M10-03	Esboya	well	05/05/2010	22,3	7,0	3490	202	99	335	12	390	820	134	71		2064	6,40	0,82	0,21	0,44	-1.61	-1.38
M10-05	Sidi med youssef	spring	05/05/2010	27,7	7,8	1631	110	50	114	5	378	295	53	30		1035	6,20	0,75	0,83	1,70	-2.08	-1.87
M10-06	Bouguerfa	spring	05/05/2010	23,6	7,9	2020	96	35	103	16	183	202	278	92		1153	3,00	0,61	0,54	0,97	-1.44	-1.22
M10-11	Laouina	spring	05/05/2010	22,9	7,4	3240	202	86	214	4	342	581	59	62		1550	5,60	0,71	0,55	1,05	-1.91	-1.69
M10-38	Agadir izdar	well	05/05/2010	22,1	7,6	2280	139	57	151	5	305	474	44	33		1208	5,00	0,68	0,60	1,13	-2.11	-1.88
M10-40	Aglou	spring	05/05/2010	23,1	7,4	3370	208	95	236	5	305	831	123	40		1843	5,00	0,76	0,51	1,01	-1.62	-1.39
Granites de Tafraout																						
M9-30	Hamame Abdou	Well	23/01/2009	20,6	7,3	1589	133	43	125	2	250	159,5	159,3	196,2	15,21	1068	4,10	0,55	0,17	0,14	-1.55	-1.31
M9-31	Station Afrikaia	Well	24/01/2009	23,5	7,46	1191	93	28	87	6,3	165	93,9	134,7	160,0	11,60	767	2,71	0,50	0,08	-0.05	-1.68	-1.46
M9-32	Ankour	Well	24/01/2009	19,8	7,44	2900	247	76	245	3,6	317	391,5	333,7	369,3	24,41	1983	5,20	0,51	0,57	0,91	-1.13	-0.89
M9-33	Amian	Well	24/01/2009	19,5	7,84	1240	93	28	119	3	305	150,5	113,7	30,4	13,18	843	5,00	0,50	0,65	1,06	-1.78	-1.54
M9-34	Dar Nichane	Well	24/01/2009	18,3	7,55	1162	93	26	99	1	170	137,2	108,3	48,1	10,87	682	2,79	0,46	0,11	-0,07	-1,77	-1,53
M9-35	ONEP	Borehole	24/01/2009	21,9	7,25	685	54	19	48	1,9	164	61,8	73,5	3,7	10,70	427	2,69	0,60	-0.33	-0.80	-2.07	-1.84
M9-36	Anamer	Spring	24/01/2009	22,1	5,83	74,5	5	3	5	0,0	20	7,9	2,0	3,7	4,56	46	0,32	0,89	0,32	0,36	-2,43	-2,2

Tableau 7 : Résultats des analyses des éléments traces, des données isotopiques et de la radioactivité des compagnes
2008 au 2010

code	Name	Mn E ⁻⁹ g/l	Br E ⁻⁹ g/l	Br /Cl molar	Sr (mg/l) ⁻¹	Fe E ⁻⁹ g/l	87Sr/86Sr	δ ² H (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	d- excess (‰)	Longitude	Latitude	altitude m,a,s,l	d ¹³ C ‰PDB	A ¹⁴ C pcm	A14C error pcm	²²⁶ Ra pCi/L	U meq/L
	Sources Thermales																	
M8-19	Abeino							-37,7	-6,13	11,35	-10,0194	29,09817	433	-5,70	6,4	0,1		
M9-18	Lalla Mellouka	390	0,07	0,00074	0,0001	0	0,708905				-9,36703	29,2149	839				19,600	0
M9-19	Abeinou	11	0,08	0,00013	0,0001	559	0,708979				-10,0194	29,09817	433				17,740	0
M10-18	Lalla mellouka							-53,4	-7,62	7,61	-9,36703	29,2149	839					
M10-19	Abeino							-34,1	-5,33	8,49	-10,0194	29,09817	433					
	Flanc Sud de Lakhssas																	
M8-04	Timoulay Oufella							-36,3	-5,74	9,66	-9,58386	29,1869	811	-10,27	53,1	0,2		
M8-17	Timoulay izdar							-34,3	-5,88	12,79	-9,5712	29,16693	668	-10,68	54,6	0,2		
M8-22	Lahrime							-34,1	-5,93	13,33	-9,55229	29,21418	901	-10,73	57,5	0,2		
M8-21	Bouizakarne							-33,8	-5,60	11,01	-9,71487	29,18321	663	-10,69	58,3	0,2		
M8-20	Tagant							-35,3	-5,74	10,60	-9,77614	29,12323	541	-10,33	62,6	0,2		
M8-23	Assaka							-35,3	-5,84	11,48	-9,49175	29,22138	801	-10,40	60,6	0,2		
M9-17	Timoulay izdar	13	0,13	0,00193	0,0018	41	0,709394				-9,5712	29,16693	668				0,423	1
M9-20	Tagant	0	0,25	0,00164	0,0033	33	0,709652				-9,77614	29,12323	541				0,183	1
M9-21	Bouizakarne	35	0,17	0,00195	0,0050	241	0,709965				-9,71487	29,18321	663				0,400	1
M9-23	Assaka	14	0,20	0,00225	0,0071	5	0,710257				-9,49175	29,22138	801				0,063	1
M9-22	Lahrime	13	0,18	0,00232	0,0071	12	0,709946				-9,55229	29,21418	901				0,299	1
M10-04	Timoulay ofella							-33,6	-5,67	11,77	-9,58386	29,1869	811					
M10-10	Aghmad							-34,4	-5,56	10,07	-9,48661	29,23676	900					
M10-17	Timoulay izdar							-33,8	-5,65	11,45	-9,5712	29,16693	668					
M10-20	Tagant							-33,7	-5,67	11,63	-9,77614	29,12323	541					
M10-21	Bouizakarne							-33,7	-5,50	10,31	-9,71487	29,18321	663					
M10-22	Lahrime							-34,0	-5,88	13,04	-9,55229	29,21418	901					
M10-23	Assaka							-35,0	-5,88	12,06	-9,49175	29,22138	801					
	Flanc Nord de Lakhssas																	
M8-16	Mirkht							-31,5	-5,45	12,13	-9,71654	29,41468	718	-7,54	40,3	0,2		
M8-15	Ighrem							-31,8	-5,50	12,17	-9,6745	29,4696	682	-10,01	44,3	0,2		
M8-14	Talaint							-33,5	-5,48	10,30	-9,68576	29,5426	381	-9,84	48,5	0,2		

M8-13	Reggada							-30,3	-5,42	13,03	-9,70534	29,58676	381	-9,63	50,1	0,2	
M8-08	Boutboukalte	22	0,27	0,0037	0	0,712101	27,44	-4,58	9,21	-9,38827	29,80918	1053				0,417	2
M9-13	Reggada	176	0,28	0,00185	0,0056	0	0,710015			-9,70534	29,58676	381				0,536	1
M9-14	Talaaint	204	0,31	0,00232	0,0060	0	0,710019			-9,68576	29,5426	381				0,571	1
M9-16	Mirkht	169	0,34	0,00252	0,0046	0	0,709649			-9,71654	29,41468	718				0,549	1
M9-24	Aghbalou ouijjane	146	0,42	0,00158	0,0048	0	0,710489			-9,53434	29,62322	343				1,973	2
M10-01	Tamazzerite							-30,8	-5,34	11,96	-9,53508	29,62258	350				
M10-02	Anamer							-31,9	-5,74	13,98	-9,71698	29,46273	643				
M10-13	Reggada							-31,5	-5,28	10,76	-9,70534	29,58676	381				
M10-14	Talaaint							-31,1	-5,22	10,70	-9,68576	29,5426	381				
M10-15	Ighrem							-31,1	-5,09	9,69	-9,6745	29,4696	682				
M10-16	Mirkht							-28,1	-4,86	10,77	-9,71654	29,41468	718				
M10-24	Aghbalou ouijjane							-30,6	-5,21	11,10	-9,53434	29,62322	343				
M10-37	Bounnaamane							-28,4	-4,89	10,79	-9,80999	29,52864	411				
Limites avec la boutonnière de Kerdouss																	
M9-25	Tanout	0	0,93	0,00150	0,0028	69	0,710474				-9,3267	29,38572	280				
M9-26	Tanout	371	1,17	0,00152	0,0019	0	0,710065				-9,32147	29,3916	285			0,545	4
M9-27	Association Tamacht	29	0,71	0,00098	0,0020	6	0,713				-9,25193	29,3944	500			0,207	3
M10-09	Barrage anzi							-23,8	-4,23	10,03	-9,40619	29,64749	496				
M10-25	Tanout							-28,8	-4,78	9,43	-9,3267	29,38572	285				
Limites avec la boutonnière d'Ifni																	
M10-03	Esboya							-21,0	-3,89	10,12	-10,1705	29,14505	388				
M10-05	Sidi med youssef							-21,2	-3,97	10,51	-9,90405	29,39703	450				
M10-06	Bouguerfa							-22,3	-4,68	15,16	-9,90369	29,45028	440				
M10-11	Laouina							-28,2	-4,66	9,16	-9,80249	29,63938	278				
M10-38	Agadir izdar							-24,0	-3,83	6,61	-9,62256	29,62256	296				
M10-40	Aglou							-28,4	-5,10	12,40	-9,80877	29,76841	278				
granites de Tafraout																	
M9-30	Hamame Abdou	18	0,38		0,0014		0,719797				-8,58231	29,4316				0,908	55
M9-31	Station Afriquia	29	0,26		0,0021		0,719878				-8,58245	29,43203				0,697	15
M9-32	Ankour	44	0,08		0,0009		0,719253				-8,58249	29,43472				5,993	190
M9-33	Amian	29	0,35		0,0021		0,719516				-8,58159	29,4256				1,705	88
M9-34	Dar Nichane	166	0,29		0,0021		0,721759				-8,58396	29,43414				0,378	45
M9-35	ONEP	43	0,28		0,0021						-8,59323	29,45253					
M9-36	Anamer	17	0,05		0,0602		0,711674				-9,0204	29,4547				0,800	0