

UNIVERSITE SAAD DAHLAB DE BLIDA

Faculté des Sciences de l'Ingénieur

Département de Génie Rural

THESE DE DOCTORAT D'ETAT

Spécialité: Sciences de l'Eau

APPLICATION DES TECHNIQUES NUCLEAIRES ET
HYDROGEOCHIMIQUES A L'ETUDE DES NAPPES PROFONDES DU
BASSIN SEDIMENTAIRE DU SAHARA SEPTENTRIONAL;
IMPLICATIONS POUR LA GESTION DES RESSOURCES EN EAU

Par

Abdelhamid GUENDOZ

devant le jury composé de :

M. BEZZINA	: Professeur ;	U.S.D.Blida	Président
M. MESBAH	: Professeur ;	U.S.T.H B.Alger	Examineur
S. TOBBECHE	: Directeur de Recherche ;	C.R.N.A, Alger	Examineur
L. DJABRI	: Professeur ;	U.B.M, Annaba	Examineur
J.L. MICHELOT	: Directeur de Recherche ;	U.P S, France	Co-Direct thèse
B. REMINI	: Professeur ;	U.S.D.Blida	Direct.de thèse

Blida, 2005

RESUME

Le travail présenté dans ce mémoire constitue une continuité des travaux de recherche entamée sur le bassin sédimentaire du Sahara septentrional il y a une vingtaine d'année dans le cadre d'une thèse de Doctorat 3^{ème} cycle. Les résultats de ces premiers travaux à l'époque ont révélé des informations très intéressantes mais qui nécessitaient des investigations plus approfondies et des approches plus quantitatives.

Pour cela il nous a semblé nécessaire de réserver le premier chapitre de ce mémoire à la présentation du grand bassin sédimentaire du Sahara septentrional, qui est situé dans l'un des plus vaste et plus arides déserts du monde. Il s'étend sur une superficie de un million de km² et il contient deux principales nappes (Continental Intercalaire et Complexe Terminal) dont l'extension va jusqu'au territoire libyen. Ainsi, les grands traits de la climatologie, des précipitations, de la géologie et de l'hydrogéologie sont très largement développés, ceci est considéré comme une première étape nécessaire pour l'application des techniques nucléaires.

La méthodologie adoptée quant à l'application des techniques nucléaires et hydrogéochimiques a l'étude des nappes de ce grand bassin été menée selon deux approches, d'abord à l'échelle de toute l'étendue du bassin (*échelle régionale*) et ensuite à une échelle plus réduite (*à l'échelle de la zone non saturée*).

L'approche qualitative des aquifères à l'échelle du bassin sédimentaire saharien intègre l'hydrochimie des éléments majeurs et en traces (basée sur l'interaction eau-roche) et les isotopes du milieu *stables et radioactifs* (*Oxygène-18, Deutérium, Tritium, Carbone-14, Carbone-13, Chlore-36, Uranium-234 et 238*), *gaz rares* (*Argon, Néon, Xénon, Hélium et Krypton*). *Cela a été développé dans les troisième, quatrième et cinquième chapitres. Elle a permis d'établir les conclusions suivantes:*

Eaux de précipitations

Pour les eaux souterraines, les précipitations constituent la fonction entrée de la recharge des nappes. L'étude de leurs teneurs en isotopes stables (*Oxygène-18, Deutérium*) permet non seulement de déterminer des caractéristiques telles que: (*origines des masses de vapeur qui leur donnent naissance, Reconstitution de la circulation des masses de vapeur dans la troposphère, Origine des masses d'eau souterraine et leur mode de recharge*), mais aussi d'extraire des informations 'paléoclimatiques' car la connaissance du système actuel est nécessaire à la compréhension du fonctionnement du matériel utilisé.

Ainsi une synthèse sur les précipitations actuelles a été établie pour des stations du bassin du Sahara septentrional.

Eaux des nappes profondes

L'étude hydrogéochimique et isotopique a permis d'établir la caractérisation de la composition chimique et l'évolution spatiale de tous les paramètres sur les radiales représentatives des directions d'écoulement. Ainsi pour la nappe du *Continental Intercalaire*, l'évolution géochimique et isotopique progressive à partir des zones de recharge (Atlas saharien et plateau du Tinrhert) vers l'exutoire de la nappe (golfe de Gabès) est mise clairement en évidence

Un *modèle d'évolution hydrogéochimique* a été établi pour les eaux du CI intégrant aussi les données isotopiques le long de cette principale direction d'écoulement. Cette évolution permet de mettre en évidence certaines hypothèses sur la recharge des aquifères, l'impact de la forte exploitation et la continuité latérale de l'écoulement.

Nappe du Complexe Terminal : l'évolution hydrogéochimique détaillée des éléments majeurs et en traces le long de la principale direction d'écoulement (Sud-Nord) qui s'étend sur environ 700 km a permis une confrontation avec les données hydrodynamiques quant à la continuité hydraulique de l'aquifère du CT.

Le traçage naturel des eaux souterraines du bassin du Sahara septentrional soutient la caractérisation géochimique et isotopique de ces eaux dont le caractère ancien est dominant, ce qui offre la possibilité de les utiliser comme des archives paléoclimatiques.

Ces eaux anciennes des nappes profondes sur le bassin saharien sont caractérisées par des teneurs isotopiques associées à des valeurs d'excès en deutérium, plus faibles que celles des précipitations actuelles régionales et des températures de recharges déterminées à partir des gaz nobles qui sont de 5°C inférieures aux températures moyennes annuelles régionales actuelles. Ces variations traduisent des conditions climatiques plus froides que celles de nos jours.

Les autres radiochronomètres (chlore-36, Hélium-4) utilisés pour les datations des eaux de la nappe du Continental Intercalaire dont les âges ont dépassé la limite théorique de datation par le Carbone-14 (40 ka) indiquent des temps de résidence sur le Grand Erg Oriental (en Algérie et Tunisie) variant de 50 ka BP à plus de 600 ka BP pour le chlore-36 et de 50 ka à 500 ka pour l'hélium-4.

A l'échelle de l'Afrique du Nord (Algérie, Tunisie et Libye), des relations à l'échelle régionale ont été faites en intégrant les teneurs isotopiques, les températures de recharge et les datations dans l'échelle du temps du C-14. Deux groupes d'eaux ont été individualisés :

des eaux récentes (0-5 ka BP) plus riches en isotopes lourds que des eaux plus anciennes dont les âges varient entre (15 et 30 ka BP) avec une différence de température de recharge de 4 à 5°C Les teneurs en ^{18}O diminuent qualitativement en fonction de l'âge des eaux.

En termes paléoclimatiques, le premier groupe (0-5ka) correspondrait à la recharge de ces nappes pendant les phases de l'Holocène alors que le second groupe (15-30ka) correspondrait aux phases humides du Pléistocène inférieur. Toutefois, ces périodes de recharge des nappes profondes et les périodes de haut niveau lacustre ne semblent pas être liées par une relation particulière, ce qui peut être expliqué par une différence de fonctionnement hydrodynamique ou climatique. En effet, le grand système aquifère du Continental Intercalaire représente un volume considérable et présente une inertie importante par rapport aux variations paléoclimatiques, la plus grande majorité de sa recharge se serait produite d'après les datations au chlore-36, il y a plus de 100 ka.

Les résultats des taux d'évaporation et de recharge déterminés à travers le bassin sédimentaire du Sahara septentrional aussi bien en Algérie qu'en Tunisie par l'application des différents modèles et méthodes varient pour l'évaporation entre 1 et 10 mm an^{-1} et s'inscrivent ainsi sur la courbe de tendance générale déterminée pour plusieurs sites à travers le monde (climat aride et semi-aride) et de (10 - 30 mm/an) pour la recharge. Ces données peuvent servir de base pour de nouvelles prospections qui permettront une extrapolation à l'échelle régionale pour les besoins des modèles numériques.

La problématique de la gestion des ressources en eau non renouvelable est particulièrement importante dans les trois pays du bassin du Sahara septentrional où les nappes profondes du Continental Intercalaire et du Complexe Terminal sont fortement sollicitées au niveau des principaux axes et centres de captages. Les analyses chimiques et isotopiques effectuées ainsi que leur suivi pendant une vingtaine d'année sur le bassin ont permis de mettre en évidence les zones de mélanges entre différents niveaux aquifères et une tendance à l'homogénéisation des faciès isotopiques et chimiques. Ces évolutions sont à mettre surtout en relation avec les rabattements importants des nappes liés à l'exploitation et les variations lithologiques.

En définitive cette étude souligne la nécessité d'approfondir les connaissances sur ces grands bassins sédimentaires dont le comportement est très complexe et insiste également et surtout sur la nécessité d'une gestion raisonnée des ressources en eau sur tout le bassin saharien.

ملخص

إن الدراسة التي تقدم في هذه الأطروحة هي استمرار للدراسة التي قمنا بها في إطار الدكتوراة الدرجة الثالثة على حوض الرسوبي للصحراء. إن النتائج ألا ولي كانت مشجعة لكن تنقصها التحاليل الدقيقة المتعلقة بتحديد كميات التغذية الحقيقية و كميات التبخر لطبقات المخزانات في الصحراء حتى يتم إدراجها في النماذج الرياضية.

يمتد حوض العرق الكبير الشرقي على معظم الجزائر و جنوبي تونس و يعتبر اليوم منطقة جافة مع معدل أمطار لا يتجاوز 100 ملم/ سنة. يتوافر في هذا الحوض نظامين رئيسيين للمياه الجوفية هما القاري المتداخل و المركب النهائي و هما يحتويان على مياه متوسطة الملوحة يمتد القاري المتداخل عبر الحدود الجزائرية التونسية و تقع منطقة التغذية الرئيسية له في جنوبي جبال الأطلس الجزائرية و التونسية و جبال الدهار في تونس. أما منطقة الصرف الرئيسية للقاري المتداخل فتقع في منطقة الشطوط في خليج قابس في تونس و بالنسبة للمركب النهائي فتقع في شط ميلرهير في الجزائر أو الشطوط الرئيسية في تونس. و قد تم إجراء دراسة جيوكيميائية متكاملة شملت إجراء تحاليل كيميائية للعناصر الرئيسية و الثانوية و النظائر الثابتة و المشعة في المياه بغية متابعة التبادلات التي تحدث في نوعية المياه الجوفية وفق محاور لحركة المياه محددة لتفهم التأثيرات على نوعية المياه و التفاعلات الكيميائية التي تتم و كذلك عدم الاستمرارية التي تتم على النظام المائي الجوفي و من أجل ذلك تم استخدام عنصر الكلور والدي و تريوم والأوكسجين-18 مع الكربون المشع لتقدير مدى حدوث التغذية الحديثة و تسلسلها التاريخي بالإضافة إلي عمر المياه الجوفية و مختلف المعلومات المرتبطة بالمناخ القديم.

إن الدراسات التي تمت على نظام المياه الجوفية في كل من القاري المتداخل و المركب النهائي في كامل المنطقة قد اشتملت على تنفيذ دراسات منفصلة في سبعة مواقع و بصورة خاصة وفق مقاطع نموذجية عبر كل طبقة مائية فالقطع الرئيسي للقاري المتداخل يمتد على خط غرب شرق و نلك على طول اتجاه الجريان من مزاب إلى خليج قابس الذي يشكل منطقة الصرف و قد أبدى أن هناك زيادة طفيفة في الملوحة في خزان القاري المتداخل مع ازدياد في تركيز مجموع الأملاح المنحلة من 964 إلى 3377 ملغ/لتر كما إن الكبريتات تشكل مكونا أساسيا في ملوحة المياه و يتراوح تركيزها ما بين حوالي 500 إلى 1750 ملغ/ ليتر أما الملوحة فيبدو أنها ناجمة عن انحلال المتبخرات كما بينت ذلك النسب و كذلك عناصر أخرى رئيسية و ثانوية كما تبين وجود ظروف أكسده اعتبارا من مسافة 300 كم على طول خط الجريان من جبال الأطلس إلا أن بعض ظروف الإرجاع تؤثر بشكل واضح على كيمياء المياه و بصورة خاصة النترات الحديد و معادن أخرى.

أما الخط الرئيسي الذي تمت دراسته عبر المركب النهائي فقد تم في الجزائر باتجاه جنوب شمال من مناطق ذات أمطار قليلة حاليا إلى الجنوب من حاسي مسعود إلى شط ميلرهير و تؤكد المعطيات أن جزءا من المياه ينحدر من مياه جريان سطحي من طرف هضبة مزاب أو العرق الشرقي و يتم صرفها في شط ميلرهير كما إن معظم المياه الجوفية هي من أعماق قليلة و غير حبيسة إلى حبيسة على طول المسافة تتراوح الملوحة ما بين 1875 إلى 6952 ملغ/ ليتر كما إن الشوارد السائدة هي الكلور والكبريتات و تشير نسبة البروم إلى الكلور بالإضافة إلى مؤشرات جيوكيميائية أخرى بان الملوحة تنجم عن انحلال متبخرات كما أن وسط المياه الجوفية مؤكسد و يحتوي على نسبة عالية من النترات في غالب الأحيان من مصدر طبيعي مع تركيز مرتفع من اليورانيوم و الكروم.

لقد بينت نتائج دراسات الكربون المشع و النظائر الأخرى انه قد تحدث بعض التغذية الحديثة بالنسبة للقاري المتداخل و ذلك على مسافة تمتد 50 إلى 100 كم من جبال الأطلس التي تعتبر مناطق التغذية كما إن المياه التي تمت تغذيتها خلال فترة الهولوسين أو نهاية البليستوسين يمكن التعرف عليها عن طريق الكربون المشع على بعد 300 كم على طول خط يمتد من الجنوب نحو الشرق في الجزائر و كذلك في معظم المياه التي يتم صرفها في منطقة توزر نيفنا في تونس إن هذا الأمر يوضح وجود تلاقي خطين لجريان المياه التي تمت تغذيتها قديما أحدهما من الأطلس و الثاني على الأغلب من منطقة دهار في الجنوب التونسي و في مركز الحوض فان عمر المياه يزيد عن 50000 سنة كما بينت نتائج الغازات النادرة بان هذه قد تمت تغذيتها في فترة سادت فيها درجة الحرارة اقل ب 5 درجات من الدرجة الحالية و من أجل تقدير التغذية الحديثة فقد تم تنفيذ بروفيالات جيوكيميائية في الطبقة غير المشبعة حيث تم حفر عدة بروفيالات في الرمال في كل من تونس و الجزائر من أجل التقدير الكمي للتغذية المباشرة و ذلك باستخدام طريقة الكلور و قد أثبتت هذه الطريقة مقارنة بالطرق الأخرى المعروفة (التريتيوم- و النظائر الثابتة الكلور) أنها جيدة نظرا لكلفتها المتدنية إذ أن هذه التقنية تتميز عن التقنيات الأخرى بأنها لا تعتمد على عناصر تدخل في تركيب جزئية الماء (كالترتييوم الأوكسجين-18 و الديوتريوم) إذ أن الوارد الأساسي من الجو يتم الحفاظ عليه في النطاق غير المشبع و بالتالي فانه يمكن استخدام مبدأ الحفاظ على الكتلة و إن أطول بروفيال تم انجازه كان بروفيال توزر (20 مترا) و يبلغ وسطي تركيز الكلور للمياه المحصورة في المسامات حوالي 323 ملغ/ ليتر و قد بينت حالة الثبات لهذا التركيز باتجاه أسفل البر و فيل وجود تغذية و قد تم استخدام قيمة كلور تعادل 5 ملغ/ ليتر بالنسبة لمنطقة توزر (يبلغ معدل الهطول المطري 100 ملم) و ذلك استناد إلى معطيات من صفاقص حيث تم تقدير التغذية بحوالي

إن الدراسة الحالية التي تمت على خزان القاري المتداخل و المركب النهائي تعتبر من أكثر الدراسات شمولية و التي أجريت في الأحواض المائية الرسوبية الكبرى و يمكن الاستفادة منها لإدارة موارد هذه الأحواض. إن المنهجية الجيوكيميائية و التي تعتمد على جمع عينات جيوكيميائية و إيزوتوبية تعتبر وسيلة غير مكلفة لتفهم مصادر تغذية المياه الجوفية و تطورها فهي تقدم معلومات ليست فقط كيميائية و لكن حول الخواص الفيزيائية للمياه الجوفية في الحوض إن التبادلات الجيوكيميائية البسيطة تتوافق تماما مع تبادلات مناسب المياه الجوفية في كلا الخزانين كما أنها تسمح بتجديد وجود اختلاط ما بين المياه الجوفية أو نتيجة تبدل في الناقلية المائية و على الرغم من انه لم يكن بالإمكان متابعة هذه الشاذات بشكل تفصيلي خلال المشروع لكن النتائج سمحت بإعطاء الأساس لمزيد من الدراسات التفصيلية.

و في أي عملية حفر آبار مستقبلية فإنه ينصح بأخذ عينات جيوكيميائية كاملة بغية تحديد الشروط الأولية (خلال تجربة الضخ و قبل وضع البئر في الاستثمار) و باستخدام النموذج الجيوكيميائي الإقليمي الذي تم وضعه من خلال هذا المشروع و استكماله بالمعلومات الفيزيائية و الجيولوجي.

إن الدراسة الحالية سمحت بتوضيح الطبيعة المعقدة للطبقة المائية بسبب البنية الجيولوجية و ذلك بالقرب من مناطق الصرف في الشطوط في تونس. إن المسوحات الحالية سمحت بإعطاء عدة إيضاحات كيميائية و إيزوتوبية لتوصيف مصادر المياه الجوفية ذات الاتجاهات المختلفة و من أعماق مختلفة و هذا لا يمكن التوصل إليه من قيم مناسب المياه مما يؤكد أهمية إجراء أعمال رصد جيوكيميائية.

إن التغذية الحالية للحوض تعتبر قليلة إلا أنها يمكن أن تكون ذات أهمية بالقرب من الوديان و بهدف إدارة موارد المياه فإن الدراسة الحالية تؤكد الفكرة السائدة بان المياه العذبة المتواجدة في الطبقات المائية العميقة هي قديمة أي إنها ليست دائمة و إن إعداد إستراتيجية للمحافظة عليها يعتبر ذو أولوية إن نوعية المياه السائدة في هذه الأحواض ليست قابلة للاستهلاك البشري على المدى الطويل كما إن هناك محدودية لاستخدامها في الزراعة (لتجنب خطر الملوحة) و يمكن في بعض الأحوال تحسين نوعية هذه المياه بتجليتها باستخدام الطاقة الشمسية كما إن مناطق الصرف الطبيعي مثل العيون و الينابيع بالقرب من الواحات تعتبر حساسة للتلوث و ذلك نتيجة الاستثمار المكثف و انخفاض المنسوب و طغيان المياه المالحة لذا فإن هناك حدود لآلية عمليات تطوير يمكن إن تتم بالقرب من الواحات بدون إن يؤدي ذلك إلى مشاكل بيئية لذا فإن حقول الآبار لابد أن توضع في مواقع بعيدة عن المناطق قدر الإمكان لتجنب التأثير المعاكس على السكان و كذلك على البيئة النباتية.

SUMMARY

The work illustrated in this thesis is a follow-up of the investigations initiated on the northern Sahara sedimentary basin in the beginning of the eighties within the framework of my first post-graduation studies (third-cycle Doctorate). The results of the latter have revealed at that time very interesting information that needed more in-depth investigative complementary and quantitative approaches.

The first part of this document is dedicated to the overall presentation of the northern Saharan large sedimentary basin. The main features of its climatology, geology and hydrogeology are thus developed.

From the start, an appropriate working methodology has been adopted with regard to the application of nuclear and hydrogeochemical techniques. Therefore, the combined use of these tools was undertaken according to two levels: first at a regional scale for the whole of the basin, then at a local reduced scale of the unsaturated zone.

The qualitative approach that was adopted to study the investigated groundwater resources at a regional scale concerned the integrated use of the hydrochemistry of major and trace elements. The latter informs about the water-rock interactions occurring within the system. Thereafter, environmental isotopes both stable or radioactive (*Oxygen-18, Deuterium, Tritium, Carbon-14, Carbon-13, Chlorine-36, Uranium-234 & 238, rare gases (Argon, Neon, Xenon, Helium and Krypton)*) are thus injected into the overall interpretation of data. All of this work is developed in the third, fourth and fifth parts of this thesis and led to the following main conclusions:

Rainfall:

Rainfall constitutes the input function for the investigation of aquifers recharge. The survey of rainfall stable isotopes contents (O-18, H-2) allows the determination of features such as: the origin of vapour masses giving birth to precipitation, the reconstruction of tropospheric vapour masses motion and displacements, the origin of groundwaters and their recharge as well as the inference of Palaeoclimatic information. In order to do so, a synthesis on the present precipitation patterns has been carried out for some stations from the northern Sahara basin and adjacent areas.

Deep groundwaters:

The isotope and hydrogeochemical investigations have enabled the characterisation of the chemical and spatial evolution of all the measured parameters along the main flow directions. In effect, for the CI aquifer, one of the largest confined aquifers in the world, the

progressive geochemical and isotopic evolution from the recharge zones (Saharan Atlas and Tinrhert plateau) towards the discharge zones (Gabhès gulf) has clearly been shown..

In CI groundwaters, oxidising conditions are found from the recharge zone (Saharan Atlas) until nearly 300 km downgradient. This implies the presence of a boundary limit between oxidising and reducing conditions within the aquifer. The determination of such a boundary along the main transect as well as the evolution of the chemical species contents has enabled us to infer a west-east hydrogeochemical evolution model for the groundwater. This model is confirmed further by the isotopic contents evolution and would coincide with the limit between two types of palaeorecharge. The first type would have taken place during the humid periods of the Holocene and carries on presently. The second type of palaeorecharge corresponding to the reducing conditions part of the aquifer, would have occurred during the Pleistocene.

With regard to the CT aquifer, the detailed hydrogeochemical evolution of major and trace elements along the main flowpath (south-north) which stretches over nearly 700 km has allowed a confrontation of data of hydrodynamic interest mainly concerning the hydraulic continuity of the aquifer along the considered flow direction.

The tracing of Sahara sedimentary basin groundwaters supports well the geochemical characterisation whose palaeo-feature was found to be the most dominant pattern. This fact offered the opportunity of making use of such data as palaeoclimatic proxies.

Recharge temperatures for these fossil waters were determined by means of dissolved noble gases contents (He, Ne, Xe, Kr, Ar). Their concentrations provide a record (palaeoclimatic signal) of the temperatures that prevailed at the base of the unsaturated zone while recharge was taking place. The temperatures that were thus calculated were found colder than those prevailing nowadays. They were in fact 5°C lower than present time mean regional annual temperatures.

Other radiochronometers (Cl-36 and He-4) used in order to date CI groundwaters whose ages are far beyond C-14 dating range (40 ky) have indicated residence times in the Great Oriental Erg (Algeria, Tunisia), in the range of 50 to more than 600 ky for chlorine-36 and 50 to 500 ky for Helium-4.

At the North African scale (Algeria, Tunisia, and Libya) trials aiming at finding regional relationships were made by integrating the isotope methodology, recharge temperatures and radiocarbon ages. Two groups of waters were therefore distinguished: recent waters (0-5 ky) more enriched in heavy isotopes than older waters whose ages range from 15

to 30 ky with a 4-5°C difference in recharge temperature. O-18 contents for these groundwaters decrease qualitatively as a function of age.

Palaeoclimatologically speaking, the first group would correspond to groundwaters that were recharged during the Holocene whereas the second group was recharged during late Pleistocene times. Nevertheless, these ancient recharge and high lacustrine level periods of time do not seem to be connected by a particular relationship. This fact could be explained by a change in the hydrodynamic functioning or a climatic change also. The CI aquifer system being a huge reservoir of water, it presents a quite appreciable inertia with respect to climatic variations. It is believed that the greatest amount of recharge would have taken place according to Cl-36 dating around 100 ky BP.

Results for evaporation rates that were determined all over the northern Sahara sedimentary basin either in Algeria or in Tunisia were found in the range of 1 to 10 mm. They comply with the general trend that was found for many sites throughout the world for arid and semi-arid zones. This trend shows that the evaporation rate is inversely proportional to the depth of the considered aquifer. The relationship between the evaporation (E) and the aquifer depth (Z) follows an exponential trend. This means that the deeper is the aquifer, the larger would be the vapour phase moisture transfer zone. The evaporation front being deeper slows down the evaporation process. Recharge rates as determined for the northern Sahara basin making use of the two afore-mentioned methods were relatively different from each other: 0.3-5 mm/year by the chlorides and 10-30 mm/year by the tritium. These results could however serve as a basis for future perspectives that would enable one to extrapolate to the regional scale.

The problem of non-renewable water resources management is a crucial issue for the three countries sharing the northern Sahara basin where the deep CI and CT aquifers are extensively exploited. The survey of groundwaters chemical and isotopic concentrations over two decades throughout the whole basin has allowed us to bring to the fore the location of mixing zones between the different aquifers and a trend towards a homogenisation of isotopic and chemical facies. These evolutions are to be connected to the important water level drawdowns noticed and that are due to overexploitation and to lithological variations. The present study insists on the necessity to deepen more the knowledge on such large sedimentary basins whose features and behaviour are very complex. A special emphasis should be put on the protection and the wise management of their natural resources. It is notably the case with regard to the groundwaters resources that occur in the Saharan basin.

REMERCIEMENTS

C'est le moment le plus attendu et le plus redouté dans l'élaboration d'une thèse. Le plus attendu parce qu'il signe l'achèvement du travail de rédaction. Le plus redouté parce qu'il faut remercier sans trop d'emphase mais avec sincérité toutes celles et ceux qui reconnaîtront leur griffe dans ce mémoire. Comme il est d'usage, il faut citer chacun par son nom en y accolant une formule de politesse.

Je commencerai par nos amis de l'autre côté de la mare et précisément du Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique à Orsay, Université de Paris Sud. Au moment où j'ai terminé ma thèse de Doctorat 3^{ème} cycle et je m'apprêtais à rejoindre mon pays d'origine, le Professeur feu : Jean Charles Fontes, au lieu de me faire ses adieux et me souhaiter bonne chance comme l'auraient fait certains, m'accorda sa confiance une deuxième fois en m'incitant à continuer et approfondir les connaissances sur le bassin du Sahara septentrional dans le cadre d'une thèse d'état à distance. Le destin a voulu que le Professeur nous quitte dans des conditions tragiques.

C'est Jean Luc Michelot qui a pris le relais et a affiché dès le départ son attachement à l'Afrique du Nord. C'est donc sous sa codirection scientifique que ce travail a été réalisé. Personnage modeste, attentif, perspicace et remarquable esprit de synthèse. Sa grande culture scientifique m'a été utile. Je le remercie pour son accueil au laboratoire au cours de toutes ces années, pour la confiance qu'il m'a accordée et surtout pour sa patience à propos d'un certain article qu'on devrait publier ensemble...

M. Boualem Remini, Professeur à l'Université Sâad Dahleb de Blida. Collègue de première heure, nous avons fait un grand chemin ensemble dans l'histoire du département du Génie Rural avec ses hauts et ses bas. C'est un personnage modeste, attentif et très attaché à tout ce qui est scientifique. Je lui exprime mes sincères remerciements d'avoir accepté de codiriger ce travail et surtout pour la confiance qu'il m'a accordée.

M. Mohamed Bezzina, Professeur à l'Université Sâad Dahleb de Blida, qui après s'être assuré du contenu de mes travaux de recherche a immédiatement accepté de participer au jury. Je lui suis très reconnaissant de l'intérêt qu'il a porté au thème de mes recherches, et d'avoir accepté d'assurer la présidence du jury d'examination.

M. Mohamed Mesbah, Professeur à l'Université Houari Boumediène à Alger, notre connaissance remonte aux années 1976-77 quand il était mon assistant au département de géologie de l'ex. Faculté Centrale à l'Université d'Alger. Spécialiste en modélisation

mathématique en hydrogéologie, c'est un honneur pour moi de le compter parmi les membres du jury et je le remercie d'avoir accepté d'examiner ce travail.

M. Said Tobbèche, Directeur de Recherche au Commissariat à l'Energie Atomique (COMENA)/Centre de Recherche Nucléaire d'Alger (CRNA), ex-Directeur du Centre, tous les projets de recherche que nous avons mené sur le bassin du Sahara septentrional (Ouargla, El-Oued, Avicenne) étaient réalisés sous sa direction et sa conduite. Durant mes dix années de chercheur associé au CRNA (Ex -CDTN), la seule période où les projets de recherche ont connu un véritable épanouissement, c'était sous son 'règne'. Je le remercie pour la confiance qu'il nous a accordée pour l'exécution de ces projets dont la majeure partie des résultats est exposée dans ce travail. Qu'il trouve ici l'expression de mes vifs remerciements

M. Larbi Djabri, Professeur à l'Université de Annaba est l'un des rares hydrogéologues en Algérie qui essayent d'intégrer l'outil hydrochimique et isotopique dans les études hydrogéologiques malgré les moyens analytiques très limités. Je le remercie pour sa disponibilité et pour avoir accepté de participer à ce jury.

Les parties analytiques réalisées dans le cadre de ce travail ont été menées pour leur majeure partie dans deux laboratoires : COMENA/ CRNA au Département des Applications en Hydrologie et en Sédimentologie sous la direction de M. A.S. Moulla et au BGS (British Geological Survey) sous la direction du Prof. W. M. Edmunds.

C'était en 1990 lors de mon recrutement comme chercheur associé au COMENA/CRNA que j'ai fait la connaissance de M. Moulla personnage modeste, discret et très méticuleux. Les nombreuses missions effectuées ensemble dans le sud m'ont permis de mieux connaître la personne, j'ai eu un grand plaisir à travailler à côté de lui. Au fil du temps, une complicité et une amitié profonde se sont installées entre nous, je tiens ici à lui exprimer ma sincère reconnaissance. Mes remerciements s'adressent aussi à toute l'équipe du laboratoire : M. M. Cherchali, M^{me} Z. Reghis pour les analyses en tritium, M^{elle} Z. Chaid pour les analyses en carbone-14, M. M. Larbès pour les isotopes stables, MM. S. Ouarezki, et A.Rezka pour les analyses chimiques.

C'était dans le cadre du projet Avicenne qu'une grande partie analytique de ce travail a été réalisée dans les laboratoires du BGS (British Geological survey) sous la direction du Prof. W.M. Edmunds, hydrogéochimiste chevronné, connu par sa méthode de détermination de la recharge à partir du bilan des chlorures. J'ai eu le plaisir de travailler avec lui dans le cadre du projet Avicenne, il aura été enchanté de participer à ce jury.

Malheureusement la barrière de la langue d'une part et les conditions matérielles d'autre part, ont empêchées cette participation.

Je tiens à remercier ma tutelle : Le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique/ Université de Blida/ Faculté des Sciences de l'Ingénieur/ Dépt. de Génie Rural pour les stages de courte durée qui m'ont permis de finaliser cette thèse.

Je dédie plus particulièrement ce travail à ma mère, mon père et surtout ma petite famille, ma femme Salima et mes quatre amazones Nadjoua, Asma, Imen et Kawther, je leur dis merci de m'avoir supporté durant tout ce temps.

Que tous ceux que j'ai pu oublier veuillent bien ne pas m'en tenir rigueur et recevoir leur part de remerciements.

TABLE DES MATIERES

RESUME	
REMERCIEMENTS	
LISTE DES FIGURES	
LISTE DES ILLUSTRATIONS, GRAPHIQUES ET TABLEAUX	
INTRODUCTION	22
CHAPITRE.1	
PRESENTATION DU BASSIN SEDIMENTAIRE DU SAHARA SEPTENTRIONAL	27
1.1 Cadre général	27
1.1.1 Cadre géographique et limites du bassin	27
1.1.2-Cadre physique	27
1.1.3-Bassin oriental	28
1.1.4-Bassin occidental	28
1.2 Cadre hydroclimatique	29
1.2.1 Introduction	29
1.2.2 Circulation atmosphérique et dispositif de fonctionnement	29
1.2.3 Mécanismes des vents et différents types de fronts au Sahara	31
1.3 Etude des précipitations	39
1.3.1 Introduction	39
1.3.2 Durées et historique des observations sur le Sahara	39
1.3.3 Distribution des pluies annuelles et signification de leur moyenne	40
1.3.4 Variation séculaire des hauteurs annuelles de pluie	45
1.3.5.Ajustement des hauteurs annuelles aux lois de probabilité	45
1.3.6 Répartition des pluies mensuelles	47
1.3.7.Pluies maximales journalières	47
1.3.8 Température, Humidité et Evapotranspiration	53
1.4 Cadre géologique	57
1.4.1 Introduction	57
1.4.2 Données lithostratigraphiques	57
1.4.3 Les grands traits de l'évolution paléogéographique et tectonique du Sahara nord septentrional algérien	62
1.4.4 Lithostratigraphie des formations post-turoniennes du bas Sahara	64
1.5 Contexte hydrogéologique	67
1.5.1 Introduction	67
1.5.2 Principales unités hydrogéologiques du bassin sédimentaire du Sahara septentrional(nappe du Continental Intercalaire et Nappe du complexe Terminal	67
1.5.3 Réactualisation et extension de la schématisation du système aquifère	

du Sahara septentrional(projet SASS, Observatoire du Sahara et du Sahel)	68
1.5.4 Conclusions	91
CHAPITRE 2. METHODOLOGIE GENERALE ADOPTEE DANS L'APPLICATION DES TECHNIQUES HYDROGEOCHIMIQUES ET NUCLEAIRES	93
2.1 Introduction	93
2.2 Méthodes d'études	96
2.2.1 Mesures sur le terrain	96
2.2.2 Prélèvement d'échantillons de sol	96
2.2.3 Mesures in situ	97
2.2.4.Analyse au laboratoire	97
2.3 Méthodologie	97
2.3.1 Echelle régionale (l'étendue de l'aquifère)	97
2.3.2 Echelle réduite (<i>Transfert hydrique à travers la zone non saturée</i>)	98
CHAPITRE 3 ETUDE A L'ECHELLE REGIONALE: CARACTERISTIQUES HYDROGEOCHIMIQUES DES NAPPES DU BASSIN SEDIMENTAIRE SAHARIEN	99
3.1 Aspects théoriques	99
3.1.1 Mécanismes d'acquisition de la salinité	99
3.1.2 Equilibre des carbonates	99
3.1.4 Equilibre des silicates	102
3.2 Discussion des résultats de la nappe du continental intercalaire évolution géochimique et origine de la minéralisation des eaux souterraines	102
3.2.1 Eléments majeurs (Evolution spatiale selon la principale radiale Ouest-Est)	102
3.2.2.Evolution spatiale et origine de la minéralisation	104
3.2.3 Eléments en traces	110
3.2.4 Eléments en traces dans les eaux du CI (Radiale Ouest-Est)	111
3.2.5 Eléments en traces métalliques et conditions redox : Modèle d'évolution hydrogéochimique des eaux du CI	117
3.3 Discussion des résultats de la nappe du complexe terminal	122
3.3.1.Introduction	122
3.3.2.Direction d'écoulement Sud-Nord (radiale CT4)	122
3.4 Nappes phréatiques	132
3.4.1 Introduction	132
3.4.2 Région d'El-Oued	132
3.4.2.1 Introduction	132
3.4.2.2 Objectifs de l'étude	133
3.4.2.3 Délimitation de l'étude et cadre physique	135
3.4.2.4 Aperçu climatique	135
3.4.2.5.Aperçu hydrogéologique	136
3.4.2.6 Piézométrie et paramètres hydrodynamiques	136
3.4.2.7 Origine et acquisition de la salinité des eaux du Pontien (CT)	139
3.4.2.8.Origine et évolution de la minéralisation des eaux de la nappe phréatique	140

3.4.2.9 Nitrates et bactériologie	143
3.4.3 Projet: Etude de l'évacuation des eaux de la cuvette de Ouargla	145
3.4.3.1 Introduction	145
3.4.3.2 Présentation générale de la cuvette	147
3.4.3.3 Piézométrie de la nappe	147
3.4.3.4 Caractéristiques hydrochimiques des eaux de la nappe phréatique	150
3.5 Conclusion	153
CHAPITRE 4 CARACTERISTIQUES ISOTOPIQUES (ISOTOPES STABLES DE LA MOLECULE D'EAU (¹⁸O-²H) DES DIFFERENTES NAPPES A L'ECHELLE DU BASSIN (APPROCHE REGIONALE)	155
4.1 Eaux de précipitation	155
4.1.1 Réseau de mesure des eaux de précipitation à l'échelle de l'Afrique du nord	155
4.1.2 Effet de la température	156
4.1.3 Effet de masse	156
4.1.4 Variabilité spatiale des teneurs isotopiques des précipitations	157
4.1.5 Variabilité temporelle des teneurs isotopiques des précipitations	159
4.1.6 Teneurs isotopiques inter-annuelles des précipitations	160
4.2, Teneurs en isotopes stables des eaux souterraines du bassin sédimentaire saharien	162
4.2.1 Nappe du Continental Intercalaire (Grand Erg Oriental et Occidental)	162
4.2.2. Comparaison avec d'autres aquifères de grandes dimensions	164
4.2.3 Hauts Plateaux (bassin du Chott El-Hodna et du Chott Chergui)	165
4.2.4 Nappe du Complexe Terminal	166
4.2.5 Excès en deutérium à l'échelle régionale	171
4.2.6 Nappes phréatiques	172
4.2.7 Drainance de la nappe profonde du CI vers les nappes superficielles (CT et nappe phréatique) sur la cuvette de Ouargla	173
4.3 Conclusion	173
CHAPITRE.5 CARACTERISTIQUES PALEOHYDROLOGIQUES (ISOTOPES RADIOACTIFS) DES NAPPES PROFONDES (CI, CT) ET DES NAPPES PHREATIQUES)	177
5.1 Isotopes du carbone (carbone-14 et 13)	177
5.1.1 Introduction	177
5.1.2 Application à la détermination des âges radiométrique des nappes profondes	177
5.1.3 Eaux de la nappe du Complexe Terminal	177
5.1.4 Nappe du Continental Intercalaire	183
5.1.5. Nappes phréatiques	183
5.2 Teneurs en chlore-36	186
5.2.1 Production cosmique	186
5.2.2 Production de surface	186
5.2.3 Production profonde	186
5.2.4. Datation des eaux souterraines par le chlore-36	186

5.2.5	Teneurs en ^{36}Cl de l'eau souterraine	187
5.2.6	Application à la datation des eaux CI sur le bassin du Grand Erg Oriental	188
5.3	Gaz nobles	194
5.3.1	Introduction	195
5.3.2	Températures de recharge des nappes du CI et du CT sur le Grand Erg Oriental (Sahara septentrional)	195
5.3.3	Comparaison avec les températures de recharge dans les pays du Sahel	196
5.3.4	Relation entre teneurs en isotopes stables et température de recharge	199
5.3.5	Relation température de recharge et activité en C-14	199
5.3.6	Teneurs en Hélium dans les eaux du CI et du CT du bassin saharien (Algérie, Tunisie)	200
5.3.7	Sources de ^4He dissous et modèle de calcul du temps de résidence	201
5.4	Teneurs en isotopes de l'uranium dans les nappes profondes du Sahara	202
5.4.1	Isotopes de l'uranium	202
5.4.2	Rapport d'activité	202
5.4.3	Teneurs en uranium dans les eaux des nappes profondes du CI et du CT (Algérie et Tunisie)	203
5.5	Reconstructions des périodes de recharge des nappes profondes: aspects paléoclimatiques	206
5.5.1	Introduction	206
5.5.2	Relation à l'échelle régionale	207
5.5.3	Températures de recharge et excès en deutérium	209
5.5.4	Périodes de recharge des nappes profondes du bassin sédimentaire saharien	209
5.5.5	Discussion générale et interprétation	210
5.6	Conclusion	
CHAPITRE 6 ETUDE A L'ECHELLE REDUITE (ZONE NON-SATUREE): ESTIMATION DES PARAMETRES DU BILAN HYDRIQUE SUR LE BASSIN DU SAHARA SEPTENTRIONAL		215
6.1	Aspects théoriques	215
6.1.1	circulations de l'eau dans le sol	215
6.1.1.1	Circulation en phase liquide	215
6.1.1.2	Circulation en phase liquide et vapeur	216
6.1.1.3	Modèle de Philip et De Vries(1957)	216
6.1.2	Sol soumis à un régime évaporatoire	219
6.1.2.1	Comportement de l'eau dans le profil	219
6.1.2.2	Régime permanent	220
6.1.3	Description des profils isotopiques de l'eau de sols soumis à évaporation	220
6.1.3.1	Régime permanent du flux d'eau dans le sol	220
6.1.4	Modélisation isotopique du profil	222
6.1.5	Application à la modélisation des profils isotopiques (zone non saturée)	181
6.1.5.1	Flux en phase vapeur (niveau superficiel du sol)	181
6.1.5.2	Flux en phase liquide et vapeur	182
6.2	Evaluation pratique de l'évaporation	223
6.3	Conclusion	226

6.4	Application au bassin du Sahara septentrional	227
6.4.1	Site: Béni Abbés	227
6.4.1	Sites: Oued-Souf et cuvette de Ouargla	228
6.4.1	Conclusion	230
6.5	Estimation de la recharge	233
6.5.1	Méthode géochimique	233
6.5.1.1	Site de Béni-Abbés (Bassin du Grand Erg Occidental, Algérie)	234
6.5.1.2	Site de Djebel Dissa (Gabès, zone semi-aride, Tunisie)	236
6.5.1.3	Site de Rhourde El Baguel et de Tozeur Bassin du Grand Erg Oriental)	236
6.5.2	Méthode isotopique: Pic du tritium thermonucléaire	239
6.5.2.1	Application au bassin du Sahara septentrional	240
6.6.	Conclusion	241
CHAPITRE 7 IMPLICATIONS POUR LA GESTION DES RESSOURCES EN EAU		242
7.1	Introduction	242
7.2	Nature et structure des ressources en eau au Sahara	242
7.3	Ressources en eau non renouvelables : Quelles relations avec le cycle de l'eau ?	243
7.3.1	Problématique des ressources en eau du bassin du Sahara septentrional	243
7.3.1.1	Exemple de contribution de ce travail à la détermination de la recharge des nappes du bassin saharien	244
7.3.2	Comment évaluer les réserves exploitables ?	246
7.3.3	Incidence de l'exploitation	247
7.4	Conclusion	248
CONCLUSION		249
REFERENCES		256
APPENDICES		270
APPENDICE A		270
APPENDICE B		271
APPENDICE C		272
APPENDICE D		273
APPENDICE E		274
APPENDICE F		275
APPENDICE G		276
APPENDICE H		277

LISTE DES ILLUSTRATIONS, GRAPHIQUES ET TABLEAUX DES FIGURES

Figure 1.1: Situation géographique du bassin sédimentaire Saharien	27
Figure 1.2: Zones hydrographique de l'Afrique du Nord	29
Figure 1.3: Différents courants d'altitude et vents sur le Sahara	35
Figure 1.4: Carte des vents sur le Sahara	37
Figure 1.5: Trajectoires des principaux vents de sable au Sahara	38
Figure 1.6: Circulation d'été boréal sur l'Afrique Occidentale	42
Figure 1.7: Moyennes mobiles des pluies annuelles	43
Figure 1.8: Carte pluviométrique du Bassin du Sahara septentrional	44
Figure 1.9: Série chronologiques des hauteurs de pluie	46
Figure 1.10: Variations des hauteurs de pluies mensuelles et maximales journalières	50
Figure 1.11a: Température, Humidité, Radiation des différentes stations	54
Figure 1.11b: Température, Humidité, Radiation des différentes stations (Suite)	55
Figure 1.11c: Variation des paramètres climatiques des stations de Biskra et El-Oued	56
Figure 1.12: Carte géologique du bassin Saharien	58
Figure 1.13: Log stratigraphiques à travers le Sahara	60
Figure 1.14: Reconstitution paléogéographique du bassin sédimentaire Saharien	63
Figure 1.15: Corrélation stratigraphique du Sahara Algéro-Tunisien	70
Figure 1.16: Coupe hydrogéologique à travers le bassin du Sahara septentrional	71
Figure 1.17: Carte piézométrique de la nappe du Continental Intercalaire	74
Figure 1.18: Carte piézométrique de la nappe du Complexe Terminal	78
Figure 1.19: Coupe hydrogéologique du système aquifère du Sahara septentrional	81
Figure 1.20: Evolution de l'exploitation du CI et du CT	82
Figure 2.1: Situation des points de prélèvement dans la nappe du CI	94
Figure 2.2: Coupe hydrogéologique Sud-Nord Complexe Terminal	95
Figure 3.1: Relation température profondeur de la nappe du CI	104
Figure 3.2: Diagramme de Piper: Eaux du CI	105
Figure 3.3: Relation Na^+ vs. Cl^- et Ca^{++} vs. SO_4^{--} des eaux du CI	106
Figure 3.4: Variation des éléments halogènes (Cl, Br, I, F) et Br/Cl des eaux du CI	108
Figure 3.5: Variation du rapport SO_4/Cl^- et de SO_4 des eaux du CI	108
Figure 3.6: Variation des rapports Na/Cl, Ca, Mg, Mg/Ca, K, K/Cl et Na/Ca l du CI	109
Figure 3.7: Relation Br vs. Cl^- des eaux du CI	111

Figure 3.8: Corrélation Strontium vs. Sulfates	113
Figure 3.9: Variation du Sr, Sr/Ca, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Ba le long de la radiale ouest Est du CI	114
Figure 3.10: Variation des éléments traces B, B/Cl, Li, Li/Cl, Rb du CI	116
Figure 3.11: Variation de la silice Si le long de la direction d'écoulement Ouest Est	116
Figure 3.12: Variation des paramètres redox ($\text{NO}_3\text{-N}$, Fe_{total} , Mn, U, Cr) du CI	118
Figure 3.13: Modèle d'évolution hydrogéochimique des eaux du CI	119
Figure 3.14a : Relation Sodium vs. chlorures eaux du CT	124
Figure 3.14b: Variation des ions Cl et F ,et des rapports Br/Cl, I/Cl du CT	124
Figure 3.15: Relation Calcium vs. Sulfates des eaux du CT	125
Figure 3.16: Variation des rapports caractéristiques par rapport à l'ion Cl	125
Figure 3.17 : Indices de saturation des eaux du CT	126
Figure 3.18a : Relation Strontium-Sulfates (Origine du strontium)	128
Figure 3.18b : Relation Strontium-Calcium(Origine du strontium)	128
Figure 3.19 : Variation des teneurs en Lithium et du rapport Li /Cl	128
Figure 3.20 : Carte de situation de la région de Oued-Souf	135
Figure 3.21a : Carte piézométrique de la nappe phréatique de la région de Oued-Souf	138
Figure 3.21b : Carte de minéralisation totale de la nappe phréatique de la région O-Souf	138
Figure 3.22: Schéma explicatif de l'acquisition de la salinité du Pontien (CT)	139
Figure 3.23: Relation entre la salinité et les ions majeurs de la nappe phréatique (O.Souf)	141
Figure 3.24 : Carte du rapport $\text{SO}_4^{=}/\text{Cl}^-$ de la nappe phréatique (Fév. 1992)	142
Figure 3.25: Carte des iso teneurs en NO_3^- (mg/l)de la nappe phréatique (Fév. 1992)	142
Figure 3.26: Schéma explicatif du processus de nitrification	143
Figure 3.27 : Relation entre la concentration en streptocoques fécaux et les nitrates	144
Figure 3.28 : Carte de situation de la cuvette de Ouargla	146
Figure 3.29 : Cartes piézométriques de la nappe phréatique de la cuvette de Ouargla	149
Figure 3.30: Cartes de minéralisation totale de la nappe phréatique à Ouargla	152
Figure 4.1: Hauteur de pluie et teneurs en isotopes stables	158
Figure 4.2: Relation ^{18}O - ^2H pondérées des précipitations inter-annuelles	159
Figure 4.3a : Variabilité de la pluie et O-18 à l'échelle de l'épisode pluvieux (Alger)	161
Figure 4.3b : Variabilité à l'échelle de l'épisode pluvieux)	161
Figure 4.3c : Variabilité à l'échelle mensuelle (Station de Ain-Oussera)	161
Figure 4.3d: Variabilité à l'échelle annuelle (Station d'Alger, Ain Ouessera)	161
Figure 4.4: Relation ^{18}O vs. ^2H dans les eaux des nappes profondes (Sahara)	164

Figure 4.5a,b et c : Relation ^{18}O -vs ^2H des eaux du C.T sur le bassin oriental	169
Figure 4.6: Schéma explicatif de l'origine des eaux de la nappe du CT à Oued Souf	170
Figure 4.7 : Relation 2H - 18O des eaux de la nappe phréatique à Oued Souf	173
Figure 4.8: Répartition des teneurs en ^{18}O des eaux de la nappe phréatique à Ouargla	174
Figure 4.9 : Mélange par drainance des eaux du CI à Ouargla	176
Figure 5.1 : Variation des teneurs en Carbone 14 et 13 des eaux du CT	178
Figure 5.2 : Mélange et origine des eaux de la nappe phréatique (El-Oued Souf)	183
Figure 5.3 : Carte de situation des points de prélèvement du Chlore-36	189
Figure 5.4: Relation $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ vs. $1/\text{Cl}$ (Différentes origines du ^{36}Cl)	192
Figure 5.5 : Teneurs ^{36}Cl vs. Distance à la zone de recharge (Atlas Saharien)	192
Figure 5.6: Relation ^{18}O -Température de recharge des nappes profondes	199
Figure 5.7: Relation Température de recharge-Activité Carbone-14	199
Figure 5.8 : Relation ^4He -Distance aux zones de recharge (Atlas Saharien et P.Tinrhert)	201
Figure 5.9 : Rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. Teneurs en Uranium dans les eaux du CI et CT	205
Figure 5.10: Relation ^{18}O -Ages corrigés des eaux du bassin Saharien et Afrique du nord	208
Figure 5.11: Ages radiocarbone et périodes de recharge des nappes profondes	211
Figure 6.1 : Profil théorique d'évolution des teneurs en isotopes stables	222
Figure 6.2: Profils isotopiques sur le bassin occidental (vallée de la Saoura)	229
Figure 6.3: Profils isotopiques sur le bassin oriental (Ouargla et Oued Souf)	231
Figure 6.4 : Variation du taux d'évaporation en fonction de la profondeur nappe phr.	233
Figure 6.5 : Profil des teneurs en chlorures à SD4 à Béni-Abbès	235
Figure 6.6 : Situation et coupe de la région de Djebel Dissa en Tunisie	237
Figure 6.7 : Profil réalisés sur la zone non saturée à Rhourde El-Baguel	238
Figure 6.8: Profil réalisés sur la zone non saturée à Tozeur (Tunisie)	238
Figure 6.9 : Variation des teneurs en Tritium (^3H) avec la profondeur à Béni-Abbès	241
Tableau 1.1 : Stations pluviométriques du Sahara nord est septentrional	41
Tableau 1.2: Valeurs des pluies annuelles et leurs caractéristiques	44
Tableau 1.3: Comparaison entre valeurs observés et calculées par la loi Gumbel	47
Tableau 1.4: Hauteurs moyennes mensuelles et annuelles (Dubief, 1963)	51
Tableau 1.5: Hauteurs moyennes mensuelles	52
Tableau 1.6: Valeurs des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère du CI (ERESS, 1972)	74
Tableau 1.7: Bilan de la nappe du Continental Intercalaire en m^3/s (ERESS, 1972)	75

Tableau 1.8: Données sur le système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS)(OSS 1999)	82
Tableau 1.9: Evolution des besoins sur le bassin du Sahara septentrional	83
Tableau 1.10 : Obstacles à l'occupation	83
Tableau 1.11 : Bilan du CT en 1950 et 2000 en m ³ /s (OSS, 2001)	87
Tableau 1.12 : Bilan du CI en 1950 ET 2000 en m ³ /s (OSS, 2001)	87
Tableau 1.13 : Etat des connaissances et des données	88
Tableau 1.14 : Résultats de l'étude des simulation	88
Tableau 1.15 : Demande en eau pour les trois pays concernés par le projet (OSS 1999)	89
Tableau 3.1: Résultats hydrochimiques et isotopiques des eaux du CI.	120
Tableau 3.2: Résultats des analyses chimiques et isotopiques des eaux du C.T.	129
Tableau 3.3: Indices de saturation dans les eaux du Complexe terminal	131
Tableau 3.4 : Moyenne inter-annuelles de précipitations à El-Oued	135
Tableau 3.5 : Résultats des analyses bactériologiques des eaux de la nappe phréatique	144
Tableau 4.1 : Stations pluviométriques du bassin saharien	157
Tableau 4.2: Teneurs isotopiques des Précipitations stations de l'Afrique du nord	162
Tableau 4.3: Données isotopes stables des eaux souterraines du bassin saharien	165
Tableau 5.1: Activités initiales des eaux de la nappe du Complexe Terminal	180
Tableau 5.2: Ages radiocarbone de la nappe du Complexe Terminal	181
Tableau 5.3: Ages radiocarbone de la nappe du C.I. sur le Grand Erg Oriental (Algérie)	182
Tableau 5.4: Ages radiocarbone de la nappe phréatique à Oued Souf	185
Tableau 5.5: Ages radiocarbone (corrigés) de la nappe du Pontien (CT) à Oued Souf	185
Tableau 5.6: Teneurs en chlore-36 des eaux de la nappe du C.I. en Algérie	193
Tableau 5.7: Teneurs en chlore-36 sur le chlore extrait d'un sol de la ZNS (Béni Abbés)	194
Tableau 5.8: Ages Chlore-36 des eaux du Continental Intercalaire	194
Tableau 5.9: Teneurs en gaz nobles et TR des eaux du CI et du CT	197
Tableau 5.10: Températures de recharges déterminées en Tunisie	198
Tableau 5.11: Ages des eaux du CI calculés à partir des teneurs en ⁴ He	202
Tableau 5.12: Teneurs en uranium et rapports d'activité des eaux (CI, CT)	206
Tableau 5.13: Compositions isotopiques moyennes et classes d'âges des nappes profondes	209
Tableau 6.1: Valeurs de taux d'évaporation déterminés sur en zone arides	232
Tableau 7.1: Taux de recharge par la méthode du bilan du chlorure	239
Tableau 7.2 : Débits de recharge par différentes méthodes	245

INTRODUCTION

Il est bien établi actuellement que l'eau est devenue en ce début du 21^{ème} siècle un enjeu de plus en plus stratégique non pas sur le plan national, mais aussi et surtout sur le plan international. Les limites que cette ressource naturelle précieuse, imposent au développement en général peut se sous-entendre selon un double aspect:

- Sa disponibilité, la démarche et la méthodologie de son exploitation d'une part,
- Sa gestion et sa protection d'autre part,

Ainsi la nécessité de gérer l'eau, compte tenu des usages essentiels qui s'y rattachent, s'impose à chaque pays à des degrés divers, en fonction des modèles institutionnels et politiques de chacun.

Mais la problématique des ressources en eau à travers la planète qui aura été caractérisé durant le dernier quart du siècle par un accroissement considérable des besoins en eau et une dégradation alarmante de l'environnement (eaux de surface notamment), s'est distinguée par le recours systématique aux eaux souterraines. Et c'est surtout dans les régions arides et semi-arides que ce recours a pris des dimensions importantes.

L'accroissement des besoins en eau, l'exploitation intense et excessive des ressources souterraines dans ces zones considérées pour une grande part comme des stocks d'eau non renouvelables ont entraîné la mise en œuvre de toutes les méthodes d'investigation de celle ci à travers le monde par des spécialistes des ressources en eau (hydrogéologues, hydrologues, hydrauliciens, hydrogéochemistes etc.)

Au cours de ces trente dernières années, il s'est développé à travers le monde une nouvelle méthodologie, basée sur l'application des techniques nucléaires en hydrogéologie, hydrologie, géologie, hydraulique, agronomie, géochimie pétrolière, climatologie, etc. Ce créneau très porteur a déjà fait ses preuves, est devenu de nos jours l'un des principaux outils de recherche appliquée en science de l'eau principalement. La capacité de cette nouvelle discipline, à acquérir des informations très difficiles ou impossibles à obtenir par les méthodes classiques ont tellement apporté et contribué à une meilleure gestion des ressources en eau en général et souterraines en particulier.

En hydrologie et hydrogéologie, les principes et domaines d'application de ces techniques sont aussi nombreux que variés, nous pouvons citer à ce titre quelques exemples:

Eaux souterraines :

- recharge qualitative et quantitative des nappes

- localisation des zones de recharge
- relation eau de surface et eau souterraine
- drainance et mélanges entre aquifères
- datations, temps de séjour, vitesse et direction d'écoulement
- intrusion des eaux marines en zones côtières

Pluies et eau de surfaces :

- origine et mode de formation des précipitations
- fuites et bilans de barrage, lacs et autres réservoirs
- dynamique lacustre et sédimentation
- mélange entre différente masse d'eau
- décomposition des hydrogrammes de crues.

Eau interstitielle des sols –Zone non saturée :

- taux d'infiltration (recharge effective)
- origine de salinité et son évolution

L'Algérie comme tous les pays en voie de développement dont le climat aride et semi-aride prédomine, se trouve confrontée à cette augmentation des besoins en eau conséquence directe de l'accroissement du taux d'urbanisation, de l'explosion et la croissance démographique, ainsi que du développement économique et social. A cela s'ajoute un contexte climatique très défavorable caractérisé par une faiblesse, une rareté et une irrégularité pluviométrique très accentué.

Sachant que sur environ 12 milliards de m³ annuels d'eau de précipitation et de surface disponible seul 1/3 est mobilisé (infiltration naturelle rechargeant les nappes, retenus par les barrages) le recours systématique aux réserves en eau souterraines comme palliatif, même au Nord du pays est devenu plus qu'une nécessité.

L'exploitation intense des réservoirs souterrains, aussi bien ceux de l'Oranie-Chott Chergui Cheliff, ceux de l'Algérois-Soummam-Hodna, que ceux du Constantinois-Seybouse, a engendré en peu d'années, une surexploitation et un rebattement très important par endroits de leur niveau piézométrique et la dégradation de leur qualité.

Dans ce contexte et dans le même sens, les réservoirs d'eau souterraine du grand bassin sédimentaire du Sahara septentrional (nappes du continental intercalaire C.I, complexe terminal (C.T) et les nappes phréatiques) constituent d'immenses réserves d'eau à composantes essentiellement ancienne (fossile). Les réserves en eau souterraines exploitables des deux principaux aquifères (C.I, C.T), sont estimées à environ 6 Milliards

de m³/an. L'exploitation relativement intense durant les vingt dernières années de ces nappes pour les besoins de l'AEP, l'industrie, et surtout l'irrigation (notamment après l'accession à la propriété foncière agricole) a engendré principalement dans les zones Nord-Est du Sahara septentrional d'énorme problème, tel que :

- disparition de l'artésiannisme (risque d'inversion du gradient de l'écoulement vertical)
- remonté des eaux des nappes phréatiques (cas des nappes d'El-Oued et Ouargla)
- Evacuation des eaux stagnante produites par ce phénomène de remontée.
- Accroissement spatio-temporel de la salinité (dégradation continue de la qualité chimique des eaux)
- Reconversion des forages pétroliers en puits d'eau (risque de dissolution dans les niveaux salifères sous jacents (ex. cas de Haoud Berkaoui, puits Zaccar I)
- Fuites à partir des forages captant la nappe du complexe terminal.

Cependant, les véritables problèmes rencontrés au Sahara septentrional sont d'une part liés à l'absence d'une stratégie de planification et de gestion des ressources en eau et d'autre part à l'absence d'études quantitatives basées sur des outils modernes permettant de préciser des aspects tel que :

- L'estimation précise des paramètres hydriques (Recharge effective, paléorecharge, évaporation, évapotranspiration, drainance, mélange entre masse d'eau etc.)
- L'hydrogéochimie détaillée permettant de préciser les mécanismes d'acquisition du chimisme (salinité) des eaux, son évolution spatio-temporelle
- Continuité hydraulique au sein de ces grands bassins sédimentaires.

Il faut dire que les différentes investigations qu'on opère actuellement sur ces différents aquifères (modèle mathématique) se contentent d'estimer grossièrement par les méthodes classiques en imposant des valeurs aux modèles (pour les besoins de calage) les différents termes du bilan à savoir les différents apports et pertes de ces nappes.

Face à cette situation, il s'est avéré nécessaire de lancer parallèlement aux modèles mathématiques et donc aux différentes simulations effectuées à la suite du projet ERESS (Etude des Ressources en Eaux du Sahara Septentrional) en 1972, lancé par l'UNESCO, et le récent modèle SASS (1999-2003) lancé par l'OSS, des méthodes et des outils d'investigation récents que sont; «Les applications des techniques nucléaires et hydrogéochimiques» avec comme thème principal «application en zone aride» cas du

grand bassin sédimentaire de Sahara septentrional. Enfin nous pouvons dire que nous avons entrepris ce thème de recherche pour trois raisons principales:

- La première est d'ordre économique : en effet, le développement industriel et agricole sur l'ensemble du Sahara septentrional a entraîné des besoins en eau considérables, ce qui a causé et entraîné les problèmes cités auparavant.
- La deuxième tient de l'absence presque totale des travaux comparatifs sur l'application des techniques isotopiques, la plupart des études réalisées sont relatives soit à la géologie pétrolière, soit à l'hydrogéologie générale du bassin sédimentaire saharien.
- La troisième est liée à l'approche jusqu'ici essentiellement qualitative, les seuls travaux réalisés dans le cadre des projets UNESCO, en 1972 et l'observatoire du Sahara et du Sahel (OSS), en 2003 utilisaient des modèles de simulation en introduisant des paramètres estimés au niveau des limites des modèles (recharge, évaporation, évapotranspiration, débits de drainance ascendante) pour les besoins du calage et qui n'ont souvent rien à voir avec la réalité naturelle.

PRESENTATION DU PRESENT TRAVAIL

Le présent travail expose et relate tous les résultats isotopiques et hydrogéochimiques que nous avons réalisé depuis une quinzaine d'années sur tout le bassin oriental du Sahara septentrional. Au départ, la prospection concernait la couverture des principaux aquifères: CI, CT et nappes phréatiques, sur toute leur étendue (Unesco, 1972 ; Guendouz, 1985). L'échantillonnage à l'époque visait surtout les déterminations isotopiques stables de la molécule d'eau (oxygène¹⁸ et deutérium ²H), radioactifs : (¹⁴C, Tritium) et hydrogéochimie générale (principalement les ions majeurs)

Les résultats de ces premiers travaux ont révélé des informations très intéressantes mais qui nécessitaient des investigations plus approfondies et des approches plus quantitatives. Ainsi sur le plan des isotopes stables (¹⁸O et ²H), il a été mis en évidence le caractère d'un climat plus humide que l'actuel qui a prévalu à la recharge des aquifères sahariens, de même les activités en ³H et en ¹⁴C dont les périodes respectives sont: 12.32 ans et 5730 ans, déterminées dans les eaux des nappes sahariennes sont nulles pour le premier et très insignifiantes pour le second. Ceci voulait dire que les limites de l'utilisation de ces radiochronomètres auraient été atteintes (ages >40000ans), et que les eaux de ces aquifères pourraient être beaucoup plus anciennes.

A la même époque, et sur des grands bassins sédimentaires à travers le monde (i.e. Great Artesian Basin en Australie), des travaux similaires étaient menés par plusieurs équipes de recherche et des conclusions identiques et concordantes ont été mises en évidence. Les symposiums organisés par l'AIEA (Agence Internationale de l'Energie Atomique) sur l'application des techniques et méthodes nucléaires en zones arides et semi-arides avaient par la suite incité plusieurs chercheurs et laboratoires à orienter et approfondir leurs travaux sur les aquifères profonds des grands bassins sédimentaires d'où l'émergence d'un axe de recherche très important en zone aride «Very old groundwater dating» «datation des eaux souterraines très anciennes

Des bassins sédimentaires types (Great Artesian Bassin, Australie, et Milk river aquifer, Canada) ont été retenus afin d'y appliquer toute la panoplie des isotopes stables et radioéléments [^{18}O , ^2H , ^{13}C , S^{18}O_4 , $^{32}\text{SO}_4$, ^3H , ^{14}C , ^{36}Cl , gaz nobles, ^{222}Rn , ^{234}U / ^{238}U , $^{84}\text{K}/^{85}\text{K}$, ^{129}I] (couplés à des études hydrogéologiques et hydrogéochimiques très approfondies [1][2][3][4][5][6]. Pour le grand bassin sédimentaire du Sahara septentrional, nous avons initié en 1985 un programme d'échantillonnage très ambitieux en étroite collaboration avec feu. Prof. J.N. Andrews (Laboratoire d'Hydrogéochimie et des Gaz Nobles, Université de Reading, Angleterre. Ce programme prévoyait plusieurs campagnes d'échantillonnage réparties dans le temps et devait inclure tous les isotopes du milieu (stables et radionucléides) ainsi qu'un échantillonnage très large pour l'étude hydrogéochimique des aquifères CI et CT.

Le destin a voulu que feu Prof. J.Ch. Fontes (Université Paris Sud-France), et feu Prof. J. N. Andrews (University de Reading, U.K.) n'effectuerons avec nous qu'une seule campagne d'échantillonnage (1985-1986). Après leur disparition, nous avons poursuivi ce programme avec un certain retard dû à ces événements. Ainsi, toutes les campagnes d'échantillonnage réalisées entre 1991 et 1997 ont été menées en collaboration avec l'équipe de M. A.S. Moulla à l'ex. Division Datation et Hydrologie Isotopique devenue Département des Applications en Hydrologie et Sédimentologie (DAHS) au (Centre de Recherche Nucléaire d'Alger (CRNA) du Commissariat à l'Energie Atomique (COMENA). Ces travaux ont concerné:

- *La nappe du Continental Intercalaire (CI) (sur tout le Sahara Algéro-Tunisien)*
- *Nappe du Complexe Terminal (CT)*
- *Quelques nappes phréatiques locales.*

CHAPITRE 1

PRESENTATION DU BASSIN SEDIMENTAIRE DU SAHARA NORD-EST SEPTENTRIONAL

1.1 Cadre général

1.1.1 Cadre géographique et limites du bassin

Le bassin sédimentaire du Sahara septentrional couvre le sud et l'extrême sud de l'Algérie et la Tunisie. Il s'étend sur une superficie de 780.000 km², dont 700.000 en Algérie et 80.000 en Tunisie.

Ce bassin se trouve limité au Nord par l'Atlas saharien, allant de la frontière marocaine au golfe de Gabès; à l'Ouest par la vallée de la Saoura, au sud par la bordure des plateaux de terrains anciens du Sahara central (Hamadas) du Tademaït et du Tinrhert, à l'est par la Méditerranée (golfe du Gabés), par les reliefs du djebel Dahar et conventionnellement par la frontière Algéro-Libyenne (Fig. 1.1).

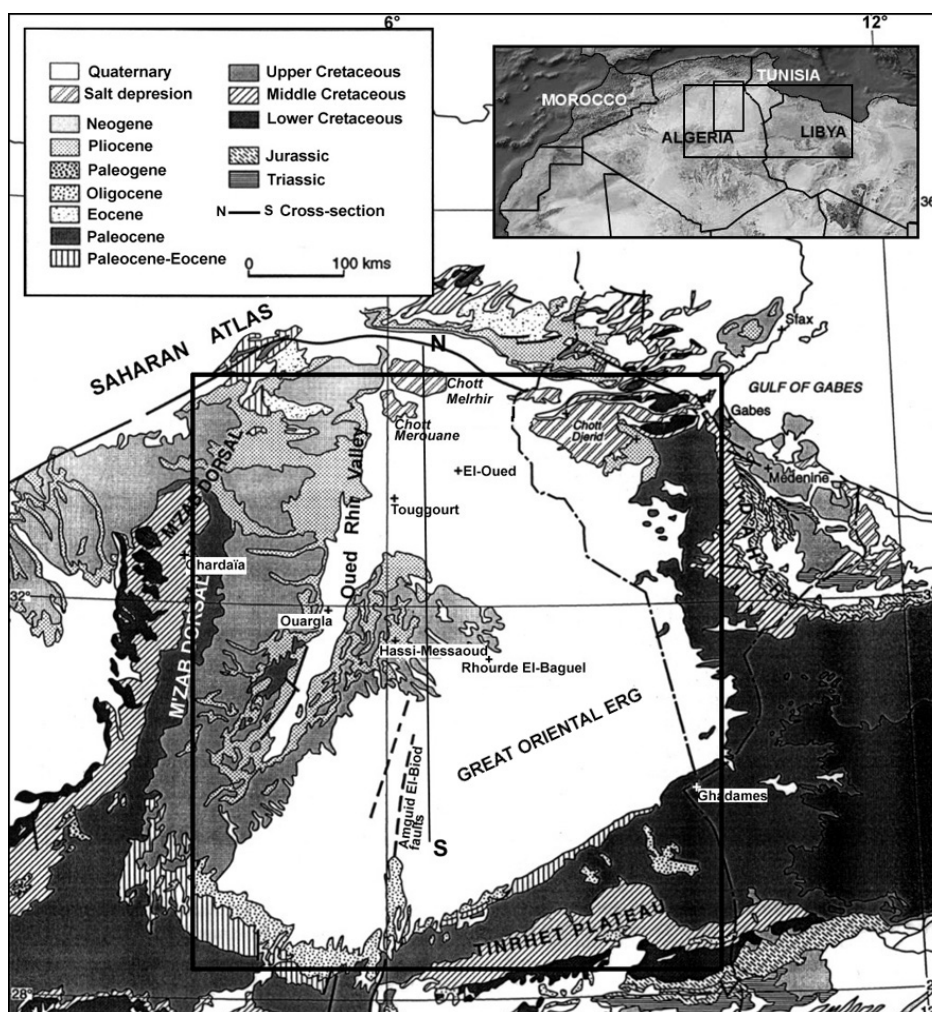


Figure 1.1 : Situation du bassin sédimentaire saharien

1.1.2. Cadre physique

Sur le plan morphologique, on distingue du nord au sud du grand bassin sédimentaire au Sahara septentrional les principales zones suivantes :

- L'Atlas saharien : les reliefs appartenant à l'atlas saharien forment une chaîne orientée ouest sud ouest est –nord est. Elle s'étend d'ouest en est traversant toute l'Afrique du Nord. En Algérie, cette chaîne est formée par de larges plis d'une orientation identique et qui sont décalées par des décrochements des grandes amplitudes. Ces plis sont souvent érodés ce qui n'a laissé au nord de la chaîne que des synclinaux perchés. Cette chaîne est bordée à sa partie sud par un grand accident appelée « le fléau sud Atlasique »
- La dorsale du M'Zab : elle constitue un véritable pont structural, qui sépare les deux bassins du grand ensemble au Sahara septentrional du bassin du Grand Erg Occidental, et le bassin du Grand Erg Oriental.

1.1.3. Bassin oriental

A l'est de cette dorsale, le réseau hydrographique reste encore fonctionnel (Fig. 1.2), il dessine une série de vallées de direction ouest Est qui se jettent ensuite dans deux vastes collecteurs qui sont l'oued Mya au sud ouest de Ouargla, et l'oued Rhir au nord jalonnés par une série de dépressions qui empêchent tout écoulement continu. Plus à l'est trois régions s'individualisent, elles comprennent au sud vers le nord:

- Le plateau du Tinrhert à partir duquel s'organise un réseau hydrographique stérile et éphémère se trouve limité entre les localités de Temacine et In Amenas
- Le Grand Erg Oriental : énorme masse sableuse qui occupe tout le centre du bassin
- La ligne des chotts (Merouane et Melrhir) en Algérie, et (Djérid, Rharsa, Fedjedj) en Tunisie, constitue une gouttière située au pied de l'Atlas saharien et sert de niveau de base aux différents oueds qui descendent de la chaîne Atlasique.
- La limite frontalière Algéro-Tunisienne partage le bassin oriental dont la plus faible superficie (80.000 km²) se trouve en Tunisie.

1.1.4. Bassin occidental

A l'ouest de la dorsale du M'Zab, plusieurs zones peuvent s'individualiser :

- Les piémonts de l'Atlas saharien parcouru par une série d'oueds se perdent vers le sud et dans les sables de l'Erg, le Grand Erg Occidental dont les limites sud –ouest et sud – est sont marquées par un sillon occupé par l'oued Saoura d'une

part et par le Gourara d'autre part, constitue le trait morphologique dominant du bassin occidental.

- A l'Ouest du plateau de Tademaït, la vallée de l'oued Saoura qui porte le nom d'oued Messaoud constitue la région du Touat.
- Au sud du plateau du Tademaït et en contrebas, le Tidikelt constitue une zone assez plate également et jalonnée par les palmeraies d'Aoulef, Tit et In Salah.

A l'échelle de tout le bassin saharien l'altitude est variable, elle est comprise entre 700 et 200 m dans le bassin occidental, 400 et 40 m dans le bassin oriental. Nous tenons à signaler toutefois, que dans le cadre de ce travail, seule la partie Est du grand bassin saharien qui a été abordée en détail c'est à dire principalement les aquifères du bassin du Grand Erg Oriental.

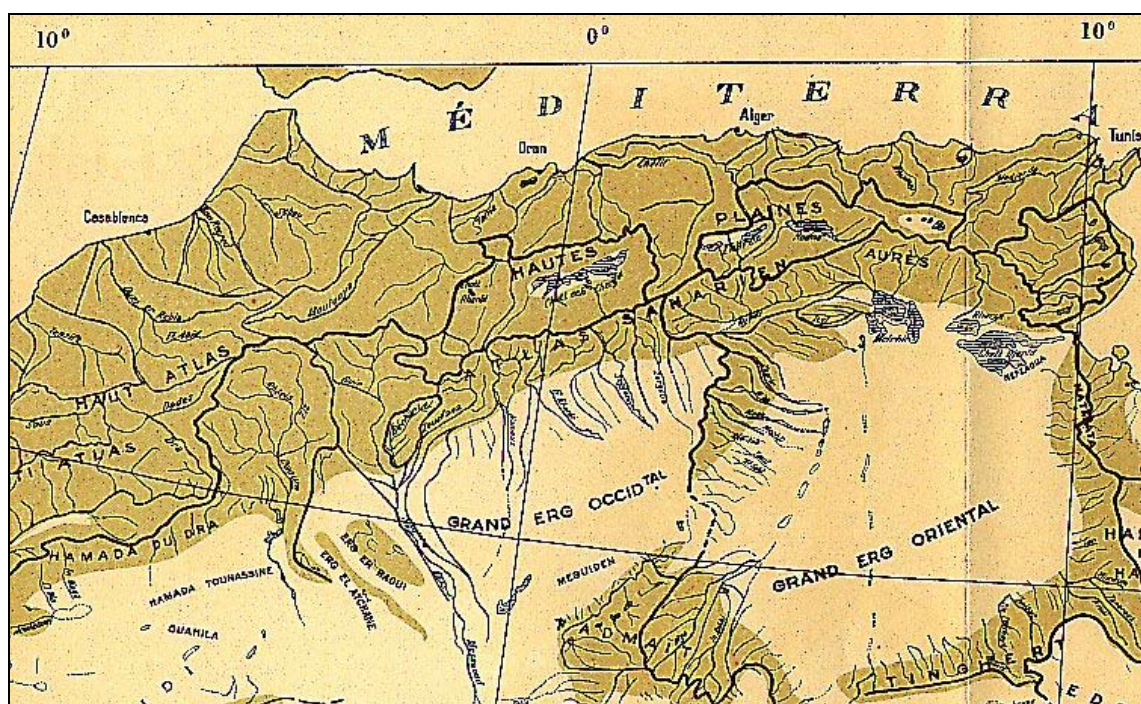


Figure.1.2 : Zones hydrographiques de l'Afrique du Nord et du Sahara septentrional

1.2 Cadre hydroclimatique

1.2.1. Introduction

En climatologie, la connaissance exacte d'une région restreinte ne s'éclaire que dans un cadre plus vaste et global qui embrasserait l'ensemble de la planète. Par ailleurs, prétendre développer le climat du Sahara dans le cadre de ce travail n'est ni l'objectif, ni le but fixé. Néanmoins, nous essayerons d'exposer les grandes lignes ainsi que les mécanismes de fonctionnement de celui-ci à partir des différents travaux réalisés dans ce domaine.

Les premiers travaux sur le climat du Sahara et de l'Arabie remontent à 1934 [7], mais le véritable travail sur le Sahara central et septentrional revient à J. Dubief [8] [9]. Cependant, d'autres auteurs se sont intéressés à ce sujet [10] [11] [12] [13].

1.2.2 Circulation atmosphérique et dispositif de fonctionnement

Le Sahara fait partie de la ceinture planétaire des hautes pressions subtropicales, c'est à dire de la zone où les cellules anticycloniques les plus accentuées du globe se situent en permanence au voisinage des deux tropiques, entre le parallèle 20° et 35° N. Mais le Sahara semble être une zone anormalement aride comparée à d'autres déserts dans le monde (faiblesse des précipitations 20 à 50mm/an au centre du Sahara, contre 100 à 200 mm/an sur les autres déserts) [11],[12]. En effet, sur des continents comme l'Australie ou l'Afrique australe, on assiste également à une permanence de ces cellules anticycloniques, mais l'échauffement du sol en particulier en été, entraîne une ascendance de l'air surchauffé qui s'oppose parfois à l'affaissement de l'air (subsidence) qui caractérise un anticyclone. Ces interruptions du régime anticyclonique sont favorables à la formation des nuages et à la pluie et expliquent le climat semi-aride de ces déserts.

En revanche au Sahara, ces hautes pressions (cellules anticycloniques) présentent durant toute l'année, elles se propagent en altitude jusqu'à la troposphère (10-15 km). Dans ces conditions l'air surchauffé au sol, malgré sa tendance à s'élever, ne peut pas s'échapper vers le haut et renforce l'anticyclone en se comprimant, or dans un air comprimé, la vapeur d'eau s'éloigne de son point de condensation et toute possibilité de pluie se trouve écartée.

Cette différence est due à d'autres facteurs qui interviennent au Sahara et se conjuguent ainsi à l'influence des hautes pressions subtropicales, parmi ces facteurs on peut citer : [12] [13] [14]:

- Au Sahara, les hautes pressions apparaissent plus élevées et mieux centrées aussi bien au sol, qu'à tous les niveaux de la troposphère, ceci est dû au fait que la zone subtropicale est discontinue, c'est à dire que les cellules anticycloniques se renforcent ou disparaissent en fonction des influences régionales déterminées par la géographie sur ce Sahara, à la différence des autres parties de la zone un anticyclone net et épais s'établit en altitude pendant l'été, il est dû au jet d'ouest subtropical qui traverse l'Afrique au nord en été et détermine un départ centrifuge vers le sud, ce qui provoque la convergence en altitude.

- La structure géographique des entours favorise l'aridité de climats ; le fait essentiel qui distingue le Sahara des régions américaines de la ceinture des hautes pressions est dû à l'absence de relief sur la bordure Atlantique. Cette absence permet aux hautes pressions originaire de l'océan (circulation méridienne nord ouest) de pénétrer plus loin sur le continent est s'installer donc au Sahara.
- Le Sahara est également protégé au nord : par le bloc Eurasiatique, le domaine méditerranéen et par l'Algérie du nord (Atlas Tellien, Saharien et les hauts plateaux), ainsi tous les fronts générateurs de pluie en provenance du nord sont épuisés avant, d'atteindre le Sahara
- La largeur méridienne du désert et la faiblesse des pluies tropicales s'expliquent par trois phénomènes essentiels [12]
- La pente faible du front de mousson (front intertropical)
- L'affaissement à droite du jet d'Est tropical
- Le bilan radiatif déficitaire du Sahara.

1.2.3. Mécanismes des vents et différents types de fronts au Sahara

1.2.3.1. Introduction

Le grand schéma de la circulation atmosphérique à l'échelle de l'Afrique et du Nord est relativement simple [14], le flux humide de secteur sud-ouest pénètre le continent plus ou moins profondément en fonction du gradient de pression et du gradient thermique qui s'installent entre l'océan relativement frais et le désert surchauffé.

1.2.3.2. Les vents

C'est la composante horizontale de la vitesse d'écoulement de l'air qui définit le vent. La composante verticale qui est généralement très faible, peut toutefois être importante dans le cas des vents de nuage de type cumulo-nimbus, qui se forment au centre du cortège nuageux de la mousson, ainsi que dans l'étude détaillée des mécanismes physiques de la circulation atmosphérique méridienne (cellules de Hadley).

Il est connu que le vent souffle de la zone de haute pression (anticyclone) vers la zone de basse pression (dépression), et plus le champ de pression est serré, plus la vitesse du vent de gradient est forte ; l'apparition d'un vent est liée aussi bien, à l'échauffement avec une baisse de pression qu'à un refroidissement avec élévation de pression de masses

d'air, il apparaît alors un gradient de pression aussi bien au sol qu'en altitude, avec transfert des masses d'air des zones de hautes pressions vers les zones de basses pressions.

1.2.3.3. Régime des vents au Sahara

Les différents courants d'altitudes et vents sont réunis sur le schéma de la (Fig. 1.3 et 1.4), qui permet de définir l'évolution des vents suivants :

Les alizés : Ce sont les seuls vents permanents à la surface du globe terrestre entre les latitudes 0° et 30°, ils sont constants en direction et en vitesse (7 m/s) et provoqués par les différences de température entre les zones polaires et équatoriales. Les alizés boréaux se divisent en deux classes :

- l'alizé continental ou «Harmattan»
- l'alizé maritime.

L'alizé continental est un vent sec qui souffle entre l'Afrique du Nord et la région équatoriale. L'origine de ce vent est l'anticyclone des Açores : c'est un alizé maritime qui aurait perdu sa vapeur d'eau par effet orographique des reliefs de l'Atlas.

L'alizé maritime est également issu de l'anticyclone des Açores qui le contient sur les côtes de l'Afrique subtropicale.

1.2.3.4 Les vents de sable

Selon J. Dubief (1959) [8], un vent de sable est celui qui transporte une quantité importante de particules d'un diamètre moyen supérieur à ¼ mm, au-dessus d'une surface de plusieurs kilomètres carrés. Les vents de sables soufflent deux à trois mois dans l'année principalement au printemps et sont à l'origine de la formation des immenses dunes des Ergs.

A l'échelle du Sahara, les images satellites ont bien éclairci les modalités de circulation du sable. Le Sahara est traversé par trois courants majeurs linéaires ou cellulaires qui amènent le sable du nord vers le sud des déserts (Fig. 1.5) selon une direction générale nord-est – sud-ouest celle de l'alizé [16].

1.2.2.5. Les fronts

a) Le front intertropical (FIT)

Les vents du secteur sud-est issus de l'anticyclone de Saint Hélène situé sur l'hémisphère sud (correspond à l'alizé austral) ne dépassent pas l'équateur en été. Pendant l'hiver ces alizés se renforcent et passent l'équateur l'air se chargeant d'humidité au dessus du Golfe de Guinée; ils prennent alors le nom de «Mousson» (Fig. 1.3)

L'affrontement des deux circulations d'alizés nord, et sud crée le front intertropical (Fit) qui est un phénomène d'ascendance frontale [17]. L'ascension des masses d'air chaud et la descente vers le sol des masses d'air refroidi entraînent, dans certaines parties du globe, l'existence des régions calmes. La zone la plus calme connue est celle qui correspond à la zone d'affrontement des alizés, au nord de l'équateur. Cette zone ne varie pas au cours de l'année au-dessus du continent africain: c'est la zone de convergence intertropicale (ZCIT).

b) Le front polaire (F.P)

Le front polaire (F.P) correspond à la surface de discontinuité entre l'air tropical se dirigeant vers le nord-est et polaire se dirigeant vers le sud-ouest. La direction générale du F.P est zonale. Dans l'hémisphère nord le tracé du F.P est sinueux et onduleux à des latitudes hautes en été (60° à 70°ouest) et très basse en hiver (30°nord) [18]

En Afrique du Nord et occidentale, des décharges du front polaire correspondant à des dépressions cycloniques ont bien généralement avant l'hiver boréal entraîne par le courant général d'ouest

c) Les courants d'altitude

Les perturbations pluvieuses sont caractérisées en altitude par un vent spécifique appelé 'Flux d'est' qui est marqué par deux axes de courant assez fort [19], Fig. 1.6):

- Le jet tropical d'est «JTE», il a une étendue planétaire.
- Le Jet d'Est africain «JEA» il a une étendue limitée au-dessus du sahel.

Cette structure de l'atmosphère au voisinage des tropiques est caractérisée par l'accumulation d'air provenant de deux origines opposées et à des altitudes différentes. A haute altitude, l'air qui s'est élevé jusqu'à plus de 1200 m dans le ZCIT (zone de convergence intertropicale) à tendance à dériver lentement vers le nord ou vers le sud en s'affaissant peu à peu c'est le contre alizé.

Comme cet air s'est détendu lors d'Ascension au niveau de ZCIT, il a été totalement délesté de sa vapeur d'eau, au-dessus du Sahara, il se dirige vers le sol, donc se comprime et s'échauffe et augmente encore son déficit de saturation en vapeur d'eau. Comme il vient de l'Equateur, cet air se trouve dévié à droite sous l'effet de la force de Coriolis (rotation de la terre).

Cette déviation tend à se poursuivre selon un mouvement circulaire qui donne naissance à un vaste tourbillon appelé «cellule anticyclonique». Celle ci est alimentée en permanence par de l'air supérieur desséché qui maintient un régime de haute pressions et

bloque les ascendances de l'air «saharien»; celui ci comprimé tend à s'échapper obliquement vers la périphérie à la partie inférieure de l'anticyclone et donne naissance à un vent très sec et chaud, connu sous le nom de l'Harmattan dans les régions sahéliennes. Ce vent c'est l'alizé de l'hémisphère nord, il ramène l'air saharien vers les régions équatoriales. Lorsqu'il rencontre l'alizé austral, il s'élève en altitude et alimente à nouveau le contre alizé.

Le grand tourbillon à axe horizontal est appelé cellule de Hadley, pour compenser l'évasion permanente d'air à sa base et maintenir la pression, l'anticyclone saharien doit être alimenté constamment par un autre afflux d'air, dans les basses couches : c'est l'air polaire qui provient du nord. Cette déviation tend à se poursuivre selon un mouvement circulaire qui donne naissance à un vaste tourbillon appelé «cellule anticyclonique». Celle ci est alimentée en permanence par de l'air supérieur desséché qui maintient un régime de haute pressions et bloque les ascendances de l'air «saharien»; celui ci comprimé tend à s'échapper obliquement vers la périphérie à la partie inférieure de l'anticyclone et donne naissance à un vent très sec et chaud, connu sous le nom de l'Harmattan dans les régions sahéliennes. Ce vent c'est l'alizé de l'hémisphère nord, il ramène l'air saharien vers les régions équatoriales. Lorsqu'il rencontre l'alizé austral, il s'élève en altitude et alimente à nouveau le contre alizé.

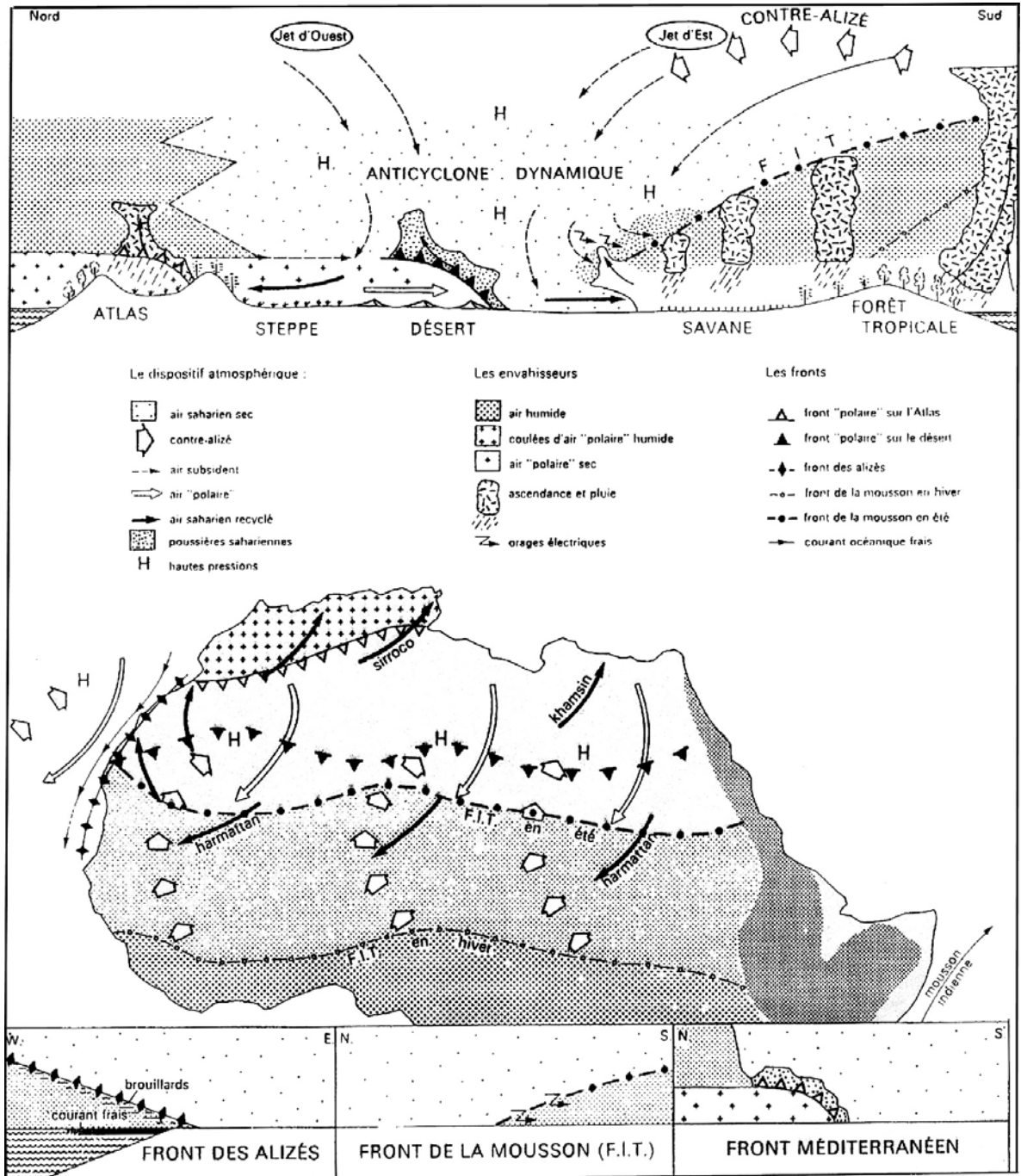


Figure 1.3 : Différents courants d'altitudes et vents sur le Sahara

Le grand tourbillon à axe horizontal est appelé cellule de Hadley, pour compenser l'évasion permanente d'air à sa base et maintenir la pression, l'anticyclone saharien doit être alimenté constamment par un autre afflux d'air, dans les basses couches : c'est l'air polaire qui provient du nord.

Cependant pour rendre compte des dimensions de l'anticyclone saharien il faut faire intervenir l'existence de courant très rapide qui parcourent la haute atmosphère et contribuent à renforcer sa cohésion: ces courants appelés «Jets» tournent à grande vitesse autour du globe en se renforçant là où les contrastes de température en altitude sont constatés accentués. Ces courants sont: Au nord, ce jet subtropical d'ouest qui augmente en passant de l'Atlantique au Sahara et au sud les jets d'est. Ces jets jouent un rôle dans l'accumulation d'air dans les couches supérieures de la troposphère saharienne et renforcent les hautes pressions.

Cette structure atmosphérique particulière de ce désert explique la permanence de son système de hautes pressions, celui ci est alimenté par des afflux du sud, de l'est et du nord ou de l'ouest qui se combinent à des altitudes différentes pour assurer en permanence un excédent d'air au-dessus du Sahara.

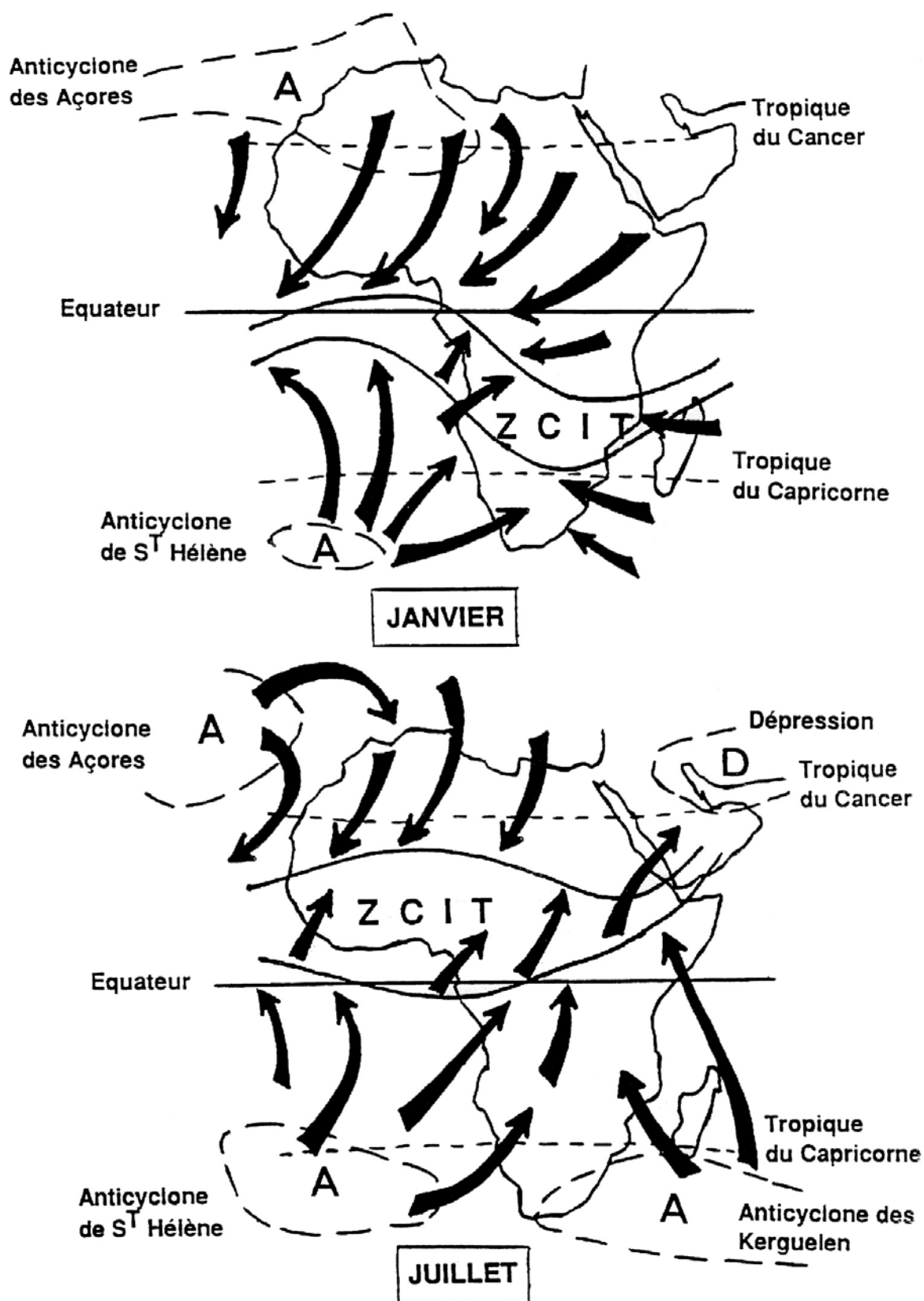
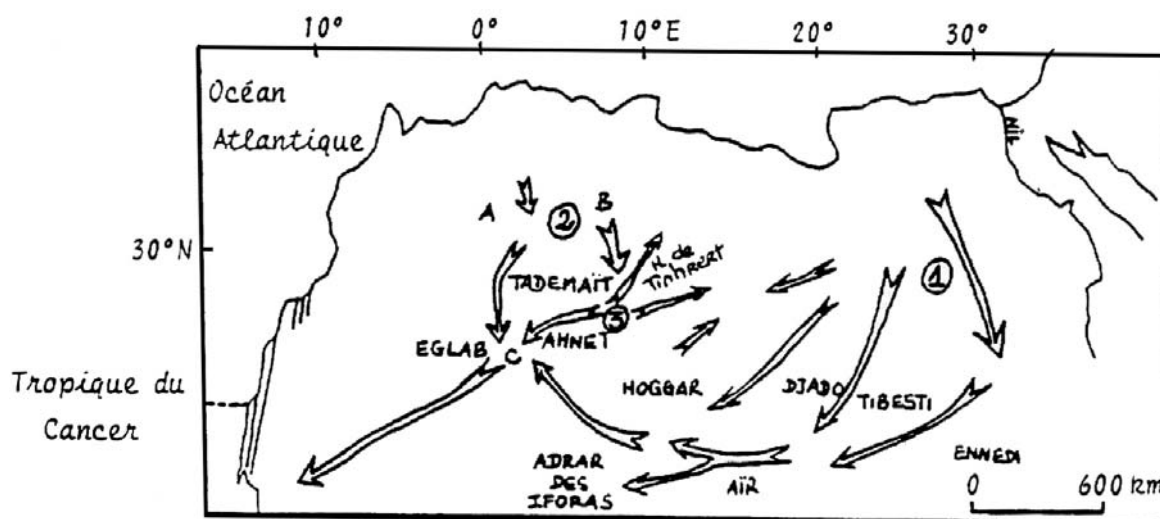


Figure 1.4 : Carte des vents sur le Sahara [15]



Trajectoires des principaux vents de sable au Sahara.
D'après Mainguet et Canon (1976)

A : Grand Erg Occidental
B : Grand Erg Oriental
C : Erg Chech

- ① Courant du Sahara oriental : flux sableux amorcé en Egypte, qui contourne tous les grands massifs du Sahara central, longe le nord du Sahel au Mali et retrouve la direction des alizés à l'ouest ;
- ② Courant du Sahara occidental : s'amorce dans le Grand Erg Oriental et se dirige vers les Eglab ; il rejoint le courant du Sahara oriental à l'ouest ;

Le long du littoral atlantique, ces deux courants n'ont plus une direction parallèle à l'alizé continental mais sont en liaison avec l'alizé atlantique.

- ③ Tendance opposée à l'alizé continental : dirige le sable du Sahara méridional vers la Sahara septentrional ; l'Erg Oriental semble recevoir du sable du sud et en envoyer vers le sud ; de même, l'Erg Oriental subit un double régime avec des directions de transport NE/SW et SW/NE.

Figure1.5 : Trajectoires des principaux vents de sable au Sahara [16]

1.3. Etude des précipitations

1.3.1 Introduction

Le bassin du Sahara septentrional constitue l'une des marges Nord du Sahara, il est soumis au régime hydroclimatique saharien qui s'étend de l'ouest (côte atlantique, Sahara occidentale) jusqu'à l'extrême est (Mer rouge, Sahara oriental). Le contexte hydropluviométrique de ce bassin a fait l'objet de nombreux travaux durant la première moitié du siècle dernier (*Angot, 1883, Lassere, 1929, Thevenet, 1896*, in Dubief, 1959, 1963)[8][9]. Ces travaux constituent une référence et une base de données fondamentale pour tout essai d'analyse pluviométrique sur la bande saharienne.

Ces travaux ont été réalisés à la base d'observations effectuées à travers un réseau pluviométrique certes fonctionnel mais dont les stations sont trop dispersées. En effet, à travers tout l'espace saharien, les stations pluviométriques sont généralement situées au niveau des palmeraies où des grandes agglomérations et centres urbains, ce qui veut dire que la plus courte distance entre deux stations peut aller de 50 km à 300 km (avec une densité moyenne de 0.5 poste par 100 km²) Cela pose évidemment dès le départ le problème de la représentativité et de l'extension des données pluviométriques.

1.3.2 Durées et historique des observations sur le Sahara Nord-Est septentrional en Algérie

Les premières observations quotidiennes régulières dans le sud de l'Algérie débutèrent en mai 1845 à Biskra, en août 1864 à Laghouat, à Touggourt en 1855 elles furent l'œuvre de Médecin, Militaires et Infirmiers. Toutes ces observations manquaient cependant de continuité et étaient faites souvent dans de mauvaises conditions. En 1873, il y a eu création du service Météorologique Algérien (SMA) afin d'assurer une bonne surveillance et coordination de toutes les données pluviométriques rapportées, cette nouvelle organisation, malgré les services qu'elle rendit, ne donna pas tous les résultats escomptés et en 1884 cette tâche a été confiée à l'école supérieure d'Alger et la direction du SMA au Prof. Thevenet qui donna de 1884 à 1908 une forte impulsion à la recherche météorologique, où de nouvelles stations furent ouvertes (Ouargla en 1884, Touggourt en 1891, El-Goléa en 1892, Hassi Inifel en 1894, Fort Minibel en 1897, Ain Sefra en 1898, Adrar, Beni Abbés, Timimoun et In Salah en 1903) [9].

Toutes les observations météorologiques recueillies au Sahara ont été publiées en leur temps par les services Météorologiques de l'Algérie et l'IMPGA sous formes de bulletins quotidiens ou mensuels et d'annuaires. Elles ont fait l'objet d'études générales sur

le climat du Sahara, la première fût celle d'A. Angot en 1881 dans «Essai sur le climat en Algérie». En 1816, A. Thevenet étudia dans son «Essai de climatologie algérienne» les observations obtenues jusqu'en 1894 dans le Nord du Sahara, ensuite A. Lassere donna et commenta en 1929 dans son «Aperçu météorologique des territoires du sud de l'Algérie», les moyennes obtenues jusqu'en 1928. P. Seltzer donna en 1946 dans son «Climat de l'Algérie» [20] des moyennes calculées entre 1913-1938. Concernant les stations du Sahara la palme revient à J. Dubief dans ces deux tomes I et II en 1959 et 1963, qui constituent une référence fondamentale [8,9].

L'ensemble du réseau saharien reste fonctionnel jusqu'à 1961. Après le départ des français, les observations climatologiques ont été interrompues entre 1960-1965-67, c'est l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) et l'Office National de la Météorologie (ONM) qui se sont chargés ensuite de la continuité de cette mission. Ainsi, les données météorologiques sont diffusées régulièrement dans le bulletin de l'ONM et les annuaires de l'ANRH.

1.3.3 Distribution des pluies annuelles et signification de leur moyenne

Les valeurs moyennes, annuelles et mensuelles établies sur différentes périodes de temps des hauteurs de pluies recueillies sur huit stations pluviométriques retenues sur le bassin du Sahara Nord Est septentrional sont reportées sur les tableaux (1.1, 1.2, 1.3, 1.4 et 1.5). L'irrégularité d'un régime ponctuel des précipitations annuelle, mensuelle ou journalière d'une région donnée peut être apprécié ou déterminé à partir des paramètres statistiques, tel que : la valeur moyenne, la dispersion, l'écart type, coefficient de variation, d'asymétrie, etc.,

Pour les huit stations du Sahara Nord est septentrional, les polygones des fréquences présentent le plus souvent une dissymétrie laquelle va s'accroissant lorsque la pluviosité diminue, il en résulte que les chiffres exprimant les moyennes, les médianes et les dominantes présentant des écarts dont les valeurs relatives vont grandissant avec l'aridité. Les rapports entre les extrêmes annuels calculées sur les périodes considérées [1926-1960] et [1974-1996] oscillant entre 15 pour les stations sud [Ouargla, Grand Erg Oriental, Hassi Messaoud] et 2 pour les stations de l'Atlas saharien [Biskra, Laghouat], l'irrégularité est encore plus ressentie à l'échelle mensuelle, sur les périodes considérées, la hauteur moyenne des précipitations pour janvier s'élève à 5.5 mm à Ouargla (sud) et à 14 mm à Biskra (Atlas saharien). L'écart type qui est un indice de dispersion par rapport à

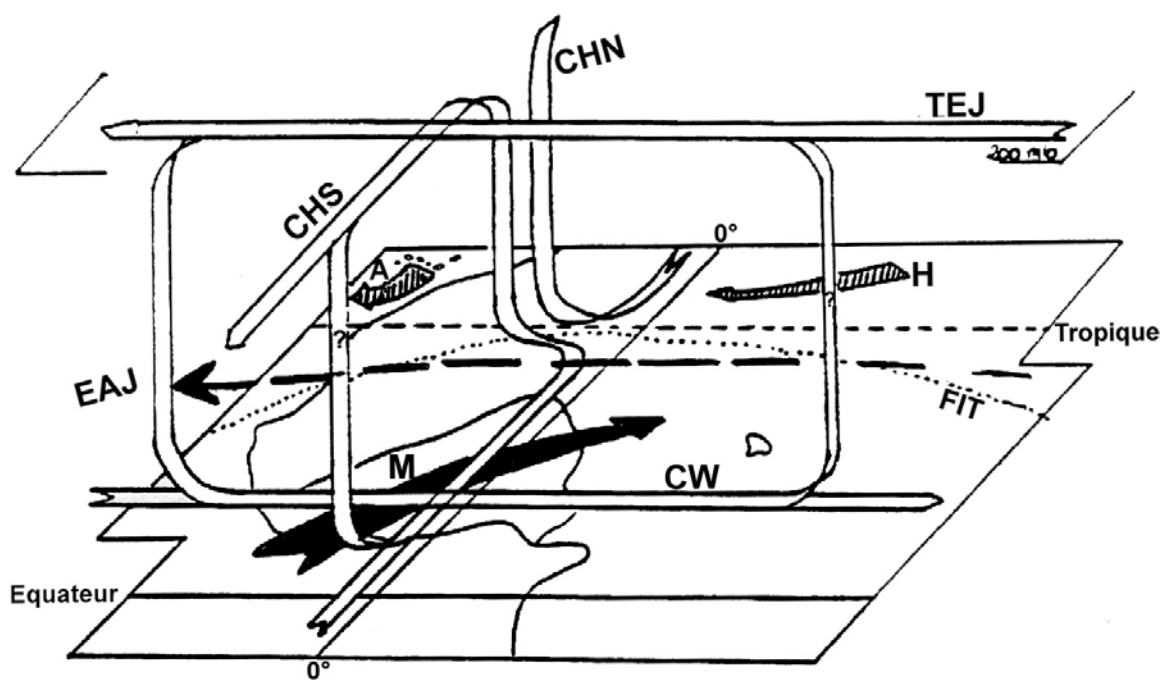
la moyenne et le coefficient de variation calculé pour chaque station confirment les constatations (tab. 1.1)

Tableau 1.1: Stations pluviométriques retenues pour l'analyse pluviométriques sur le Sahara Nord est septentrional

Nom de station	Code bassin	Longitude	Latitude	Altitude (m)
Biskra	06.14.06	5°73'E	34°80N	87
Oued-Djellal	06.09.01	6°02'E	33°33N	45
El-Oued	13.04.09	6°53'E	34°48N	70
Touggourt	13.04.14	6°13'E	33°12N	69
Ouargla	13.04.02	5°40E	31°92N	150
Hassi-Messaoud	13.04.04	6°29E	31°40N	142
Ghardaïa	13.04.07	3°80E	32°70N	526
Laghouat	06.04.08	2°53E	33°48N	765

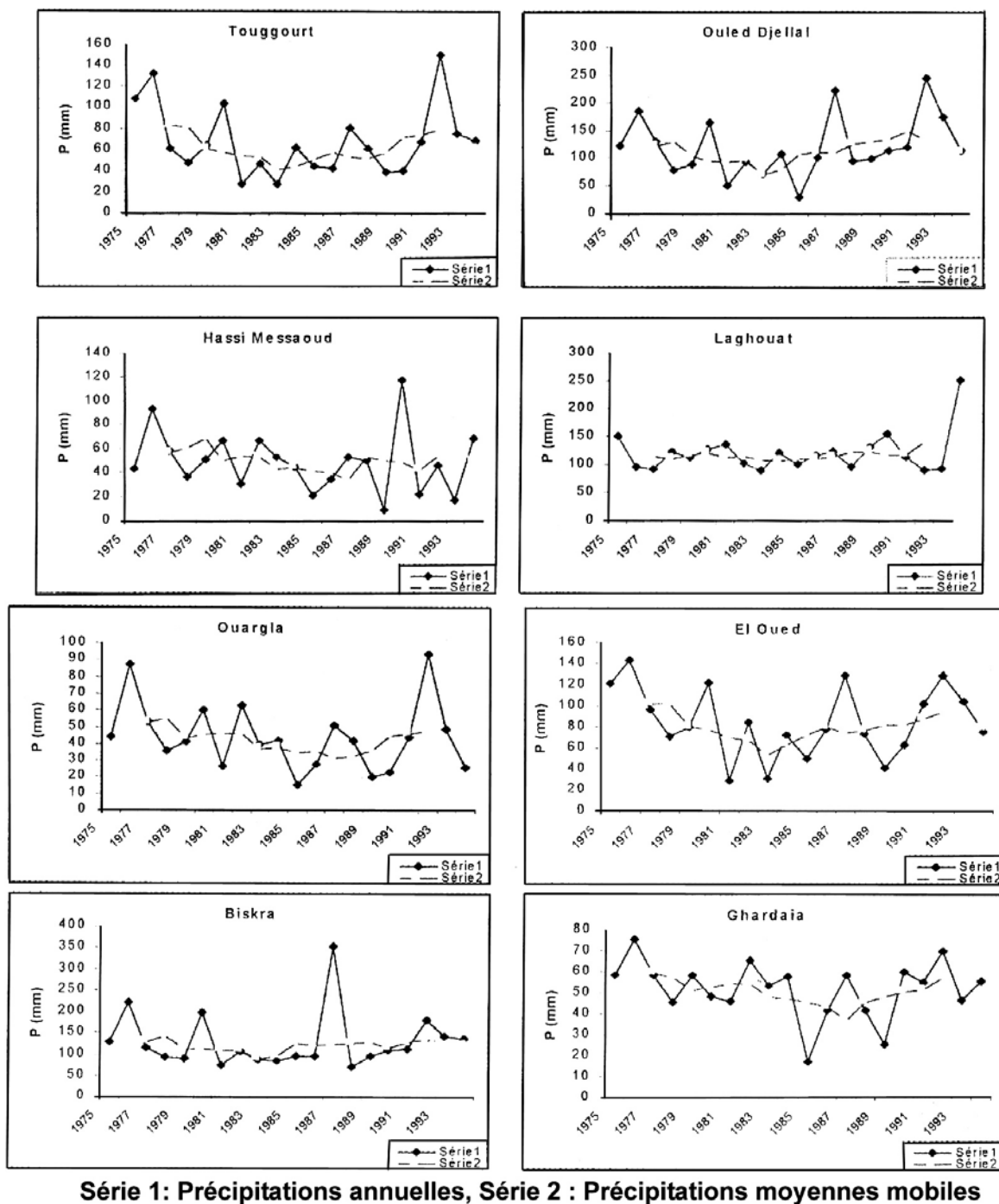
La variabilité inter-annuelle de pluies croit donc du sud (Erg Oriental) vers le nord (station ou l'Atlas saharien), les moyennes mobiles (Fig.1.7 a,b), conduisent à des tracés relativement sinueux qui restituent le film de l'évolution pluviométrique des stations étudiées, et l'irrégularité signalée se trouve amplement confirmée. De ce fait, la notion de la pluie «moyenne» valable pour d'autres domaines climatiques prend dans ce contexte aride une signification bien relative:

Pour la période (1926-1960), J. Dubief [8,9] a établi une carte des isohyètes inter annuelles pour l'ensemble des stations du Sahara (Fig.1.8), cette carte qui reste valable uniquement pour cette période, montre que le domaine étudié est limité au nord de la chaîne Atlasique par l'isohyète 150 m, et au sud par la courbe 20 mm (plateau Tinrhert), elles mettent bien en évidence la décroissance pluviométrique au sud vers le nord signalée déjà.



CHN : cellule de Hadley Nord
 CHS : cellule de Hadley Sud
 CW : cellule de Walker
 EAJ : Jet d'Est Africain
 TEJ : Jet Tropical d'Est
 H : harmattan
 A : alizé(s)
 M : flux de mousson

Figure 1.6 : Circulations d'été boréal sur l'Afrique [19]



Série 1 : Précipitations annuelles, Série 2 : Précipitations moyennes mobiles

Figure 1.7 : Moyennes mobiles des pluies annuelles

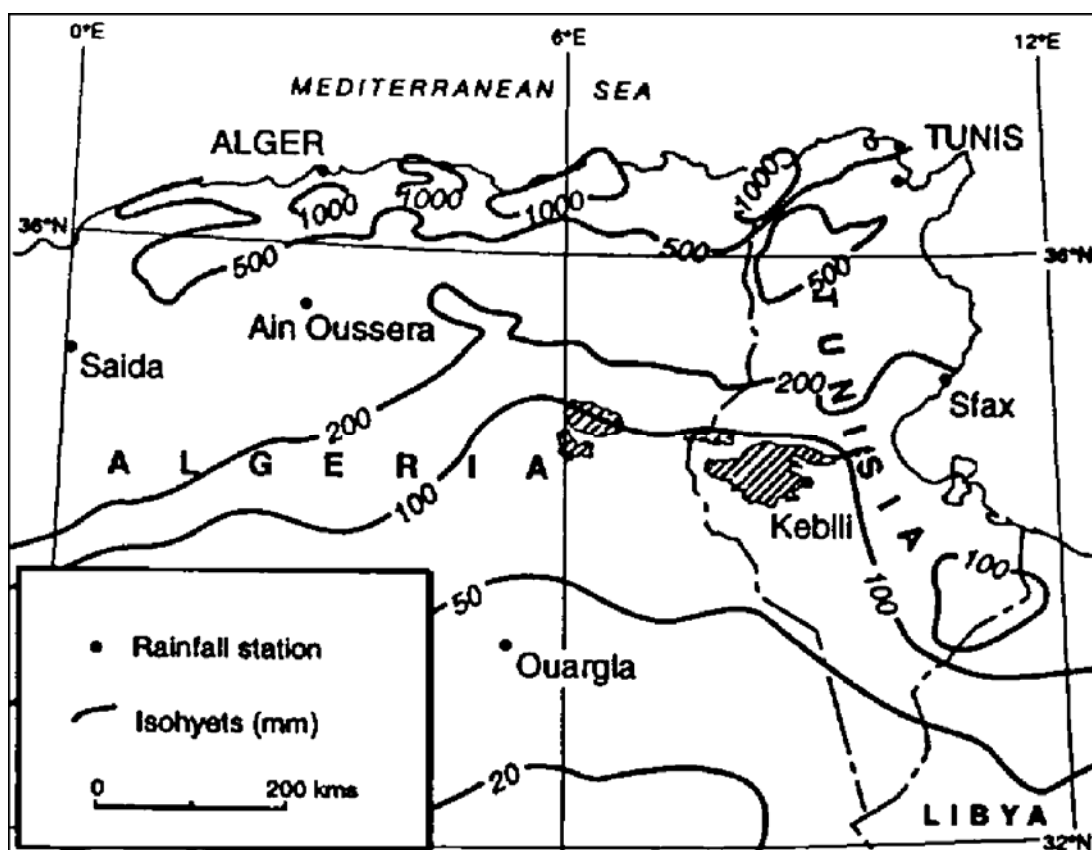


Figure 1.8 : Carte pluviométrique du bassin du Sahara septentrional [8]

Tableau 1.2 : Valeurs des pluies annuelles et leurs caractéristiques

Station	Durée		MOY X	Max	Min	$\Delta = \text{Max} - \text{Min}$	Ecart-type σ	Coeff.v C.V = σ / X
	N							
Biskra	1926-50	147	329.8	31.5	218.3	80.6	0.55	
	1974-96	124.8	256	80.1	175.9	49.7	0.40	
	63 ans	149.9	486	31.5	454.5	81.0	0.54	
Laghouat	26-50	171.5	277	31.1	245.9	67.5	0.39	
	74-96	121	251	89.1	161.9	34.6		
	74 ans	180.2	378.7	31.1	347.6	74.6	0.41	
Ouled-Djellal	26-50	118.3	392.4	20.5	371.9	77.7	0.66	
	74-96	117.7	244.7	29.3	215.4	52.1	0.44	
Ghardaïa	26-50	56.7	120.5	18.0	102.5	27.7	0.49	
	74-96	53.1	75.5	17.5		13.5	0.25	
	55 ans	71.2	175.9	1.0	174.9	39.4	0.55	
Touggourt	26-50	57	119.6	7.9	111.7	32.6	0.57	
	74-96	66	140.6	27.5	122.1	32.5	0.49	
	45 ans	581	119.6	7.9	111.7	28.6	0.49	
El-Oued	26-50	71.9	159.9	19.0	140.9	38.9	0.54	
	74-96	83.8	142.8	21.9	120.9	32.2	0.38	
	1904-54	76.4	159.9	19.0	140.9	37.2	0.48	
Ouargla	26-50	40	89.9	0.0	89.9	24.6	0.62	
	74-96	44.5	94.0	6.6	78.4	19.4	0.43	
	47 ans	38.1	89.9	0.0	89.9	22.4	0.59	
Hassi-Messaoud	74-96	49.6	117	7.3		25.4		

1.3.4. Variation séculaire des hauteurs annuelles de pluie

Afin d'examiner la variation séculaire des hauteurs annuelles des pluies à l'échelle du Sahara septentrionale et voir leur éventuelle relation avec le changement du climat, nous disposons de longues séries climatologiques des stations de Biskra, El-oued, Ghardaïa, Touggourt et Ouargla (Fig. 1.9), et les données relatives à l'évolution régionales des séries des précipitations annuelles découpées en séquences lustrales (moyenne exprimé tous les 5 ans en %) de la normale sur les périodes considérées et rassemblées, les stations d'une même région afin de pondérer les particularités locales l'ensemble de ces tracés et variations permettent d'établir les observations suivantes:

- Sur l'espace saharien la pluviosité est soumise à des fluctuations de courte durée (4 à 5 années).
- Aucune périodicité nette ne semble se dégager même si les courbes montrent généralement un phénomène de battement.
- Les variations de la pluviosité présentent souvent une certaine concordance, à l'échelle de l'espace saharien on peut constater que: de l'Atlas saharien au Hoggar les années 40 ont été marquée par un fort déficit pluviométrique, alors que la décennie suivante s'est signalée par un «pluvial» accusé.
- Sur de faible distance des contrastes régionaux se manifestent également de part et d'autre du Grand Erg Occidental, on notera les réactions opposées de Béni-Abbès Colomb–Bechar avec celle de Timimoun, El-Goléa; et avec El-Oued séparés seulement par le Grand Erg Oriental.

1.3.5. Ajustement des hauteurs annuelles aux lois de probabilité

Comme nous l'avons signalé dans le paragraphe précédent les courbes de fréquence des hauteurs de pluies présentent le plus souvent une certaine dissymétrie, laquelle va en s'accroissant lorsque la pluviosité diminue, ce qui suggère que ces distributions ne peuvent s'ajuster que sur des lois dissymétriques et hyper-gaussiennes (lois Gausso-logarithmique, Gumbel, Gamma incomplète, etc.). Les ajustements que nous avons réalisés sur la période d'observation (1975-96) pour les huit stations, à l'aide des programmes informatique «ALED/HYDROLAB», montrent que toutes les répartitions s'ajustent aussi bien sur la loi de GALTON ou Gausso-Logarithmique que sur la loi de Gumbel, pour la période (1926-1950), Dubief (1963) [9].constatait que pour les mêmes stations les hauteurs annuelles s'ajustaient aussi selon ces deux lois.

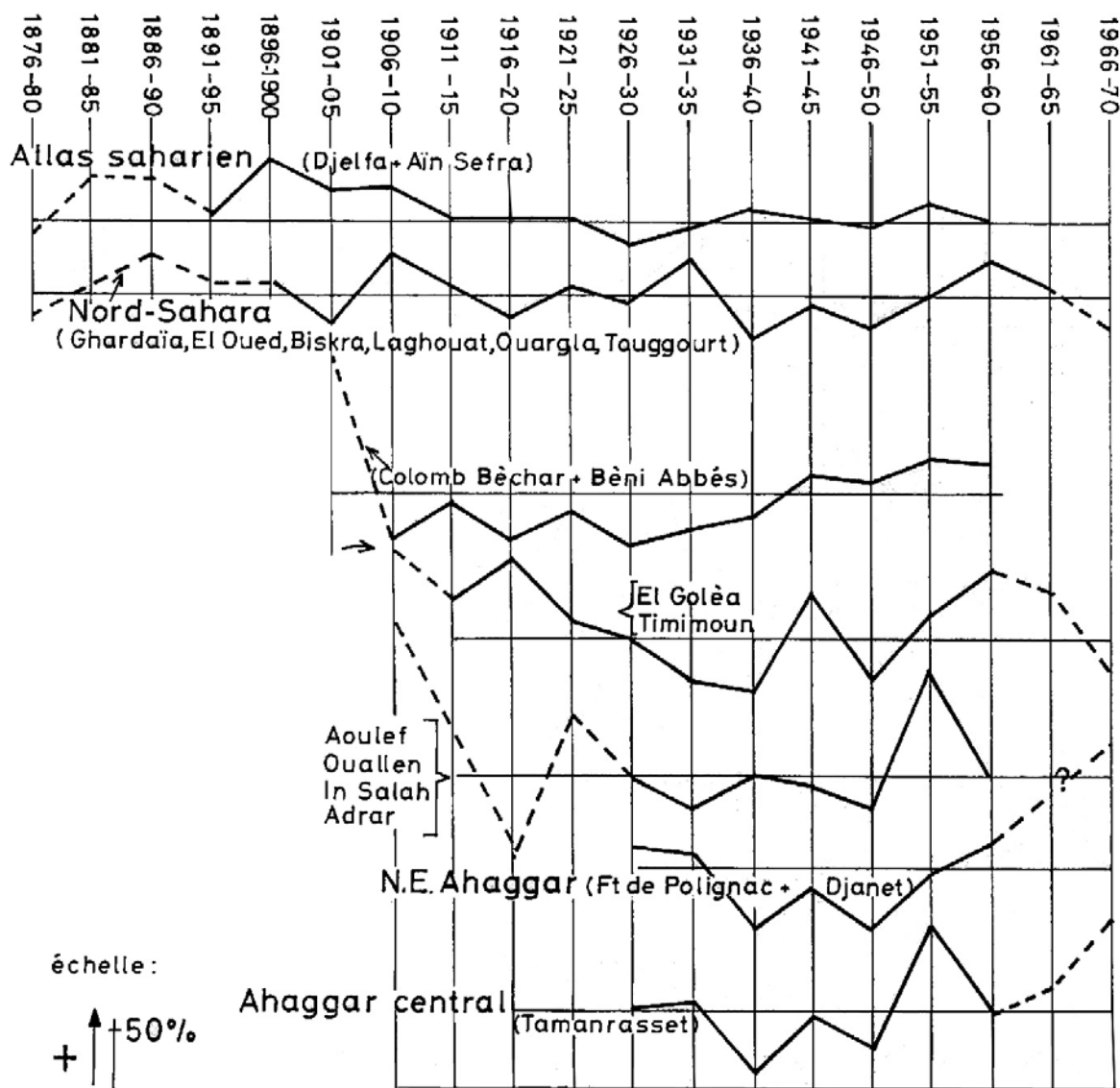


Figure 1.9 : Séries chronologiques des hauteurs de pluies

1.3.5.1. Détermination des périodes de retour

Le programme calcul toutes les distributions pluviométriques correspondant à des fréquences données (quantiles) (Tab.1.3), il apparaît que les hauteurs maximales des précipitations effectivement relevées sont toujours inférieures à celles qui statistiquement devraient revenir tous les 200 ans, 100 ans et 50 ans et souvent plus petite que celles qui pourraient se produire théoriquement tous les 10 ans. Les valeurs déterminées diffèrent suivant les périodes considérées; à Biskra, la hauteur probable qui ne serait atteintes qu'en 20 ans passe de 310 mm sur la période de 23 ans, à 453 mm et 390 si l'on envisage 40 puis 25 ans.. Aussi, la pluie annuelle égale ou supérieure à 170 mm a 2 chances sur mille d'être atteinte au sud (Ouargla), alors qu'à la lisière Nord (Atlas saharien) elle peut atteindre avec la même probabilité environ 500 mm à Biskra et Laghouat.

Tableau 1.3: Comparaison entre valeurs observées et calculées par la loi Gumbel à différentes périodes

Stations	Durée	Valeurs observées		Valeurs calculées période de retour					
	N	Moy	Max	10 ans	20 ans	50 ans	100 ans	200 ans	500 ans
Laghouat	74 ans	180	379	275	315	372	413	453	506
	40 ans	176	349	261	300	348	398	422	490
	23 ans								
Biskra	25 ans	147	299	242	307	372	413	453	515
	40 ans	156	252	228	265	320	356	390	460
	23 ans	125	256	190	233	270	284	310	425
Ouled-Djellal	23 ans	118	245	200	295	320	350	420	495
Ghardaïa	40 ans	71	176	125	143	177	203	220	260
	25 ans	75	171	115	137	166	188	209	240
Touggourt	40 ans	60	126	104	123	146	164	183	213
	23 ans	67	150	109	125	149	176	191	220
El-Oued	40 ans	75	179	122	143	172	194	215	235
	23 ans	84	143	137	145	178	220	230	255
Ouargla	40 ans	47	111	81	96	115	130	144	170
	25 ans	40	90	75	89	104	117	130	147
	23 ans	43	94	70.5	34	99	114	125	136
Hassi-Messaoud	23 ans	49.5	117	113	125	157	170	180	195
				Probabilités de voir les hauteurs ci dessus non dépassées					
				0.90	0.95	0.98	0.99	0.995	0.998

1.3.6. Répartition des pluies mensuelles

Si la pluviosité moyenne à l'échelle annuelle montre de grandes variations inter annuelles et peut ne pas refléter totalement la réalité, sa répartition mensuelle et journalière pourrait être plus significative.

Les histogrammes des moyennes mensuelles (Fig. 1.10) et (Tabl. 1.4) pour la période (75-96) montrent que les distributions des principales stations suivent un schéma de type méditerranéen: pluie d'hiver suivie d'une sécheresse d'été.

L'hiver apparaît comme la saison la plus pluvieuse pour les stations de sud (Ouargla, Hassi Messaoud) qui se trouvent limitées par l'isohyète 40 mm ; alors que pour les stations de l'Atlas saharien (Laghouat, Biskra, Ouled Djellal) les mois les plus pluvieux vont de septembre en novembre suivi de très près par les mois d'hiver qui sont presque aussi arrosées. On peut donc affirmer que globalement sur cette partie Nord est du Sahara septentrional, les mois les plus favorable vont d'octobre en avril, et c'est sur cette période que les précipitations interviennent le plus dans les totaux mensuels (avec 100 mm au pied de l'Atlas saharien) et 38 mm à Ouargla.

Ces répartitions pluviométriques à l'échelle saisonnières sont à mettre en relation avec l'origine des dépressions qui produisent les pluies sahariennes, en effet selon J. Dubief, trois grands types de situations météorologiques sont à l'origine des précipitations sur le Sahara : -Les passages de front polaires qui viennent directement du secteur N-NO. -Les orages parfois violents qui se déplacent selon une composante orientée sud-est, et enfin les fronts polaires venant de l'Ouest et associés ou non avec des dépressions circulaires dont les centres se déplacent de l'est du Maroc vers l'Est, ou vers le nord, voire jusqu'à la côte Atlantique française, ces fronts s'accompagnent d'un appel d'air chaud et humide depuis le Sénégal ou la Mauritanie, ou parfois de la région sahélienne située plus à l'est. Ce sont les dépressions Soudano-Sahélienne

Ces systèmes actifs s'accompagnent parfois de violentes convections, à l'origine des précipitations et de crues rares, ainsi les saisons pluvieuses que l'on peut distinguer à partir des variations mensuelles à l'échelle du Sahara sont :

- Une saison de pluie d'automne : ces pluies se rencontrent pratiquement sur tout le Maghreb et le Sahara et leur régime peuvent être aussi bien les dépressions Soudano-Sahariennes (plus automnales que le système de la mousson soudanaise (plus estivales), sur le Sahara Nord septentrional, cette période pluvieuse se situe en octobre.
- Une saison de pluie d'hiver : sur le Sahara algérien, les plus fréquentes se situent en Nov.-Déc. ; Ces précipitations sont à rattacher soit à des dépressions du front polaire, soit à des perturbations proprement Sahariennes, ou à des dépressions Soudano-Sahariennes.
- Une saison de pluies de printemps : cette saison est très nette sur le Nord du Sahara et ses pluies se rattachent aussi aux dépressions du front polaire et aux dépressions Soudano-Saharienne.

On constate par ailleurs, qu'il existe une grande différence entre les stations du pied de l'Atlas Saharien (Biskra, Laghouat, Ouled-Djellal) relativement pluvieuses et celles situées au sud plus sèches; il y a un net gradient nord-sud.

Dans le sens Ouest-Est, on ne peut parler de gradient la différence de pluviométrie entre les stations de Ghardaïa (M'Zab) à l'ouest, et El-Oued à l'est, n'est que de 10 mm sur une distance d'environ 350 km

1.3.7 Pluies maximales journalières

L'irrégularité et les variations inter annuelles des hauteurs annuelles permettent aussi de considérer les pluies maximales journalières qui constituent des données d'une extrême importance dans les zones arides et semi-arides. Elles permettent d'estimer les quantités d'eau susceptibles de ruisseler et de participer à la recharge des nappes aquifères.

Nous disposons d'un échantillon de pluies maximales journalières ($p_j \max$) de taille $N = 22$ ans sur les huit stations d'étude (Tab.1.4) la répartition de ces pluies (Fig. 1.10 a et b), montre qu'elles constituent plus de 50% des moyennes des mois considérées, et qu'elles tombent au cours de ces mois les plus pluvieux (oct.-avril). Dans certaines stations, la moyenne des pluies mensuelles égale celles des maximales journalières à Biskra (décembre): $\max_j = 9.9$, mm:10mm et à Ouargla (octobre): $\max_j = 3.6$ mm et une moyenne mensuelle de 3.8 mm. L'ajustement des échantillons des pluies moyennes mensuelles et journalières maximales montrent qu'elles s'ajustent le mieux à la loi de Galton.

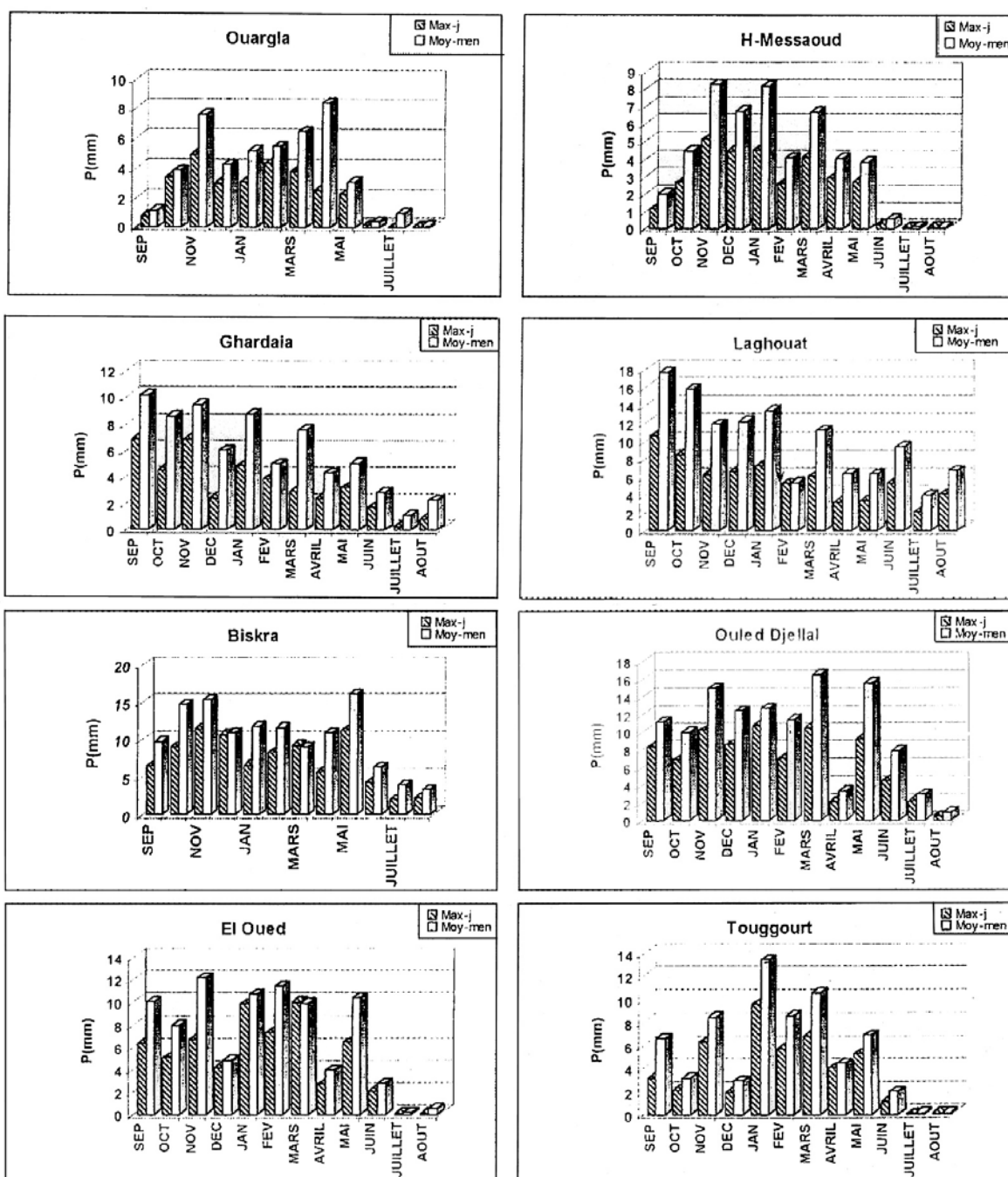


Figure 1.10: Variation des hauteurs de pluies mensuelles et maximales journalières

Tableau 1.5 : Hauteurs moyennes mensuelles

Stations	Durée	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNUEL
Biskra	26-60	14.9	11	18.7	15.7	10.4	5.6	1.2	4.2	14.2	15.4	18.4	18.5	148.2
	74-96	11.8	11.7	9.0	11.0	16.2	6.3	4.0	3.3	9.8	14.8	20.8	10.9	129.6
Laghouat	26-60	12.8	10.9	15.6	15.2	16.8	10.6	4.7	9.6	23.9	15.8	11.8	18.7	166.4
	74-96	13.5	5.3	11.2	6.40	6.3	9.4	4.0	6.8	17.7	15.8	11.9	12.2	120.5
Ouled-Djellal	26-60	12.5	8.5	11.0	14.4	12.0	4.3	1.8	2.7	15.9	14.8	14.5	16.8	129.2
	74-96	12.7	11.5	16.5	3.4	15.6	7.8	3.0	0.9	11.2	10.0	14.9	12.5	120
Ghardaïa	26-60	6.9	4.5	7.2	6.2	3.2	2.0	0.7	2.4	3.5	6.5	10.1	8.4	61.6
	74-96	6.2	6.2	5.6	4.6	4.2	1.3	0.5	1.8	7.4	7.2	7.0	4.3	56.3
Touggourt	26-60	5.8	5.1	9.9	5.6	2.5	1.5	0.2	1.2	1.5	6.0	10.9	8.7	58.9
	74-96	9.5	5.7	6.8	4.0	5.3	1.1	0.2	0.1	3.1	2.1	6.4	2.0	46.3
El-Oued	26-60	6.9	6.2	10.8	10.6	5.3	1.1	0.1	0.6	1.8	8.8	11.6	10.3	74.1
	74-96	11.5	10.8	9.7	4.4	9.2	2.4	0.2	0.5	11.5	7.3	11.1	5.0	83.6
Ouargla	26-60	5.7	2.8	4.8	6.2	1.5	0.7	0.0	1.0	0.6	5.5	6.8	7.6	42.3
	74-96	5.9	6.2	6.1	4.2	3.4	0.4	0.1	0.1	2.8	3.8	6.8	4.9	44.7
Hassi-Messaoud	74-96	8.2	4.1	6.7	4.0	3.8	0.6	0.1	0.1	2.0	4.5	8.3	6.7	49.1

1.3.8 Température, Humidité et Evapotranspiration

Sur la figure 1.11a, b et c, sont reportées les variations mensuelles de la température de l'air, de l'humidité relative et de l'évapotranspiration (calculée à partir du programme informatique CROWPAT, qui utilise les formules de Penmann) sur les stations météorologiques de Biskra, Ghardaïa, Touggourt, El-Oued, Ouargla et El Goléa.

Les variations observées sur ces diagrammes montrent que pour les stations Nord (Atlas saharien : Biskra) la température moyenne annuelle est de (22,12°C), avec le minimum au mois de janvier (11°C), et le maximum au mois de juillet (33.6°C), ce qui correspond à un maximum d'évapotranspiration en juillet de (10-37 mm/j) et un minimum en décembre (2.38 mm/j), le total annuel est de 2280 mm. Le taux d'humidité relative maximum est enregistré au mois décembre avec = 57%, et le minimum au mois de juillet au 25%.

Pour les stations intermédiaires du bas Sahara (Touggourt, El-Oued, Ghardaïa), la température moyenne annuelle est de 21.5°C, avec un maximum au mois de juillet de l'ordre de (32.8°C), et un minimum au mois de janvier (10.5°C), quant à l'évapotranspiration, elle est maximale pour les trois stations au mois de juillet avec 10 mm/j à Ghardaïa, 9.70 mm/j à Touggourt et 9.87 à El-Oued avec des totaux annuels respectivement de 2180 mm/an, 1980 mm/an et 2030 mm/an.

Sur les stations sud (Erg Oriental, Ouargla), la température moyenne annuelle est de 21°C, avec un maximum au mois de juillet (34°C) et un minimum au mois de janvier (11.2°C), l'évapotranspiration calculée est maximale au mois de juillet avec (9.19 mm/j) et minimale au mois de janvier 1.96 mm/j et un total annuel de 2007 mm/an.

Signalons enfin que le problème de l'évaporation à l'échelle du bassin du Sahara septentrional sera traité en détail dans la partie: 'Etude de la ZNS, approche isotopique'

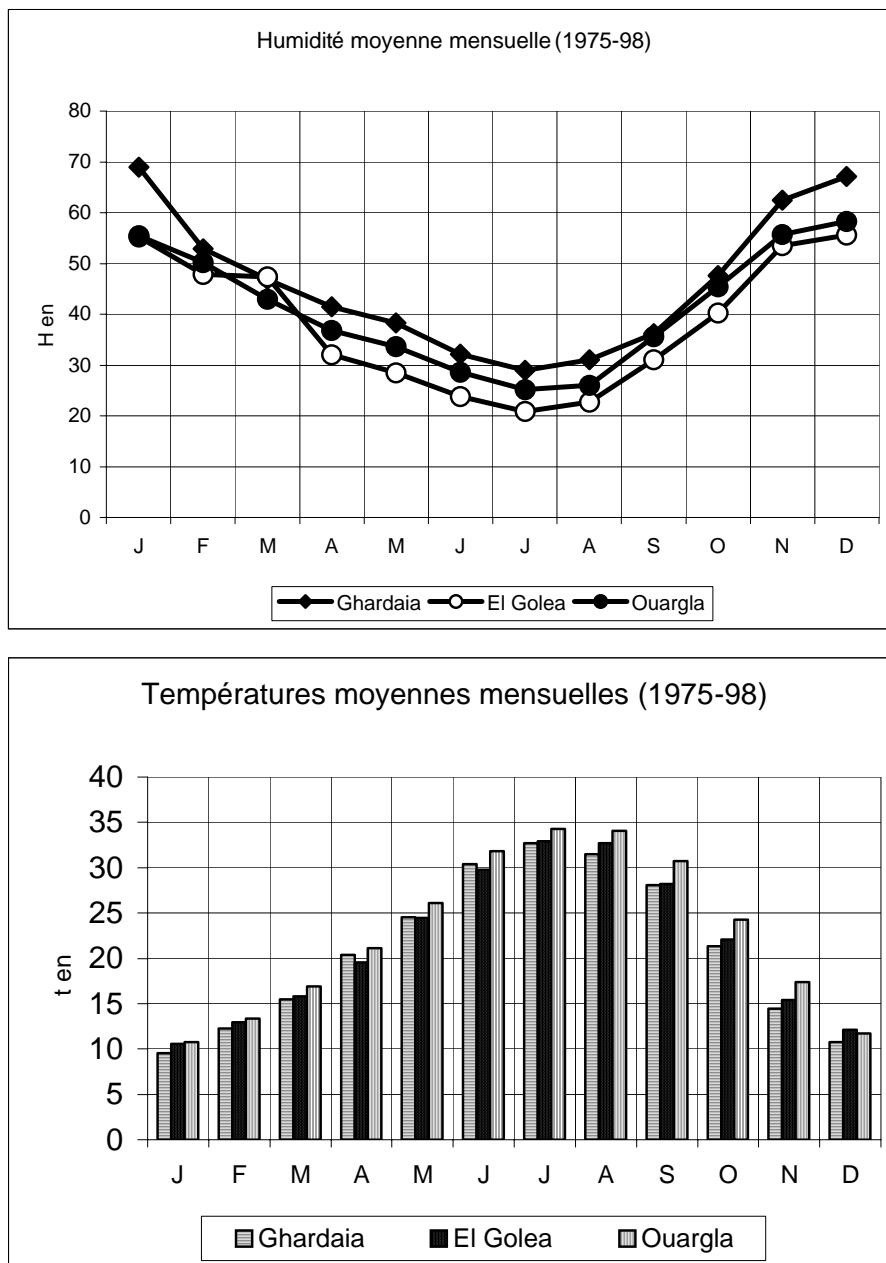


Figure 1.11a : Température, Humidité, Radiation des stations de Ghardaïa, El-Goléa et Ouargla

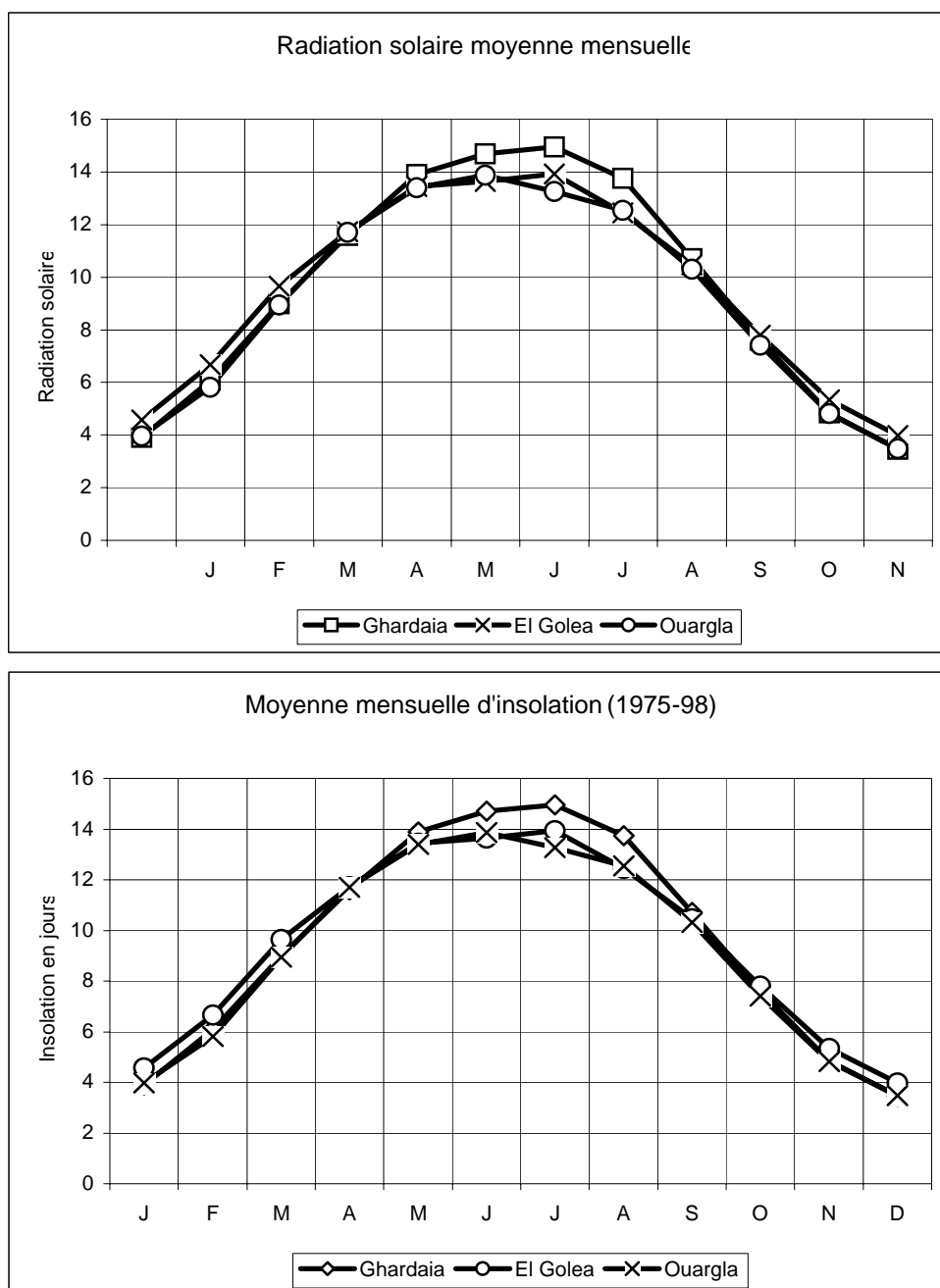


Figure 1.11b : Température, Humidité, Radiation des stations de Ghardaïa, El-Goléa et Ouargla

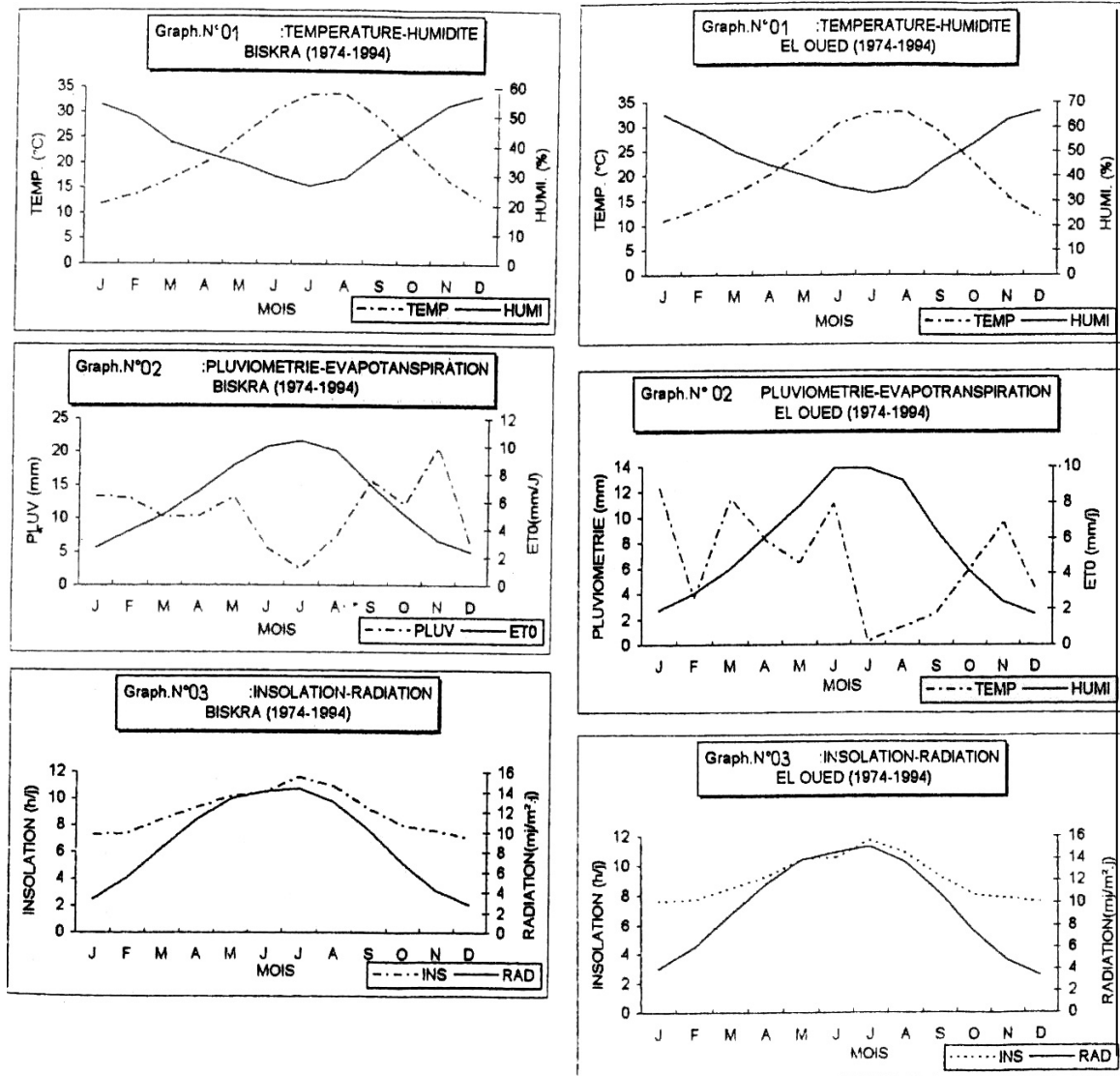


Figure 1.11c: Variation des paramètres climatiques des stations de Biskra et El-Oued

1.4. Cadre géologique

1.4.1. Introduction

Les travaux d'exploitation géologique du Sahara algérien remontent à avant le début du vingtième siècle. La véritable première période de travail se situe entre 1905-1950 où d'éminents géologues ont laissés leurs empreintes en établissant les grands axes stratigraphiques [21][22][23]. Ensuite, s'est amorcée une deuxième période avec les premières recherches pétrolières au Sahara d'une part et des travaux d'universitaires d'autre part, [24][25][26][27][28][29][30][31][32][33]; avec une mise en œuvre de moyen d'investigation et d'exploitation de plus en plus moderne, des travaux de cartographie géologique menés parallèlement à ces études et recherches pétrolières et hydrogéologiques dont l'intérêt reste très limité.

L'histoire géologique des bassins sédimentaires algériens s'inscrit dans le processus de géodynamique globale de la tectonique des plaques qui a structuré l'Algérie en deux domaines:

- Au Nord, l'Algérie alpine.
- Au sud la plate-forme saharienne.

Nous examinerons dans ce chapitre, les formations lithologiques, et l'évolution géodynamique et tectonique de la plate-forme saharienne (Fig.1.12).

1.4.2. Données lithostratigraphiques

Le plus grand volume des travaux relatifs aux données litho-stratigraphiques a été l'œuvre surtout des compagnies pétrolières (SNRepal, Sonatrach). Sur le plan litho stratigraphique les pétroliers divisent la plate-forme saharienne en un certain nombre de bassins répartis dans trois provinces : province occidentale, orientale, et triasique. La province occidentale comprend les bassins de Béchar, Tindouf, Reggane, Ahnet Mouydir, Timimoun et Sbaa.

La province triasique qui est située sur la partie septentrionale de la plate-forme correspond à un anticlinorium de direction Est-Ouest où les éléments majeurs suivants ont été individualisés :

- Le système structural de Djamâa-Touggourt
- Le système d'El Agreb- Messaoud
- La voûte de Tirlhemt

La province orientale appelée aussi synclise Est d'Algérie se compose des bassins d'Illizi et de Ghadamès. Ainsi la coupe de la (Fig. 1.13a, b) permet de décrire les différentes formations de la couverture sédimentaire du Mésozoïque et du Cénozoïque qui recouvrent en discordance les couches Paléozoïques érodées parfois jusqu'au Cambro-ordovicien, la stratigraphie type de chaque province, les corrélations des séries Paléozoïques mettent en évidence des variations latérales de faciès et d'importantes discontinuités.

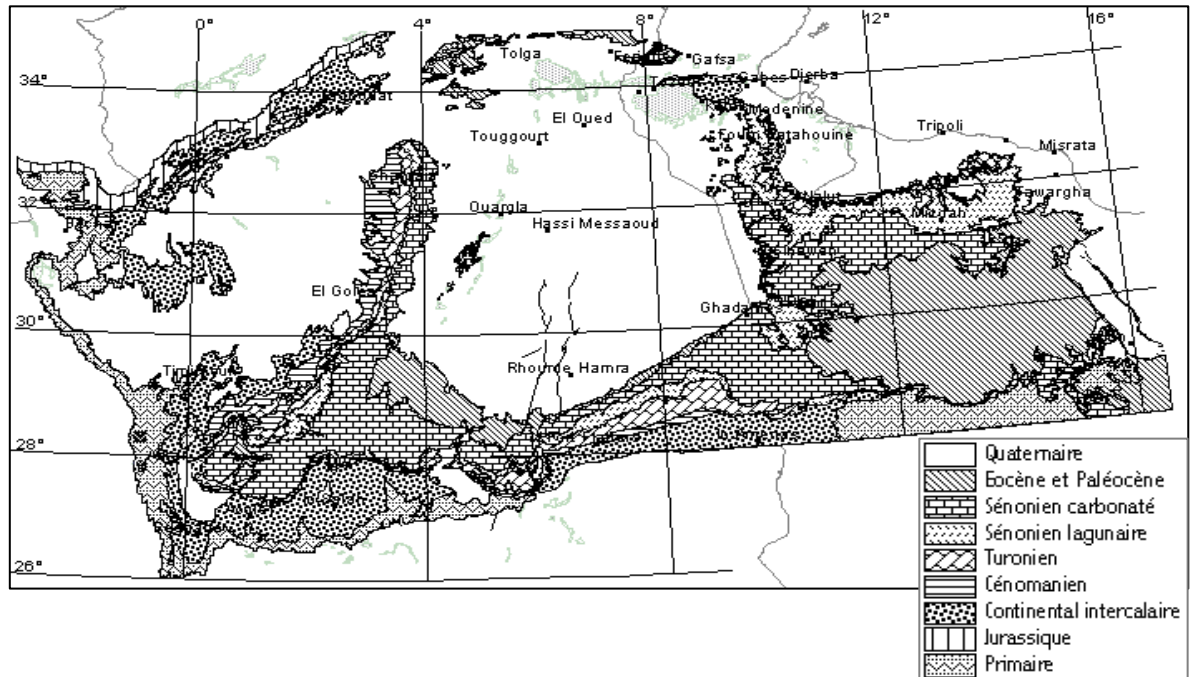


Figure 1.12 : Carte géologique du bassin saharien [34]

1.4.2.1 Le paléozoïque

Cambrien

Les dépôts du Cambrien reposent sur le socle cristallin et sont représentés par une épaisse série détritique constituée par des grès et des quartzites à passées conglomératiques. Le Cambrien repose sur les dépôts tuffo-sédimentaires de l'infra Cambrien. Les épaisseurs maximales de ces formations sont atteintes dans les bassins de Timimoun et du Grand Erg Oriental (Hassi Messaoud, Rhourde El-Baguel, El-Gassi, El-Agreb).

Ordovicien

Il constitue un ensemble (500 m) représenté par plusieurs unités lithologiques différentes caractérisées par un grand changement de faciès. Il est formé par les unités suivantes :

- Les grès d'El Atchane : sont constituées par d'alternances irrégulières d'argiles noires schisteuses, de siltstone et de grès quartziques. Elles sont rencontrées surtout dans les parties orientales de la province triasique, ses épaisseurs varient entre 20 et 120 mètres.
- Les argiles d'El-Gassi sont constituées par des argiles schisteuses, leurs épaisseurs varient entre 80 et 160 mètres (Aliev et al, 1971)
- Les quartzites Hamra sont présentés surtout dans la province orientale d'oued Mya, elles sont constituées par des grès quartziques fissurés à ciment argilo-gréseux. Leurs épaisseurs atteignent une valeur maximale dans la région de Gassi Touil - Hassi-Touareg de 370 mètres.

La formation de Hassi-Touareg est érodée sur les hauts fonds de Hassi Messaoud, Gassi-Touil, Hassi Chergui, dans la dépression de oued Mya son épaisseur atteint 200 mètres.

Silurien

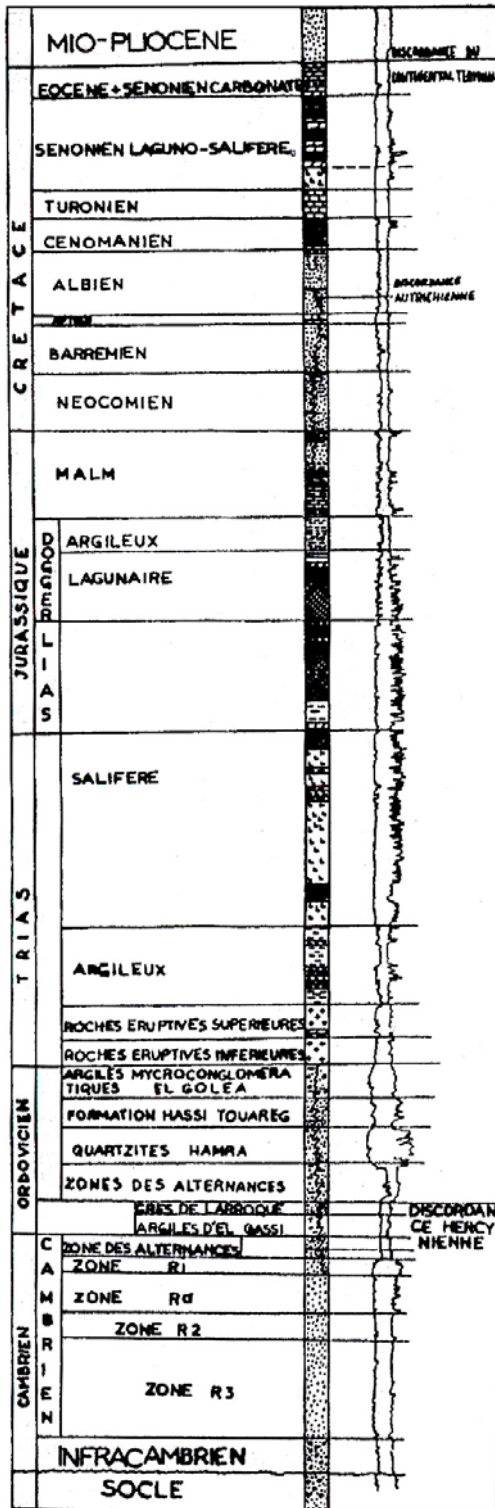
Il constitue un ensemble caractérisé par une sédimentation terrigène fine, argileuse en milieu marin, cette série d'apparence homogène (environ 600 m) est représentée par des argiles noires à graptolites et des argiles à passées gréseuses et rares bancs carbonatés. Les argiles noires ont un repère stratigraphique connu sur l'ensemble de la plate-forme saharienne.

Dévonien

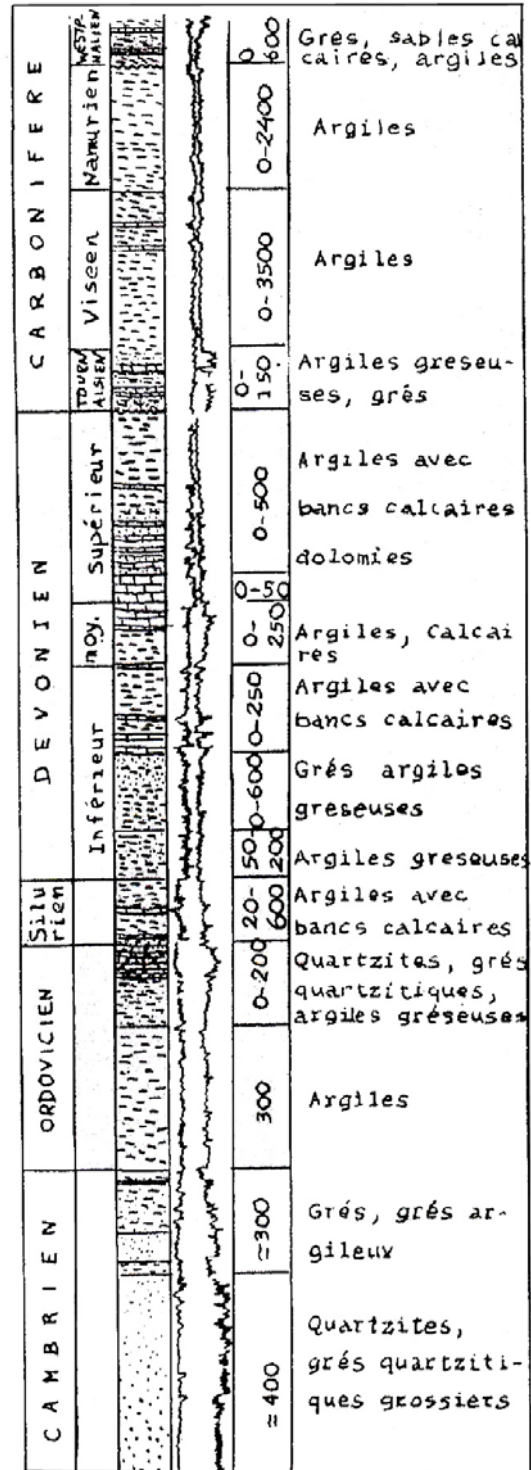
Dévonien inférieur : il est constitué de dépôts argilo-gréseuse et présente des faciès variés :

- Le lochkovien est représenté par des sédiments argilo-gréseux d'une puissance de 200 à 300m
- Le praguien : il est essentiellement gréseux avec des épaisseurs maximales dans la région nord de Tindouf (300-400 m)

L'ensien : Il est constitué d'un ensemble argilo-calcaires à gréseux



Coupe stratigraphique type du Sahara nord-oriental



Coupe stratigraphique type du Sahara occidental

Figure 1.13 : Log stratigraphique à travers le Sahara [35]

Le dévonien moyen et supérieur

La coupe stratigraphique du dévonien moyen et supérieur est caractérisée par des lacunes de sédimentation. Les dépôts ont été les plus touchés par l'érosion frasnienne et pré-mésozoïque leurs épaisseurs varient de 250 à 1700 m.

1.4.2.2. Le mésozoïque

Le Mésozoïque transgressif et discordant sur les termes du Paléozoïque est représenté par d'épais sédiments continentaux et lagunaires. Il est considérablement développé dans le bassin du Sahara nord septentrional et le bassin d'Illizi, sur le bassin sédimentaire saharien, que les géologues pétroliers nomment : «Province triasique» offre un grand intérêt pratique pour ces derniers.

Le trias : il est constitué de roches terrigènes et évaporitiques. Cet ensemble repose transgressivement et avec une grande discordance angulaire sur la surface érodée des roches sédimentaires sous-jacentes.

Les couches triasiques sont caractérisées par une grande variation de faciès et des épaisseurs. Le trias est divisé par les géologues pétroliers en grandes unités lithologiques bien distinctes, on a de bas en haut de la coupe [35].

Le trias argilo-gréseux et carbonaté (connue surtout sur la vallée de l'Oued Rhir, à Nezla, Gassi-Touil) son épaisseur =200 m

- Le trias argileux: son épaisseur augmente en direction nord est environ 180 m (dépression d'oued Mya) et atteint 260 m au Nord de Rhourde El-Baguel.
- Le trias salifère (évaporites argiles versicolores): il est caractérisé par de grandes épaisseurs: = 700 à Rhadamès, = 1300m au Nord de Rhourde El-Baguel et Hassi Messaoud, = 600m au Nord de la dépression d'oued Mya.

Le jurassique

Le jurassique est largement développé sur le bassin du Sahara Nord septentrional, et les régions avoisinantes. Il est représenté par de sédiments constitués de couches lagunaires et marines (sels, anhydrite, argiles), ainsi le jurassique inférieur (lias) sur tout le bassin saharien est composé d'anhydrites à passées d'argiles calcaires et de sel blanc rose (Aliev et al, 1971) son épaisseur diminue au sud est vers l'ouest (de 570 m à 167 m)

Le jurassiques moyen (Dogger) et supérieur (Malm) sont composé respectivement d'anhydrites, alternance de calcaire, de craie, de grès et d'argiles bariolés et une semi argilo-gréseuse à passée de calcaire, d'anhydrite et de dolomie leur épaisseur varie de 100 à 400 mètres pour les premiers et de 200-750 m pour le second.

Le crétacé

Dans la majeure partie du Sahara algérien le crétacé est représenté par des faciès continentaux, faisant partie du Continental Intercalaire qui sera décrit dans la première partie (Hydrogéologie).

1.4.3 Les grands traits de l'évolution paléogéographique et tectonique du Sahara nord septentrional algérien

L'examen de la carte géologique du Sahara, montre un net contraste entre le domaine nord et sud de l'Algérie, en effet, lorsqu'on traverse le domaine saharien par le Nord, on n'est frappé par la brutalité qui sépare le domaine alpin plissé de l'Atlas saharien de celui de la zone désertique de l'Afrique du Nord connu sous le nom de la plate-forme saharienne. Elle correspond à la partie septentrionale du vaste bouclier africain rigide (socle précambrien) par l'accident sud Atlasique (appelé aussi flexure sud Atlasique) le substratum. Les différentes transgressions et régressions sur ce substratum ont permis les différents dépôts sur cette plate-forme saharienne. Le schéma de la figure 1.14. retrace les grandes étapes paléo-géographiques et structuraux du sol saharien :

1.4.3.1 Socle précambrien

Ce socle est formé par des schistes, des gneiss, des quartzites et des granites métamorphisés. Il a subi des cycles de sédimentation (phrase suggarienne et pharusienne) entrecoupées par des phases de plissements violents, produisant ainsi la surrection des reliefs : Monts du Hoggar, la dorsale de Reguibat, Adrar des Iforas, l'Aïr et le Tibesti. Les agents d'érosion ont ensuite pris le relais et ont peu à peu arasé et raboté de vaste surface de l'ensemble de cet édifice.

1.4.3.2. Les tassilis

L'ère primaire débute par une invasion marine sur la zone arasée de ce socle précambrien (Fig. 1.14) qui dépose des calcaires à stromatolithes et dolomitiques, alors qu'autour du Hoggar ce sont étagés des couches gréseuses épaisses à stratification entre croisés indiquant des dépôts de mers peu profondes (dépôts côtiers), sédimentation qui a duré du cambrien au Gothlandien.

Cet ensemble, autour du Hoggar est formé par de plateaux profondément déchiquetés par l'érosion qui constitueront ce qu'on appellera «Les tassilis des Ajjers» célèbre pour ses vallées profondes et pittoresques.

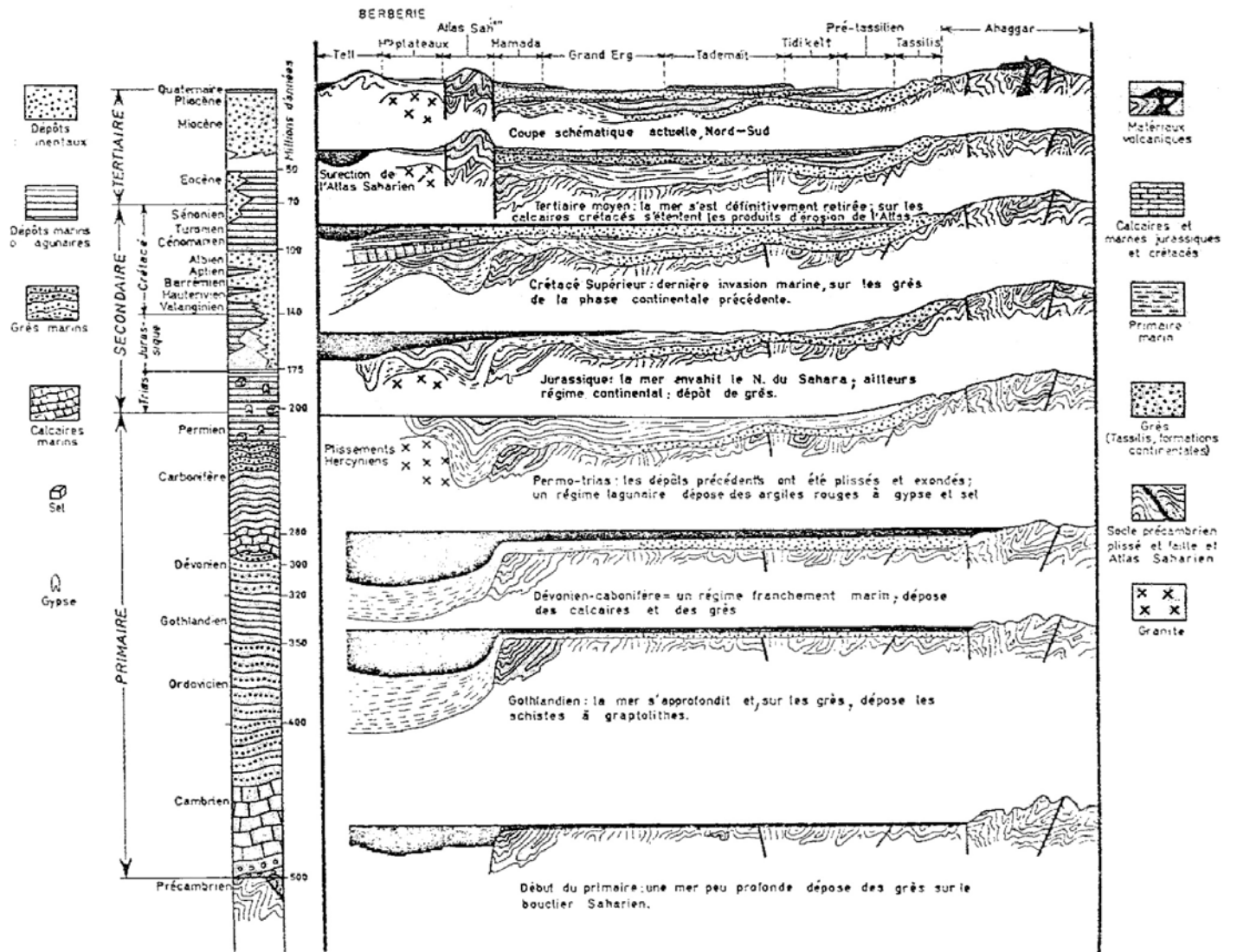


Figure 1.14 : Reconstitution paléogéographique du bassin sédimentaire saharien

1.4.3.3. Dépôts du primaire et mouvements hercyniens

Le dépôt des énormes masses gréseuses des tassilis a été poursuivi durant le Dévonien et le Carbonifère où on il s'est produit un approfondissement de la mer sur la plate-forme saharienne qui a eu pour conséquence le dépôt de masses considérables de calcaires et schistes avec de nombreuses intercalations gréseuses (bassin nord de la dorsale de Reguibat, Synclinal de Tindouf, bassin de Taoudenni, Fezzan, Chaîne de l'Ougarta).

Sur le plan de l'évolution tectonique de la plate-forme saharienne, il faut signaler que la structure d'ensemble du Sahara est différente suivant la région observée. Sur le Sahara occidental ce sont surtout les mouvements tectoniques de l'orogénèse hercynienne qui ont prévalu, alors qu'au Sahara Nord oriental et central, aux mouvements hercyniens se sont ajoutés ceux de l'époque Mésozoïque.

Sur le bassin du Sahara Nord Est septentrional, le bâti structural est constitué par deux éléments géotectoniques majeurs; Le Horst d'El-Biod Amguid, et la zone profonde de Rhadamès qui avec le môle de Tihemboka s'étend au-delà de la frontière Algéro-Libyenne et le haut fond de Tinfouyé. Ces structures qui étaient déjà en place au début du Paléozoïque ont subit l'influence des mouvements hercyniens qui à cette époque ont profondément plissés les sédiments accumulés sur les fosses géosynclinales nord de l'Algérie (fossé du géosynclinal des Atlas Tellien et Saharien)

1.4.3.4 Dépôts du secondaire et mouvements mésozoïques

Au début l'ère secondaire, le Sahara est entièrement émergée: des lagunes s'étalent sur la lisière Nord du bouclier saharien ainsi que sur la partie nord de l'Algérie; il s'y dépose des argiles rouges avec d'abondants amas de gypse et de sel gemme le tout intercalé de coulées basaltiques formant ainsi le trias.

Cependant, l'érosion attaque les parties surélevées sur tout le Sahara, ce qui a permis à toutes les fosses et les bas fonds de se combler par d'immense série de sables et d'argiles. Les quelques ascensions marines au jurassique et au crétacé inférieur sont sans grand effet sédimentaires, au contraire se sont surtout des sables éoliens ou fluviaux, d'argiles continentales versicolores qui ont couvert la quasi-totalité du Sahara, ce régime sédimentaire jusqu'au milieu de la période crétacé. Le développement et l'importante extension des grès ont été particulièrement abondants de l'Hauterivien à l'Albien. Ils formeront par la suite l'un des plus important aquifères captif du monde: le fameux *Continental Intercalaire*

Une transgression marine la dernière au Sahara a déposé au-dessus des formations Albiennes, les ensembles suivants :

- Les argiles vertes gypseuses (100 à 300 m) attribué au Cénomaniens.
- Des calcaires et des calcaires dolomitiques (50-100 m) attribué au Cénomaniens supérieure et au turonien
- Des argiles gypseuses et bancs d'anhydrite et sel gemme avec des intercalations de calcaire dolomitique (50-300 m) attribue au sénonien inférieure
- Calcaires et calcaires dolomitiques (100-250 m) attribués au sénonien supérieure et à l'Eocène.

1.4.3.5. Dépôts continentaux de la période tertiaire

A la fin de l'éocène, la majeure partie du Sahara algérien se présente comme un immense plateau calcaire. Au sud le Hoggar a vu son relief atténué par l'érosion. Les tassilis ont été en partie recouverts par la mer crétacée, contrairement à la dorsale Reguibat située à l'ouest qui a échappé à cette invasion marine. Au nord, l'Atlas saharien se trouve en voie de surrection : les énormes masses de sédiments apportés au continent saharien au cours de tout le Paléozoïque sont écrasées par des poussées venant du nord contre le bouclier africain, ce qui a provoqué un relèvement brutal des couches et produit des ruptures comme la fameuse flexure sud Atlasique ou accident sud Atlasique ; il faut signaler que le mouvement relatif de l'Atlas et du Sahara a commencé à la fin du crétacé, et s'est poursuivi au quaternaire.

Par ailleurs, les mouvements tectoniques ont eu les conséquences suivantes sur le bouclier saharien et sa couverture :

- Des plis à très grand rayon de courbure transformant la dalle calcaire du M'Zab ou une dorsale, et celle de Tademaït en un synclinal.
- Sahara septentrional n'est plus un plateau qui domine une fosse, il est devenu une plaine en contrebas d'une chaîne de montagne (Atlas saharien) au lieu de fournir du matériel, il va en recevoir.

Ainsi commence la phase d'érosion sédimentation continentale qui produit le Sahara actuel. En effet au nord, les jeunes reliefs de l'Atlas saharien jetant sur la plaine saharienne des masses considérables de sable et argiles rouges qui s'étaleront sur tout le bassin sédimentaire saharien (occidental et oriental) et formeront par la suite les fameuses formations aquifères du continental terminal.

1.4.4. Lithostratigraphie des formations post turoniennes du bas Sahara

Dans le bassin oriental du bas Sahara entre la dorsale du M'Zab et les reliefs du Dahar, Les formations Turoniennes constituent un système aquifère généralement indépendant du continental intercalaire.

Le sénonien lagunaire

Dans tout le Sahara oriental, le sénonien est formé de deux ensembles très différents du point de vue lithologique :

- le sénonien lagunaire à la base
- Le sénonien carbonaté au-dessus.

La limite inférieure du sénonien lagunaire est généralement nette. En effet, les évaporites et argiles Sénoniens sont aisément différenciables des calcaires et dolomies du Turonien. Le passage est beaucoup moins net entre Sénonien lagunaire et Sénonien carbonaté.. Du point de vue lithologique, le sénonien lagunaire est constitué par une alternance régulière de bancs :

- d'anhydrite (quelques mètres d'épaisseurs)
- de dolomie (jusqu'à 10-15 m d'épaisseur)
- d'argiles (rarement plus de 1 à 2 m)
- de sel

Le sénonien carbonate

La limite entre le sénonien lagunaire et sénonien carbonaté n'est pas toujours bien nette. La limite supérieure de ce dernier est encore plus floue. En effet, il y a pratiquement continuité du point de vue lithologique entre le sénonien et l'éocène carbonaté. Les deux niveaux étant formés de calcaires de même nature. Seule la présence de nummulites permet d'identifier l'éocène. Le sénonien carbonaté est essentiellement formé de dolomies et de calcaires dolomitiques, avec des intercalations de marnes et d'argiles plus rarement d'anhydrites à Ouargla.

L'éocène inférieur carbonate

Comme pour le sénonien, on distingue dans l'éocène deux ensembles distincts du point de vue lithologique :

- l'éocène carbonaté à la base.
- L'éocène évaporitiques au-dessus.

Le sénonien et l'éocène carbonatés réunis forment un très puissant ensemble calcaire. Sa puissance dépasse 500 m dans la région des chotts.

L'éocène moyen évaporitique

Au-dessus de l'éocène carbonaté, on rencontre au nord de Ouargla une formation, constituée par une alternance de calcaires, d'argiles de marnes et d'anhydrites.

Le miopliocène

Le Miopliocène correspond au «continental terminal» de C. Kilian [36], c'est un puissant ensemble de sables et d'argiles qui s'étend sur tout le Sahara et qui repose en discordance, indifféremment sur le primaire, le continental intercalaire le cénonanien, le turonien, le sénonien ou l'éocène. Son épaisseur varie quelques mètres à plus de 2000 mètres dans la fosse sud Atlasique. Bel et Demargne (1971) [37] distinguent quatre niveaux dans ces dépôts lenticulaires de bas en haut :

Niveau 1 : Il est argileux et peu épais. Il existe uniquement dans la zone centrale du Sahara oriental. Avec l'éocène évaporitiques. Les argiles de la base du Miopliocène constituent une barrière très peu perméable entre la nappe du sénonien et de l'éocène carbonaté et celle des sables de niveau 2.

Niveau 2: Il est grésosableux ,c'est le niveau le plus épais et le plus constant. A sa base, on trouve parfois des graviers alors que le sommet se charge progressivement d'argiles pour passer au niveau 3.

Niveau 3: c'est une formation argilo-sableuse dont les limites inférieures et supérieures sont assez mal définies.

Niveau 4: c'est le deuxième niveau sableux du Miopliocène, parfois en continuité avec le niveau 2. Il est très épais dans la région du Chott.

1.5 Contexte hydrogéologique

1.5.1. Introduction

Le bassin sédimentaire du Sahara septentrional comporte à la base des formations marines paléozoïques, contenant des gisements d'hydrocarbures et de l'eau salée. Elles sont surmontées, en discordance par les formations du secondaire et du tertiaire, ces formations contiennent les principales unités hydrogéologiques de ce bassin.

1.5.2. Principales unités hydrogéologiques du bassin sédimentaire du Sahara septentrional

Aborder un sujet aussi important que les ressources en eau du bassin sédimentaire du Sahara septentrional consiste tout d'abord à repérer et distinguer les grandes unités hydrogéologiques. Ainsi nous distinguerons sur ce bassin, les principales unités suivantes:

- La nappe du continental intercalaire (C.I.)
- La nappe du complexe terminal (C.T)
- Les nappes phréatiques (quaternaire)

Le quaternaire est essentiellement constitué par des sables dunaires, qui contiennent des nappes phréatiques constituant l'unité hydrogéologique supérieure au Sahara. Nous tenterons d'exposer dans ce chapitre une synthèse des connaissances sur l'hydrogéologie de l'ensemble de ces unités à travers le bassin saharien.

1.5.2.1. Nappe du Continental Intercalaire

C. Kilian (1931) [36] a été le premier auteur qui a proposé une définition de l'épisode sédimentaire continental qui se situe entre deux cycles sédimentaires marins:

- A la base le cycle principalement marin du paléozoïque que termine l'orogénèse hercynienne
- Au sommet, le cycle marin que déclenche la transgression du crétacé supérieur.

Le Continental Intercalaire ainsi défini est largement développé en Algérie. Il occupe l'intervalle stratigraphique compris entre la base du Trias (localement permo-Trias) et le sommet de l'Albien. La reconnaissance de la nappe du continental intercalaire par forage en Algérie a commencé vers la fin du 19^{ème} siècle. Le premier forage dans les grès attribués à l'Albien était réalisé en 1891 [38]; les données de ce forage ont attiré l'attention des ingénieurs et géologues (notamment Rolland et Flamand), ainsi onze ans plus tard, la même ressource était également exploitée par forage artésiens à Fort Flatters et à In Salah.

Le développement des techniques et appareils de forage au début du 20^{ème} siècle a permis de réaliser plusieurs forages jaillissant qui ont traversé toutes ces formations gréseuses albiennes, ce qui permettait par la suite d'établir la continuité spatiale de cette formation [38].

Les études géologiques et les forages de cette époque, ont permis de préciser l'âge et les limites stratigraphiques de la formation aquifère, ainsi que son extension géographique et ses zones d'affleurements.

Depuis, de nombreuses études et découvertes ont été effectuées sur le Continental Intercalaire, les informations fournies par les forages pétroliers se sont révélées précieuses pour la connaissance de ce réservoir profond. Ainsi les premières études de synthèse hydrogéologique en Algérie, ont été jusqu'au années 60, l'œuvre, de A. Cornet(1964) [38]. L'étude effectuée par la direction des carburants et Burgeap, en 1963 [39], le modèle sur cuve rhéoelectrique exécuté par géo-hydraulique en 1965 ont permis une approche plus

quantifiée des phénomènes et paramètres hydrauliques (piézométrie, perméabilité, transmissivité, géométrie, etc.). Toutefois, ces études n'avaient pas permis de pronostiquer et prévoir de façon systématique et rapide les répercussions de prélèvements nouveaux et croissants afin d'en dégager un programme d'exploitation adéquat.

Cependant la véritable étude de synthèse des connaissances hydrogéologiques de la nappe du continental intercalaire à l'échelle du Sahara Algéro-Tunisienne fût réalisé en 1972 dans le cadre du projet ERESS (Etude des ressources en eau du Sahara septentrional) initié par l'UNESCO [40]. Elles mettaient en œuvre les moyens nouveaux qui offraient les modèles de simulation mathématiques à l'époque, ceci allait permettre d'établir différents schémas d'exploitation de cet aquifère.

Par ailleurs, avec la mise en place de l'observation du Sahara et du Sahel (OSS) en Tunisie en 1992, l'étude des aquifères du bassin du Sahara Septentrional à été relancé avec un programme très ambitieux appelé « Système aquifère du Sahara septentrional » (SASS) qui englobe l'Algérie, la Tunisie et la Libye. Le projet est en cours d'élaboration (1999-2001 ; nous y reviendrons en détail après avoir exposé la schématisation de ces aquifères lors de l'étude ERESS en 1972 [40].

1.5.2.1.1. Schématisation du réservoir du Continental Intercalaire lors du projet UNESCO (ERESS-1972) [40].

L'étude hydraulique de l'aquifère du continental intercalaire (géométrie, position, épaisseur et anatomie) lors du projet ERESS reposait essentiellement sur les nombreuses données disponibles surtout en Algérie. Ces données sont relatives aux campagnes géophysiques pétrolières, aux forages pétroliers, aux diagraphies et aux études hydrogéologiques, et géophysiques menées dans le cadre de ce projet entre 1965-1970, (qui ont servi de base à l'établissement du modèle [29] [30] [41] [42] [43] [44] [45][46].

L'étude et l'interprétation des corrélations entre les différents forages à l'échelle de tout le Sahara Algéro-Tunisien a permis de regrouper les formations clastiques (argilo-gréseuse) en un système homogène et monocouche (ERESS, 1972), ceci dans un but de construire un modèle global à l'échelle saharienne et donc de réaliser des prévisions à long terme. Les formations élastiques argilo-sablo-gréseuses du Continental Intercalaire définies ne sont pas homogènes et continues à l'échelle du bassin sédimentaire saharien. Les hétérogénéités relevées ont permis dans le cadre du projet ERESS d'introduire la notion de réservoir utile qui correspond à la partie où prédominent les grès et grès argileux imbibés d'eaux relativement douces (ERESS,1972)(Fig.1.15). Cette nouvelle définition du réservoir

utile de la nappe a entraîné des différences entre les vraies épontes et celles qui ont été adoptées (en Algérie: la partie centrale du bassin du Grand Erg Oriental, zone d'El-Borma.

Le mur de la nappe du CI : il coïncide avec la discordance hercynienne sous les plateaux du Tademaït et du Tinrhert, au Nord, sur le prolongement de la dorsale d'Amguid, le CI repose également sur le Permien. Ailleurs sur le Sahara, le substratum du CI est de plus en plus récent : Trias, Dogger, Lias, et Malm.

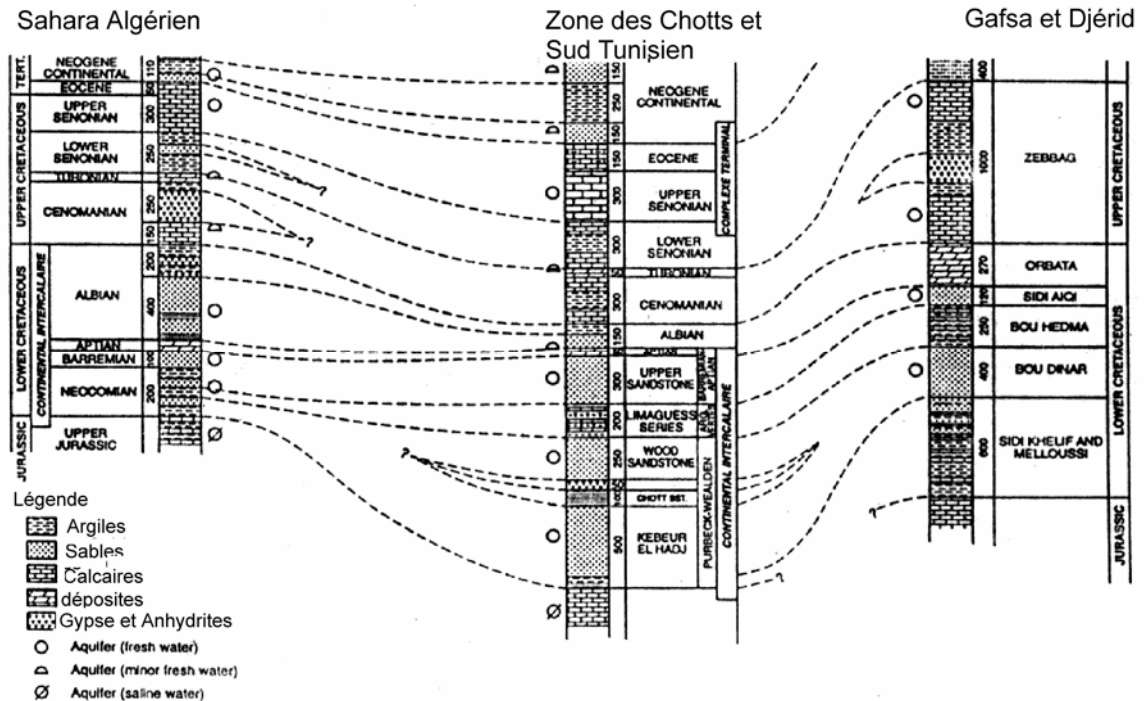


Figure 1.15 : Corrélation entre les formations du CI (Algérie-Tunisie)[40]

Le toit de la nappe du CI : En Algérie, le toit du Continental Intercalaire représenté sur la coupe produite lors de l'étude ERESS (Fig.1.16), est constitué d'argiles et d'évaporites du cénozoïque, il est continu sur tout le bassin. Sa profondeur augmente du sud vers le nord (1000m) au bas Sahara et peut atteindre (2000) sous les chotts, provoquant ainsi une forte charge de la nappe sur tout le bassin

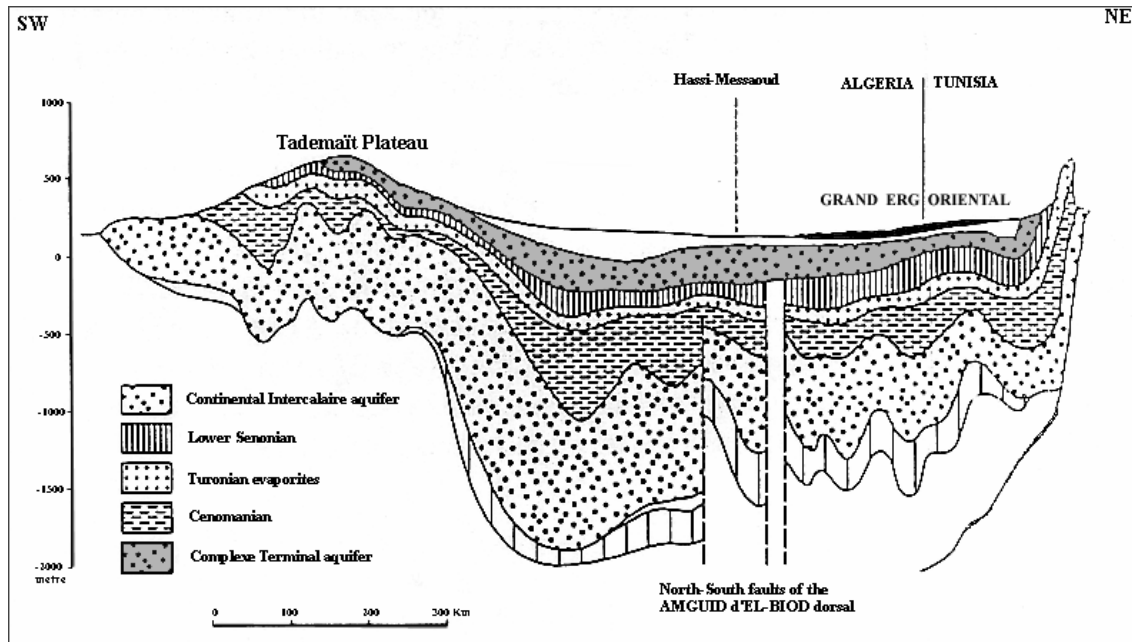


Figure 1.16 : Coupe hydrogéologique à travers le bassin du Sahara septentrional[34,40]

1.5.2.1.2. Hydrodynamisme de la nappe du Continent Intercalaire.

La mobilisation des eaux souterraines des aquifères captifs des grands bassins sédimentaires est due principalement à leur fonction de déstockage. Cependant le fonctionnement hydraulique de ces réservoirs est toujours existant, il est caractérisé par un écoulement, une alimentation et des exutoires. Pour le réservoir du continental intercalaire, nous verrons:

- *Zones de recharge (Alimentations)*
- *Piézométrie de la nappe du CI*
- *Les caractéristiques hydrodynamiques du CI.*
- *Bilan hydrique de la nappe*

1.5.2.1.3. Zones de recharges (Alimentations)

Les principales zones de recharges de la nappe du continental intercalaire identifiées à l'échelle de tout le bassin du Sahara sédimentaire septentrional [38, 40,41], sont les suivantes

- *Le Nord Ouest de l'Atlas saharien (Algérie)*
- *Plateau du Tinrhert et Tademaït*
- *Monts de Dahar en Tunisie*
- *Erg occidental.*

La partie Nord Ouest de l'Atlas saharien constitue l'une des principales zones de recharge du Continental Intercalaire, la surface totale des affleurements gréseux du crétacé inférieur est de l'ordre de 10.000 km², la recharge s'effectue directement par infiltration des eaux de ruissellement le long des oueds qui descendent de ce massif montagneux, plusieurs auteurs, ont cherché à estimer le flux entrant à partir de la limite du domaine saharien. Les hypothèses faites sur l'infiltration dans l'Atlas saharien et le calcul du débit qui traverse les isopièzes proches de la bordure, conduisent à des chiffres variables (4 à 10 m³/s) [38][41]. Ces chiffres ne semblent pas trop réalistes, d'une part parce que les coefficients d'infiltration et d'évaporation sont estimés, donc hypothétiques, et d'autre part l'impluvium réel ne correspond pas à l'affleurement réel des formations gréseuses du crétacé inférieur.

La valeur d'infiltration adoptée (flux imposé lors de l'étude ERESS), sur l'Atlas saharien en phase de calage définitif du modèle est plus faible (2.03 m³/s), elle répond beaucoup plus à l'homogénéisation des résultats du modèle.

L'alimentation à l'Est et au Sud-Ouest à partir des affleurements du Dahar et des plateaux du Tinrhert et du Tademaït s'effectue par infiltration des eaux de ruissellement, cependant son évaluation précise est restée confrontée au même problème que sur l'Atlas saharien (imprécision sur les coefficients d'infiltration et de ruissellement adopté).

L'étude du problème de la recharge de la nappe du Continental Intercalaire s'avérait plus que nécessaire après cette étude du projet ERESS, nous verrons dans le cadre de cette étude l'apport du traçage isotopique et hydrogéochimique à cette question capitale en zone aride.

1.5.2.1.4. Exutoires

Exutoires naturels

Sur le bassin du Grand Erg Occidental, les exutoires naturels de la nappe du Continental Intercalaire sont représentés essentiellement par les foggaras, véritables galeries drainantes, ce sont des sources qui étaient à l'origine du creusement de ces ouvrages hydrauliques, elles sont bien développées dans les zones du Touat, Tidikelt et le Gourara. L'exploitation intense durant ces vingt dernières années de la nappe du CI par la réalisation de nombreux forages profonds a engendré une diminution sensible du niveau d'eau voir même une tendance à la disparition de ce «système d'exploitation hydraulique traditionnel» [34]

Les fuites verticales (drainance ascendante) de la nappe du CI vers les aquifères superficiels du complexe terminal à la faveur des failles qui jalonnent la dorsale d'Amguid El-Biod sur le bassin du Grand Erg Oriental, constitue aussi un exutoire naturel. A l'est en Tunisie l'exutoire principal de la nappe du CI se situe au niveau du Chott Fedjedj par drainance verticale d'évaporation et l'écoulement horizontale à travers la faille d'El Hamma [40] [46] vers la nappe de la zone côtière tunisienne.

Exutoires artificiels

Ils sont constitués principalement par les forages profonds captant la nappe au CI. Sur l'ensemble du bassin saharien

1.5.2.1.5. Piézométrie

La première carte piézométrique de la nappe du Continental Intercalaire à l'échelle du bassin sédimentaire du Sahara septentrional (Algérie et Tunisie) à été publié en 1961 [41], plus tard, cette carte à été affinée [48]. Cette carte met clairement l'individualisation des deux bassins (*Grand Erg Occidental et Grand Erg Oriental.*) Cependant, la piézométrie du Continental Intercalaire aussi bien en Algérie qu'en Tunisie n'a été correctement établie qu'avec l'étude ERESS [49] la carte présentée à la figure 1.17 est celle mesurée en 1956, elle a servi comme base (régime permanent) pour le calage du modèle:

Cette carte montre que ces eaux en provenance de la partie Nord-Ouest (Atlas saharien) se divisent sur l'axe de la dorsale du Mzab suivant deux directions (Fig. 1.17) :

- *Une partie s'écoule vers le sud et sud ouest (Gourara, Touat, Tidikelt) non représentée sur cette carte*
- *L'autre partie s'écoule suivant une direction Est ouest vers l'exutoire principal en Tunisie (zone des Chotts et faille d'El-Hamma)*
- *Les eaux en provenance du plateau de Tinrhert et du Dahar s'écoulent vers le nord et le nord-est sous le Grand Erg Oriental en direction de l'exutoire principal (zone des Chotts et Faille d'El-Hamma).*

1.5.2.1.6 Caractéristiques hydrodynamiques du CI.

Les transmissivités et les coefficients d'emménagement ont été évalués par des essais de pompage et des calculs théoriques [40]. Les valeurs disponibles pour un groupe de captage par zone sont reportées sur le tableau 6.

Tableau 1.6 : Valeurs des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère du CI [40]

Paramètres Zones	Transmissivités T ($10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$)	Coefficient d'emmagasinement S (10^{-3})
Oued Rhir	6	50
Ouargla	8	1
Zelfana	25	1
Chott Fedjedj	30	1

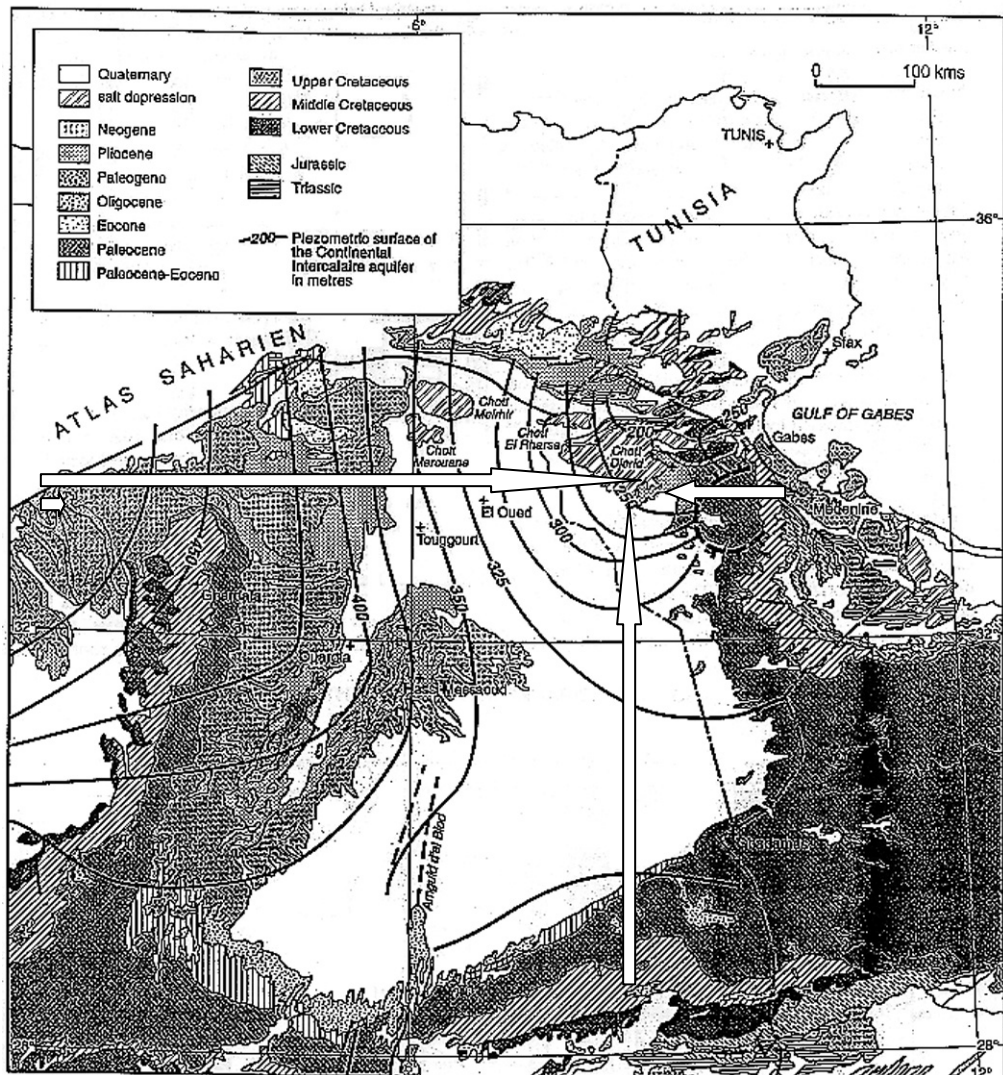


Figure 1.17 : Carte piézométrique de la nappe du Continental Intercalaire[40]

1.5.2.1.7. Bilan de la nappe du Continental Intercalaire

La première tentative d'un bilan hydrique de la nappe du Continental Intercalaire a été effectuée par Cornet en 1964, cependant, ce n'est que lors de l'étude ERESS qu'un Bilan hydrodynamique complet a été établi à la base de calcul numérique du modèle

mathématique. Il représente l'état piézométrique de la nappe en régime permanent (année 1956) et en régime transitoire (année 1970) et fait ressortir les 'flux entrants' du système représenté par les composantes de la recharge sur les bordures et les flux sortants représentés par (tableau 1.7) :

- *Les zones de recharges (drainance verticale et évaporation) : zone d'El Biod en Algérie, et Chott Fedjedj en Tunisie.*
- *L'exploitation par forages et les sources*
- *Les sorties latérales (exutoire principal en Tunisie)*

Tableau 1.7: Bilan de la nappe du Continental Intercalaire en m³/s [40]

Termes du Bilan	Zone	1956 Régime permanent	1970 Régime Transitoire
Entrées			
Alimentation en bordure	Atlas saharien	o m ³ /s	2.03m ³ /s
	Grand Erg occidental	3.55m ³ /s	3.55m ³ /s
	Tinrhert	0.43m ³ /s	0.43m ³ /s
	Total Algérie	6.01m³/s	6.01m³/s
	Libye	0.49m ³ /s	0.49m ³ /s
	Dahar tunisien	1.99m ³ /s	1.99m ³ /s
Total Entrées		8.49 m³/s	8.49 m³/s
Sorties			
Drainance verticale	El-Biod	0.55	0.55
	Chott Fedjedj	0.30	0.29
	Total drainance verticale	0.85	0.84
Sorties latérales (limites à potentiel imposé)	Touat, Gourara	1.80	1.80
	Tidikelt	1.94	1.90
	Exutoire tunisien	3.58	3.48
	Total sorties latérales	7.32	7.18
Exploitation par forages	El-Goléa	0.30	
	Ghardaia	0.02	3.05
	Total exploitation	0.32	
Total sorties		8.49	11.07
	Prélèvements sur les réserves		2.58 m³/s

La remarque principale qui pourrait être apportée à l'établissement de ce bilan, est le fait que tous les éléments de ce bilan (alimentation, drainance, évaporation, sortie latérale) à l'exception de l'exploitation de la nappe par forage et foggaras, sont établies à partir d'hypothèses. Celles ci ne reposent sur aucun travail ou étude de terrain qui permettrait de quantifier ces paramètres, elles ont été imposées au modèle lors de l'étude ERESS pour le calage de celui ci.

Ces hypothèses ont pu être réexaminées ces dernières années aussi bien en Algérie qu'en Tunisie. En effet, de nombreuses études ont été réalisées depuis l'étude ERESS, et qui se résument comme suit:[34]

- *Réalisation de nombreux autres forages*
- *Campagnes de mesures piézométriques*
- *Campagnes de jaugeages des forages (pressions à la tête des forages)*
- *Modélisation (réactualisation des simulations de l'ERESS)*

1.5.2.2 Nappe du Complexe Terminal

Le système aquifère du complexe terminal couvre la majeure partie du bassin du Sahara septentrional sur environ 350.000 km²; dans le bassin occidental, la nappe est en liaison étroite avec la nappe sous jacente du CI auquel elle a été intégrée lors de l'étude ERESS. En revanche sur le bassin oriental la nappe du CT est bien individualisée dans son comportement hydrodynamique.

Le terme de 'nappe du Complexe Terminal' groupe sous une même dénomination, plusieurs aquifères situés dans des formations géologiques différentes [38] [40]. Cette nappe peut circuler dans l'une ou les trois formations lithostratigraphiques suivantes:

- Sénonien et Eocène carbonatés
- Miopliocène sableux argileux (Continental Terminal)
- Quaternaire

1.5.2.2.1. Zones de recharges et sens d'écoulement de la nappe du Complexe Terminal

Cornet avait établi et publié la première carte piézométrique du CT en 1960, elle a été reprise par J. Allaire en la complétant à l'aide des renseignements fournis par les forages pétroliers. Lors de l'étude ERESS, cette même carte a été révisée et complétée grâce à la densité des forages tant pétroliers qu'hydrauliques. (Fig. 1.18)

Les axes et les directions d'écoulement sont identifiés sur cette carte piézométrique, l'allure des isopièzes montre que la nappe peut être rechargée par les zones de bordures suivantes:

- *Alimentation à partir de l'Atlas saharien*

Entre Biskra et la frontière tunisienne, les courbes isopièzes sont parallèles à l'Atlas, l'alimentation peut avoir deux origines:

- A travers la flexure sud Atlasique,
- Par infiltration des crues d'oueds à l'aval de l'accident atlasique [42].

Entre Laghouat et Biskra, l'écoulement est inexistant puisque les isopièzes sont perpendiculaires à la flexure; pourtant géologiquement rien ne s'oppose à cet écoulement puisque l'accident est de faible importance.

- Alimentation par les Daïas et les M'zab

L'alimentation de la nappe du CT à partir des monts du M'Zab a été considérée par plusieurs auteurs [24][38] comme étant la principale zone de recharge. L'alimentation s'effectue par infiltration directe sur les calcaires du sénonien et de l'éocène affleurant sur la dorsale du M'Zab. Pour la nappe des sables du miopliocène l'alimentation s'effectue au niveau de la limite d'extension des sables sur les pentes du M'Zab par infiltration directe des pluies (la nappe des sables est en charge sur le centre du bassin au bas Sahara et est libre sur les bordures ouest et sud)

Par ailleurs, le réseau très dense des oueds du versant oriental du M'Zab peut jouer un rôle important dans l'alimentation de la nappe des sables. En effet, lors d'épisode pluvieux exceptionnel, ces oueds entrent en crue et les eaux viennent butter contre les sables pour les alimenter [38] [40].

- Alimentation par les plateaux du Tinrhert, du Tademaït et du Grand Erg Oriental

L'alimentation peut se produire sur les affleurements du CT sur les plateaux du Tademaït et du Tinrhert par infiltration directe et aussi sur les grandes dunes du Grand Erg Oriental où la nappe des sables est libre et non profonde. Les eaux s'écoulent du sud vers le nord et convergent vers l'exutoire principal du CT dans les Chotts Merouane et Melrhir sur environ 700 km (Fig. 1.18)

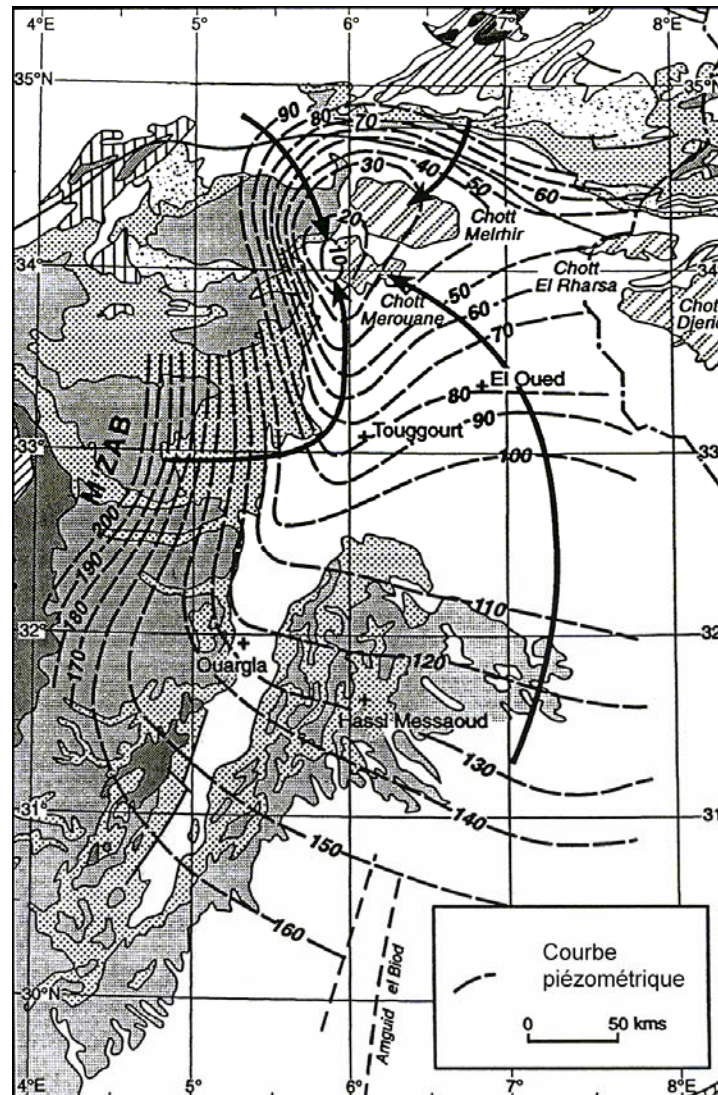


Figure 1.18: Carte Piézométrique de la nappe du CT[40]

1.5.3. Réactualisation et extension de la schématisation du système aquifère du Sahara septentrional [Projet SASS, observatoire du Sahara et du Sahel (OSS) [1999-2003]

1.5.3.1. Introduction

L'observatoire du Sahara et du Sahel (OSS) est un organisme international autonome créé en 1992 et établi en Tunisie. Il regroupe des états d'Afrique et d'Europe, ainsi que plusieurs organisations mondiales (UNESCO), régionales et de la société civile. Sa mission est d'œuvrer pour l'émergence d'un espace africain de coopération et d'échange dans les domaines suivants : *Ressources en eau des pays sahariens et sahéliens*, et *Lutte contre la désertification et la sécheresse*. Son objectif est la maîtrise, la diffusion

et le partage de l'information utile à la gestion durable des ressources naturelles. La plateforme d'action scientifique et technique de l'OSS repose sur trois axes fédérateurs:

- *Le dispositif d'observation, de suivi et d'évaluation de la désertification*
- *La gestion des ressources en eau*
- *La promotion de la recherche pour le développement*

A travers l'axe gestion des ressources en eau, l'OSS a lancé un programme «aquifères des grands bassins» dont le programme SASS «Système Aquifère du Sahara Septentrional» constitue le premier grand projet en voie d'évaluation. A travers ce programme l'OSS visait la mise en place d'un cadre de dialogue scientifique et technique à même de favoriser l'actualisation, et l'harmonisation des connaissances nécessaires à l'élaboration de stratégie de gestion efficace et promouvoir aussi une «conscience de bassin» c'est à dire le sentiment de partager une ressource commune et la nécessité d'agir ensemble pour son exploitation rationnelle, ce dernier volet est lié au fait que la géographie des ressources en eau ne coïncide généralement pas avec la géographie politique. Les cadres territoriaux des systèmes de ressources s'étendent souvent sur plusieurs pays et leurs limites naturelles recoupent les frontières. C'est le cas pour le programme SASS, puisque ce système aquifère est à cheval sur 03 pays: L'Algérie, la Tunisie, et la Libye.

Cette action de l'OSS avait aussi pour but de créer des conditions favorables pour permettre aux scientifiques et aux décideurs des pays concernés et à leurs institutions de mener des réflexions communes concernant l'évaluation et la gestion de ces ressources dans le but d'aider les états à développer des stratégies d'exploitation concertées de cet ensemble, et avec comme objectif final de les aider à mettre en place des outils de gestion et un cadre de concertation des plans d'aménagement des eaux.

Pour ce faire, une évaluation actualisée des connaissances hydrogéologiques concernant le système aquifère du Sahara septentrional a été réalisée à cette occasion.

1.5.3.2. Evolution et situation du SASS par rapport au projet ERESS 1972

Dans les trois pays partageant le système aquifère du Sahara septentrional (Algérie, Libye, et Tunisie), les nappes sahariennes communes du continental intercalaire (CI) et du complexe terminal (CT) sont à l'origine de programmes de développement économique dont l'importance est capitale et qui est basé principalement sur la mobilisation massive des ressources en eau de ces nappes. Celles-ci connaissent une exploitation de plus en plus soutenue pour faire face aux besoins de la région particulièrement en irrigation et en AEP.

Cette situation est de nature à entraîner de profonds changements dans les caractéristiques de ces nappes sur le double plan quantitatif et qualitatif. Ceci requiert une meilleure maîtrise de connaissances à même de permettre une gestion optimisée et rationnelle. Cette gestion passe par une étude intégrée à l'échelle du bassin afin d'actualiser l'évaluation des ressources exploitables, ainsi que par un échange concerté entre les différents pays concernés.

Après la première étude réalisée par l'UNESCO (ERESS, 1972), il y a eu en 1983 une réévaluation des modèles (projet RAB) sans intégration des données libyennes. De nouvelles hypothèses de prélèvement ont été simulées pour satisfaire les plans de développement agricole envisagés par l'Algérie et la Tunisie [34].

Ensuite, la Libye a été intéressée par une réactualisation commune des ressources en eau partagées avec l'Algérie et La Tunisie, et a mis à la disposition de l'OSS une masse considérable de données nouvelles concernant les deux systèmes aquifères en question.

L'augmentation significative de nouveaux forages réalisés et des prélèvements depuis 1982 en Algérie et en Tunisie a entraîné des conséquences importantes sur les nappes : disparition presque totale de l'artésiennisme, tarissement des sources, rabattement significatif des nappes, détérioration de la qualité notamment dans certaines zones à forts prélèvements [34]. Toutes ces conditions ont contribué à la relance et l'actualisation de l'évaluation des ressources en eau à travers ce programme SASS dont nous verrons ci après l'état de son développement.

1.5.3.3. Présentation du bassin SASS

Le programme du système aquifère du Sahara septentrional (SASS) a été lancé en juillet 1999. Il couvre une superficie de plus de 1 million de km², dont 700.000 km² se trouvant en Algérie, 80.000 km² en Tunisie et 250.000 km² en Libye. (Fig. 1). Il est constitué de dépôts sédimentaires dans lesquels on distingue de bas en haut, des deux principaux réservoirs du Sahara septentrional : le continental intercalaire (CI) et le complexe terminal (CT).

Dans le Sahara Algéro-Tunisien, l'exploitation des eaux souterraines de ces deux aquifères s'est intensifiée depuis plus d'un demi-siècle. En Libye, cette exploitation est plus récente mais l'explosion démographique et l'absence de ressources renouvelables dans le territoire saharien augmentent l'intérêt pour ces ressources.

Ces aquifères sont exploités par le biais de forages, de foggaras et de sources. Les prélèvements actuels sur les ressources en eau de ce bassin sont estimés à 1100 km³/an en

Algérie, 250 km³/an en Libye et 540 km³/an en Tunisie (Fig.1.19). Sur l'ensemble de ces volumes extraits, 90% sont pratiquement destinés à l'irrigation [50] [51].

Cependant, sur l'ensemble du territoire saharien, l'exploitation de ces eaux souterraines est soumise à un certain nombre de contraintes qui la rendent assez limitée, parmi celles-ci nous pouvons citer :

- *La profondeur des captages*
- *La salinité des eaux*
- *Les ergs et les étendues de dunes*
- *Les chotts et sebkhas, source de dégradation de la qualité des eaux*
- *Les apports des nappes superficielles (phréatiques)*
- *Le niveau assez bas des pompages*

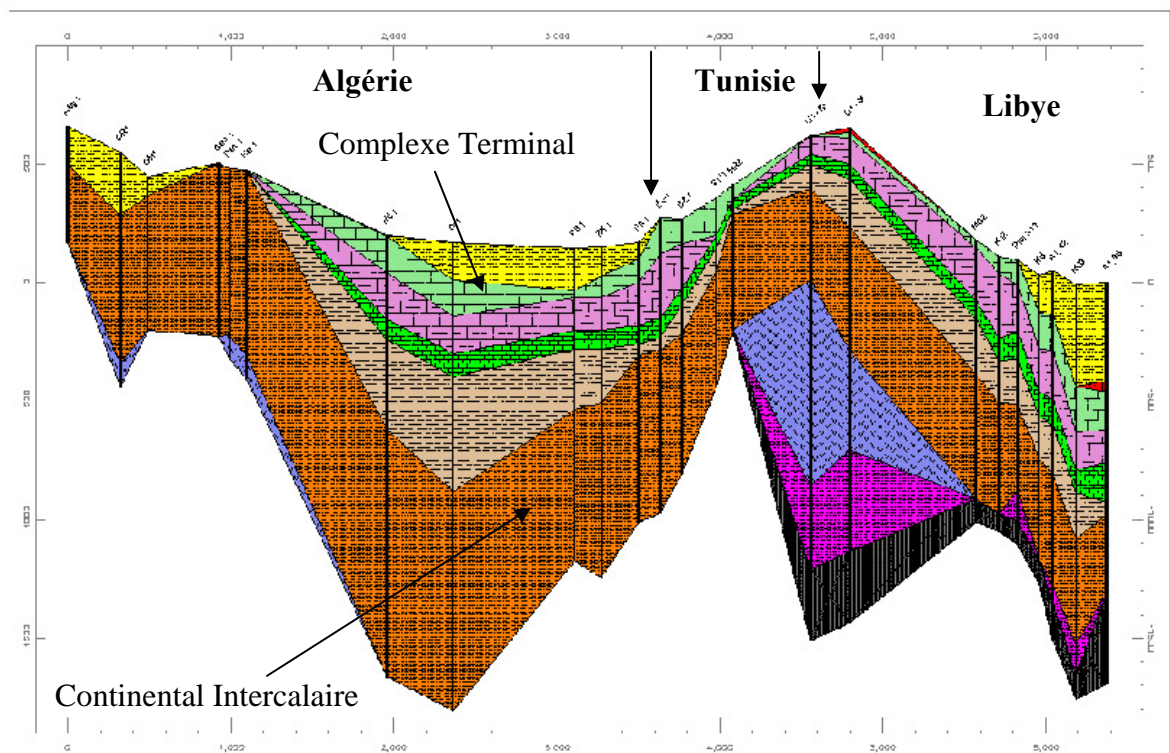


Figure 1.19 : Coupe hydrogéologique à travers le système aquifère du Sahara septentrional [34][51]

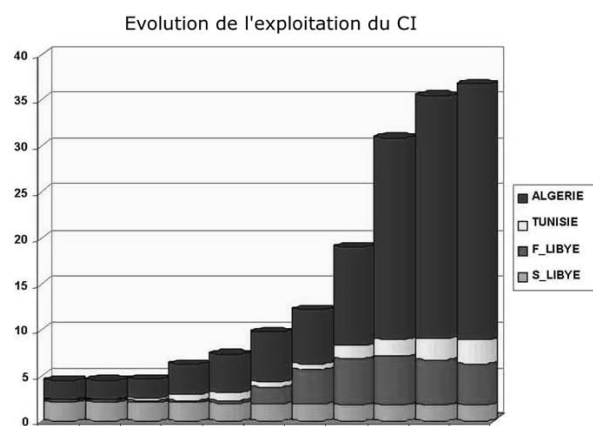
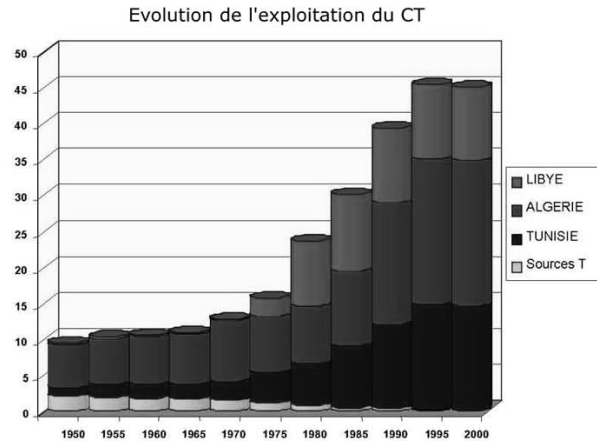


Figure 1.20 : Evolution de l'exploitation dans les nappes du CI et CT(m³/s) [34][51]

Tableau 1.8 : Données sur le Système Aquifère du Sahara Septentrional [34][51]

SUPERFICIE		1.000.000 km ²
RECHARGE THEORIQUE		1 Milliard de m ³ /an
DEUX SYSTEMES AQUIFERES	COMPLEXE TERMINAL	* RECHARGE : 600 Mm ³ /an * TOIT / SOL : 100 à 400 m * SALINITE : 2 à 5 g/l
	CONTINENTAL INTERCALAIRE	* RECHARGE : 300 Mm ³ /an * EPAISSEUR UTILE : 50 – 1000m * TOIT / SOL : 50 à 2300 m >800 m sur 60% du réservoir * SALINITE : 1 à 4.5 g/l * TEMPERATURE : 25° à 70°C.

Tableau 1.9 : Evolution des besoins sur le bassin du Sahara septentrional

	1970	2000	2030
Besoins en m ³ /s	600Millions	4.5 Milliards	8 Milliards
Population (Million)	1.0	4.0	8
Surfaces irriguées	50.000 ha	170.000 ha	400.000ha
Pays	Algérie, Libye, Tunisie		

Tableau 1.10 : Obstacles à l'occupation

Ergs Chotts Sebkhas	Accessibilité
Qualité des eaux	- Salinisation naturelle - Risques/ Chotts
Sols	- Disponibilité - Qualité
Captages	- Profondeur (50-2000 m) - Productivité (10 l/s – 200 l/s) - Artésiannisme/Pompage

1.5.3.4 But et objectif du programme SASS [34] [51]

Dés son initiation en 1992, l'action de l'observation du Sahara et du Sahel, (OSS) concernant le SASS a permis de rassembler l'ensemble des partenaires concernés (pays concernés + organisations et institutions internationales) qui ont permis des réunions de concertation, des études techniques et des bilans de connaissances nouvellement acquises. En 1999 lors de la mise a exécution du programme SASS, deux objectifs ont été retenus et visés:

- *L'établissement d'une étude complète sur les ressources en eau du SASS qui intégrerait :*
 - *un système d'information intégré commun aux trois pays*
 - *un modèle de gestion dont les scénarii sont basés sur les données socio-économiques à l'horizon de l'année 2050.*
- *Nécessité d'établir un outil de concertation qui permettrait de concrétiser le concept de «conscience de bassin»*

1.5.3.5. Exécution du projet

1.5.3.5.1 Système d'Information Géographique (SIG)

Le système d'information géographique (SIG) est un outil informatique permettant de représenter et d'analyser toutes les choses qui existent sur terre ainsi que tous les événements qui s'y produisent. Un SIG est constitué de trois composantes majeures:

- Matériel (ordinateurs serveurs de données, ordinateurs connectés aux réseaux)
- Logiciels : ils offrent les outils et les fonctions pour stocker, analyser et afficher toutes les informations
- Données : ce sont les principales composantes d'un SIG; données géographiques tabulaires, etc.

1.5.3.5.2. Application au SASS

La composante base de données du (SASS-SIG) à été établie dans le but d'analyser et de gérer l'information relative au bassin du SASS. L'idée était de mettre en place un mécanisme informationnel qui devrait évoluer vers un système d'information intégré. Ainsi la mise au pied de ce système a nécessité quatre étapes :

- analyse de l'information existante au niveau de trois pays et choix de la solution organisationnelle, compte-tenu des objectifs du projet, les besoins spécifiques des pays et de la tendance technologique actuelle.
- conception du système d'information et description de la solution informatique choisie en collaboration avec les pays, architecture de la base de données commune, identification des couches du SIG, harmonisation de la codification, définition des modes de traitement.
- mise en œuvre de la base de données et du SIG, installation des équipements et de logiciels, implantation de la base de données et du SIG; transfert des données hétérogènes existantes dans les trois pays.
- intégration des trois composantes du système d'information de la base de données relationnelles, SIG et modèle numérique; intégration de l'information géographique dans la BD, établissement des liens SIG-modèle, développement des modules de transfert BD-modèle (historique par huit ou par maille)

1.5.3.5.3. Exploitation : Historique des prélèvements

L'intégration de cet outil d'information SIG a permis de rassembler dans les 03 pays concernés une masse considérable d'information. Aussi, plus de 7000 points d'eau ont été identifiés et inventoriés ; un historique des prélèvements et de piézométrie ont été établis pour les deux principaux réservoirs CI et CT de 1970 à 2000 pour les prélèvements et 1950-2000 pour les relevés piézométriques. Toutes ces informations sont regroupées au sein d'une base de données.

1.5.3.5.4. Modélisation

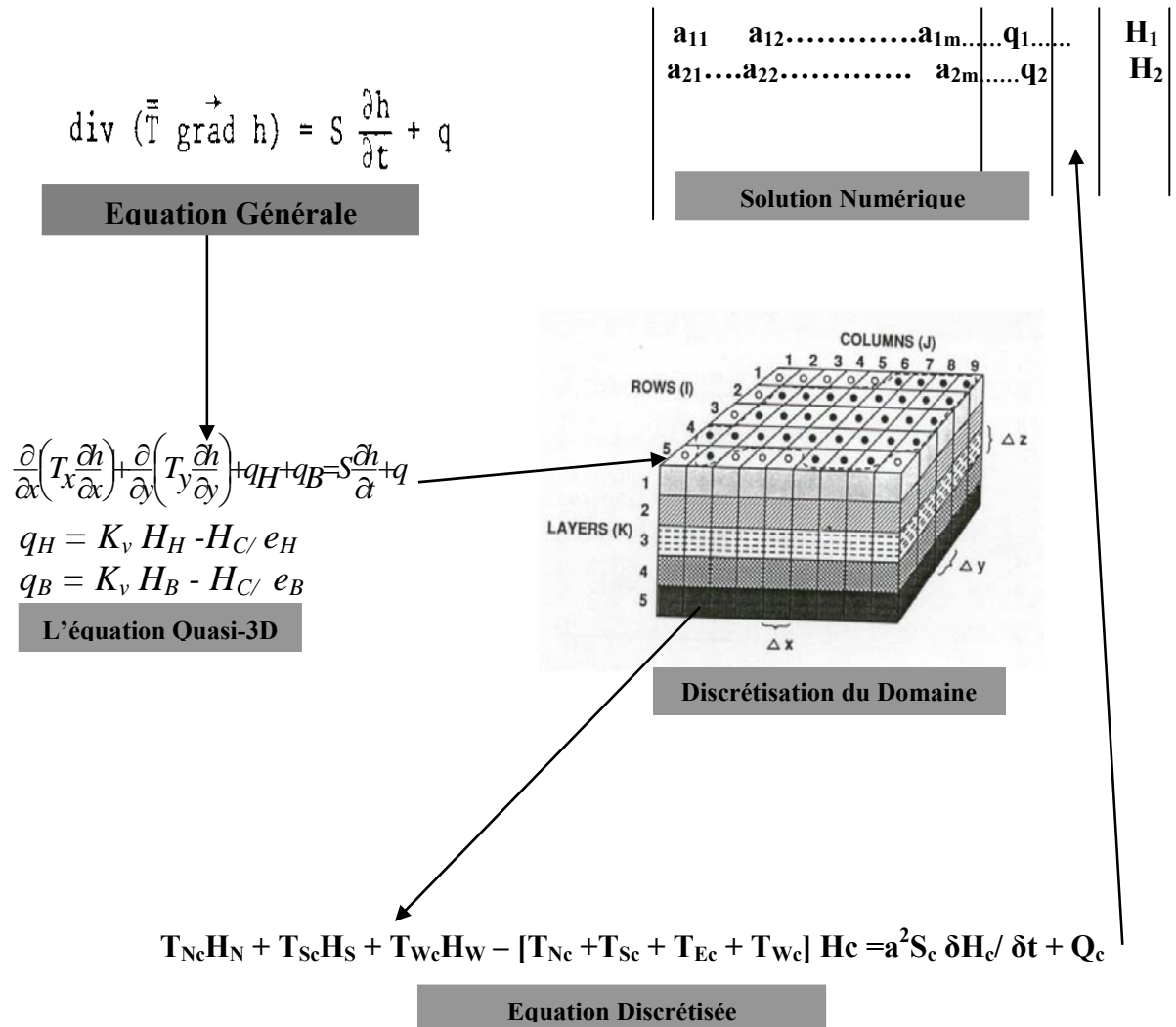
Le modèle numérique à l'échelle du bassin du Sahara septentrional envisagé dans le cadre du projet SASS est le premier en son genre, car celui de l'étude de ERESS (UNESCO, 1970) n'englobait que l'Algérie et la Tunisie. Les objectifs de la réalisation de ce modèle sont :

- *Une synthèse cohérente des données et connaissances acquises sur les deux systèmes aquifères du complexe terminal et du continental intercalaire,*
- *L'établissement d'un bilan des ressources en eau des deux systèmes,*
- *Détermination des ressources exploitables,*
- *Définition des modalités de gestion de ces ressources compatibles les scénarii de développement de chacun de trois pays partageant le bassin (Algérie, Tunisie, Libye)*

Ces différents objectifs ont nécessité la mise en œuvre des phases suivantes :

- *Elaboration d'un modèle conceptuel qui représente la traduction des données et des connaissances en un schéma structural et hydraulique du système aquifère,*
- *Choix du logiciel en tenant compte du nombre important des données et de la dimension spatiale du système,*
- *Définition des schémas hydrauliques du système aquifère, établissement du bilan et réalisation des calages,*
- *Elaboration des scénarii basés sur les plans de développement nationaux et sur la prédiction des impacts mesurés en termes de rabattement et de détérioration de la qualité.*

1.5.3.5.5. Principes et construction du modèle



- T_x T_y = Transmissivité selon O_x , O_y
- q_H = Flux spécifique de drainance vers le haut
- q_B = Flux spécifique de drainance vers le bas
- h = Charge hydraulique
- H_C = Charge hydraulique moyenne dans la maille courante
- H_H = Charge hydraulique moyenne dans la maille supérieure
- H_B = Charge hydraulique moyenne dans la maille inférieure
- K_v = Perméabilité verticale de la couche semi perméable
- e_H = Epaisseur de la couche semi perméable supérieure
- e_B = Epaisseur de la couche semi perméable inférieure

Tableau 1.11 : Bilan du CT en 1950 et 2000 en m³/s [51]

COMPLEXE TERMINAL		Bilan _ 1950	Bilan _ 2000
Entrées (m³/s)			
Alimentation totale		18.22	18.22
Drainance Turonien		5.14	5.63
D'éstockage		0	22.23
Total		23.36	46.08
Sorties (m³/s)			
Golfe de Syrte		-0.71	-0.63
Sebkha Tawergha		-0.60	-0.48
Chotts Djerid		-5.62	-1.13
Chott Rharsa		-0.22	-0.08
Chotts algériens		-1.46	-0.3
Sebkhas Algérie		-1.14	-0.33
Sources Tunisie		-2.03	0
	Néfta	-0.56	
	Tozeur	-0.68	
	El Hamma	-0.32	
	Néftaoua	-0.47	
Ain Tawergha		-2.07	-1.53
Sebkhat Mjazzam		-0.09	-0.09
Ain Faras		-0.01	-0.01
Wadi Kaam		-0.02	-0.01
Drainance Turonien		-2.39	-2.66
Pompage		-7.01	-38.83
Total		-21.33	-46.08

Tableau 1.12 : Bilan du CI en 1950 et 2000 en m³/s [51]

C.I		1950	2000
Entrées (m³/s)			
Alimentation - Infiltration			
	Atlas saharien	7.54	7.54
	Dahar	0.45	0.45
	Nafoussa	1.13	1.13
	Tinhert & Adrar Bendrich	0.29	0.29
	Total	9.41	9.41
Drainance Turonien		0.52	0.59
Drainance Grés Supérieurs		0.00	0.00
Alimentation Cambro -Ordovicien		1.66	2.21
Contribution des réserves			22.79
Total		11.59	34.99
Sorties (m³/s)			
Golfe de Syrte		0.46	0.40
Exutoire tunisien		3.09	1.55
Foggaras d'Adrar		3.60	3.16
Oued Saoura		0.11	0.11
Sebkha Timimoun		0.11	0.10
Drainance Turonien		3.33	2.45
Drainance Grés Supérieurs		0.41	0.50
Pompages		0.49	26.74
Total		11.59	34.99

1.5.3.5.5. Calage du modèle en régime permanent

Le calage du modèle en régime permanent est pratiquement achevé, il a permis d'établir le bilan des échanges au niveau des limites et à l'intérieur du système aquifère dans un état naturel de flux. Les opérations de calage du modèle en régime permanent transitoire pour la période allant de 1950 à 2000 sont réalisées. Elles ont permis d'effectuer des simulations exploratrices relatives aux scénarios de développement arrêtés.

Nous présentons sur les tableaux (1.10) et (1.11), l'état comparatif des connaissances, données et résultats du SASS des deux principales périodes de son étude [40] [51].

Tableau 1.13 : Etat des connaissances et des données

ERESS 1972	OSS 2003a
800.000 km ² (Algérie+Tunisie)	1.000.000 km ² (Algérie+Tunisie+Libye)
03 études fondamentales relatives à l'hydrogéologie saharienne (Algérie+Tunisie)	03 études complémentaires fondamentales en Libye
60 forages pétroliers	240 forages pétroliers
50 documents (rapport, thèses.....)	200 documents (rapport, thèses, modèles...)
800 points d'eau	7000 points d'eau
Prélèvements 600 km ³ /an	Prélèvements 2.4 Milliards m ³ /an

Tableau 1.14: Résultats de l'étude des simulations

ETAT INITIAL ERESS-1972	RESULTAT SASS-2003a
Modèle conceptuel à 2 couches	Modèle conceptuel à 7 couches
02 couches indépendantes (Algérie+ Tunisie) + 1 multicouche (Libye)	01 multicouche saharien
Logiciel sans liens : SGDB-SIG-MODELE	Logiciel avec liens BD-SIG-MODELE
Scénarios de développement informels	Scénarios de développement consensuels

Tableau 1.15 : Demande en eau pour les trois pays concernés par le projet [51].

Demande 2000	ALGERIE	TUNISIE	LIBYE
Demande IRRIGATION Mm ³ /an	1300	448	540
SUPERFICIES IRRIGUEES ha	78000	25000	44000
demande irrigation m ³ /ha	16700	17920	12300
POPULATION Mhab	2.49	0.38	0.99
demande irrig per capita m ³ /an/hab	525	1180	543
Demande totale AEP Mm ³ /an	180	14	57
demande AEP per capita m ³ /an/hab	72	36	62
Demande totale INDUSTRIE Mm ³ /an	280	12	5

A l'instant où nous rédigeons ce travail, seules des premières simulations exploratoires du modèle ont été réalisées, dont nous présentons une synthèse :

1.5.3.5.6. Présentation des hypothèses de simulation

Pour les trois pays concernés par l'étude, il a été procédé à une évaluation des besoins en eau à long terme [51], en vue de réaliser des simulations d'exploitation et d'arrêter des schémas d'exploitation compatibles avec les caractéristiques des nappes aquifères et la durabilité des ressources. Les premières évaluations des besoins en eau ont été effectuées en relation avec l'évolution des populations et des orientations du développement agricole des régions sahariennes. Ainsi pour *l'Algérie* :

Les prélèvements en l'an 2000 totalisent $45 \text{ m}^3/\text{s}$, soit $1400 \text{ Hm}^3/\text{an}$. Deux scénarios de développement des ressources (hypothèse faible et hypothèse forte) ont été élaborés et se résument comme suit :

Horizon de prévision 2030

Population 2030 = 5.27 Mhab. (2.49 Mhab. en 2000)

Normes de consommation domestique :

100 à 200 l/j/hab : Population Urbaine

80 l/j/hab : Population épars

En hypothèse faible, maintien de la situation actuelle (perte 50 % dans les réseaux)

En hypothèse forte, amélioration de l'efficacité des réseaux (perte 20%)

Soit une demande unitaire en 2030 de 240 l/j/hab en hypothèse faible et de 300 l/j/hab. en hypothèse forte.

1.5.3.5.7 Présentation des hypothèses de simulations exploratoires

Les simulations réalisées portent sur la période 2001-2050. Ce sont le maintien actuel, c'est à dire prélèvement 2000 ou simulation zéro et hypothèses faible et forte.

Simulation de référence : Poursuite de l'exploitation actuelle

Pour l'estimation des effets des prélèvements additionnels sur le système aquifère un scénario basé sur le maintien de l'exploitation actuelle (2000) a été simulé sur 50 ans (2050).

Pour le Continental Intercalaire :

Le simple maintien des prélèvements actuels devrait entraîner d'ici 2050 des rabattements additionnels :

- Supérieurs à 40 mètres dans une zone de près de 200.000 km², centrée sur l'axe El Oued - Hassi Messaoud.
- De 15 mètres au maximum dans la zone occidentale du Touat – Gourara - Tidikelt.
- Supérieurs à 20 mètres partout en Tunisie.
- De près de 25 mètres autour des principaux centres d'exploitation libyens.

Pour la nappe du Complexe Terminal (CT) : Les rabattements dépassent 30 mètres dans toute la vallée de l'Oued Rhir au nord de Touggourt.

Simulation de l'hypothèse faible en Algérie :

Pour le Continental Intercalaire (CI), malgré les objectifs relativement modestes (60.000 ha en 2030), les rabattements additionnels obtenus avec cette simulation sont de l'ordre de 250 m dans les zones d'El-Oued et de Biskra.

Pour le Complexe Terminal (CT) : Les rabattements sont encore très élevés et ont des conséquences insupportables dans les zones de prélèvements. Les chotts sont en position de réalimentation potentielle vis à vis de la nappe.

Simulation de l'hypothèse forte :

Pour la nappe du Continental Intercalaire (CI) : les rabattements nets (additionnels) en 2050 sont extrêmement forts autour des principales zones de prélèvement : Ghardaïa - Oued Rhir - El-Oued - Ouargla. Ils sont de l'ordre de 300 à 400 m.

Dans la partie Ouest du Touat – Gourara - Tidikelt, les rabattements dépassent 50 m.

L'influence de ce scénario est peu sensible en Libye mais se traduit par un impact important en Tunisie :

- Des rabattements de 200 à 300 m dans les zones de captage
- La disparition de l'artésiennisme et de l'exutoire Tunisien

Pour la nappe du Complexe Terminal (CT) :

Les rabattements nets sont extrêmement forts notamment autour des zones de prélèvement de l'oued Rhir–Oued-Souf -Nord de Ouargla H.Messaoud–Gassi-Touil). Ils sont de l'ordre de 70 à 150m.

L'impact en Libye est peu significatif alors qu'en Tunisie, on enregistre des rabattements de 50 m dans le chott Djérid et 40 m dans la Nefzaoua.

Tous les Chotts sont en position de réalimentation potentielle vis à vis de la nappe.

Les résultats obtenus dans le cadre du programme du Système Aquifère du Sahara Septentrional (SASS) sont les suivants:

- Mise en place d'un fond topographique commun aux trois pays au 1/2.000.000
- Mise en place d'une base de données (BD) commune avec l'établissement d'un SIG
- Etablissement d'un modèle conceptuel intégrant toutes les couches aquifères à l'échelle du Sahara
- Etablissement de scénarii de développement consensuel basé sur les programmes de développement de chaque pays
- Diffusion et vulgarisation de l'information et politique de sensibilisation de tous les acteurs
- Etablissement de mécanismes de concertation: ressources partagées donc forme de gestion concertée pour un développement durable.

Nous discuterons évidemment la confrontation des données utilisées pour l'établissement de ce modèle (paramètres estimés ou imposés) avec ceux déterminés sur la base des techniques isotopiques et hydrochimiques dans le dernier chapitre de ce travail.

1.5.3.5.8. Conclusion

Situé dans l'un des plus vastes et des plus arides des déserts du monde, Le bassin sédimentaire du Sahara septentrional s'étend sur une superficie de 1 million de km². Avec plus de 2000 m de dépôts, deux formations sableuses, gréseuses et argilo-sableuses constituent deux aquifères importants : à la base le réservoir du Continental Intercalaire et au sommet le Complexe Terminal.

Ce bassin est caractérisé par un climat de type saharien, des précipitations peu abondantes et très irrégulières ce qui se traduit par des variations inter annuelles très importantes. Les pluies maximales journalières sont les plus intéressantes à considérer pour une éventuelle recharge des nappes. Le bassin est limité au nord par l'isohyète 150 mm, Atlas saharien et l'isohyète 20 mm au sud sur les plateaux de Tademaït et du Tinrhert.

Les répartitions pluviométriques à l'échelle saisonnière sont à mettre en relation avec l'origine des dépressions qui produisent les pluies sahariennes. En effet, selon J. Dubief, trois grands types de situations météorologiques sont à l'origine des précipitations sur le Sahara : ce sont les passages de front polaires qui viennent directement du secteur N-NO et les orages parfois violents qui se déplacent selon une composante

orientée sud-est. D'autre part, ce sont les fronts polaires venant de l'Ouest et associés ou non avec des dépressions circulaires dont les centres se déplacent de l'Est du Maroc vers l'Est, ou vers le Nord, voire jusqu'à la cote Atlantique française. Ces fronts s'accompagnent d'un appel d'air chaud et humide depuis le Sénégal ou la Mauritanie, ou parfois de la région sahélienne située plus à l'est. Ce sont les dépressions Soudano-Sahéliennes.

L'aquifère du Continental Intercalaire est l'un des plus grand aquifère captif au monde avec une puissance de réservoir utile de 120 à 1000 m. Il contient des réserves immenses mais qui posent d'énormes problèmes aux gestionnaires des ressources en eau, liés aux modalités d'exploitations de ces ressources. L'établissement des modèles numériques de simulation par l'UNESCO (Projet ERESS, 1972) et récemment par l'Observatoire du Sahara et du Sahel dans le cadre du programme SASS, avaient pour objectif de préciser les comportements de l'aquifère et de préciser les données du bilan. Tous les paramètres qui ont servi de base à ces modèles pour leur calage ont été estimés ou imposés (débits de recharge et de décharge).

L'aquifère du Complexe Terminal, s'étend sur une superficie de 350.000 km², avec une puissance variable (30-1000 m) est largement plus exploité que le CI, la disparition de l'artésiannisme est quasiment générale à l'échelle du bassin. Les résultats des simulations préliminaires du modèle de l'OSS en 2001, prédisent des rabattements très forts au niveau des principales zones de captage avec une inversion du gradient de l'écoulement au niveau des chotts et des sebkhas.

CHAPITRE 2

METHODOLOGIE GENERALE ADOPTEE DANS L'APPLICATION DES TECHNIQUES HYDROGEOCHIMIQUES ET NUCLEAIRES

2.1. Introduction

Plusieurs essais de synthèse hydrogéologique des nappes du Continental Intercalaire et du complexe terminal ont été réalisés durant la première moitié du siècle dernier [52] [38] [53] [54]. L'ensemble des monographies réalisées à l'époque présentait en fait, l'aspect descriptif de l'hydrogéologie saharienne avec les principaux traits de la configuration de ces deux systèmes aquifères et parfois aussi un état descriptif des caractéristiques hydrochimiques. Ce n'est que vers les années soixante que, A. Cornet a réalisé une étude hydrogéologique de ces deux nappes introduisant par-là l'aspect quantitatif des ressources en eau avec un bilan hydrique.

En réalité, les premières véritables analyses hydrochimiques à l'échelle du grand bassin sédimentaire n'ont eu lieu qu'à l'occasion du projet: ERESS, 1972 (UNESCO). De nombreuses études par la suite ont permis de préciser, interpréter et suivre l'évolution spatio-temporelle des caractéristiques chimiques des eaux des différentes nappes au Sahara [55] [56] [57] [58] [59]. Cependant, c'est dans le cadre du projet Avicenne*, (1994-1997) [60], que la chimie des eaux de ces deux systèmes aquifères à l'échelle de l'Algérie et la Tunisie a été étudiée d'une manière approfondie, tant sur le plan analytique qu'interprétatif (plus de 22 éléments différents ont été dosés : majeurs, mineurs et traces).

Trois principaux objectifs ont été fixés dans ce travail, le premier était de définir l'extension et la limite entre la recharge actuelle (moderne) et la paléorecharge (ancienne) des principaux aquifères du Sahara Septentrional: Le Continental Intercalaire et le Complexe Terminal., dont les eaux constituent des archives paléoclimatiques continentale de première importance. Le deuxième objectif était d'établir la caractérisation de la composition chimique, isotopique et l'évolution spatiale de tous les paramètres par la sélection des radiales représentatives des directions d'écoulement (afin de suivre et vérifier

* Lancée par la CEE dans ses programmes de coopération scientifique et technique Euro-Méditerranéenne. C'est un projet de coopération trilatérale Algéro-Tuniso-Britannique cofinancé donc par la Communauté Européenne et intitulé «Recharge characteristics and groundwater quality of the Grand Erg Oriental basin (Algeria and Tunisia), code: Avi.CT93-0015. Ce projet a pris naissance en 1993 à l'initiative commune de M. Moulla (COMENA/CRNA) et M. Guendouz (Université de Blida/Faculté des Sciences de l'Ingénieur) et le Prof. W.M. Edmunds (hydrogéochimiste) du British Geological Survey (BGS) en Angleterre. La définition exacte du sujet a été précisée avec les collègues Tunisiens: le Prof. K. Zouari de l'Ecole Nationale des Ingénieurs de Sfax (et le Dr. A. Mamou, présentement un des responsables du programme SASS (Système Aquifère du Sahara Septentrional) auprès de l'OSS (Observatoire du Sahara et du Sahel) à Tunis. Les travaux de ce projet ont débuté officiellement en juin 1994.

la continuité hydraulique au sein de l'aquifère sachant que l'hypothèse de base est que les réactions chimiques se produisent progressivement à l'intérieur de l'aquifère par interaction eau-roche ce qui permet d'identifier tout changement dans l'écoulement), et le dernier objectif était d'explorer le bassin à une échelle plus réduite (zone non saturée) afin de permettre une connaissance plus précise des paramètres du bilan hydrique nécessaires à la modélisation de ces aquifères à la gestion des ressources en eau.

L'avantage des méthodes et approches hydrogéochimiques par rapport aux méthodes physiques, c'est qu'elles permettent d'une part d'identifier, de préciser et de quantifier à partir des informations contenues dans des échantillons prélevés aussi bien sur la zone non saturée que sur la zone saturée, la recharge récente, ancienne et la limite entre elles. D'autre part, elles aident à une meilleure compréhension de l'origine des masses d'eau de différentes qualités ainsi que leur variation régionale. Ainsi, tous les points d'eau échantillonnés sur le bassin sédimentaire saharien (CI, CT, nappes phréatiques) ont été choisis le long des principales directions d'écoulement présumées:

- Nappe du Continental Intercalaire (CI) (Fig.2.1):
Radiale N°1 (Ouest-Est) : Atlas Saharien – Zone des chotts et golfe de Gabés en Tunisie
- Nappe du Complexe Terminal (Fig.2.2):
Radiale N°4 (Sud-Nord) : Grand Erg Oriental vers la zone des Chotts Melrhir et Merouane (Exutoire naturel de la nappe).

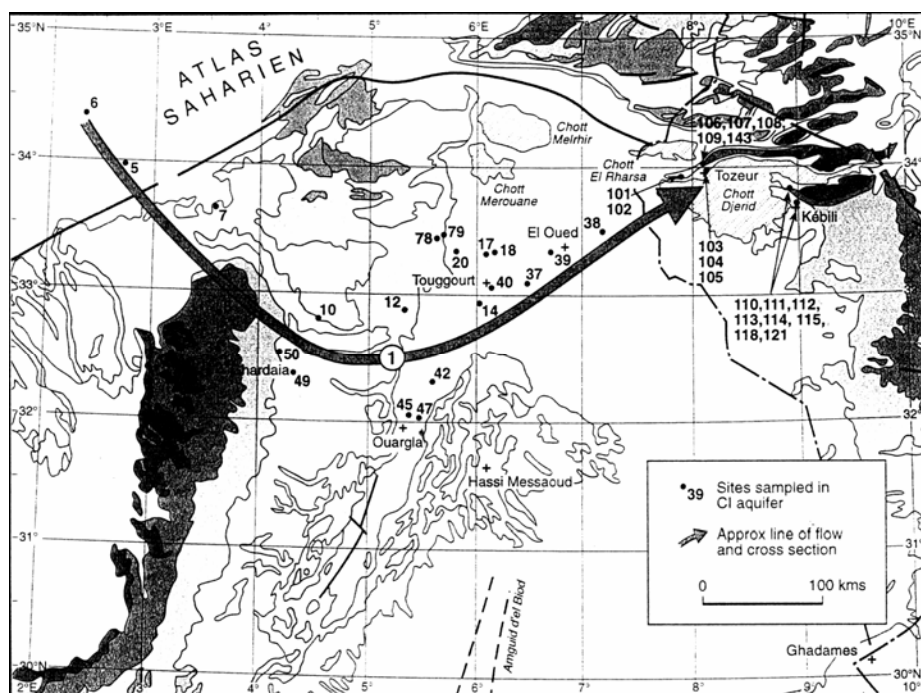


Figure 2.1: Situation des points de prélèvement sur la principale direction d'écoulement de la nappe du CI (Atlas saharien-zone des Chotts en Tunisie)

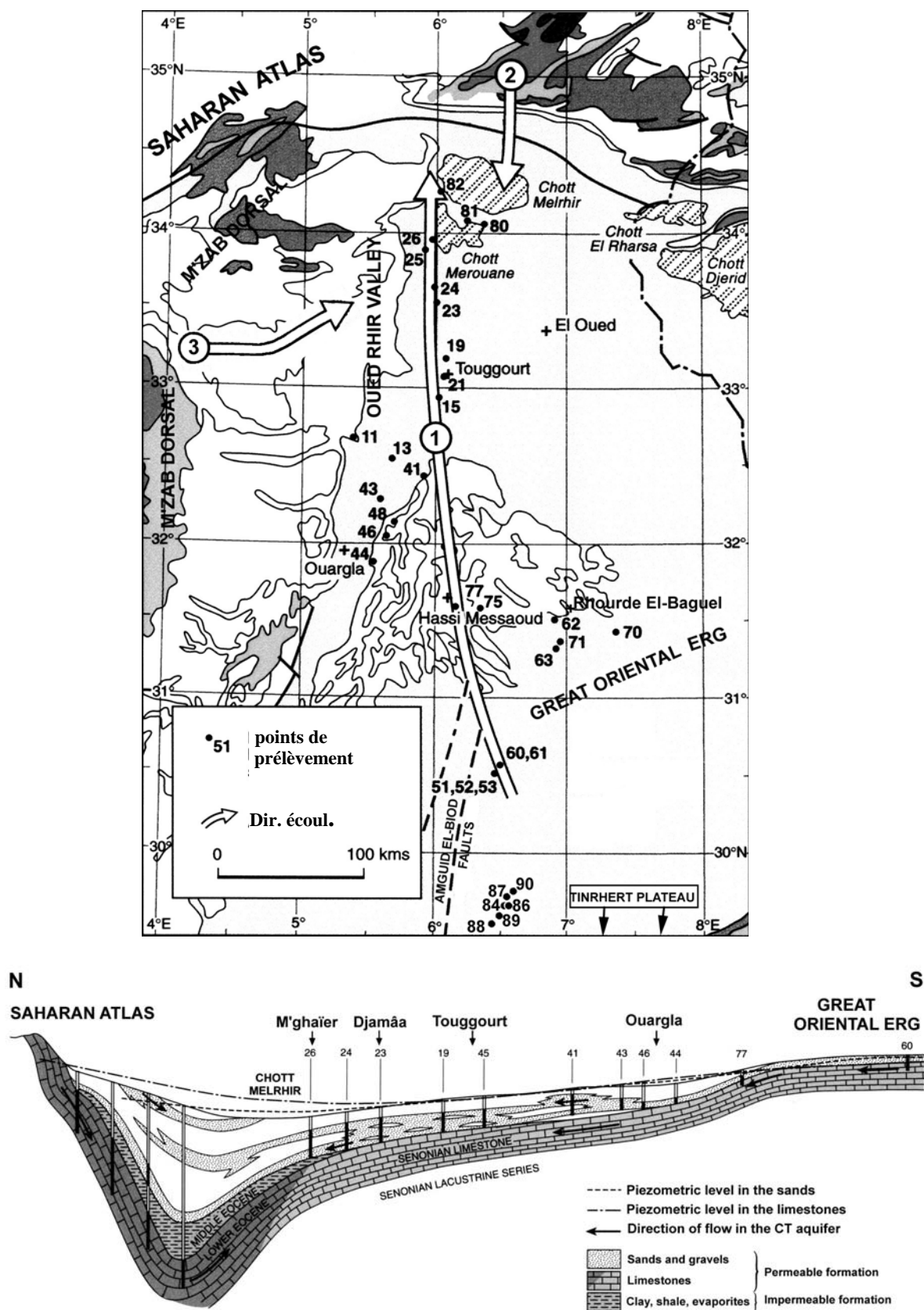


Figure 2.2: Coupe hydrogéologique Sud-Nord et situation des points de prélèvement des eaux du Complexe Terminal

Les nappes phréatiques ont fait l'objet de projets nationaux que nous avons initiés également au Commissariat à l'Energie Atomique (COMENA/CRNA/DAHS) respectivement en 1991 et 1992 (El-Oued-Ouargla). Les résultats seront exposés en même temps que ceux du C.I. et le C.T. (Nous reviendrons en détail sur ces projets nationaux dans les paragraphes relatifs à l'étude des nappes phréatiques).

2.2. Méthodes d'études

2.2.1 Prélèvements d'échantillons d'eau

L'échantillonnage a été effectué au cours des années (1991-1997), pour les deux principaux aquifères CI et CT. Pour les nappes phréatiques, les campagnes d'échantillonnages ont eu lieu de 1992 à 1996 à raison d'une campagne par région tous les ans. Au cours de ces campagnes, plus de 200 échantillons ont été prélevés sur l'ensemble du bassin oriental (Algérie + Tunisie), dont 120 en Algérie et 80 en Tunisie. Pour les nappes phréatiques au cours de toutes les campagnes plus de 200 piézomètres et puits ont été prélevés. Les échantillons ont été collectés aussi bien sur la zone saturée (forages, puits, piézomètres et sources) que non saturée (échantillon de sol).

2.2.2 Prélèvement d'échantillons de sol

La zone non saturée (ZNS), tranche de sol comprise entre la partie supérieure de la frange capillaire et la surface du sol, régit en grande partie la répartition de l'eau selon les différents termes du bilan hydrique.

Une série de sondage à la tarière manuelle a été réalisé près des zones de recharge et de décharge (évaporatoires telle que les chotts) sur le bassin sédimentaire saharien. La méthode consiste à prélever à différentes profondeurs à l'aide de cette tarière manuelle, des carottes de sol (échantillons de sol non saturé), environ trois cent grammes de sol sont enveloppés dans du papier cellophane et mis dans des boîtes de types pédologues bien scellées. Ces échantillons sont transmis au laboratoire afin de subir des analyses isotopiques et chimiques de l'eau interstitielle qui y est extraite. L'extraction de l'eau se fait par distillation sous vide sur des portions aliquotes de ces échantillons de sol. Une formulation mathématique modélisée (modèle déterministe) permet à partir du profil en isotopes ou en ions conservateurs dissous (bilan des chlorures) de déterminer le flux évaporatoire et de recharge qui a lieu au sein de la zone non saturée ainsi étudiée.

2.2.3. Mesures in situ

Sur le terrain, ont été systématiquement mesurés la température à la tête des forages, la conductivité et la salinité, le pH, l'alcalinité (HCO_3^-), et l'oxygène dissous (DO). Les échantillons transmis au laboratoire sont filtrés à travers une membrane $0.45 \mu\text{m}$ de \emptyset , acidifiés pour les anions (1% v/v de HNO_3).

2.2.4. Analyse au laboratoire

Les échantillons récupérés (eau + sol) ont été transmis aux laboratoires d'analyse hydrogéochimique et isotopique du BGS (en Angleterre) et du COMENA/CRNA/DAHS (Centre de Recherche Nucléaire d'Alger/ Département des Applications en Hydrologie et en Sédimentologie). Ainsi, les chlorures, $\text{NO}_3\text{-N}$, brome, fluor et iode ont été dosés par colorimétrie automatique. Les sulfates et en grande partie les éléments en traces (Fe_{total} , Mn, Si, Li, B, Al, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Ge, Pb, Mo, Cd, U, P_{total}) par ICP-OES et ICP-MS. Les calibrations utilisées dans le dosage des cations étaient effectuées par le biais de standards appropriés dilués et comparés à des matériaux et des références d'autres laboratoires internationaux pour les besoins de précision et de fiabilité des mesures. Les isotopes stables de la molécule d'eau (Oxygène-18 et Deutérium), du carbone (^{13}C) ont été mesurés par spectrométrie de masse, les isotopes du strontium ont été mesurés par spectrométrie de masse par ionisation thermique. La balance ionique pour l'ensemble des échantillons est inférieure à $\pm 6\%$ excepté pour 3 échantillons.

2.3. Méthodologie

Sur le plan méthodologique, l'application de ces méthodes hydrogéochimiques et isotopiques sur le bassin saharien a été menée selon deux plans, d'abord à *l'échelle de toute l'étendue du bassin (échelle régionale) et ensuite à une échelle plus réduite métrique (zone non saturée)*. Aussi, nous examinerons et discuterons tous les résultats chimiques et isotopiques à l'échelle régionale puis ensuite à l'échelle de la zone non saturée.

2.3.1 Echelle régionale (étendue de l'aquifère)

L'étude qualitative des aquifères par l'hydrochimie des *éléments majeurs et des éléments en traces* et les isotopes du milieu *stables et radioactifs* (Oxygène-18, Deutérium, Tritium, Carbone-14, Carbone-13, Chlore-36, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, et gaz rares (Argon, Krypton, Xénon, Hélium, Néon) permet de déterminer:

- *L'origine et variation spatio-temporelle de la salinité*
- *La continuité hydraulique au sein de l'aquifère, la limite entre recharge récente et ancienne*
- *La recharge et localisation des zones de recharges*
- *L'origine des eaux et mélange entre différentes masses d'eau*
- *L'âge des eaux : datation et variabilité de la recharge dans le temps (paléorecharge)*
- *Les vitesses et les directions d'écoulement*

2.3.1 Echelle réduite (Transfert hydrique à travers la zone non saturée)

L'étude des mécanismes du transfert hydrique à l'échelle d'un profil de profondeur permet de quantifier les paramètres du bilan hydrique notamment les *taux de recharge et d'évaporation* par l'utilisation des isotopes du milieu suivants : *Isotopes stables et radioactifs de la molécule d'eau (Oxygène-18, Deutérium, Tritium mais aussi les traceurs chimiques (chlorures) qui permettent leurs confrontations aux paramètres introduits dans les modèles de simulations.*

CHAPITRE 3
ETUDE A L'ECHELLE REGIONALE:
CARACTERISTIQUES HYDROGEOCHIMIQUES DES NAPPES
DU BASSIN DU SAHARA NORD-EST SEPTENTRIONAL

3.1 Aspects théoriques

3.1.1 Mécanismes d'acquisition de la salinité

Les cycles hydrogéochimiques associent de manière complexe le sol, l'eau et l'air, l'interaction entre ces trois milieux détermine les processus qui interviennent à l'entrée du système hydrologique (zone de recharge), ainsi la minéralisation des eaux souterraines est tributaire de la composition initiale à cette entrée ainsi qu'au phénomène de dissolution et de mise en solution des sels au sein de l'aquifère lors du parcours souterrain.

Cette composition initiale des eaux peut être modifiée par des phénomènes divers :

- *Mise en solution et dissolution*
- *Evaporation*
- *Mélange entre différentes masses d'eau*
- *Processus biologiques*

A l'entrée des systèmes hydrologiques, les eaux de pluies renferment un constituant fondamental qui est l'acide carbonique (H_2CO_3) qui provient du dioxyde de carbone. Celui-ci joue un rôle primordial dans la biosphère et dans de nombreux processus géochimiques de dissolution de roches, de formation et de minéraux. D'autres acides dissous dans les eaux de pluies: (H_2SO_4 : acide sulfurique, HNO_3 : acide nitrique) sont non moins important notamment dans les zones industrielles puisqu'ils sont responsables de la dissolution et l'altération des carbonates et des silicates.

Nous discuterons principalement dans cette introduction l'action de ce CO_2 dans le phénomène de la mise en solution des carbonates et l'acquisition de la salinité selon les différents équilibres géochimiques.

3.1.2 Equilibre des carbonates

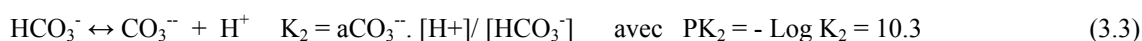
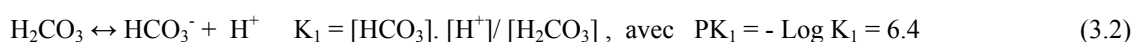
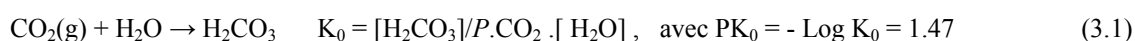
L'équilibre des composés carboniques se définit dans trois milieux différents:

- L'atmosphère, au niveau de laquelle la pression partielle du CO_2 est faible, de l'ordre de $10^{-3.4}$ atm, ce qui équivaut à $\log pCO_2 = -3.4$
- Le sol, où l'activité biologique des plantes la rend 10 à 100 fois supérieure ($\log pCO_2 = -1$ à -2).
- Les aquifères au sein desquels ont lieu les principales réactions chimiques auxquelles les eaux souterraines doivent leur composition (échange avec la roche ou produit du mélange avec des eaux ou gaz d'origine diverse).

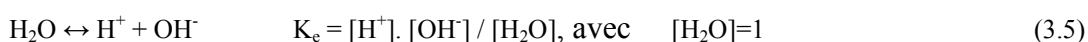
On peut déjà remarquer que la pénétration du carbone atmosphérique dans l'hydrosphère se fait principalement au niveau du sol où la pression partielle du CO₂ est la plus forte, via la biosphère (c'est à dire via la photosynthèse) et seulement dans une faible proportion par dissolution directe du CO₂ dans les eaux météoriques ou les eaux de surface. Cette remarque aura son importance dans le chapitre relatif à la pénétration des espèces isotopiques du carbone.

3.1.2.1 Mise en solution du carbone: Réactions d'équilibre

Au niveau de l'hydrosphère, l'acquisition du carbone inorganique total dissous (CITD), est régie par une chaîne de réactions d'équilibre qui fait intervenir la phase gazeuse, caractérisée par sa pression partielle (pCO₂), la phase liquide, le solvant et la phase solide [61] [62] [63] [64] [65] [66], les réactions d'équilibre calcocarbonique et leur constantes sont les suivantes :

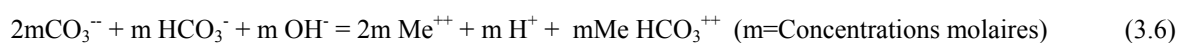


Avec (Me = Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, Sr⁺⁺)



$$[\text{CITD}] = [\text{CO}_2(\text{aq})] + [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{Complexes}]$$

A la condition de neutralité électrique de la solution:



Les constantes d'équilibres K₀, K₁, K₂, K₃, K₄, et K_e sont fonctions de la température selon la relation:

$$\text{Log } K = a + b/T + cT + dT^2 \quad a, b, c \text{ et } d = \text{Constantes et } T \text{ en } ^\circ\text{Kelvin}$$

C'est à partir de ces équations, des activités* des ions Ca⁺⁺, HCO₃⁻, du pH et de la température, que l'on pourra calculer la pression partielle du CO₂ (pCO₂), la quantité de carbonate de calcium dissous dans l'eau et l'état de saturation de la solution par rapport à ce minéral.

**En hydrogéochemie, l'interaction minéraux-roches nécessite l'utilisation de la notion d'activité comme expression de la concentration. Elle tient compte en fait de l'attraction électrostatique entre les ions. Ainsi, pour une solution idéale (pure), l'activité est égale à la concentration (a_i = m_i). Mais en réalité, on introduit un coefficient γ appelé d'activité qui mesure l'écart à l'état idéal (a_i = γ.mⁱ).*

Ce coefficient d'activité pour une solution diluée, peut être calculé par la formule de Debye-Hückel [61]:

$$\text{Log } \gamma_i = \frac{A Z_i^2 \cdot I}{1 + B a_i \cdot I}$$

Avec

I = Force ionique définie en fonction de la molalité (m_i) et la charge Z_i de la somme des ions en solution:

$$I = 1/2 \sum m_i \cdot Z_i^2$$

Z_i = Charge de l'ion i

a_i = rayon d'influence ionique en Angströms (10^{-10} m).

A et B = Coefficients de Debye-Hückel dépendant de la température (en °C):

$$A = 0.485 + 920 \cdot 10^{-6} T$$

$$B = 0.3241 + 162 \cdot 10^{-6} T$$

γ = Coefficient d'activité de l'ion i

3.1.3. Etat de saturation d'une solution: Indices de saturation vis à vis des minéraux

L'indice de saturation (I_s) qui renseigne sur l'état de saturation d'une solution par rapport à un minéral donné s'écrit comme le logarithme du rapport entre le produit des activités ioniques (PAI) des ions qui forment le minéral et le produit de solubilité (K_s) de ce minéral à la température de l'échantillon.

$$I_s = \log \frac{\text{PAI}}{K_s}$$

Ainsi :

$\text{PAI} = K_s$, $I_s = 0$, l'eau est en équilibre avec le minéral.

$\text{PAI} > K_s$, $I_s > 0$, l'eau est sursaturée par rapport au minéral en question

$\text{PAI} < K_s$, $I_s < 0$, l'eau est sous saturée par rapport au minéral.

En fait, on pourra considérer qu'il y a saturation pour I_s compris entre -0.5 et + 0.5.

3.1.4 Equilibre des silicates

Si l'on admet que les silicates sont en équilibre avec les eaux interstitielles qui les baignent, on peut alors exprimer les équilibres minéraux en fonction des activités des espèces dissoutes dans l'eau.

Quatre équations d'équilibre caractérisent la dissolution de la silice (Stumm, W., et Morgan, J.J.) [63].



3.2. Discussion des résultats de la nappe du Continental Intercalaire évolution géochimique et origine de la minéralisation des eaux souterraines

3.2.1 Eléments majeurs (Evolution spatiale selon la principale radiale Ouest-Est)

L'origine, l'évolution et la répartition spatiale des paramètres physico-chimiques (pH, température, conductivité, éléments majeurs et en traces), sont étudiés et examinés le long de la principale radiale représentative de la direction d'écoulement des eaux du C.I. sur le bassin oriental. L'étude concernera la distribution des concentrations par rapport à la distance de recharge, la variation des rapports molaires par rapport à un élément conservé (l'ion chlorure), les corrélations entre différents éléments chimiques. Les rapports molaires dans l'eau de mer, ainsi que les droites de dilution de l'eau de mer sont donnés comme référence. Les résultats de toutes les données hydrogéochimiques sur cette radiale sont reportés sur le tableau 3.1.

3.2.1.1 Caractères physico-chimiques

Température

Les eaux souterraines de la nappe du CI sur le bassin oriental se distinguent par une gamme de température très large (20-73°C). L'évolution de la température de l'eau en fonction de la profondeur de captage permet de mettre en évidence selon les deux radiales, deux types d'eau (Fig.3.1):

Des eaux de basse température (20-25°C) représentatives des eaux de bordure et zone de recharge (Atlas saharien- Plateau du Tinrhert) et reflètent les conditions thermiques locales. Des eaux prélevées dans l'axe du bassin à des profondeurs importantes (jusqu'à

2000 m) pouvant atteindre des températures supérieures à 70°C surtout sur la partie aval de la nappe près des Chotts tunisiens.

La corrélation établie entre la profondeur de la nappe et la température (Fig. 3.1): pour les eaux de la radiale N°1, depuis le piedmont sud Atlasique jusqu'à l'exutoire en Tunisie, montre deux groupes d'eaux :

- Le premier groupe correspond aux eaux des grès argilo-sableux de l'Albien sur tout le tronçon du CI en Algérie soit environ (500 km), avec une bonne corrélation qui indiquerait un effet de gradient thermique (1.5°C/100m), conformément au sens d'écoulement de la nappe. Ces eaux subissent un accroissement progressif qui reflète l'approfondissement de l'aquifère et la distance à la zone de recharge actuelle.
- Le deuxième groupe moins bien corrélé correspond aux eaux du CI sur le tronçon tunisien (Passage des grès sablo-argileux de l'Albien en Algérie à des sables du Barrémien et de l'Aptien) près de la zone des Chotts Fedjedj et presque île de Kebilii et du Djérid où les températures sont plus homogènes et montrent une augmentation qui est fonction de l'approfondissement de la formation captée. Ce groupe caractérise la position stratigraphique de cette formation: Barrémo-Aptien.

Sur la deuxième radiale allant du plateau du Tinrhert au sud en passant par le Grand Erg Oriental et rejoignant au nord la zone des Chotts en Tunisie, les températures des eaux des différentes formations subissent un accroissement progressif qui reflète l'enfouissement de celle-CI.

Conductivité

Les valeurs de la conductivité à l'échelle de tout le bassin sont très dispersées. Elles varient entre 1500 et 24000 $\mu\text{s}/\text{cm}$ sur toute la radiale, et de 827 à 20000 $\mu\text{s}/\text{cm}$ sur la radiale Plateau Tinrhert. Les conductivités les plus faibles sont enregistrées sur les eaux des bordures (zones de recharges) près de l'Atlas saharien et du plateau du Tinrhert. Elles deviennent trop fortes en aval des ces radiales et surtout sous le Grand Erg Oriental.

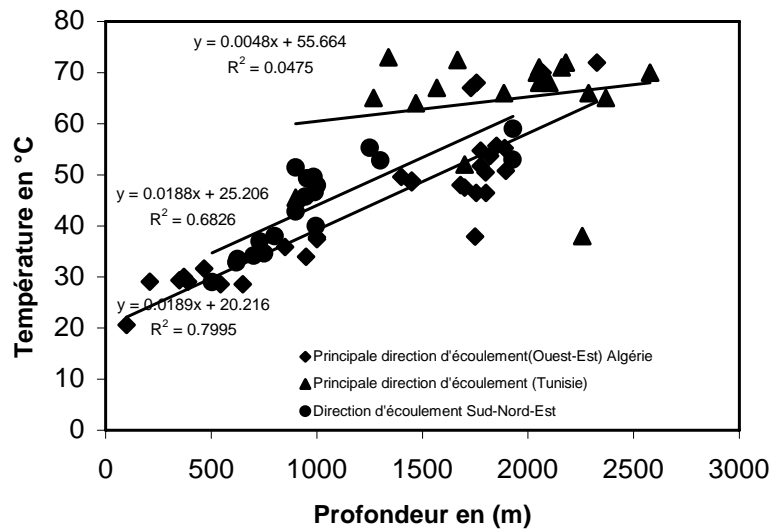


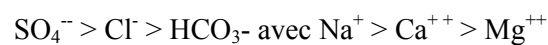
Figure 3.1: Relation température- profondeur de la nappe du C.I.

3.2.1.2. Faciès chimiques

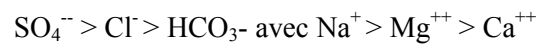
Les eaux de la nappe du CI représentées sur le diagramme de Piper (Fig. 3.2), montrent une assez grande homogénéité chimique. La répartition des anions est caractérisée par une dominance des sulfates et chlorures par rapport aux ions carbonatés. Les cations sont eux marquées par une prédominance des ions sodium sur les termes magnésium et calcium.

Ces répartitions permettent de classer les eaux sous un faciès «Sulfaté chloruré sodique», et les ions s'ordonnent de la façon suivante :

- Sur ou près des zones de recharges (amont des radiales):



- Sur la partie centrale de la nappe :



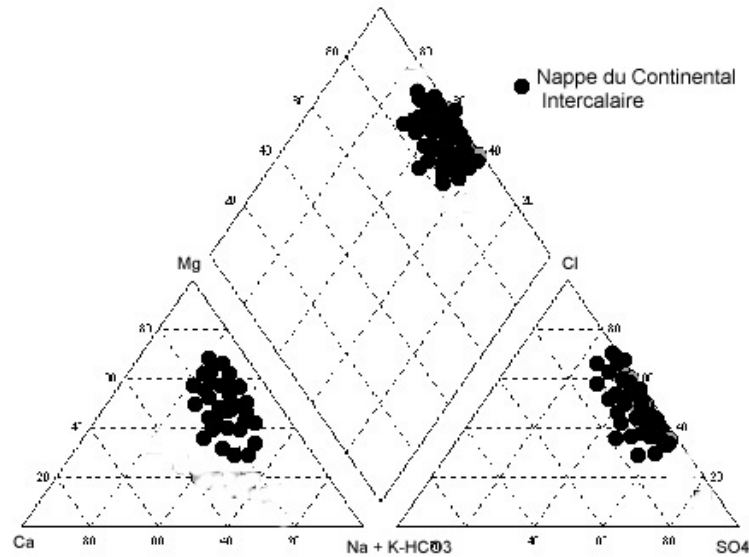


Figure 3.2 : Diagramme de Piper: Eaux du CI

3.2.2 Evolution spatiale et origine de la minéralisation

3.2.2.1 Couple (Na^+ , Cl^-)

Les concentrations en chlorures et en sodium augmentent le long de cette radiale respectivement de 159 à 850 mg/l, et de 73 à 562 mg/l. La corrélation Na^+ vs. Cl^- (Fig. 3.3), montre que les points représentatifs sont distribués sur une droite parallèle à celle de la dissolution de la Halite (Pente = 1), le rapport Na/Cl reste globalement constant et proche de 1. Par ailleurs, sur toute la partie amont et centrale de la nappe (jusqu'au Chott Djérid), le rapport Br^-/Cl^- est inférieur à celui de l'eau de mer (3.5×10^{-3}), il varie entre 1 et 2×10^{-3} proche de celui de la Halite (Fig.3.4), ce qui suggère une origine commune des ions Cl^- et Na^+ sur cette partie de la nappe : dissolution des niveaux de sels (Halite) lors du transit souterrain. Nous verrons plus loin que les éléments en traces confortent cette conclusion. Sur la partie aval de la nappe (Tozeur/Nefta), nous assistons à une augmentation du rapport (Br^-/Cl^-) suite à une source de salinité différente due probablement à une eau de formation marine (Edmunds et al, 1997)[60].

3.2.2.2. Couple (Ca^{++} , SO_4^{--})

Les concentrations en Ca^{++} et SO_4^{--} augmentent le long de la direction d'écoulement parallèlement au chlorure. La bonne corrélation entre les ions Ca^{++} vs. SO_4^{--} (Fig. 3.3) suggère une mise en solution des niveaux gypseux dans l'aquifère. Par ailleurs, l'évolution du rapport molaire SO_4/Cl va dans le même sens (Fig. 3.5). Sur la partie aval de la nappe nous assistons à une relative augmentation des teneurs en sulfates près de la Nefzaoua en

Tunisie, suivi d'une nette diminution près du Djérid, cette évolution est régie par la limite supérieure de solubilité du gypse qui contrôle ces teneurs.

L'augmentation des concentrations en calcium et en sulfates par dissolution du gypse se manifeste aussi par un accroissement de l'indice de saturation par rapport à ce minéral jusque dans la région de Nefzaoua (Tab.3.1), ensuite se produit une sous saturation.

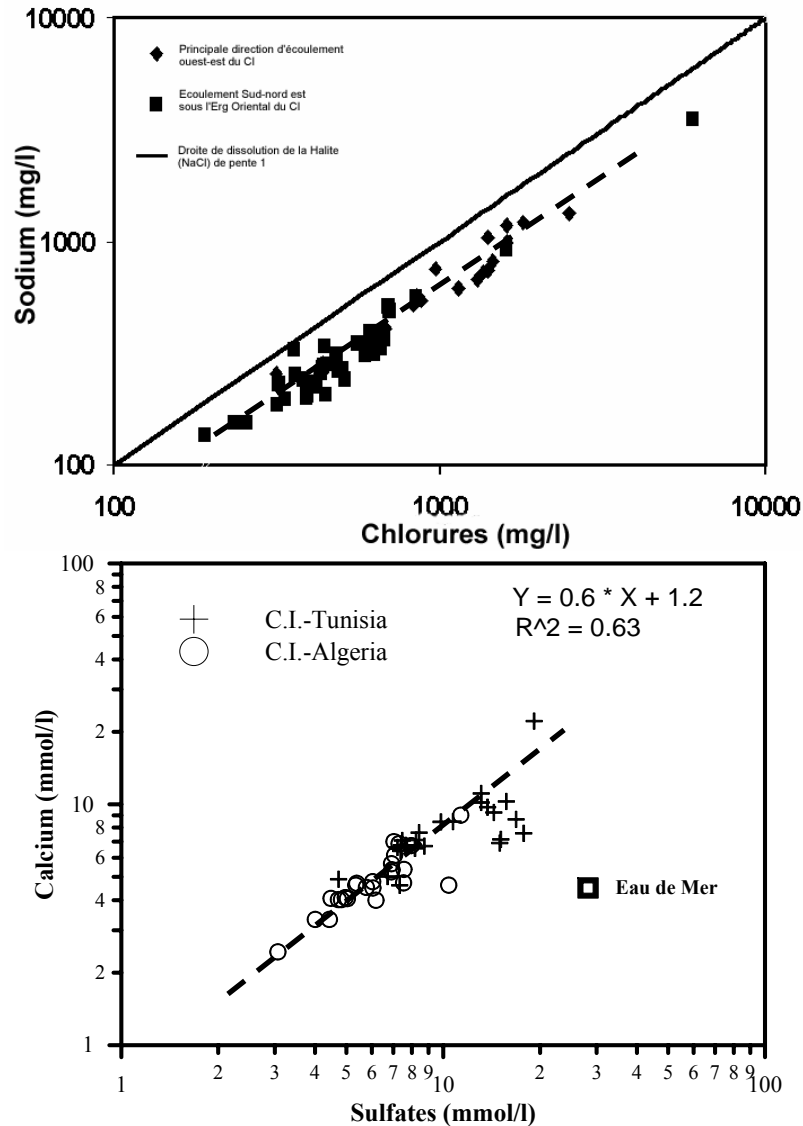


Figure 3.3 : Relation Na^+ vs. Cl^- et Ca^{++} vs. $\text{SO}_4^{=}$ des eaux du CI

3.2.2.3. Eléments (Mg^{2+} , K^+ , HCO_3^-)

Les concentrations en magnésium augmentent de l'amont (30 mg l^{-1}) jusqu'à la frontière Algéro-Tunisienne où elles atteignent 100 mg/l , (Fig.3.6). Au delà de ces limites, ces teneurs décroissent à mesure que l'on s'approche des Chotts tunisiens. Cette évolution

est contrôlée par la solubilité de la dolomite, et de la calcite. En effet, les eaux sur toute la radiale sont à l'équilibre ou sur-saturées par rapport à la calcite. Par contre, elles sont sous-saturées en dolomite (Tab.3.1).

Par ailleurs, la dissolution du gypse dans ces eaux devrait avoir aussi tendance à maintenir celle-ci à l'équilibre ou en sursaturation en minéraux carbonatés (apport de Ca^{++}). L'évolution du rapport Mg/Ca qui marque une certaine constance (0.5), jusqu'à la frontière Tunisienne, exprime parfaitement cette tendance de dissolution du gypse, de la calcite et de la dolomite avec un contrôle d'équilibre régi par la limite supérieure de solubilité de ces minéraux.

Ce rapport Mg/Ca diminue en fin de radiale (0.1), près des Chotts tunisiens et coïncide avec le rapport Na/Cl (et aussi avec une certaine augmentation du rapport Na/Ca), ce qui semble indiquer un échange cationique à ce niveau et permet de suggérer une convergence d'autres lignes de courant (mélange) [47], [60] puisqu'il s'agit de la zone exutoire de la nappe.

Le potassium montre une augmentation assez constante à travers toute la section indépendamment de l'ion chlorure, comme cela est indiqué par le rapport K/Cl (Fig.3.6). Cette augmentation des concentrations en K reflète des réactions progressives avec des feldspaths ou des minéraux argileux à l'intérieur de l'aquifère et peut être donc utilisée comme un indicateur de temps de résidence le long de cette radiale (Ouest-Est). Le rapport K/Cl assez élevé près de la zone des Chotts tunisiens suggèrent aussi qu'il s'agit probablement d'une convergence d'autres lignes de courant, donc d'un mélange.

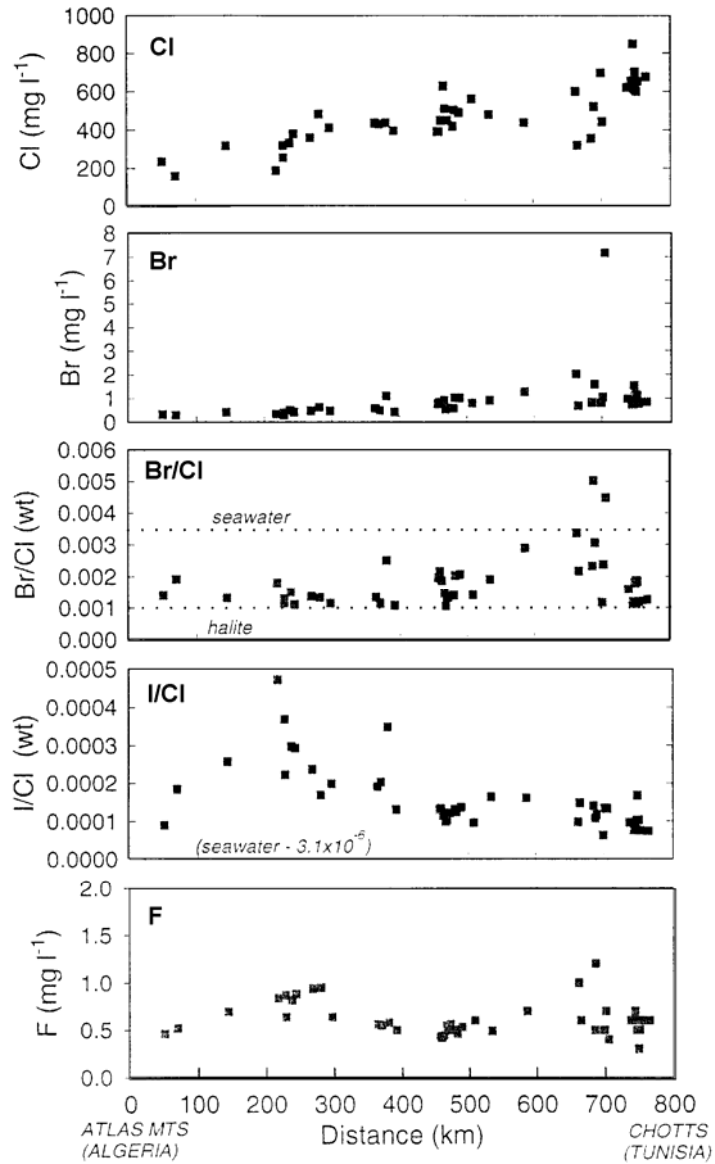


Figure 3.4: Variation des éléments halogènes (Cl, Br, I, F) et Br/Cl des eaux du CI le long de la radiale Ouest-Est

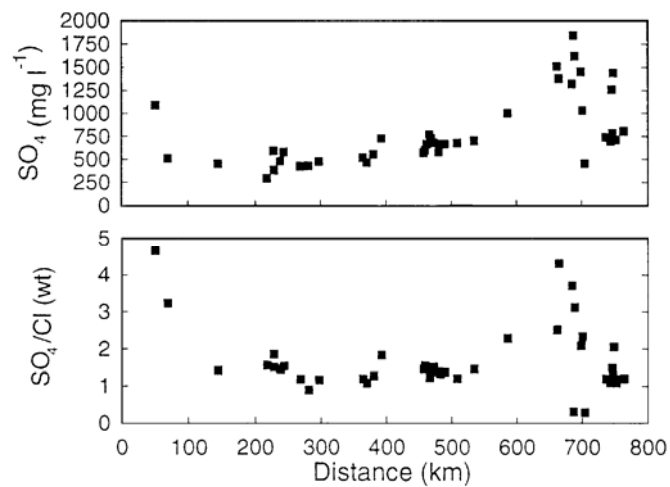


Figure 3.5: Variation du rapport SO_4/Cl et SO_4 le long de la radiale Ouest-Est

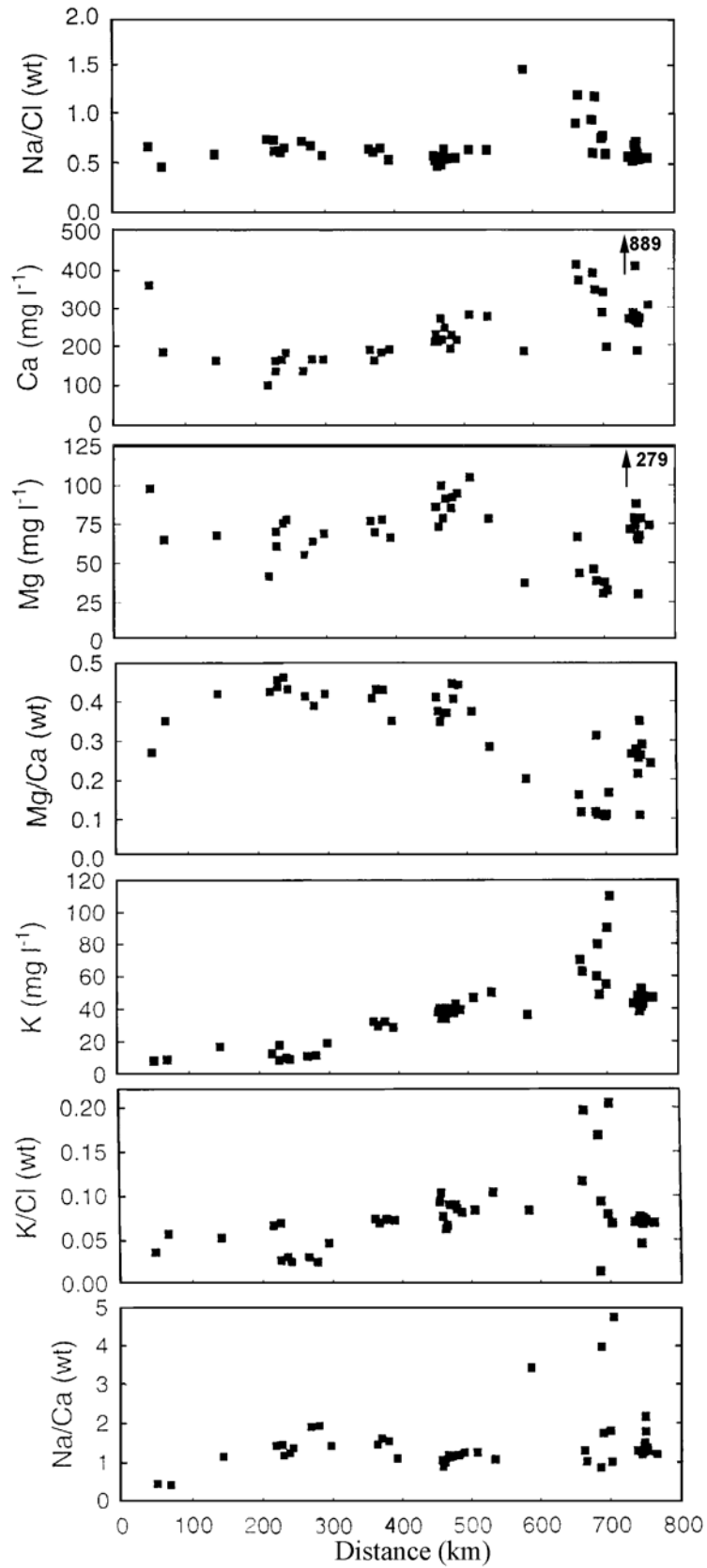


Figure 3.6 : Variation des rapports Na/Cl, Ca, Mg, Mg/Ca, K, K/Cl et Na/Ca le long de la radiale ouest Est

3.2.3. Eléments en traces

3.2.3.1 Aspects théoriques

Les éléments en traces (brome, lithium, strontium, bore, iode, rubidium, césium, etc.) sont présents dans la nature en faible teneur, ce qui ne leur permet pas de former de vrai minéraux. Par contre on les rencontre dans des minéraux par substitution à d'autres éléments. Ainsi la géochimie des ces éléments permet de déterminer l'origine des sels, certains traces sont utilisées comme de véritables «traceurs» naturels en hydrogéologie permettant de déterminer l'origine des différentes masses d'eau, le changement latéral de faciès et aussi, les temps de résidence, et la paléo-salinité.

L'abondance d'un élément en trace s'exprime généralement par le rapport à l'élément majeur auquel il se substitue. [67] définissent un coefficient de partition tel que

$$b = \frac{T_m}{T_s} \quad (3.11)$$

Avec : T_m et T_s concentration de l'élément en trace dans le minéral et dans la solution

Ils définissent aussi un coefficient de partition D qui permet de comparer l'élément en trace, par rapport à l'élément auquel il se substitue :

$$D = \frac{(T_a/T_b)_m}{(T_a/T_b)_s} \quad (3.12)$$

Avec : a = élément en trace
b = élément majeur
m = minéral, s = solution

3.2.2.2 Géochimie du brome et origine des eaux

Les variations du bromure (Br^-) et du chlorure (Cl^-), peuvent être utilisés pour déterminer l'origine des eaux souterraines, des eaux de formation et des sels dissous [67]. Le rapport Br^-/Cl^- dans l'eau de mer actuelle est relativement constant ($\text{Br}^-/\text{Cl}^- = 1.5 \cdot 10^{-3}$) du fait du temps de résidence extrêmement long de ces ions dans les masses océaniques, au cours de l'évaporation de l'eau de mer le rapport Br^-/Cl^- reste fixe jusqu'à ce que la halite (NaCl) commence à précipiter. Ainsi, une solution saline formée par simple concentration de l'eau de mer avant la saturation en NaCl aura un rapport Br^-/Cl^- équivalent à celui de l'eau de mer et une solution plus concentrée formée par évaporation continue au-delà de la précipitation de l'halite aura un rapport Br^-/Cl^- plus élevé.

Le brome n'est pas le seul ion présent dans l'eau de mer qui continue à se concentrer jusqu'au point ultime de l'évaporation, le lithium, le chlore, l'iode et le bore subissent la même évolution [68], mais le brome est sûrement le seul ion à ne pas former

de minéraux séparés et distincts dans une séquence évaporitique. Il se substitue au chlore dans les minéraux chlorurés avec un coefficient de partition différent pour chaque espèce minérale [69]. La dissolution de l'halite jusqu'à saturation par une eau douce aura un rapport Br/Cl inférieur à celui de l'eau de mer étant donné que l'halite primaire est le seul sel chloruré à posséder un rapport Br/Cl plus bas que celui de l'eau de mer quel que soit le stade d'évolution. Cependant, plusieurs facteurs peuvent affecter ce rapport, on peut citer l'évaporation, qui plus elle est intense et plus les sels précipités ont un rapport Br/Cl élevé, ce qui peut être un bon indicateur de l'origine de ces sels. Si le brome reste l'élément le mieux connu, il n'en demeure pas moins que son utilisation est assez délicate. L'étude des autres éléments en traces n'a été menée que vers les années 1960, afin de rechercher de nouveaux traceurs géochimiques de l'origine des sels et des solutions concentrées.

3.2.4. Eléments en traces dans les eaux du CI (Radiale Ouest-Est)

Brome: Les concentrations en Br augmentent légèrement le long de cette radiale. Le diagramme Br^- vs. Cl^- (Fig.3.4 et 3.7), montre une corrélation entre les deux ions, les rapports molaires moyens sont similaires à ceux de la dissolution de la halite (NaCl). Sur le tronçon algérien de la radiale, le rapport Br/Cl ne montre pas de grande variation et reste plutôt constant $= 2.5 \times 10^{-3}$, par contre près des chotts tunisiens, il augmente et devient supérieur à celui de l'eau de mer $= 3.5 \times 10^{-3}$. Ceci correspond probablement à une contribution marine.

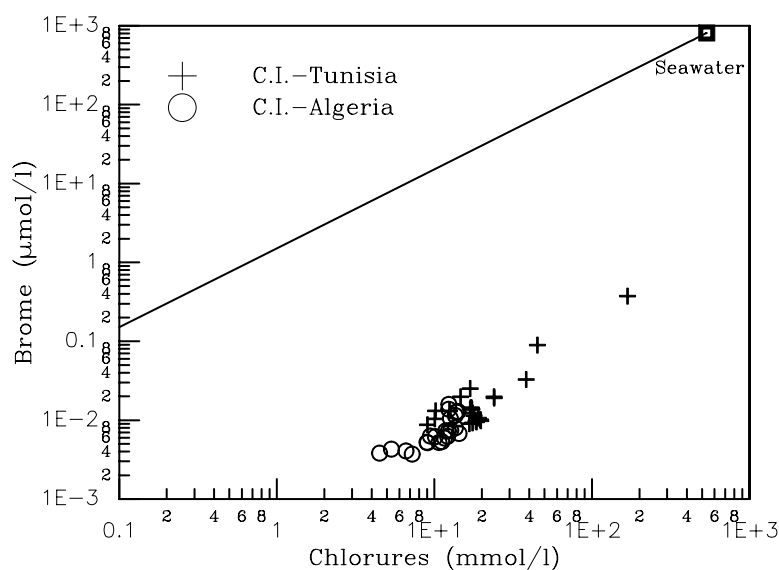


Figure 3.7: Relation Brome vs. Chlorures

3.2.4.1. Strontium et Baryum

Le strontium et le baryum sont considérés comme des indicateurs potentiels très utiles pour la détermination de l'origine de la minéralisation et l'évolution des eaux non saturées [70], [71]. En raison de leur rayons ioniques comparables ($\text{Sr}^{2+} = 0.116 \text{ nm}$ et $\text{Ca}^{2+} = 0.103 \text{ nm}$) et leur situation proche sur le tableau périodique, le strontium et le calcium présentent un comportement géochimique identique. Le strontium peut occuper les sites libres dans le réseau de certains minéraux carbonatés (dolomite, calcite aragonite) mais surtout il est associé au réseau cristallin du gypse sous forme de celestite (SrSO_4) et aussi dans la structure des minéraux argileux. Il constitue ainsi un bon marqueur de la présence des évaporites [70]. Il permet ainsi de déterminer et de distinguer l'origine des sulfates. Ainsi, des faibles concentrations en Sr indiquent une provenance des sulfates à partir de l'oxydation des sulfures, alors que des fortes teneurs impliqueraient une dissolution des évaporites.

Cependant, c'est surtout dans les milieux carbonatés que le comportement géochimique du strontium est remarqué. En effet, lorsqu'une calcite secondaire est en phase de précipitation, la quantité de strontium intégré dans son réseau est relativement faible par rapport à la quantité qui reste en solution. Il y a en fait une éradication des ions Sr^{++} au fur et à mesure que les stades et les générations de précipitation de la calcite s'effectuent [70] [71]. Ainsi pour un milieu lithologique carbonaté homogène, la variation du rapport $\text{Sr}^{++}/\text{Ca}^{++}$ pourra être interprétée en termes de dissolution-précipitation ou de remise en solution d'une génération secondaire de calcite [72], donc c'est le rapport $\text{Sr}^{++}/\text{Ca}^{++}$ de la matrice comparé au même rapport dans la solution qui déterminera la quantité du Sr mis en solution à partir des minéraux carbonatés.

La concentration en Sr montre la même tendance d'évolution que pour l'ion sulfate le long de la radiale, c'est à dire une augmentation progressive (2 à 8 mg/l) sur toute la partie algérienne et une brusque augmentation (pic à 18.8 mg/l) à partir de la frontière tunisienne. La corrélation Sr vs. SO_4 (Fig. 3.8), montre qu'effectivement le Sr est étroitement lié au sulfate et que la mise en solution d'évaporites (gypse et anhydrite) semble être la source principale.

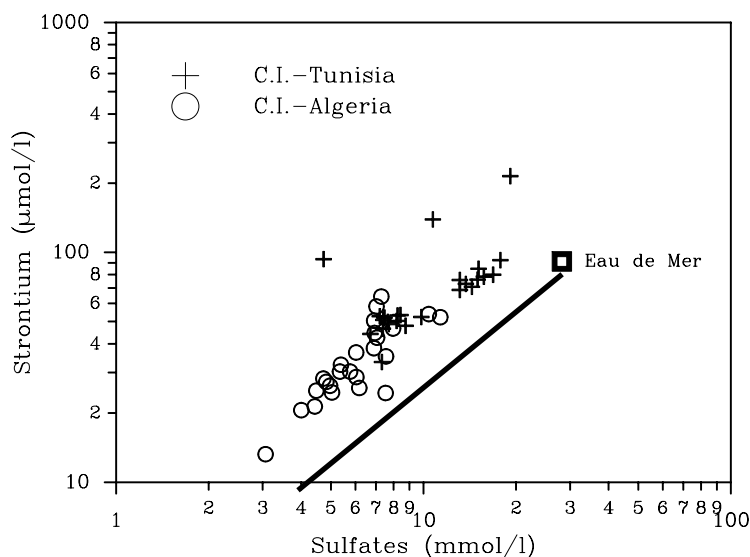


Figure 3.8: Relation Strontium vs. Sulfates

Le rapport Sr/Ca (Fig. 3.9) reste relativement constant sur toute la partie algérienne de la radiale, il est autour de 0.01 à 0.015, et augmente brusquement au-delà de la frontière tunisienne près de la zone des chotts pour atteindre une valeur de 0.045. Cette évolution est le résultat d'une dissolution incongrue très active des minéraux évaporitiques (principalement gypse/anhydrite), ce qui est d'ailleurs prouvé par les indices de saturation (Tab. 3.1), qui montrent une approche à la saturation en fin de radiale pour ces minéraux et une sursaturation par rapport à la célestite.

Par ailleurs, les teneurs en isotopes du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été mesurées sur les eaux de certains échantillons du CI. Les teneurs en isotopes du strontium augmentent à partir de basses valeurs de 0.707838 en amont de la section (Fig. 3.9) pour marquer un pic vers 230 km, suivi d'une diminution jusqu'à 0.70814 sur la partie profonde et centrale de la nappe du CI. Vers l'est en Tunisie, la signature isotopique est plus basse, à l'exception de l'échantillon prélevé à Tazarit qui montre un rapport isotopique assez élevé égal à 0.709393, valeur supérieure à celle de l'eau de mer actuelle (0.70911), ce qui confirme un contact avec des sédiments d'origine marine.

Les concentrations en baryum restent limités par la solubilité de la baryte, sur toute cette radiale les eaux du CI sont saturées par rapport à ce minéral.

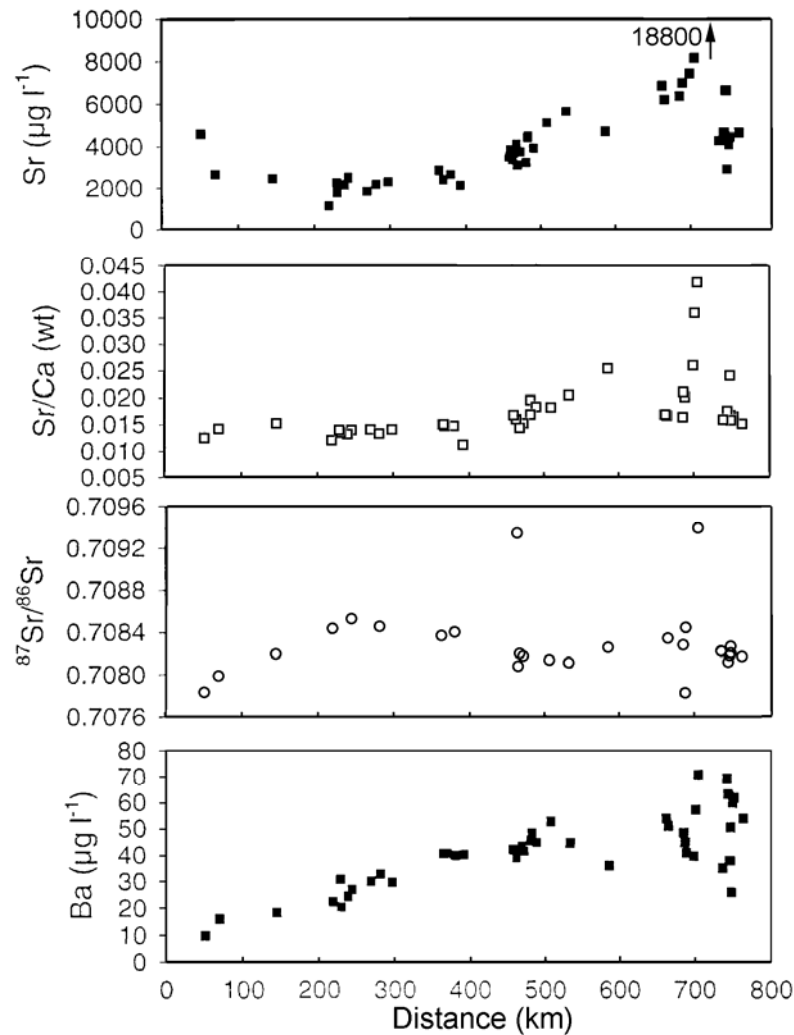


Figure 3.9: Variation du Sr, Sr/Ca, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et Ba le long de la radiale ouest-est des eaux du CI

3.2.4.2. Éléments mineurs (autres traces)

Le bore, le lithium et le rubidium sont des éléments en traces qui peuvent fournir des informations utiles sur l'évolution des eaux souterraines.

Le bore est un élément non conservé, volatile et se trouve sensible à la variation de la température des eaux. Son acquisition par les eaux continentales a lieu surtout au contact d'évaporites (gypse) et des argiles. Sa fixation sur les phyllithes argileuses des sédiments est contrôlée par les conditions du milieu de dépôt (température, salinité, vitesse de sédimentation [73]).

Les eaux du CI montrent une augmentation des teneurs en bore d'Ouest en Est (de 0.14 à 3.6 mg/l), le rapport B/Cl (Fig. 3.10) reste relativement constant (6×10^{-4}) sur la majeure partie de la nappe et indique qu'il est associé au chlore, ce qui implique qu'il est probablement libéré par des évaporites ou des minéraux argileux lors de leurs dépôts.

L'augmentation du rapport B/Cl à Nefzaoua près du Chott Djérid en Tunisie (2.5×10^{-3}) fournit des indications sur l'origine de plusieurs masses d'eau différentes qui convergeraient sur cette zone. Le lithium est considéré comme un indicateur de lithofaciès et du degré d'interaction eau-roche donc du temps de résidence des eaux souterraines [70]. Le lithium peut être présent dans une évaporite en se substituant à Na^+ dans le sel gemme (halite) ou à K^+ dans la sylvite (KCl); comme il peut être lié aussi aux carbonates [73] en se substituant à Ca^{++} .

Les concentrations en Li dans les eaux du CI augmentent le long du parcours souterrain (45 $\mu\text{g/l}$ à Ghardaïa et atteignent 200 $\mu\text{g/l}$ à El-Oued). Près des chotts tunisiens, cette concentration est de l'ordre de 250 à 300 $\mu\text{g/l}$. Le rapport Li/Cl varie entre 2 et 8×10^{-4} et reste supérieur à celui de l'eau de mer (8.9×10^{-6}). Son évolution le long de la radiale montre qu'il est indépendant des chlorures et que l'interaction des eaux avec la matrice rocheuse est la source majeure de ce lithium. Il serait lié à une diagenèse des minéraux argileux et par conséquent il correspondrait à un temps de séjour très long.

3.2.4.3. Silice

L'évolution des teneurs en silice est reportée sur la figure 3.11. Elles augmentent de 5 à 20 mg/l. La silice est libérée rapidement à la suite de l'interaction eau-minéraux silicatés mais les concentrations trop grandes dans les eaux sont essentiellement contrôlées par l'équilibre assez long avec principalement la silice polymorphe. Les calculs d'équilibre chimique de la silice dans les eaux du CI ont été effectués par les programmes WateqF et PhreeqC [65]. Ainsi, toutes les eaux sont proches de la saturation par rapport au quartz mais restent sous saturées par rapport à la calcédonie, ce qui indique que les températures des eaux de la formation et le long temps de séjour ont favorisés l'équilibre avec le quartz.

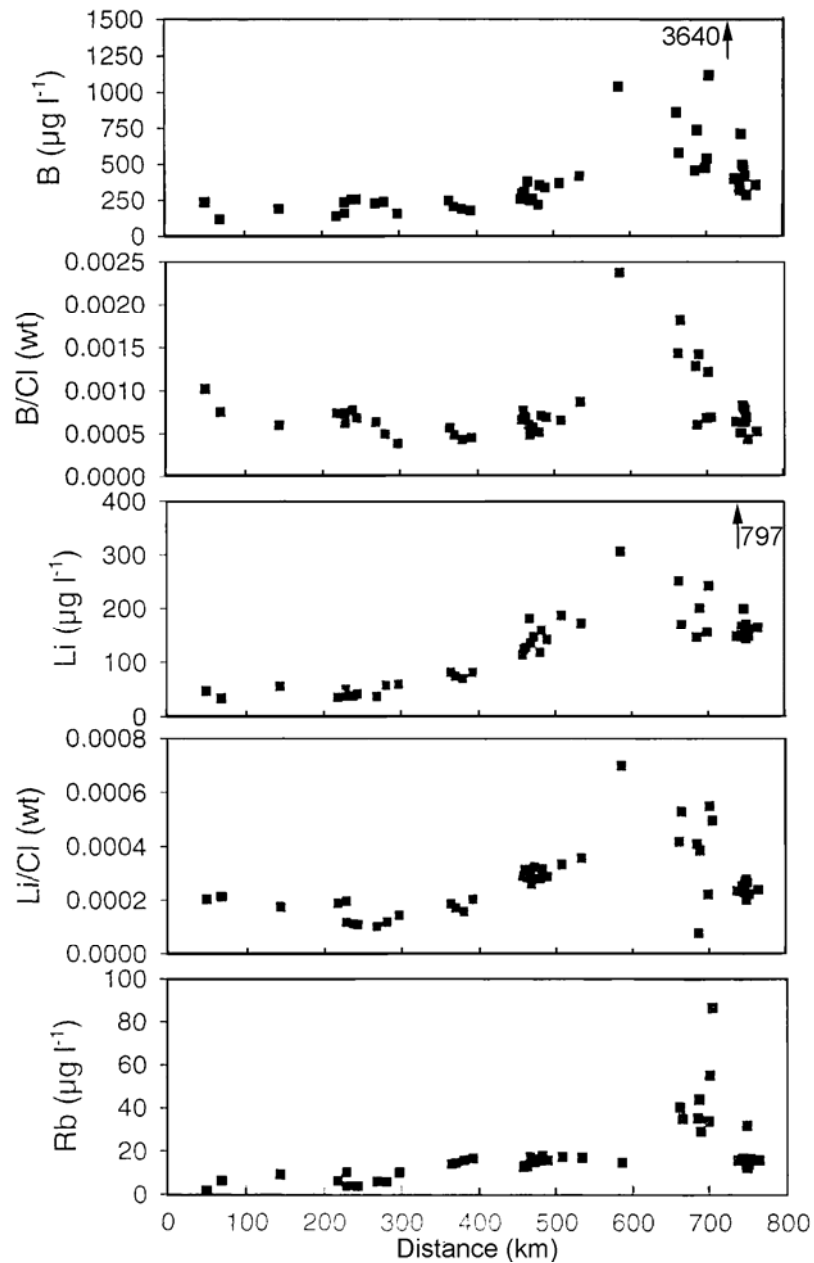


Figure 3.10: Variation des éléments traces B, B/Cl, Li, Li/Cl, Rb le long de la radiale Ouest Est

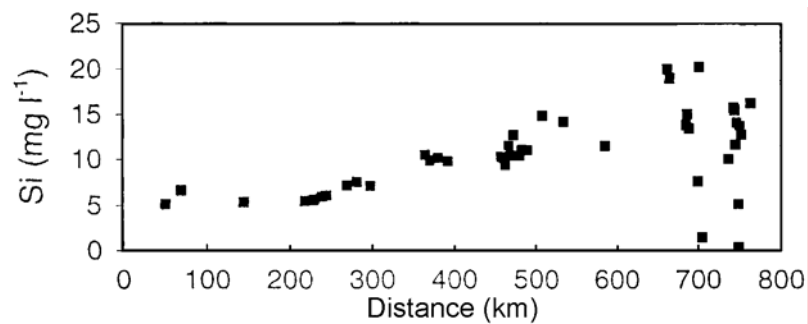


Figure 3.11: Variation de la silice (Si) le long de la direction d'écoulement Ouest Est

3.2.5 Eléments en traces métalliques et conditions redox : Modèle d'évolution hydrogéochimique des eaux du CI

Des tentatives de mesures sur le terrain du potentiel d'oxydoréduction et de l'oxygène dissous dans les eaux du CI ont été effectuées, malheureusement la majorité de ces mesures n'étaient pas concluantes à cause de la température assez élevée des ces eaux (généralement $> 40^{\circ}\text{C}$) ce qui empêchait la stabilité des lectures sur le potentiomètre. Néanmoins les conditions d'oxydoréduction dans une nappe aquifère peuvent être obtenues par l'examen de la relation spatiale de certains éléments redox sensibles tel que: $\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{NH}_4\text{-N}$, Fe_{total} , Mn, U, V, et le Cr [94]. Pour les eaux du CI ces éléments sont utilisés pour définir et préciser ces conditions (Fig. 3.11). En présence de l'oxygène dissous, les nitrates peuvent rester stables et durer dans les eaux souterraines des formations continentales pendant plusieurs milliers d'années [75] [76] Une fois tout l'oxygène consommé (par réaction avec Fe^{2+} ou avec du carbone organique), le nitrate devient alors donateur d'électron et la concentration en nitrate baisse ainsi assez rapidement en produisant généralement du N_2 gazeux [77].

Dans les eaux du CI, les conditions d'oxydation persistent depuis la zone de recharge jusqu'à environ 300 km de la zone de recharge Nord-Ouest (Atlas saharien). Ce qui implique l'existence d'une zone limite entre les conditions oxydantes et réduites (Limite redox) dans l'aquifère, cela est bien reflété par les concentrations en fer total dans les eaux qui augmentent d'environ 0.2 mg/l jusqu'à des valeurs de 0.5 à 10 mg/l et coïncident aussi avec la réaction de tout l'oxygène dissous (DO) et les nitrates (Fig. 3.12). Par ailleurs l'évolution des teneurs en uranium et en chrome (Fig. 3.12) confirment la présence de cette limite à cette distance. En effet, l'uranium sous forme du carbonate d'uranyle $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$ et le chrome sous forme de l'espèce anionique (CrO_4^{2-}) restent mobiles sous des conditions oxydantes alcalines. Le manganèse sous forme de Mn^{2+} est stable dans ces conditions sous un pH et un Eh assez larges et se comporte comme le Fe^{2+} . Ce manganèse dans les eaux du CI se trouve vraisemblablement libéré par certains minéraux avec du fer ou du calcium et son augmentation le long de la radiale serait probablement liée à la température lors du processus de substitution des carbonates secondaires dans les minéraux.

La délimitation de cette frontière redox dans les eaux du CI le long de la radiale principale ainsi que l'évolution des concentrations de tous les éléments chimiques (majeurs et traces) ont permis de concevoir un modèle d'évolution hydrogéochimique de ces eaux de l'ouest vers l'est (Fig. 3.13). Cette évolution hydrogéochimique coïnciderait avec la

limite entre deux types de recharge ou paléorecharge, la première coïnciderait avec la zone oxydante et a lieu durant les périodes humide de l'holocène et continue actuellement et l'autre coïnciderait avec la zone réduite et est beaucoup plus ancienne (paléorecharge) et correspondrait aux périodes humides du pléistocène (ce qui est conforme aux résultats des données du carbone-14 qui seront exposés sur la partie « datation par le Carbone-14 »).

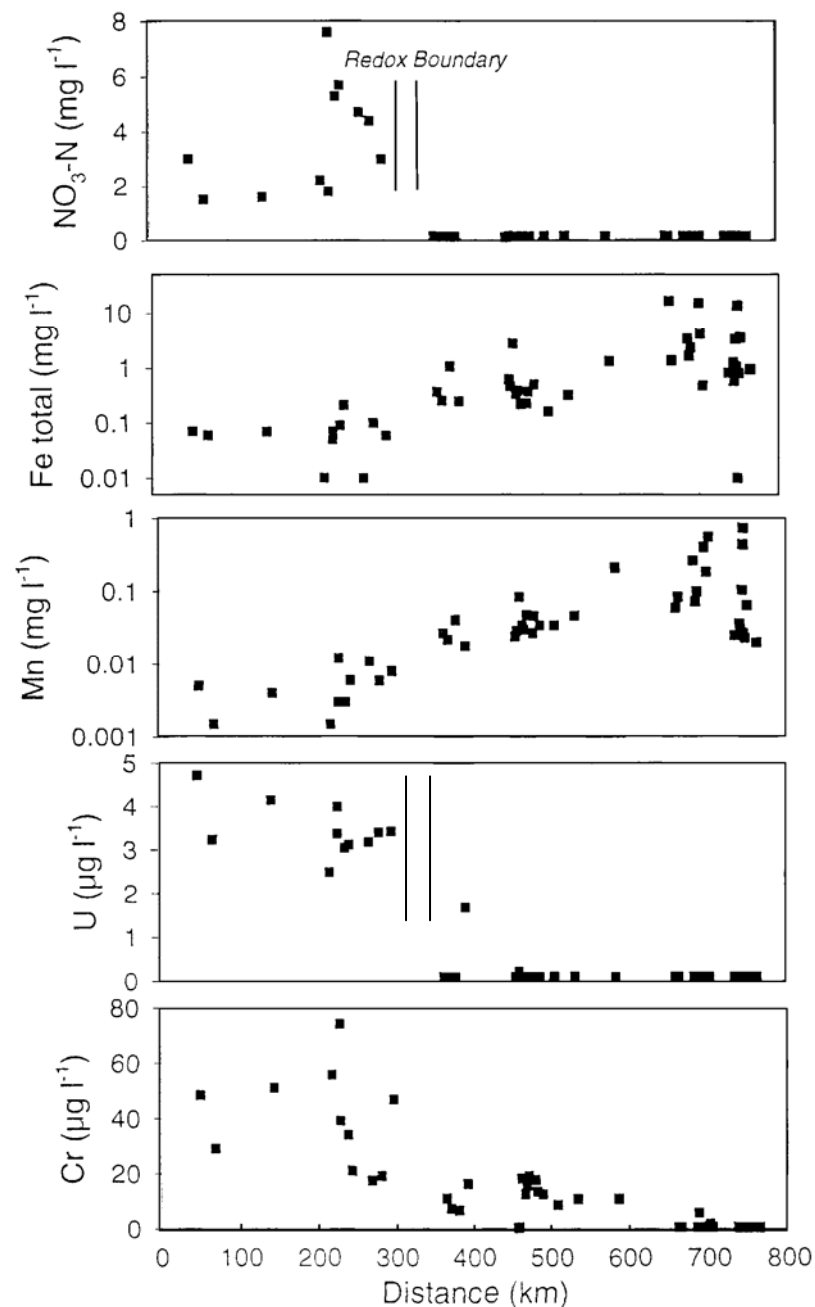


Figure 3.12: Variation des paramètres redox (NO₃-N, Fe_{total}, Mn, U, Cr) le long de la direction d'écoulement Ouest Est des eaux du CI

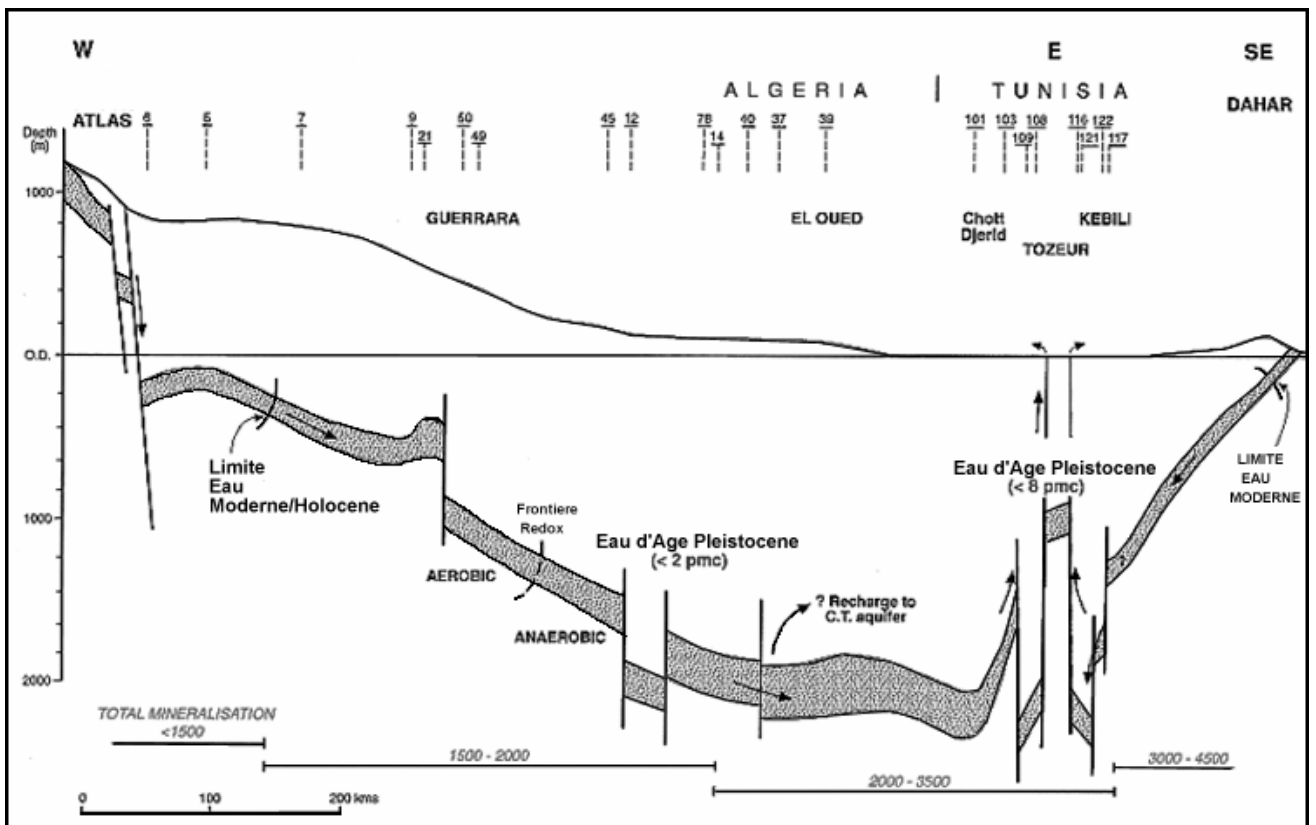


Figure 3.13: Modèle d'évolution hydrogéochimique des eaux du CI le long de la principale direction d'écoulement Ouest Est

Tableau 3.1. Résultats hydrochimiques et isotopiques des eaux du CI (Principale direction d'écoulement : Atlas Saharien-Zone des Chotts Tunisiens)

AVI No.	LOCALITÉ	Prof m	Nord deg, min, sec	Est	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	^{14}C pmC	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	T °C	pH	Cond. $\mu\text{S cm}^{-1}$	Salinité	Na	K	Ca	Mg	HCO_3	SO_4	Cl	$\text{NO}_3\text{-N}$
1	Bouheraroua	390	32°25'55"	3°42'60"	-68	-8.3			0.70853	29.1	7.23	2460	1618	242	9.0	180	78	137	580	379	5.7
2	Bensmara 1	371	32°29'15"	3°41'59"	-64	-8.6	0.9	-7.8		30.0	7.14	2250	1431	198	10.0	163	75	155	483	334	5.3
3	Daia Ben Dahoua	467	32°32'41"	3°35'42"	-63	-8.5	1.6	-7.7		31.6	7.41	2350	1534	229	8.2	160	70	139	593	320	7.6
5	El-Assafta 1	100	33°57'40"	2°46'50"	-53	-7.7	54.0		0.70799	20.6	7.32	1650	1181	72.9	9.0	185	65	168	513	159	1.5
6	Djebel Makrane (U1)	210	33°45'50"	2°27'55"	-40	-6.3	60.0		0.70784	29.1	7.28	2810	2166	155	8.4	361	98	210	1090	234	3.0
7	Hassi-Dalaa	350	33°39'45"	3°31'50"	-58	-8.1			0.70820	29.4	7.27	2130	1383	184	16.7	161	68	175	453	318	1.6
8	Berriane 2	545	32°46'16"	3°40'12"	-59	-8.1	0.5	-8.6	0.70843	28.6	7.56	1500	964	137	12.5	97	41	184	294	189	2.2
9	Laroui	650	32°52'40"	3°59'00"	-61	-8.4				28.6	7.44	1860	1213	155	17.7	133	61	198	384	256	1.8
10	Guerrara:Laameyed	1000	32°30'40"	4°30'31"	-60	-8.3				37.4	7.44	2500	1548	232	19.1	164	69	166	476	411	3.0
12	El-Mir	1895	32°52'50"	5°15'50"	-58	-7.8	0.8	-10.9		50.8	7.60	2850	1767	204	28.5	189	66	151	722	395	<0.3
14	Blidet Omar 1989	1800	32°55'20"	6°02'50"	-62	-8.2				46.5	7.61	2750	1813	205	34.3	210	73	167	662	448	<0.3
16	Ain-Sahara	1799	33°05'15"	6°05'30"	-60	-8			0.70819	50.5	7.51	3000	1968	240	34.0	215	79	153	725	510	<0.3
17	Sidi-Slimane 1	1776	33°16'35"	6°06'30"	-59	-8.5	0.0	-10.1		51.7	7.57	2940	1973	268	42.7	227	92	165	663	502	<0.3
18	Sidi-Slimane 2	1775	33°17'58"	6°10'30"	-61	-8.4				54.7	7.38	2910	1952	263	39.5	214	95	174	666	488	<0.3
20	Meggarine	1820	33°20'15"	5°50'15"	-61	-8.3			0.70808	53.7	7.39	3460	2282	315	39.3	270	100	154	764	627	<0.3
22	Ain-Choucha	1755	33°28'50"	5°59'40"	-61	-8.4	0.5	-10.5		46.5	7.82	2630	1719	222	37.5	191	85	174	579	419	<0.3
37	Etteibat	1890	33°05'20"	6°30'15"	-61	-7.8			0.70814	55.2	7.62	3210	2167	346	46.8	280	105	139	674	560	<0.3
38	Sehane El Berry	850	33°30'30"	7°10'10"	-60	-8			0.70826	35.9	7.80	3490	2449	629	36.5	185	37	108	1000	438	<0.3
39	El Oued	1850	33°15'20"	6°40'10"	-63	-8.1			0.70811	55.7	6.93	2960	2045	294	50.0	275	78	152	700	480	<0.3
40	Sidi-Mahdi	1750	33°02'23"	6°05'23"	-57	-7.7			0.70818	37.9	7.49	2820	1953	281	40.4	246	91	153	677	450	<0.3
42	Kchem Er'rih	1450	32°10'40"	5°35'35"	-61	-7.6			0.70841	48.5	7.58	2650	1745	276	32.0	181	78	173	554	438	<0.2
45	Hassi Ben Abdelleh 3	1400	32°01'15"	5°23'15"	-64	-9.1	3.7	-9.1	0.70837	49.6	7.82	2700	1700	271	32.0	188	77	168	517	435	<0.3
47	Hassi Ben Abdelleh 4	1450	32°01'07"	5°28'10"	-63	-7.2				48.9	7.60	2630	1595	257	29.7	161	70	173	463	430	<0.3
49	Zelfana 1	1000	32°20'04"	4°12'57"	-60	-7.9	1.6	-7.5	0.70845	37.8	7.59	2800	1631	315	11.5	163	64	152	430	482	4.4
50	Zelfana 8 (Fedj Enaam)	950	32°31'20"	4°08'40"	-63	-8.9				34.0	7.72	2290	1415	252	10.8	133	55	166	425	360	4.7
78	M'rara MR3	1700	33°28'01"	5°40'04"	-61	-8.4	0.5	-10.5		47.5	7.20	2720	1624	218	38.3	209	86	101	570	390	<0.01
79	M'rara MR4	1680	33°28'47"	5°41'36"	-59	-8.2				48.0	7.29	2730	1667	200	40.3	229	86	110	600	390	<0.01
101	NEFTA CI 1	2068	37°65'20"	6°15'35"	-58	-7.1	5.8			70.0	7.34	5130	3368	529	69.9	412	66.5	140	1510	600	<0.3
102	NEFTA CI 2	2326	37°65'15"	6°15'50"	-50	-7.7			0.70835	72.0	7.17	4700	2717	374	62.9	371	43.4	144	1380	320	<0.3
103	TOZEUR CI 1	1730	37°69'35"	6°42'40"	-57	-7.0	8.8	-7.9	0.70783	67.0	7.16	24400	12705	3500	79.8	889	279	104	1840	5960	<0.3
104	TOZEUR CI 2	1757	37°68'30"	6°40'35"	-62	-7.7	2.5	-9.1	0.70844	68.0	7.33	5880	3334	601	48.7	347	38.7	134	1620	520	<0.3
105	TOZEUR CI 3	1885	37°68'30"	6°39'05"	-61	-7.6			0.70829	66.0	7.13	4200	2519	327	60.0	390	46.3	110	1320	356	<0.3
106	EL-HAMMA C 12	1469	37°76'70"	6°49'40"	-67	-6.8	7.3	-11.0		64.0	8.20	5030	3377	652	46.3	304	29.9	256	1710	360	<0.3
107	EL-HAMMA C 14	1339	37°78'40"	6°52'00"	-57	-6.8				73.0	7.57		3191	513	55.0	287	30.8	134	1450	696	0.0
108	TAZRARIT CI 1	2052	37°81'40"	6°61'55"	-62	-7.5	6.4	-10.3	0.70939	68.0	8.52	5650	3362	925	110.0	196	32.9	33	454	1600	<0.3
109	CEDADA CI 2	2257	37°80'30"	6°59'70"	-53	-8.0				38.0	7.11		2510	336	90.4	340	37.8	207	1030	442	<0.3
110	CHORFA CI 4	2042	37°54'25"	7°21'70"	-60	-8.8				70.0	7.18	4440	2180	330	47.3	266	74	134	691	620	<0.3
111	ZOUJA CI 5	2052	37°54'50"	7°18'55"	-81	-8.2				71.0	7.24	4360	2271	335	48.0	284	78.9	134	716	656	<0.3
112	MANSOURA CI 3	1700	37°47'40"	7°34'00"	-64	-8.3	3.7	-11.4	0.70812	52.0	7.57	4940	3346	562	38.5	408	87.9	122	1260	850	<0.3
113	MANSOURA CI 13	2368	37°48'10"	7°38'90"	-77	-8.4	2.2	-10.8		65.0	7.74	3680	2178	345	43.0	257	67.7	140	708	600	<0.3
114	KEBILI CI 10	2286	37°44'55"	7°41'10"	-64	-8.4	1.5	-10.4	0.70818	66.0	7.55	3930	2311	387	42.4	263	67.2	134	784	616	<0.3
115	KEBILI CI 16	2578	37°42'50"	7°14'70"	-77	-8.3			0.70820	70.0	7.20	3130	2138	396	41.3	185	64.9	122	703	610	<0.3
116	TAOUARGHA CI 2	900	37°54'15"	7°69'10"	-59	-8.6	5.3	-11.5	0.70822	45.5	7.20	3130	2244	341	43.2	269	71.7	146	740	620	<0.3
117	EL BHAIER CI 9	1268	37°54'00"	7°49'75"	-59	-8.1			0.70817	65.0	7.17	3460	2421	363	46.9	306	74.1	128	808	676	<0.3
118	LIMAGUES CI 8	1568	37°53'25"	7°12'80"	-61	-8.5				67.0	7.30	3340	2317	365	43.7	285	70.6	110	790	634	<0.3
119	DEBACHA CI 14	2159	37°55'80"	7°11'00"	-58	-8.1				71.0	7.07	4640	2167	306	44.9	271	72.2	128	734	592	<0.3
120	SOUK EL AHAD CI 17	2100	37°56'30"	7°25'10"	-59	-8.2				68.0	7.35	2830	1827	281	42.3	201	61.3	110	645	464	<0.3

Tableau 3.1 (Suite). Résultats hydrochimiques et indices de saturation des eaux du CI (Principale direction d'écoulement : Atlas Saharien-Chotts Tunisiens)

AVI No.	LOCALITY	mg l ⁻¹																							
		NH ₄ -N	Si	Fe _{total}	Mn	F	Br	I	P _{total}	Li	B	Cr	Co	Ni	Sr	Rb	Mo	V	Ba	Pb	U	Calc	Dolo	Gyps	Célest
1	Boutheraroua	<0.01	6.1	0.21	0.006	0.88	0.416	0.111	<5	42	260	21.0	0.4	13.9	2510	3.9	<10	6.5	27.1	1.8	3.1	-0.07	-0.12	-0.80	-1.09
2	Bensmara 1	<0.01	6.0	0.09	0.003	0.82	0.500	0.099	<5	38	260	34.0	0.4	14.8	2150	4.6	<10	4.4	24.8	2.7	3.0	-1.2	-0.18	-0.89	-1.04
3	Daia Ben Dahoua	<0.01	5.7	0.05	0.003	0.87	0.412	0.118	<5	38	240	39.1	0.4	23.7	2250	3.9	<10	5.6	31.0	2.7	3.4	0.12	0.31	-0.83	-0.95
5	El-Assafia 1	<0.01	6.7	0.06	<0.003	0.52	0.304	0.029	<5	34	120	29.1	0.4	21.8	2650	6.4	<10	0.7	16.2	1.8	3.2	.04	0.00	-0.77	-0.94
6	Djebel Makrane (U1)	<0.01	5.2	0.07	0.005	0.46	0.324	0.021	<5	48	240	48.5	0.7	41.6	4580	1.8	10.6	3.7	9.8	1.7	4.7	0.39	0.48	-0.34	-0.51
7	Hassi-Dalaa	<0.01	5.4	0.07	0.004	0.70	0.417	0.082	<5	56	190	51.1	0.5	25.8	2470	9.3	<10	2.6	18.5	1.4	4.1	0.07	0.20	-0.91	-1.00
8	Berriane 2	<0.01	5.5	<0.02	<0.003	0.84	0.342	0.089	<5	36	140	55.8	0.37	12.5	1160	6.4	<10	3.4	22.3	0.9	2.5	0.22	0.72	-1.24	-1.44
9	Laroui	<0.01	5.6	0.07	0.012	0.64	0.296	0.057	<5	51	160	74.0	0.37	17.9	1800	10.4	<10	2.9	20.5	1.3	4.0	0.23	0.60	-1.03	-1.18
10	Guerrara:Laameyed	<0.01	7.2	0.06	0.008	0.64	0.472	0.082	<5	60	160	46.9	0.5	16.3	2300	10.4	<10	5.5	29.7	0.7	3.4	0.32	0.76	-0.91	-1.02
12	El-Mir	<0.01	9.8	0.25	0.018	0.50	0.424	0.052	<5	81	180	16.4	0.5	15.9	2140	16.7	<10	27.4	40.2	0.9	1.7	0.63	1.32	-0.73	-0.89
14	Blidet Omar 1989	<0.01	9.4	2.75	0.084	0.44	0.836	0.052	<5	128	310	18.2	0.5	15.6	3350	13.1	<10	19.6	39.0	1.6	0.2	0.68	1.39	-0.72	-0.75
16	Ain-Sahara	<0.01	10.4	0.39	0.03	0.50	0.540	0.053	<5	135	250	15.6	0.5	17.3	3090	16.4	<10	19.5	43.4	1.2	<0.2	0.58	1.18	-0.68	-0.75
17	Sidi-Slimane 1	0.06	11.1	0.37	0.046	0.46	1.020	0.062	<5	160	360	13.5	0.5	14.4	4420	18.2	<10	-0.3	48.2	0.9	<0.2	0.72	1.44	-0.70	-0.63
18	Sidi-Slimane 2	0.07	11.0	0.5	0.034	0.53	1.010	0.067	<5	142	340	12.5	0.4	15.2	3910	16.1	<10	-1.3	44.9	1.0	<0.2	0.56	1.12	-0.71	-0.67
20	Meggarine	<0.01	11.6	0.34	0.034	0.54	0.910	0.062	<5	182	380	12.6	0.6	17.8	4090	17.5	<10	26.5	41.6	1.1	<0.2	0.58	1.07	-0.60	-0.64
22	Ain-Choucha	<0.01	10.4	0.23	0.027	0.50	0.584	0.055	<5	119	220	17.8	0.5	16.9	3210	15.9	<10	7.6	45.4	0.5	<0.2	0.88	1.84	-0.80	-0.81
37	Etteibat	<0.01	14.8	0.16	0.034	0.60	0.790	0.054	<5	188	370	8.6	0.7	12.3	5100	17.6	3.6	5.1	52.9	<0.6	<0.3	0.81	1.53	-0.63	-0.59
38	Shane El Berry	0.38	11.5	1.33	0.213	0.70	1.270	0.071	<5	307	1040	11.0	0.4	12.6	4720	14.9	<10	5.8	36.1	0.3	<0.2	0.43	1.90	-0.66	-0.52
39	El Oued	0.15	14.2	0.32	0.046	0.49	0.915	0.079	<5	173	420	10.9	0.6	14.6	5630	17.2	<10	11.8	44.7	0.7	<0.2	0.12	1.44	-0.61	-0.52
40	Sidi-Mahdi	<0.01	12.7	0.22	0.048	0.56	0.595	0.055	<5	147	260	19.1	0.6	17.4	3730	15.2	<10	12.4	41.3	0.8	<0.2	0.47	1.01	-0.66	-0.73
42	Khchem Er'rih	<0.01	10.2	1.08	0.041	0.58	1.100	0.153	<5	70	190	6.7	0.4	11.1	2650	15.9	<10	-15.2	39.9	0.2	<0.2	0.64	1.17	-0.84	-0.90
45	Hassi Ben Abdelleh 3	<0.01	10.5	0.37	0.027	0.56	0.581	0.084	<5	82	250	11.1	0.4	14.9	2840	14.3	<10	-1.9	40.7	0.2	<0.2	0.90	0.17	-0.84	0.90
47	Hassi Ben Abdelleh 4	<0.01	9.9	0.26	0.022	0.55	0.497	0.087	<5	75	210	7.4	0.4	10.9	2390	14.8	<10	3.6	40.8	<0.2	<0.2	0.64	0.47	-0.94	-1.00
49	Zelfana 1	7.6	0.1	0.006	0.95	0.635	0.081	<5	58	240	19.2	0.4	11.8	2190	6.1	<10	25.3	32.9	<0.2	3.4	0.44	1.09	-0.97	-1.09	
50	Zelfana 8 (Fedj Enaam)	7.2	<0.02	0.011	0.94	0.492	0.085	<5	37	230	17.5	0.4	10.3	1870	6.1	<10	1.5	30.2	0.2	3.2	0.49	0.78	-1.02	-1.14	
78	M'rara MR3	10.3	0.62	0.024	0.43	0.765	0.051	<5	114	260	<0.5	0.6	10.3	3500	12.8	1.2	1.5	42.1	<0.6	<0.1	0.07	0.50	-0.76	-0.77	
79	M'rara MR4	10.2	0.46	0.029	0.42	0.840	0.052	<5	124	300	0.5	0.7	11.5	3830	13.5	1.4	2.3	41.9	<0.6	<0.1	0.24	0.89	-0.71	-0.72	
101	NEFTA CI 1	0.465	20	16.3	0.06	1.00	2.020	0.059	<5	252	860	<0.98	<0.82	7.5	6870	40.6	<3.9	14.1	54.0	<0.92	<0.7	0.74		-0.23	-0.21
102	NEFTA CI 2	0.381	19	1.36	0.084	0.60	0.696	0.047	<5	170	580	<0.98	<0.82	8.7	6210	35.2	5.1	17.0	51.1	<0.92	<0.7	0.57	2.98	-0.27	-0.24
103	TOZEUR CI 1	5.02	15.1	1.65	0.073	1.20	29.900	0.645	<5	494	3640	5.7	1.4	26.8	18800	44.4	6.5	10.4	44.9	8.4	<0.7	0.56	1.41	-0.15	-0.01
104	TOZEUR CI 2	0.496	13.5	2.3	0.1	6.00	1.590	0.061	<5	202	740	<0.98	<0.82	8.6	7010	29.5	5.2	-3.5	40.9	<0.92	<0.7	0.60	1.94	-0.28	-0.17
105	TOZEUR CI 3	0.279	13.9	3.38	0.266	0.50	0.830	0.050	<5	147	460	<0.98	<0.82	7.1	6390	35.7	<3.9	14.9	48.5	<0.92	<0.7		0.35	-0.27	-0.24
106	EL-HAMMA C 12	0.358	15.5	0.47	0.078	0.65	1.050	0.060	<5	187	650	<0.98	<0.82	5.1	8110	29.3	<3.9	7.3	39.5	<0.92	<0.7	1.60	0.82	-0.34	-0.11
107	EL-HAMMA C 14	0.075	7.7	1.5	0.406	0.50	0.810	0.044	<5	157	480	<0.98	<0.82	6.1	7450	34.2	<3.9	13.0	39.7	<0.92	<0.7	0.83	0.98	-0.37	-0.14
108	TAZRARIT CI 1	0.955	1.5	0.48	0.561	0.40	7.170	0.214	<5	797	1120	<0.98	<0.82	4.0	8190	87.0	<3.9	-2.1	70.8	<0.92	<0.7	0.95	1.19	-0.97	-0.55
109	CEDADA CI 2	0.461	20.3	4.11	0.187	0.70	1.050	0.060	<5	244	540	1.8	<0.82	7.0	12200	55.5	<3.9	5.5	57.2	<0.92	<0.7	0.28	1.90	-0.42	-0.12
110	CHORFA CI 4	0.134	15.5	0.57	0.03	0.60	0.736	0.050	<5	160	320	<0.98	<0.82	4.9	4620	17.0	4.2	11.2	63.2	<0.92	<0.7	0.49	1.48	-0.62	-0.57
111	ZOUFA CI 5	0.122	15.8	1.23	0.036	0.70	0.760	0.050	<5	168	340	<0.98	<0.82	6.0	4560	16.7	4.6	23.7	69.2	<0.92	<0.7	0.58	0.62	-0.59	-0.57
112	MANSOURA CI 3	0.261	11.7	3.32	0.105	0.50	1.530	0.066	<5	200	710	<0.98	<0.82	8.2	6650	16.4	8.2	16.7	37.9	<0.92	<0.7	0.73	0.44	-0.32	-0.34
113	MANSOURA CI 13	0.159	13.9	0.81	0.023	0.50	1.100	0.062	<5	162	420	<0.98	<0.82	5.5	4080	14.4	4.3	14.9	59.9	<0.92	<0.7	1.00	0.69	-0.63	-0.63
114	KEBILI CI 10	0.21	14.1	1.06	0.027	0.50	1.100	0.063	<5	166	500	<0.98	<0.82	5.8	4410	14.2	4.3	3.3	50.5	<0.92	<0.7	0.8	0.84	0.59	-0.57
115	KEBILI CI 16	0.203	0.3	13.5	0.743	0.30	1.140	0.063	<5	172	480	<0.98	<0.82	4.3	2920	12.8	<3.9	4.8	26.0	<0.92	<0.7	0.31	0.55	-0.74	-0.74
116	TAOUARGHA CI 2	0.171	10.1	0.81	0.025	0.60	0.984	0.060	<5	148	400	<0.98	<0.82	4.2	4280	16.2	<3.9	-3.3	35.1	<0.92	<0.7	0.26	0.90	-0.63	-0.65
117	EL BHAIER CI 9	0.159	16.3	0.95	0.02	0.60	0.846	0.050	<5	165	360	<0.98	<0.82	5.9	4680	16.2	4.4	9.6	54.1	<0.92	<0.7	0.44	0.89	-0.59	-0.55
118	LIMAGUES CI 8	0.173	16.7	0.28	0.014	0.60	0.912	0.053	<5	152	370	<0.98	<0.82	6.5	4660	15.4	<3.9	-6.9	62.0	<0.92	<0.7	0.50	0.60	-0.74	-0.54
119	DEBABCHA CI 14	0.116	16.3	0.69	0.023	0.70	0.720	0.052	<5	151	330	<0.98	<0.82	5.2	4370	17.6	4.9	16.2	70.6	<0.92	<0.7	0.36	0.70	-0.61	-0.57
120	SOUK EL AHAD CI 17	0.005	3.8	17	0.412	0.40	0.672	0.055	<5	150	330	<0.98	<0.82	13.0	3870	16.5	<3.9	4.6	68.0	1.1	<0.7	0.46	0.50	-0.53	-0.64

3.3. Discussion des résultats de la nappe du Complexe Terminal

3.3.1 Introduction

Les caractéristiques hydrochimiques des eaux de la nappe du Complexe Terminal ont fait l'objet des plusieurs travaux antérieurs [52] [38] [40] [78] [55] [59] sur les zones de recharges des sables du miopliocène (plateau du Tinrhert, Grand Erg Oriental), les eaux sont chlorurées, sulfatées, sodiques et calciques. Cependant, l'ion magnésium devient plus dominant et augmente le long de la principale direction d'écoulement (sud-nord) sur toute la vallée de l'oued Rhir (centre du bassin). Pour le sénonien et l'éocène qui affleurent sur la plateau de Tinrhert au sud, et sur la dorsale du M'Zab à l'ouest et l'Atlas saharien au nord, les eaux sont bicarbonatées, sulfatées, magnésiennes et calciques. Les travaux récents menés dans le cadre du projet Avicenne (1994-97), ont permis de faire une investigation approfondie en hydrogéochimie de cette nappe [60].

En effet, 46 échantillons ont été prélevés sur les eaux de cette nappe principalement le long de la principale direction d'écoulement (Fig. 2.2) qui s'étend sur environ 700 km et orientée du sud (plateau du Tinrhert, Grand Erg oriental) vers le nord ('Chott Melhrir' : exutoire de la nappe), a été retenue dans le cadre de cette étude pour voir l'évolution hydrogéochimique par l'analyse détaillée des éléments majeurs et en traces. Cette évolution permettra une confrontation avec les données hydrodynamiques quant à la continuité hydraulique de l'aquifère du CT le long de ce axe principal d'écoulement.

3.3.2. Direction d'écoulement Sud-Nord (radiale CT4)

La conductivité est relativement élevée et augmente progressivement le long de cette direction d'écoulement. Elle varie de 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sur la bordure sud du bassin à plus de 8000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ au nord vers l'exutoire de la nappe ce qui suggère que l'interaction eau-roche est assez importante et que le processus de minéralisation des eaux est contrôlé par cette interaction: (Les résultats sont consignés sur le tableau 3.2)

3.3.2.1 Couple sodium chlorure ($\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$)

Les teneurs en chlorure et en sodium augmentent du sud (plateau du Tinrhert, Grand Erg Oriental) vers le nord de la radiale (Chott Melhrir) respectivement de 200 et 100 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ à 2800 et 2000 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$, la corrélation de Na^+ vs. Cl^- (Fig. 3.14a) montre que les points représentatifs sont distribués sur une droite parallèle à celle de la droite de dissolution de la halite (NaCl). Par ailleurs, la figure 3.14b montre que le rapport Br^-/Cl^- est relativement bas (1.5×10^{-3} à 1.5×10^{-4}) et reste inférieur à celui de l'eau de mer, ce qui

indique que la dissolution de l'halite est la principale source d'augmentation de la minéralisation, la variation du rapport Na^+/Cl^- varie dans le même sens et reste constant le long de la radiale mais inférieur à 1, ce qui suggère une source commune de ces deux ions.

3.3.2.2. Couple sulfate-calcium ($\text{SO}_4^{2-}-\text{Ca}^{2+}$)

L'augmentation continue et dans les mêmes proportions dans les eaux du CT du sud vers le nord est bien mise en évidence par la bonne corrélation entre les deux ions $\text{Ca}^{2+}-\text{SO}_4^{2-}$ (Fig. 3.15). Ceci peut être attribué à une mise en solution du gypse, l'évolution des rapports $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$, et I^-/Cl^- reste relativement constante avec l'augmentation de l'ion Cl^- (Fig. 3.16) notamment pour des teneurs supérieures à 500-600 mg/l, ce qui suggère, un mode d'acquisition de Ca^{2+} et SO_4^{2-} par dissolution des niveaux gypseux. Cet accroissement des concentrations en sulfates et en calcium par mise en solution du gypse entre le sud et le Nord du bassin est également exprimé par une augmentation des indices de saturation vis à vis de ce minéral (Fig. 3.17). Les eaux du CT deviennent saturées en gypse près de la zone des chotts Melrhir et Merouane (exutoire de la nappe).

Toutefois, les variations latérales des faciès du sud vers le nord du bassin peuvent aussi influencer ces teneurs. En effet au sud, le CT est composé essentiellement de sable avec quelques intercalations de niveaux carbonatés, alors que sur la vallée de l'oued Rhir (centre du bassin) c'est la fraction argilo-marneuse et carbonatée qui domine.

3.3.2.3. Les éléments K^+ , Mg^{2+} , et F^- .

Les concentrations en potassium K^+ et en magnésium (Mg^{2+}) augmentent le long de la direction d'écoulement. Elles varient respectivement de 9 à 41 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ et de 24 à 245 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Les teneurs en ions fluorures (Fig. 3.14b) montrent de leur côté une augmentation progressive (de 0.58 à 2.75 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) du sud vers le nord. Le fluor étant le plus électronégatif de tous les éléments chimiques est doté d'une activité telle qu'il n'existe pratiquement jamais à l'état libre dans la nature. L'enrichissement des eaux du CT le long de la radiale en ion fluorure résulte probablement des réactions de dissolution des principaux minéraux fluorés que sont la fluorine (CaF_2), la cryolite ($\text{F}_6\text{Al}_2\text{FNa}$).

Les concentrations en bicarbonates (HCO_3^-) diminuent en début de radiale (au sud) pour augmenter à partir du centre du bassin (vallée de l'oued Rhir), ces variations sont en parfait accord avec l'évolution des indices de saturation par rapport à la calcite et la dolomite (Tab. 3.3).

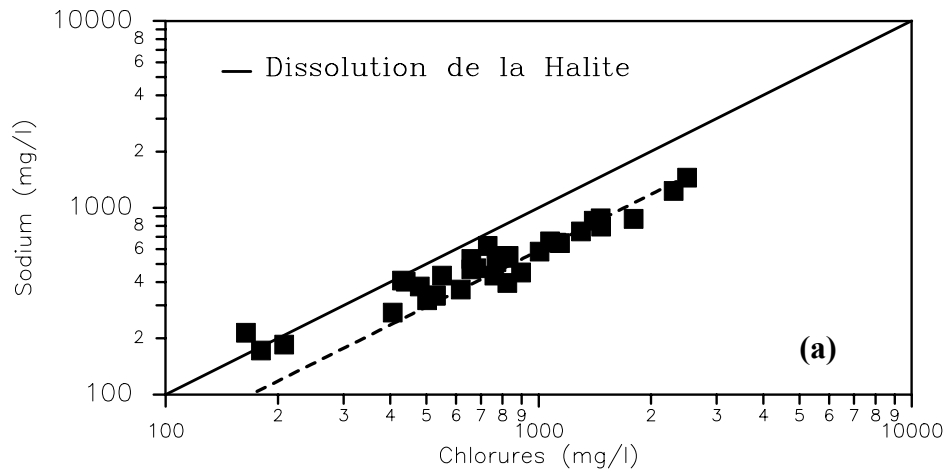


Figure 3.14a. Relation Sodium vs. Chlorures eaux du CT

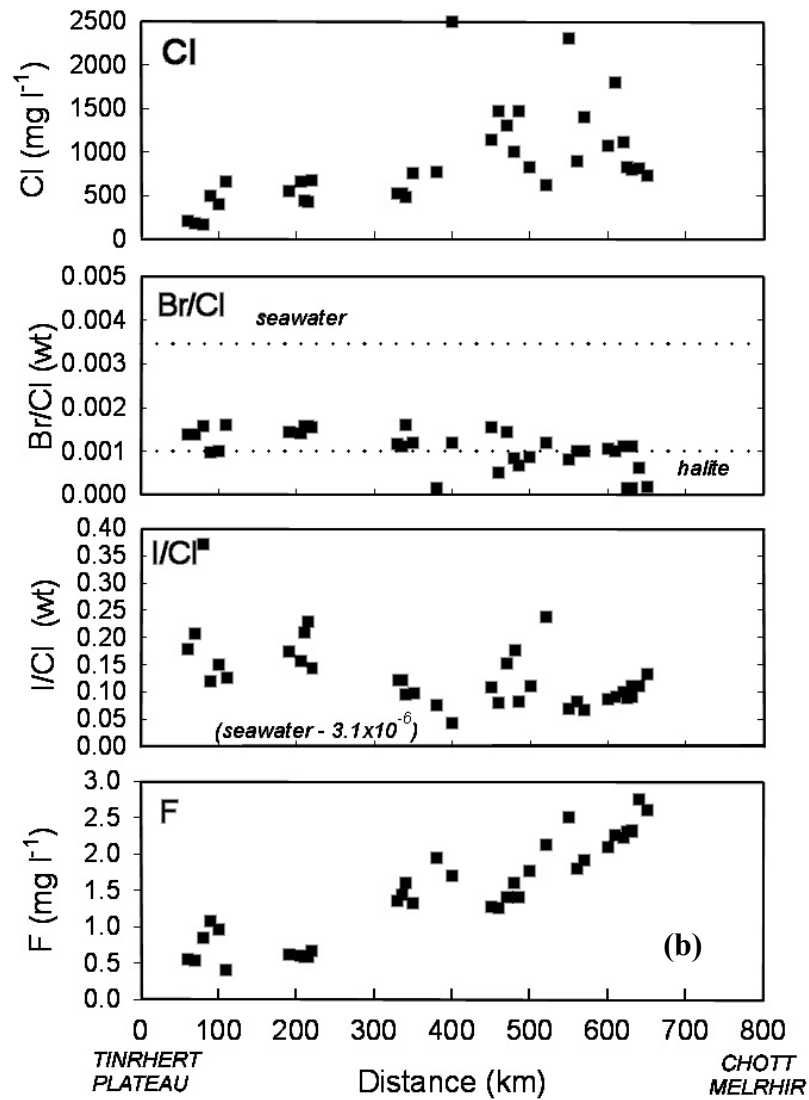


Figure 3.14b: Variation des chlorures et des rapports Br/Cl, I/Cl et F des eaux du CT le long de l'écoulemen

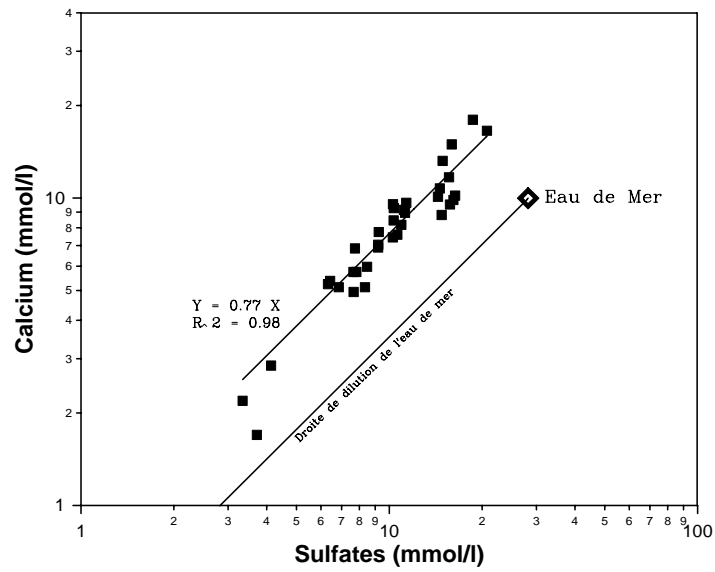


Figure 3.15: Relation Calcium vs. Sulfates des eaux du CT

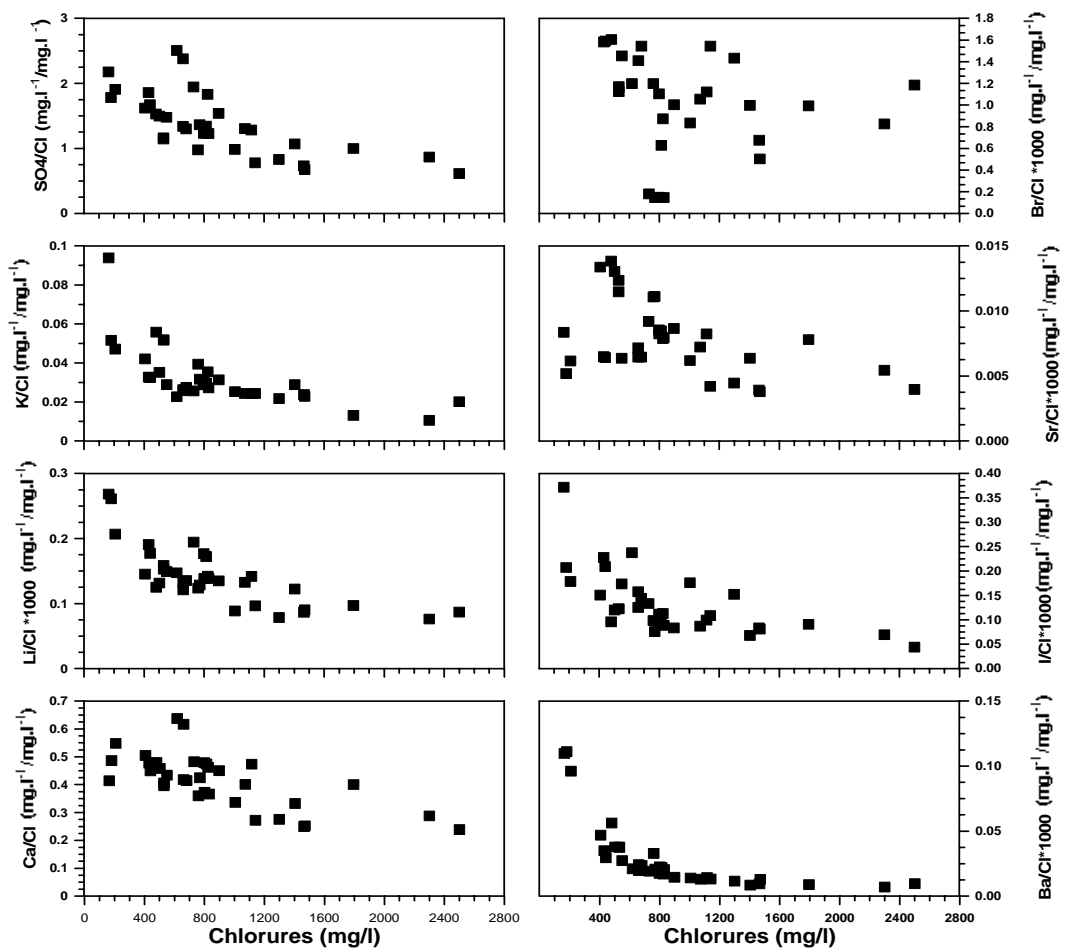


Figure 3.16: Variation des rapports caractéristiques en fonction Des teneurs en chlorures des eaux du CT

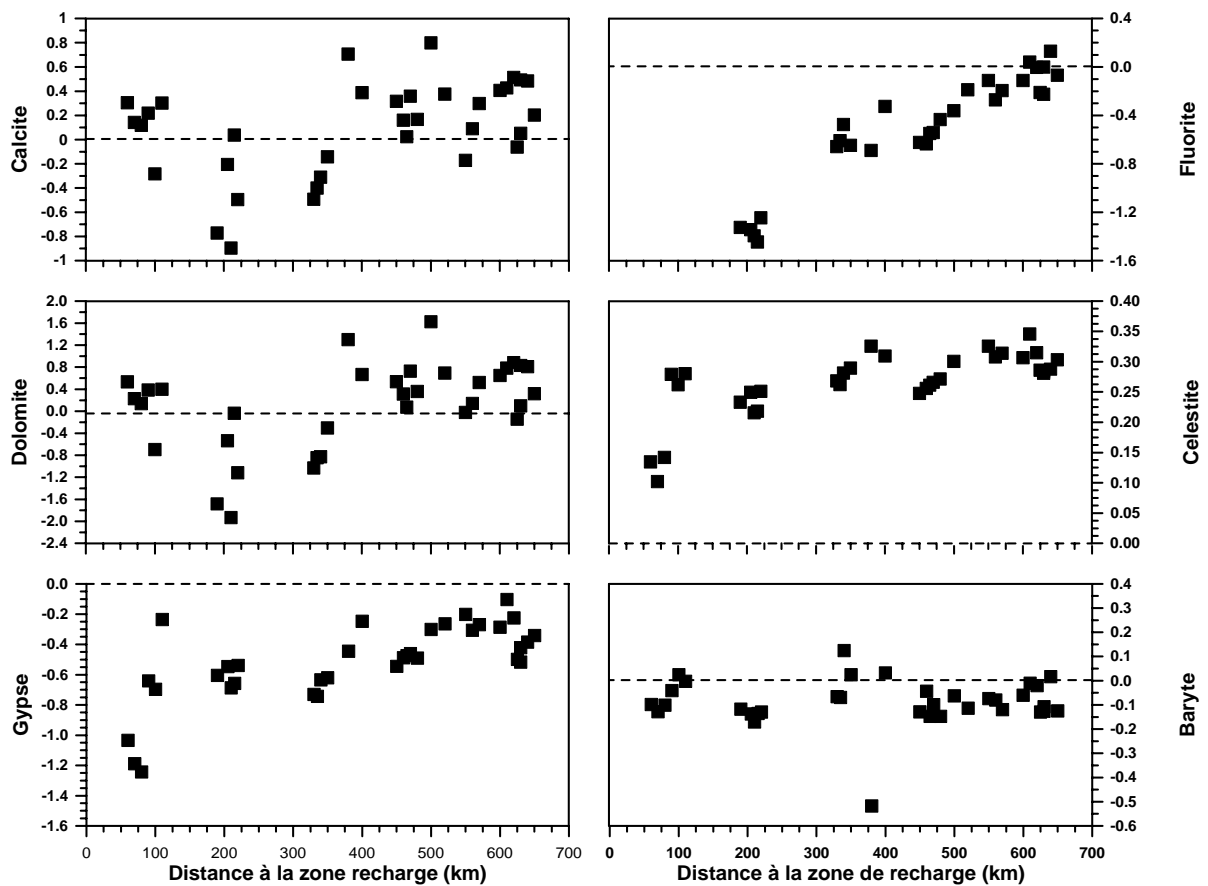


Figure 3.17: Indices de saturation des eaux du CT

3.3.2.4 Eléments en traces : Sr, Br, Li, et Ba

Les teneurs en strontium augmentent régulièrement le long de l'écoulement de 1 à 14 mg·l⁻¹, et confirment le processus d'interaction eau–roche ainsi que la dissolution progressive des minéraux au cours du transit entre la zone sud (Grand Erg Oriental) et la zone Nord (chott de Merouane et Melrhir). Le rapport Sr/Cl reste relativement constant sur toute la radiale, montrant une source unique dominante de strontium, et est étroitement lié au sulfates. Par conséquent, la mise en solution du gypse dans les eaux du CT se trouve confirmée et serait la principale origine de cet élément.

La pente de la droite de corrélation Sr²⁺ vs. SO₄²⁻ (Fig. 3.18a) montre que la quantité de strontium issue de la mise en solution du gypse représente un taux de 0.55% par rapport à la concentration en sulfate. Sur le bassin du Chott Chergui (haut plateaux ouest), le taux du Sr²⁺ défini dans les eaux souterraines du chott sont similaires [79], par contre, dans d'autres régions du monde, ce taux est très inférieur (0.1% dans le gypse de

Sherwood en Angleterre [80]. La bonne corrélation Sr^{2+} vs Ca^{2+} va dans le même sens quant à l'origine de l'ion strontium dans les eaux du CT (Fig.3.18b). Le rapport Sr/Ca est relativement bas au sud (région d'El-Hamra) et autour de la région de Ouargla, 300 à 350 km en aval de l'écoulement où la salinité est encore basse. Ceci implique une dissolution des minéraux carbonatés présents dans la matrice de l'aquifère constituée de sable, de graviers et de dolomite [81]. A noter aussi que sur le plan lithologique, les sables du miopliocène à Ouargla reposent directement sur le Sénonien carbonaté (calcaire et dolomie).

La variation des teneurs en baryum représenté par rapport au chlorure ainsi que le rapport Ba/Cl vs. Cl (Fig. 3.16) indique un processus similaire qui contrôlerait l'origine du baryum dans les eaux souterraines du CT.

Par ailleurs, la concentration en élément en traces : lithium, bore et rubidium, montre une augmentation progressive le long de la direction d'écoulement. Le lithium est connu par son caractère d'indicateur de lithofaciès et du degré d'interaction eau-roche [70]. Il peut aussi donner une idée sur le temps de résidence des eaux souterraines.

Sur cette principale direction d'écoulement les eaux du CT, sa teneur varie de 40 mg/l au sud à 180 mg/l au nord de la zone des chotts. Cette augmentation notable peut être considérée comme un indice d'un contact eau-roche important et par conséquent un temps de résidence trop grand. Nous verrons ultérieurement que les isotopes radioactifs (notamment le carbone-14) confirment cette remarque. En effet, le lithium peut être présent dans une évaporite en se substituant à Na^+ dans l'halite ou à K^+ dans la sylvite (KCl) [82], comme il peut être lié aux minéraux carbonatés [73] [83] en se substituant au calcium. Le rapport Li/Cl (Fig. 3.19) est relativement haut au sud (Grand Erg Oriental) où la salinité est relativement basse, ce rapport diminue au centre du bassin (à Ouargla), 300 à 400 km à partir de la zone de recharge et devient constant vers le nord (zone des chotts) où la teneur en chlorures est maximale.

Les concentrations en bore montrent un accroissement dans le sens de l'écoulement de 110 à 770 mg/l, pendant que le rapport B/Cl reste pratiquement constant quand la teneur en chlorure augmente. Ceci peut être expliqué par une contribution à partir des minéraux argileux et évaporitiques contenus dans l'aquifère.

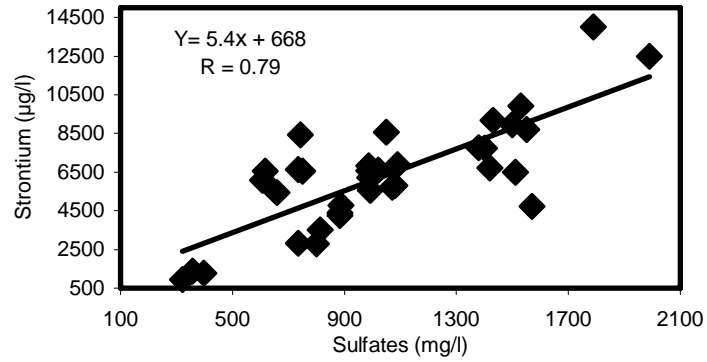


Figure 3.18a : Relation Strontium-Sulfates (origine du strontium) dans les eaux du CT

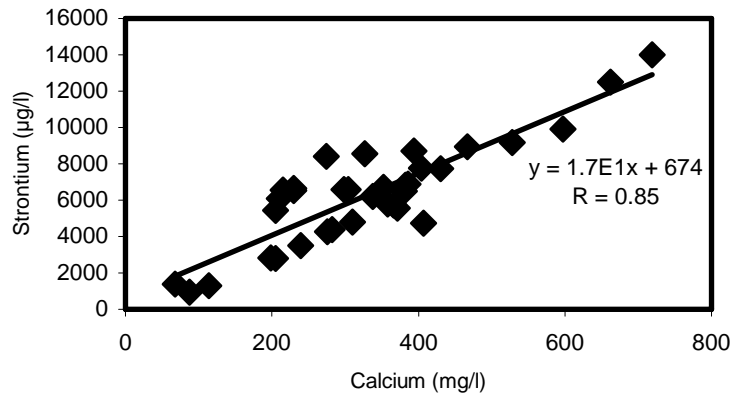


Figure 3.18b: Relation Strontium-Calcium (origine du strontium) dans les eaux du CT

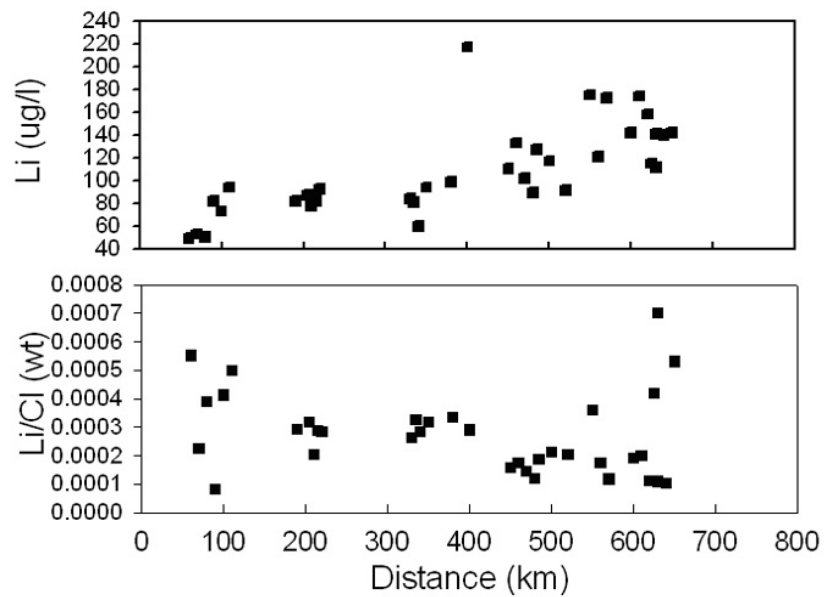


Figure 3.19: Variation des teneurs en Lithium et du rapport Li /Cl Le long de l'écoulement

Tableau 3.2: Résultats des mesures sur terrain et des analyses chimiques et isotopiques des eaux du Complexe Terminal

Localité	AV No.	Distance à la zone de recha.	Prof	Lat.	Long.	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	^{13}C	^{14}C	T	pH	Conduct.	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼	Cl ⁻	NO ₃ ⁻ _N	Si ⁴⁺
El-Alia	11	520	160	32°41'20''	5°22'20''	-72	-9.2			29.4	7.49	4320	365	14.0	394	145	126	1550	618	7.4	7.4
DASE	13	500	100	32°33'35''	5°38'12''	-60	-7.1			27.0	8.00	4900	396	29.2	381	177	121	1510	824	6.6	5.5
Blidet Omar 1964	15	560	168	32°55'10''	6°01'15''	-59	-7.3			24.4	7.25	5190	450	28.1	404	171	125	1380	897	5.5	6.3
Sidi-Slimane	19	600	180	33°12'25''	6°05'35''	-50	-5.1	-4.70	2.4±0.7	24.9	7.56	5660	660	26.1	430	135	122	1400	1072	8.6	7.6
Touggourt Ville	21	570	170	33°04'15''	6°03'30''	-58	-6.7	-5.1	4.0±0.5	23.4	7.45	6730	851	40.5	467	186	124	1500	1404	6.5	6.7
Djamâa (Ain Zerrouk)	23	610	180	33°34'00''	6°00'00''	-55	-7.1			23.3	7.38	8590	873	23.6	719	285	141	1790	1795	6.9	8.0
Sidi-Khellil	24	620	230	33°38'20''	5°58'15''	-50	-7.6			24.7	7.56	6160	651	27.2	528	174	131	1430	1115	8.5	7.7
El- Meghaïer (El Alia) 1987	25	630	271	33°54'16''	5°56'40''	-47	-4.9			23.9	7.59	4700	553	24.2	382	125	143	987	798	7.5	7.3
El Meghaïer	26	640	278	33°59'15''	5°58'30''	-48	-5.6	-6.44	0.0±1.5	24.5	7.58	4810	548	24.1	386	123	143	1090	813	7.6	7.2
Khchem Er'rih	41	480	120	32°25'40''	5°44'40''	-60	-7.7			25.7	7.36	5080	583	25.4	338	159	123	991	1005	7.5	6.6
Sidi-Belkheir	43	470	125	32°17'55''	5°34'88''	-66	-7.2			24.7	7.55	6690	746	28.3	358	165	128	1080	1299	6.9	6.7
El-Bekrat	44	465	115	31°52'50''	5°31'45''	-65	-7.3			24.7	7.21	6830	878	34.8	366	176	127	1070	1465	6.7	6.4
Istikama (Hassi Ben Abdellah)	46	460	110	32°03'15''	5°37'25''	-70	-7.5	-7.6	8.4±0.8	25.6	7.31	6130	791	33.6	371	161	130	993	1470	6.6	6.9
Ain-Djrad	48	450	112	32°08'20''	5°40'15''	-64	-7.4			25.6	7.53	5600	647	27.8	310	110	126	887	1140	7.1	6.3
Gassi-Touil, GT3	51	210	160	30°31'30''	5°28'30''	-61	-6.9			27.0	6.52	3170	402	14.3	198	62.5	100	735	440	6.3	7.2
Gassi-Touil, HT4	52	190	150	30°31'11''	6°28'00''	-56	-6.8	-7.0	24.7±1.0	27.7	6.66	3650	433	15.9	239	74.1	82	813	550	7.0	6.9
Gassi-Touil, GT2	53	205	170	30°31'50''	6°28'54''	-58	-6.7	-9.5	31.4±3.7	30.8	7.15	4030	468	17.0	276	83.7	81	883	660	8.0	6.7
Gassi-Touil, M3 (FP,OAIC)	60	220	165	30°33'24''	6°28'46''	-57	-6.4			30.1	6.99	3820	474	18.7	282	85.8	60	884	680	7.9	6.5
Gassi-Touil, P (FP,OAIC)	61	215	165	30°33'48''	6°28'42''	-59	-6.6			29.7	7.22	3080	408	14.1	205	65.7	159	800	430	5.7	7.2
Rhourde El Baguel, MP103	62	330	100	31°32'55''	6°57'32''	-53	-5.3	-6.56	28.0±0.8	28.5	7.04	3270	338	27.5	215	80.8	65	617	530	15.0	7.2
Rhourde El Baguel, MP106	63	335	95	31°22'37''	6°57'25''	-53	-5.3			28.6	7.19	3250	340	27.4	210	78.8	58	607	530	14.9	7.1
Rhourde El Baguel, P1	70	340	95	31°28'20''	7°21'19''	-48	-5.1			27.9	7.17	3280	379	26.8	230	61.2	73	734	480	12.9	8.2
Rhourde El Baguel, MP105	71	350	100	31°23'20''	6°57'07''	-52	-5.3			29.1	7.34	3970	433	29.9	274	108	62	743	760	16.8	7.1
Hassi-Messaoud Sagra, S1	74	400	90	31°30'15''	6°20'10''	-59	-7.4			29.0	7.63	10300	1450	50.3	597	191	74	1530	2500	1.8	7.2
Hassi-Messaoud, H2	75	380	95	31°31'02''	6°11'18''	-62	-7.6	-9.0	38.9±2	31.8	7.54	4520	512	24.4	327	112	87	1050	770	1.8	10.4
Djamâa Sidi-Yahia, MP5	77	550	170	33°31'04''	5°57'05''	-53	-7.3			24.1	7.01	9860	1230	24.3	662	630	96	1990	2300	7.1	8.1
Hamraïa HAM6	80	630	584	34°05'36''	6°20'05''	-49	-4.9			33.6	7.32	4660	539	23.0	298	113	90	986	800	5.9	7.0
Hamraïa, HAM4	81	625	517	34°06'32''	6°13'33''	-47	-5.9			32.5	7.25	4770	552	22.6	304	114	83	1020	830	5.8	7.0
M'Guebra, GUEB	82	650	600	34°15'23''	6°00'46''	-56	-6.9			31.0	7.49	5110	624	18.7	352	118	89	1420	730	2.5	7.2
Rhourde Nouss, RN15	84	100		28°35'19''	7°05'05''	-55	-5.5	-7.4	24.1±0.8	23.8	7.11	2820	275	17.1	205	71.2	108	658	406	14.6	7.5
Rhourde Nouss, RN17	86	90		28°39'57''	6°30'41''	-53	-5.4	-7.5	22.7±0.7	28.4	7.54	3210	320	17.7	230	86.3	106	751	502	14.8	7.8
Rhourde Nouss, ALCIM	87	80		29°37'05''	6°42'50''	-58	-5.6			27.2	7.83	1806	214	15.4	67.9	23.5	114	357	164	13.8	6.3
El-Hamra, HRA	88	70		29°41'50''	6°03'06''	-64	-6.5			29.1	7.65	1750	172	9.3	87.6	31.7	130	321	180	8.1	7.6
El-Hamra, HRA1	89	60		29°44'06''	6°42'11''	-61	-6.8	-6.6	42.5±1.5	29.3	7.71	1555	185	9.8	114	39.5	135	397	208	6.3	7.4
Rhourde Nouss, St. Pompage	90	110		29°13'30''	6°29'47''	-69	-8.6			22.5	7.71	4670	532	17.4	407	124	78	1570	660	6.3	6.2

Tableau 3.2: (Suite) résultats des analyses chimiques (éléments en traces)

Localité	Fe total	Mn	F	Br	I	P total	Li	B	Cr	Ni	Rb	Sr	Mo	Cd	Ba	U
El-Alia	0.08	0.007	2.13	0.74	0.147	<.5	91	380	37.5	32.2	6.3	8700	12.6	0.9	13.0	5.2
DASE	0.12	0.006	1.76	0.72	0.0928	<.5	117	360	26.4	28.0	9.3	6490	16.4	0.5	13.8	3.8
Blidet Omar 1964	0.07	0.007	1.8	0.9	0.0747	<.5	121	350	26.4	25.0	8.4	7760	17.3	<.4	13.4	3.6
Sidi-Slimane	0.05	<.004	2.1	1.13	0.0934	<.5	142	460	28.8	25.8	9.2	7740	15.8	0.4	14.4	3.4
Touggourt Ville	0.04	<.005	1.91	1.4	0.0955	<.5	172	460	20.5	24.5	9.8	8940	15.4	<.4	12.1	5.0
Djamâa (Ain Zerrouk)	0.07	<.007	2.26	1.78	0.163	<.5	174	530	19.4	31.8	8.5	14000	14.8	<.4	15.7	7.7
Sidi-Khellil	0.09	<.004	2.23	1.25	0.111	<.5	158	530	22.7	27.9	10.3	9180	15.7	<.4	15.6	5.4
El- Meghaïer (El Alia) 1987	0.07	0.008	2.33	0.88	0.0891	<.5	141	510	24.8	21.6	8.3	6820	16.4	0.7	13.7	4.2
El Meghaïer	0.05	<.004	2.75	0.51	0.0902	<.5	140	510	17.3	13.1	2.2	6890	<.10	<.4	18.3	5.6
Khchem Er'rih	<.02	0.005	1.6	0.84	0.177	<.5	89	370	11.8	19.3	8.2	6220	<.10	0.7	14.5	3.2
Sidi-Belkheir	0.03	<.003	1.4	1.86	0.198	<.5	102	430	16.7	20.3	7.9	5790	<.10	0.7	15.3	4.0
El-Bekrat	0.03	<.003	1.4	0.99	0.122	<.5	127	490	14.1	20.8	8.8	5730	<.10	<.4	14.4	4.0
Istikama (Hassi Ben Abdellah)	0.06	<.003	1.25	0.74	0.119	<.5	133	520	10.8	16.6	8.7	5560	<.10	<.4	19.2	4.2
Ain-Djrad	0.04	0.004	1.28	1.76	0.124	<.5	110	430	20.8	20.8	6.9	4790	<.10	<.4	14.5	4.0
Gassi-Touil, GT3	0.04	<.003	0.59	0.7	0.092	<.5	78	260	8.4	8.9	3.2	2820	4.6	<.5	13.1	6.1
Gassi-Touil, HT4	0.12	0.004	0.61	0.8	0.0955	<.5	82	280	11.0	11.1	3.4	3500	4.3	<.5	14.7	4.9
Gassi-Touil, GT2	0.04	0.005	0.6	0.93	0.104	<.5	87	310	7.7	11.9	4.8	4260	4.7	<.5	16.5	4.8
Gassi-Touil, M3 (FP,OAIC)	0.16	0.018	0.66	1.05	0.098	<.5	92	330	4.5	14.2	5.0	4390	4.2	<.5	15.8	4.2
Gassi-Touil, P (FP,OAIC)	0.08	0.004	0.58	0.68	0.098	<.5	82	230	8.2	9.4	3.2	2790	3.6	<.5	14.5	6.4
Rhourde El Baguel, MP103	<.02	<.003	1.35	0.62	0.065	<.5	84	320	11.6	9.9	7.4	6550	7.1	<.5	20.0	3.1
Rhourde El Baguel, MP106	<.02	0.003	1.44	0.595	0.065	<.5	81	330	4.0	8.8	5.8	6080	7.0	<.5	20.2	3.5
Rhourde El Baguel, P1	0.09	0.004	1.6	0.77	0.046	<.5	60	370	13.5	11.1	8.5	6640	17.5	<.5	27.5	2.9
Rhourde El Baguel, MP105	<.02	<.003	1.32	0.91	0.075	<.5	94	370	11.4	12.9	7.1	8420	6.6	1.1	25.5	3.6
Hassi-Messaoud Sagra, S1	<.02	0.018	1.7	2.96	0.11	<.5	217	700	2.3	31.7	16.5	9920	5.4	<.5	24.0	5.0
Hassi-Messaoud, H2	0.03	<.003	1.95	0.113	0.0585	<.5	99	350	2.5	14.9	7.9	8560	12.0	<.5	15.6	4.1
Djamâa Sidi-Yahia, MP5	<.02	<.003	2.5	1.9	0.16	<.5	175	530	4.1	30.6	8.2	12500	9.0	<.5	16.1	7.7
Hamraïa HAM6	0.06	<.003	2.3	0.12	0.0735	<.5	111	460	7.3	14.6	7.3	6580	12.0	<.5	18.2	3.0
Hamraïa, HAM4	0.08	0.004	2.3	0.121	0.0735	<.5	115	460	8.5	17.9	7.1	6600	9.9	<.5	16.6	3.3
M'Guebra, GUEB	0.05	<.003	2.6	0.131	0.0975	<.5	142	720	7.9	15.5	7.4	6710	13.0	<.5	14.0	4.1
Rhourde Nouss, RN15	<.02	<.003	0.96	0.41	0.0612	<.5	0.06	0.23				5430			19	
Rhourde Nouss, RN17	<.02	<.003	1.08	0.49	0.0604	<.5	0.07	0.23				6540			19	
Rhourde Nouss, ALCIM	<.02	<.003	0.85	0.26	0.061	<.5	0.04	0.24				1370			18	
El-Hamra, HRA	<.02	<.003	0.54	0.25	0.0373	<.5	0.05	0.16				933			20	
El-Hamra, HRA1	<.02	<.003	0.55	0.29	0.0371	<.5	0.04	0.15				1280			20	
Rhourde Nouss, St. Pompage	<.02	<.003	0.41	1.06	0.0828	<.5	0.08	0.11				4730			13	

Tableau 3.3: Indices de saturation dans les eaux du Complexe terminal

Localité	Indice de Saturation						
	Calcite	Dolomite	Gypse	Anhydrite	Célestite	Baryte	Fluorite
El-Alia	0.38	0.69	-0.26	-0.46		-0.11	-0.19
DASE	0.80	1.62	-0.30	-0.51	-3.35	-0.06	-0.36
Blidet Omar 1964	0.09	0.14	-0.31	-0.53	-3.31	-0.08	-0.27
Sidi-Slimane	0.41	0.65	-0.29	-0.51	-3.31	-0.06	-0.11
Touggourt Ville	0.30	0.52	-0.27	-0.50	-3.27	-0.12	-0.20
Djamâa (Ain Zerrouk)	0.43	0.78	-0.10	-0.33	-3.10	-0.01	0.04
Sidi-Khellil	0.51	0.88	-0.23	-0.45	-3.27	-0.02	0.00
El- Meghaïer (El Alia) 1987	0.49	0.83	-0.42	-0.65	-3.46	-0.11	0.00
El Meghaïer	0.48	0.81	-0.39	-0.61	-3.42	0.02	0.13
Khchem Er'rih	0.17	0.36	-0.49	-0.71	-3.51	-0.15	-0.43
Sidi-Belkheir	0.36	0.72	-0.46	-0.68	-3.54	-0.10	-0.54
El-Bekrat	0.02	0.07	-0.48	-0.70	-3.56	-0.15	-0.55
Istikama (Hassi Ben Abdellah)	0.16	0.31	-0.49	-0.70	-3.59	-0.04	-0.64
Ain-Djrad	0.32	0.53	-0.55	-0.76	-3.64	-0.13	-0.62
Gassi-Touil, GT3	-0.89	-1.93	-0.69	-0.90	-3.82	-0.17	-1.39
Gassi-Touil, HT4	-0.77	-1.69	-0.61	-0.81	-3.72	-0.12	-1.32
Gassi-Touil, GT2	-0.20	-0.54	-0.55	-0.74	-3.63	-0.14	-1.34
Gassi-Touil, M3 (FP,OAIC)	-0.49	-1.12	-0.54	-0.74	-3.62	-0.13	-1.25
Gassi-Touil, P (FP,OAIC)	0.04	-0.04	-0.66	-0.86	-3.80	-0.14	-1.44
Rhourde El Baguel, MP103	-0.49	-1.03	-0.73	-0.94	-3.52	-0.07	-0.66
Rhourde El Baguel, MP106	-0.40	-0.85	-0.74	-0.95	-3.56	-0.07	-0.61
Rhourde El Baguel, P1	-0.31	-0.83	-0.64	-0.84	-3.45	0.12	-0.47
Rhourde El Baguel, MP105	-0.14	-0.31	-0.62	-0.82	-3.41	0.02	-0.65
Hassi-Messaoud Sagra, S1	0.39	0.67	-0.25	-0.45	-3.30	0.03	-0.32
Hassi-Messaoud, H2	0.71	1.30	-0.44	-0.31	-3.21	-0.52	-0.69
Djamâa Sidi-Yahia, MP5	-0.17	-0.02	-0.20	-0.42	-3.21	-0.07	-0.11
Hamraïa HAM6	0.05	0.10	-0.52	-0.70	-3.44	-0.13	-0.23
Hamraïa, HAM4	-0.06	-0.15	-0.50	-0.68	-3.43	-0.13	-0.21
M'Guebra, GUEB	0.20	0.32	-0.34	-0.54	-3.33	-0.13	-0.07
Rhourde Nouss, RN15	-0.28	-0.70	-0.70	-0.92	-3.56	0.02	
Rhourde Nouss, RN17	0.22	0.38	-0.64	-0.85	-3.47	-0.04	
Rhourde Nouss, ALCIM	0.12	0.14	-1.24	-1.46	-4.22	-0.10	
El-Hamra, HRA	0.14	0.22	-1.19	-1.39	-4.44	-0.13	
El-Hamra, HRA1	0.31	0.53	-1.03	-1.24	-4.26	-0.10	
Rhourde Nouss, St. Pompage	0.30	0.40	-0.24	-0.47	-3.46	0.00	

3.4. Nappes phréatiques

3.4.1 Introduction

L'exploitation intense durant les vingt dernières années des nappes du CI et du CT pour les besoins de l'AEP, de l'industrie, et surtout de l'irrigation (notamment après l'accession à la propriété foncière agricole) a engendré principalement dans les zones Nord-Est du Sahara septentrional d'énormes problèmes dont le principal est lié à la remontée des eaux des nappes phréatiques. Ce problème est apparu d'abord dans la région de Oued-Souf vers les années quatre vingt, et il s'est étendu par la suite à pratiquement toute la vallée de l'oued Rhir ces dernières années (Ouargla, Touggourt, Djamâa). En 1991, et devant l'ampleur qu'a pris ce phénomène, nous avons initié au COMENA/CRNA/DAHS en contrepartie avec la Direction de l'Hydraulique de la Wilaya (DHW) d'El-Oued un projet national concernant l'apport des techniques nucléaires et hydrochimiques à la compréhension et à la résolution de ce problème de remontée des eaux de la nappe phréatique. Plus tard en 1993, un projet identique a été initié avec la DHW de Ouargla pour l'étude de l'évacuation des eaux de la nappe phréatique. Nous présenterons dans le cadre de ce travail ces deux sites d'étude, avec les principaux résultats et interprétations auxquelles nous sommes arrivés et qui sont mentionnées dans les rapports et publications de 1991 à 1997. Comme pour l'étude des nappes profondes la méthodologie appliquée est de présenter les résultats à l'échelle de toute la nappe (régionale) et ensuite à l'échelle de la zone non saturée (réduite).

3.4.2 Projet El-Oued

3.4.2.1 Introduction

La région de Oued-Souf fait partie du Sahara Nord Est septentrional et s'étend sur une superficie d'environ 14.500 km². Elle se trouve limitée au nord par la zone des chotts (Melrhir et Merouane), au sud par l'extension du Grand Erg Oriental, à l'Ouest par l'oued Rhir et à l'Est par la frontière tunisienne. Elle se présente sous la forme d'un ensemble dunaire, atteignant par endroits jusqu'à cent mètres de hauteur, et reposant sur une formation quaternaire de plusieurs dizaines de mètres de sable éolien fin. Sa population est de l'ordre de 300.000 habitants, les principales activités de cette population sont : l'agriculture (cultures maraîchères et production de dattes), l'artisanat (tissage de tapis) et le commerce.

Cette région est confrontée depuis une vingtaine d'année à un problème de remontée du niveau piézométrique de sa nappe phréatique. Ce phénomène qui a été d'abord observé uniquement au niveau de certains Ghouts n'a cessé de s'accroître sur toute la région, excepté la zone Est, et prendre ainsi des proportions alarmantes durant ces vingt dernières années. En effet, de véritables mares d'eau se sont formées au niveau des dits Ghouts et des milliers de palmiers dattiers, principale ressource agricole de la région, sont morts ou sont actuellement en voie de disparition. Au niveau du chott d'El Oued ville, le niveau d'eau a dépassé la surface apparente du sol et une bonne partie des constructions adjacentes se sont trouvées menacées d'effondrement.

En plus de cette remontée du niveau piézométrique, une détérioration très sérieuse de la qualité chimique et bactériologique des eaux en l'absence d'un réseau d'assainissement adéquat, pose de sérieux problèmes aux pouvoirs publics et plus particulièrement aux gestionnaires des ressources en eau de la région.

Signalons enfin qu'à l'époque où nous avons entamé ce projet (1991), il n'existait aucune étude relative à ce phénomène de remontée, ce n'est qu'en 1993 que l'ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques)[84] ainsi que le BNEDER (Bureau National des Etudes et Développement Rural) (1992, 1994)[85][86][87] ont lancé des études à ce sujet (campagnes d'échantillonnage pour l'hydrochimie, piézométrie et mise en valeur des terres agricoles de la région du Souf. Par la suite, d'autres travaux scientifiques et thèses ont été réalisées [88] [89] [90] [91].

3.4.2.2. Objectifs de l'étude

L'application au départ de l'outil hydrochimique et isotopique était de préciser les mécanismes de ce phénomène de remontée des eaux. Nos investigations avaient pour objectifs immédiats de déterminer:

- *L'origine des eaux (possibilité de mélange entre différentes masses d'eaux).*
- *Les proportions de mélanges (% d'apport de chaque nappe: CI, CT au niveau des zones affectées par la remontée)*
- *L'origine et l'évolution de la salinité des eaux de la nappe phréatique.*
- *Les taux et les zones de recharge, d'infiltration et d'évaporation.*
- *L'âge des eaux souterraines (possibilité de détermination des vitesses d'écoulement).*

A cet effet, nous avons effectué trois campagnes d'échantillonnages tout autour de la région d'étude : deux campagnes de terrain pour les analyses hydrochimiques, les

isotopes stables, le tritium et l'extraction de sédiments à la tarière dans la zone non saturée et une campagne pour les carbonates des eaux aux fins de datation par le carbone-14.

Les résultats recueillis lors de ces trois campagnes ont fait l'objet de quatre rapports (disponibles au COMENA/CRNA) et à la DHW d'El-Oued) :

- *Un premier rapport sur l'interprétation des données hydrochimiques et isotopiques de la première campagne d'échantillonnage [92] (Guendouz et al, octobre 1992)*
- *Un deuxième rapport sur l'interprétation des données hydrochimiques et isotopiques de la deuxième campagne d'échantillonnage [93] (Guendouz et Moulla, juillet, 1993)*
- *Un troisième rapport sur la qualité chimique et bactériologique des eaux de la nappe phréatique [94] (Moulla et Guendouz, 1995)*
- *Un rapport final de synthèse [95] (Moulla, Guendouz et Reghis, juin 1997)*

3.4.2.3. Délimitation de l'étude et cadre physique

La limite ou superficie dans laquelle nous avons répertorié les puits, piézomètres, forages (CT + CI) ne concerne pas toute la superficie du Souf mais une zone où ces ouvrages sont très denses. Cette superficie ne dépasse pas les 4000 km² (Fig. 3.20), elle est délimitée par les coordonnées X = 855.000 et 915.000 et Y = 280.000 et 350.000. Sur le plan topographique la région du Souf est relativement plate, la différence altimétrique entre le sud et le nord est d'environ 80 m (entre 120 et 20 m). Vu par voie aérienne, on est frappé par le paysage du Souf caractérisé par des formes creuses circulaires en forme d'assiette se sont les (Ghouts) et des formes en bosses qui sont les dunes de sables. La connaissance de la topographie correcte est primordiale pour le Souf dans la mesure où elle permet de déterminer les interactions entre la surface piézométrique de la nappe phréatique et le niveau du sol ce qui permettra d'identifier et de délimiter les zones à risques, de prévoir l'évolution du phénomène, etc.

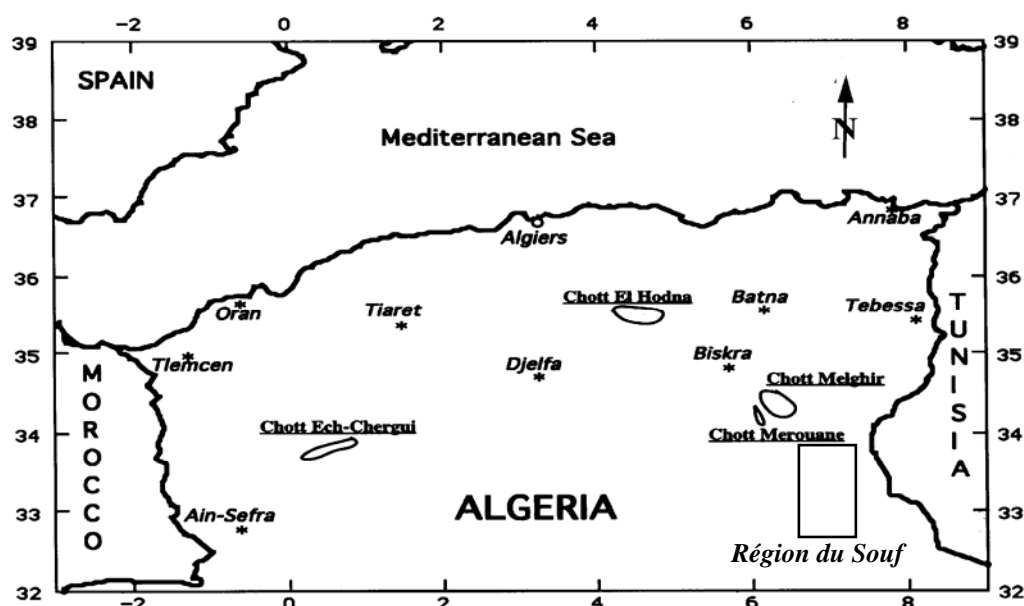


Figure 3.20: Carte de situation de la région de Oued-Souf.

3.4.2.4 Aperçu climatique

Située en plein dans le Grand Erg Oriental, la région de Oued-Souf est régie par un climat caractérisé par une pluviosité faible, variable et très irrégulière; la moyenne interannuelles varie selon la période considérée: entre 70 et 75 mm/an (Tab.3.4). Cependant, ce sont les pluies à caractère exceptionnel, tombées en 24 heures, et les sécheresses prolongées qui sont importantes à considérer pour la recharge des nappes.

Tableau 3.4 Moyennes inter-annuelles des précipitations à El-Oued

Auteur	Période	Moyenne inter-annuelle
Dubief (1953)	1926-1950	71.9 mm
Institut de Technologie Agricole (ITA)	1913-1938	73 mm
Office National de Météorologie (ONM)	1975-1984	75.5 mm
Levassor (1978)	1913-1953	75 mm

La température moyenne annuelle est de 27°C, les écarts de température entre la nuit et le jour dépassent les 20°C entre les mois de janvier et juillet. L'évaporation mesurée sur bac Colorado sur une période de quatre ans est de 3200 dm³/an [96].

3.4.2.5 Aperçu hydrogéologique

Sur le plan hydrogéologique, trois formations aquifères indépendantes sont présentes au Souf. Elles font partie du grand ensemble saharien septentrional :

- A la base, le réservoir du Continental Intercalaire (C.I.) contenu dans les formations continentales du Crétacé inférieur (Barrémien, Albien) dont la lithologie est gréseuse, sableuse et argileuse.

- Au milieu le Miopliocène, un puissant ensemble de sables et d'argiles contenant la nappe du Complexe Terminal (C.T.) ou encore Continental Terminal qui s'étend sur tout le Sahara. C'est un système aquifère indépendant de celui du Continental Intercalaire. Sur le bassin oriental au niveau du Souf, l'aquifère est captif et correspond aux formations sablo-argileuses du Pontien (Miopliocène).
- Au sommet, le quaternaire est constitué en général par un niveau argilo-gréseux à la base. Le niveau le plus superficiel est lui composé de sables éoliens parfois gypseux par endroits; les nappes phréatiques sont contenues dans ces niveaux. Le sens d'écoulement des eaux suit celui de la nappe du C.T. à savoir du sud-est vers la zone des chotts.

3.4.2.6. Piézométrie et paramètres hydrodynamiques

Dervieux (1956) [95] est le premier à avoir examiné de plus près les propriétés physiques et hydrodynamiques du milieu dunaire du Souf en mesurant sur la station d'El-Oued la variation du niveau piézométrique de la nappe et certains paramètres tel que : la température, l'évapotranspiration, l'infiltration, la perméabilité ($K = 10^{-3}$ à 10^{-4} m/s). Ensuite l'école des mines [97] a établi un modèle mathématique en utilisant les valeurs suivantes des paramètres hydrodynamiques: avec une transmissivité horizontale $T=10^{-2}$ m²/s un coefficient d'emmagasinement $S = 0.2$.

La première carte piézométrique de la nappe phréatique (pour l'année 1950) à l'échelle de toute la vallée de l'oued Rhir fut celle publiée par Levassor en 1978 (la région du Souf faisant partie de l'ensemble du bas Sahara), elle a été admise comme piézométrie de référence car à cette époque le phénomène de la remontée n'existait pas et il est légitime d'admettre que la nappe était en équilibre.

Pour le Souf, nous avons fait une campagne de mesures piézométriques (Fév. 1992) et établi une carte piézométrique (Fig. 3.21a) dont l'examen permet d'apporter les éléments suivants:

- Une direction d'écoulement sur la moitié sud de la zone orientée SSW-NNE
- Sur la partie Nord, l'écoulement s'incurve et devient franchement Sud-Nord
- Les eaux s'écoulent vers le nord et déversent dans la zone des chotts Melrhir et Merouane qui constituent la zone de décharge (exutoire) de cette nappe.

- Le gradient hydraulique est variable (il varie entre 0.8‰ et 1.5‰) avec une moyenne de 1.3‰, ces variations sont liées à l'hétérogénéité (perméabilité) et l'épaisseur de l'aquifère
- Les principales zones de recharge se situent sur la bordure au sud et au sud ouest sur le Grand Erg Oriental.
- L'alimentation se fait présentement par infiltrations directes au travers des sables dunaires par les précipitations exceptionnelles actuelles (voir chapitre isotopes stables et radioactifs)

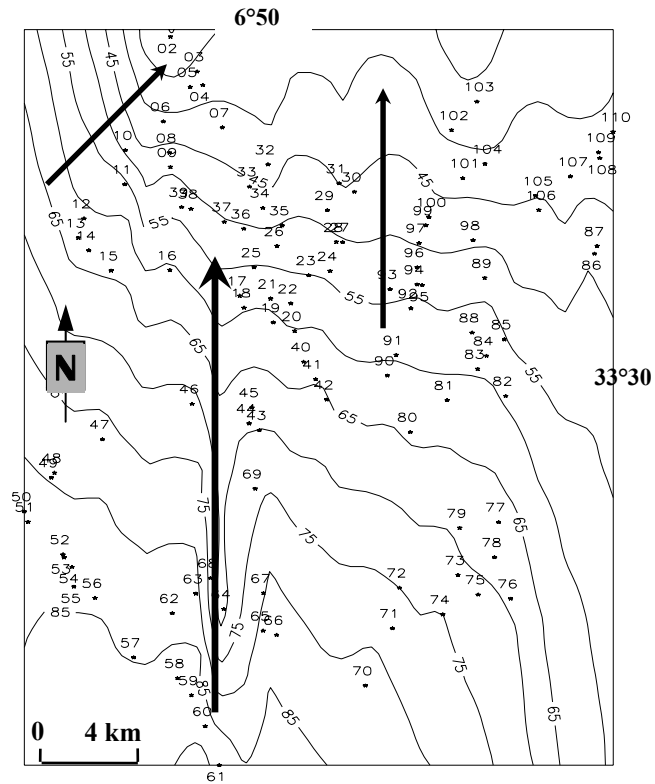


Figure 3.21a.: Carte piézométrique de la nappe Phréatique De la région de Oued Souf

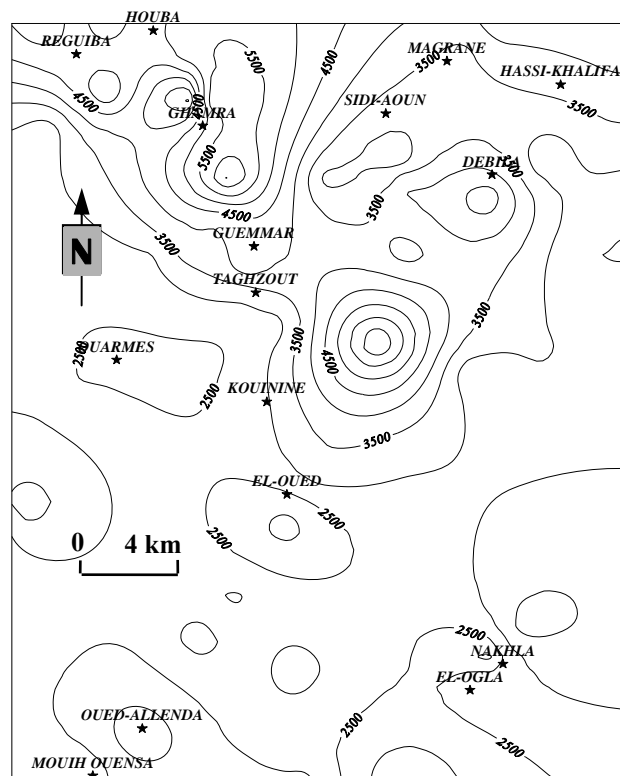


Figure 3.21b: Carte de minéralisation totale de la nappe phréatique de la région de Oued-Souf (Fév.1992).

Il est à signaler qu'en 1993, l'ANRH (Direction Régionale Sud) a réalisé deux campagnes de mesures piézométriques [84]. La piézométrie établie est pratiquement identique à celle dont nous disposons. Nous n'avons pas tenté de quantifier le phénomène de remontée en comparant ces cartes piézométriques pour les raisons suivantes :

- Les points d'eaux prélevés et nivelés ne sont pas identiques avec les erreurs de nivellement possibles.
- Les durées entre les campagnes ne sont pas grandes (laps de temps d'observation)

3.4.2.7. Origine et acquisition de la salinité des eaux du Pontien (CT: Miopliocène)

L'interprétation des données hydrochimiques des différentes campagnes d'échantillonnage a permis de préciser les points suivants :

La minéralisation totale des eaux de la nappe du Pontien (CT) augmente dans le sens de l'écoulement des eaux, ce qui suggère une acquisition par dissolution et lessivage des sels et plus particulièrement le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), présents dans les niveaux sableux (Fig. 3.22).

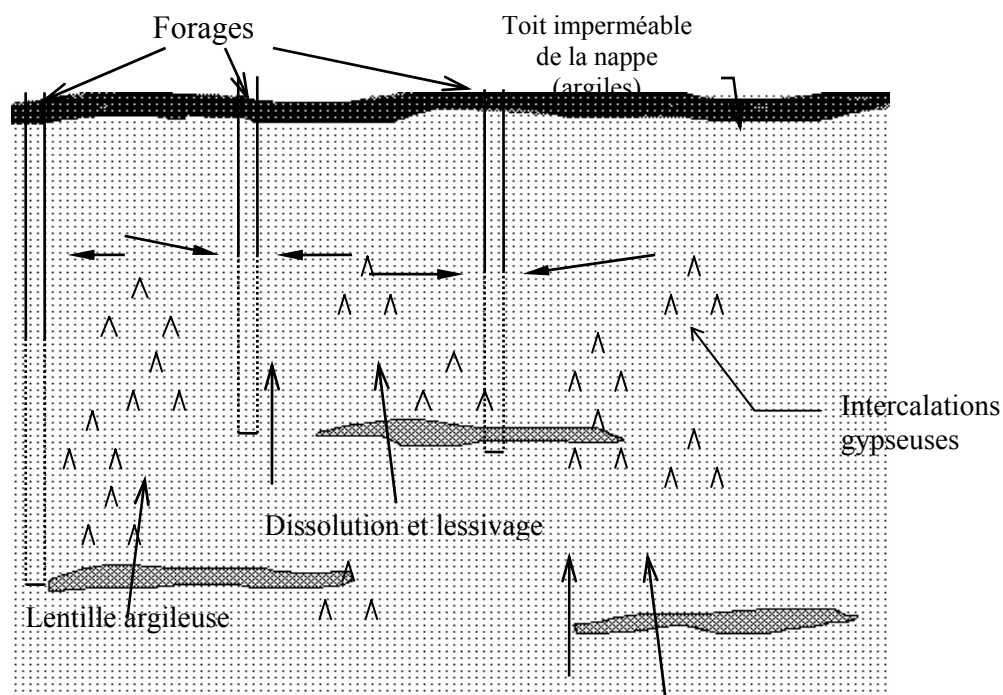


Figure 3.22: Schéma explicatif de l'acquisition de la salinité de certains forages de la nappe du Pontien

On constate que cette minéralisation est relativement élevée pour l'ensemble des zones d'exploitation, ce qui caractérise une aggravation de la qualité chimique des eaux.

Cette évolution pourrait s'expliquer par : la mise en exploitation de forages incomplets à proximité d'intercalations argilo-gypseuses, ce qui provoque des appels d'eau au travers de ces couches (lentilles semi-imperméables) et entraîne ainsi leur lessivage ou encore des échanges ioniques qui se traduisent par l'augmentation de la charge saline des eaux

3.4.2.8 Origine et évolution de la minéralisation des eaux de la nappe phréatique.

Les eaux de la nappe phréatique montrent une grande homogénéité chimique et présentent un faciès "*sulfaté, chloruré, calcique et magnésien*". L'évolution et origine de la salinité des eaux des nappes phréatiques sont étudiées selon la distribution des concentrations entre l'amont et l'aval de l'écoulement et en fonction de la répartition des éléments chimiques et les différentes corrélations entre elles.

Variation spatiale des éléments majeurs

La carte de minéralisation totale (Fig. 3.21b) fait apparaître une augmentation de ce paramètre le long de la direction d'écoulement générale des eaux (du Sud vers le Nord-Ouest). Elle est de 2.5 g/l au Sud de la ville d'El-Oued et atteint les 6 g/l au Nord de Guemar, ce qui confirme son acquisition par dissolution et lessivage des sels (gypses, carbonates,...) présents dans l'aquifère lors du parcours souterrain de l'eau.

Par ailleurs, la variation spatiale de la concentration de certains éléments chimiques majeurs peut être déduite de la corrélation de cet élément avec la salinité totale (Fig. 3.23). Ainsi pour l'ensemble des corrélations établies, il ressort que la minéralisation résulte pour plus de 80% de l'apport des ions chlorures, sodium et sulfates, et magnésium. Ces teneurs significatives présentes dans les eaux de la nappe phréatique, trouvent leur origine dans la dissolution et le lessivage des sels présents dans la matrice de l'aquifère tels que la calcite (CaCO_3), la magnésite ($\text{MgSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$), le gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$), la halite (NaCl).

Le rapport $\text{SO}_4^-/\text{Cl}^-$:

Ce rapport est, comme le montre la figure 3.24, très largement supérieur à 1 sur tout le Souf et diminue du Sud-Est vers le Nord-Est; les eaux de la nappe phréatique sont déjà chargées en sulfates provenant de la dissolution du gypse présent dans l'aquifère au Sud de Nakhla. La diminution de ce rapport est liée à la vitesse de dissolution des chlorures et à la solubilité du NaCl . Les eaux se chargent d'abord en sulfates au cours de leur parcours souterrain, puis c'est le NaCl qui, au voisinage de la saturation, prend le relais d'où l'augmentation en chlorures (Fig. 3.24)

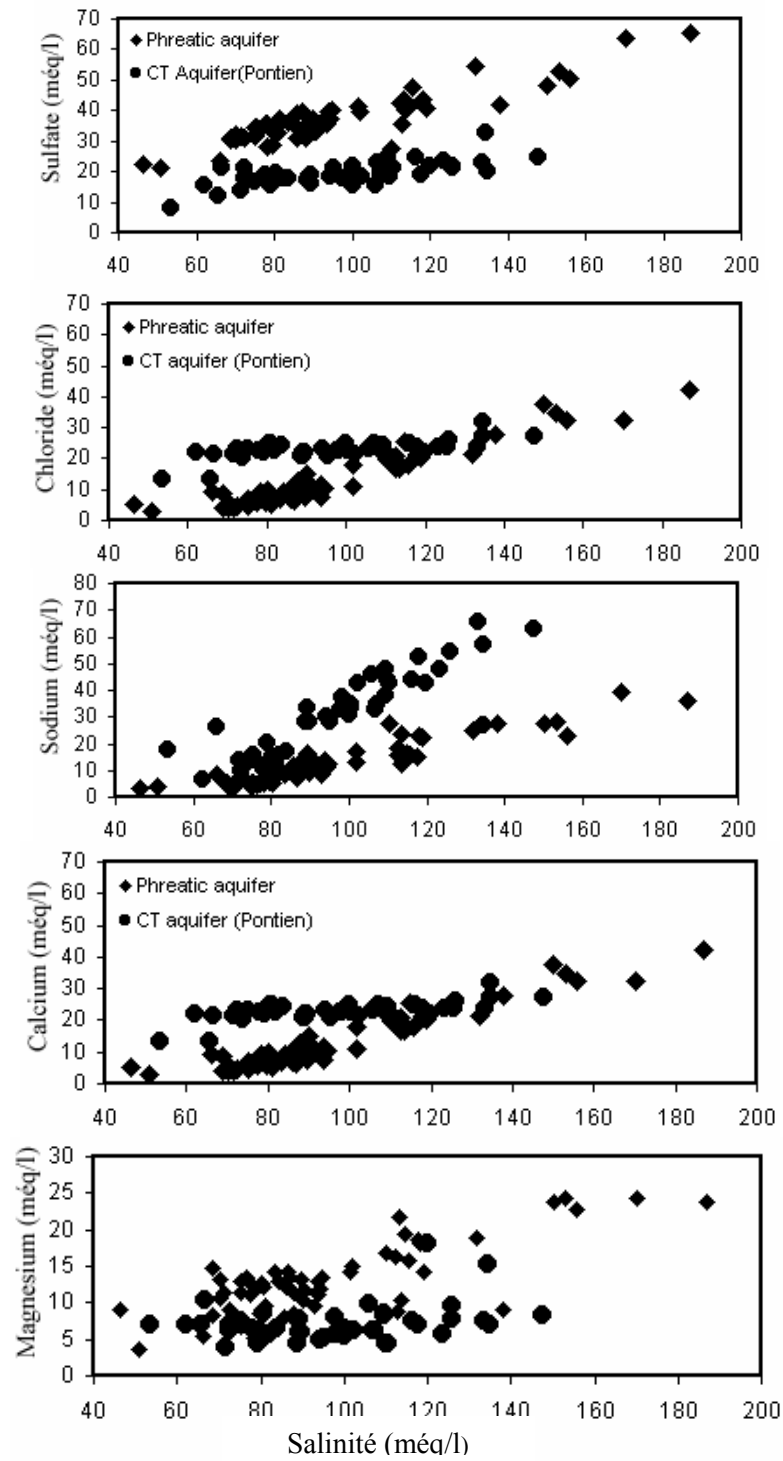


Figure 3.23 Relations entre la salinité et les ions (Na, Cl, SO₄, Mg, HCO₃, and Ca)

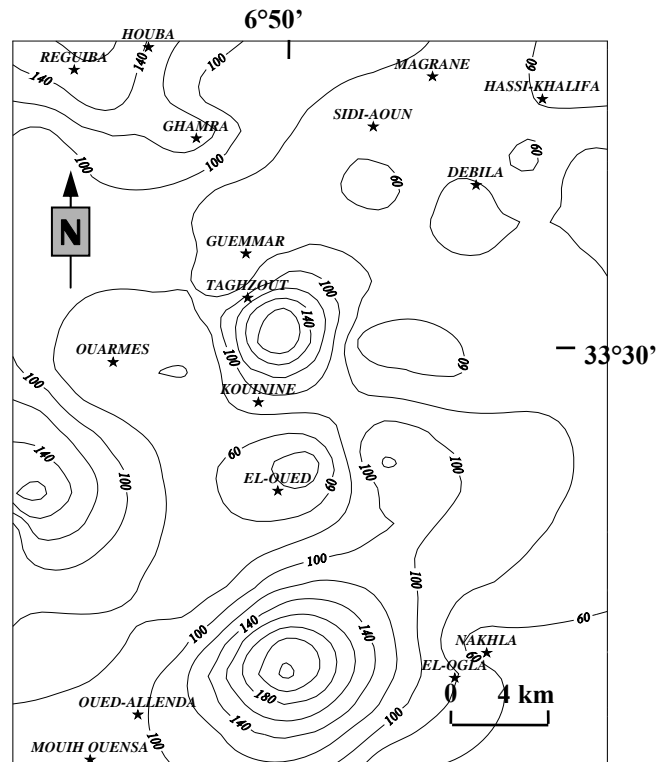


Figure 3.24: Carte du rapport SO_4^{2-}/Cl de la nappe phréatique (Fév. 1992).

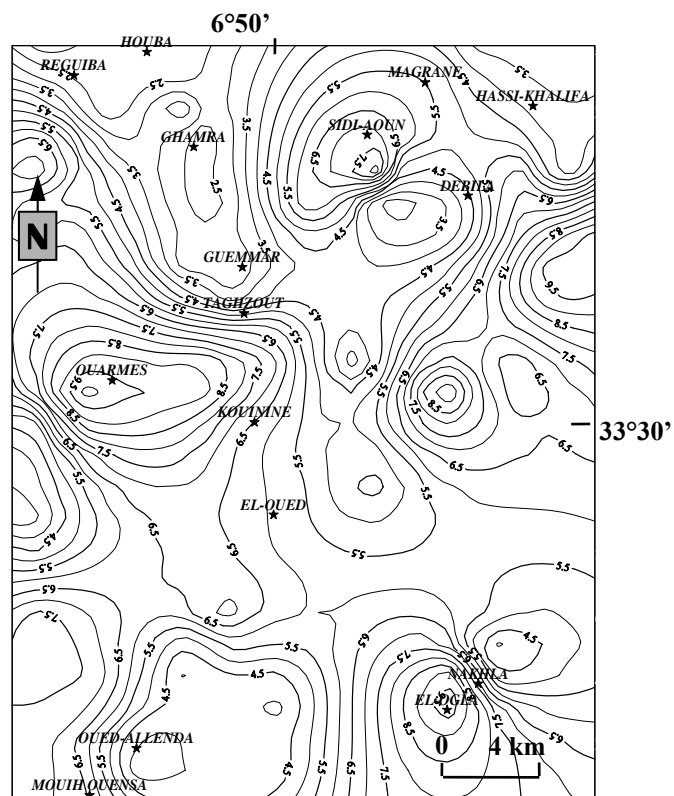


Figure 3.25: Carte des isoteneurs en NO_3 (mg/l) de la nappe phréatique (Fév. 1992)

3.4.2.9 Nitrates et bactériologie :

Les teneurs en nitrates sont relativement élevées et dépassent largement les normes internationales admises de 45 mg/l [98]. La carte des iso teneurs en nitrates (Fig. 3.25) (campagne Fév. 1992) fait ressortir quatre zones à très fortes concentrations avec des valeurs supérieures à 150 mg/l et deux zones dont les eaux sont relativement moins concentrées en cet anion (entre 60 et 70 mg/l).

Ces fortes teneurs dans la nappe phréatique ne sont pas seulement la conséquence d'un excès d'emploi d'engrais artificiels, mais aussi le résultat de l'absence d'un réseau d'assainissement et de canalisation des eaux usées. Ces dernières favorisent à travers les fosses septiques le processus de nitrification suivant :

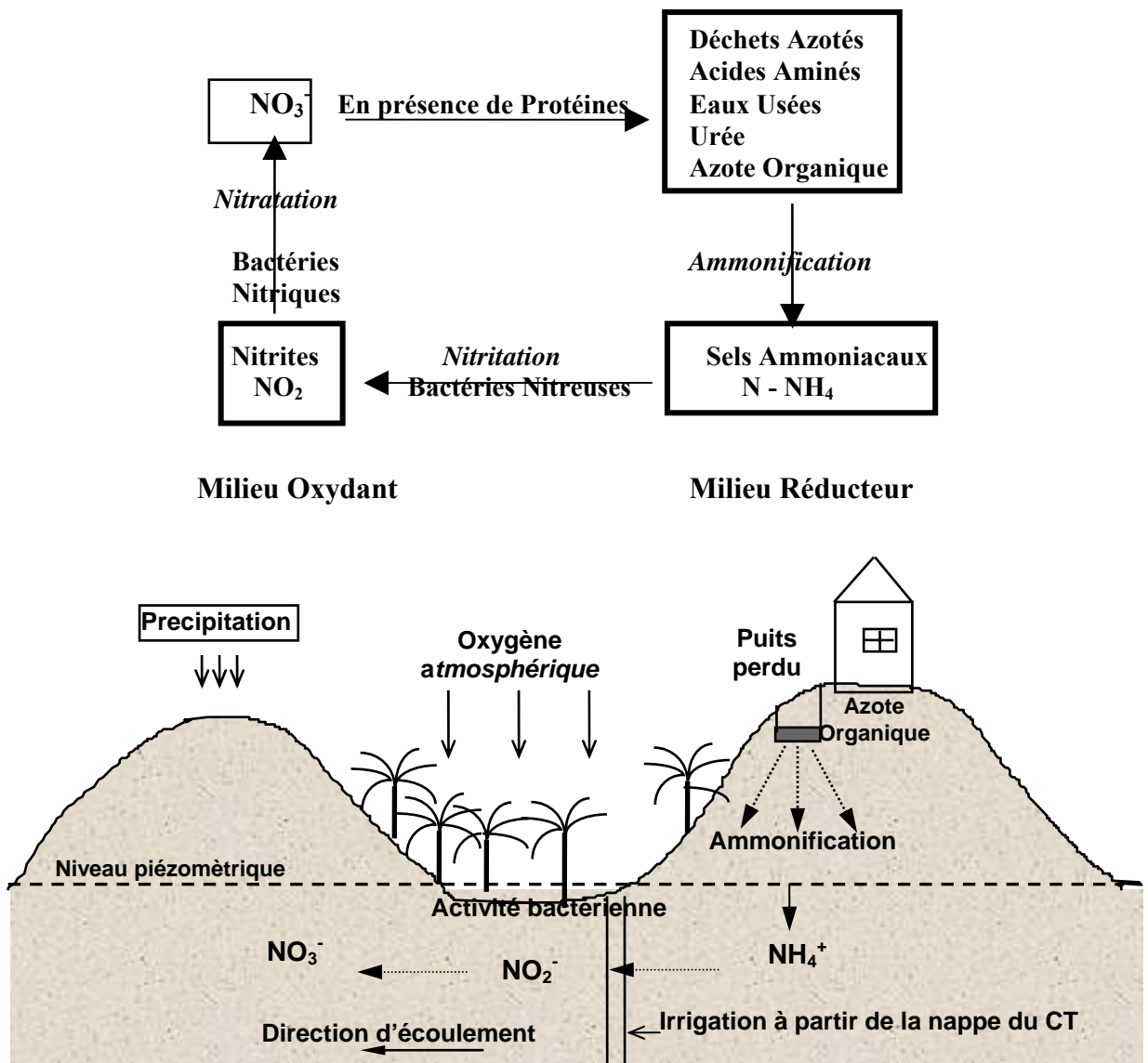


Figure 3.26: Schéma explicatif du processus de nitrification des eaux de la nappe phréatique

En effet, les sables dunaires très perméables $k \approx 10^{-4}$ [96], peuvent être assimilés à un milieu aérobie (contact permanent avec l'atmosphère), les rejets des eaux usées (azote organique) se transforment en nitrites puis en nitrates en consommant l'oxygène par nitrification selon le schéma de la figure 3.26 :

Neuf échantillons, répartis sur l'ensemble de la région du Souf, ont fait l'objet d'analyses bactériologiques; les résultats des différents germes trouvés sont reportés sur le tableau 3.5:

Tableau 3.5: Résultats des analyses bactériologiques effectuées sur les eaux de la nappe phréatique

Nature du Germe	Désignation du point d'eau								
	H101	GT 1	H 43	H 60	H 12	H 7	H 24	H 99	H 71
Colibacilles	Non	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui	Non	Oui	Oui
Salmonelles	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non
Coliformes Fécaux	Non	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui	Non	Oui	Oui
Clostridium Sulfito-réducteur	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non	Non
Streptocoques Fécaux (Germe/100ml)	3	10	4	5	8	3	0	35	21
Teneurs en Nitrates (mg/l)	97	132	70	60	118	76	49	157	217

Les concentrations excessives en nitrates et la présence de ces germes suggère donc un apport des eaux d'assainissement vers la nappe phréatique. Ceci est par ailleurs confirmé par la bonne corrélation qui existe entre la concentration en streptocoques fécaux des eaux et les teneurs en nitrates de ces dernières (Fig. 3.27)

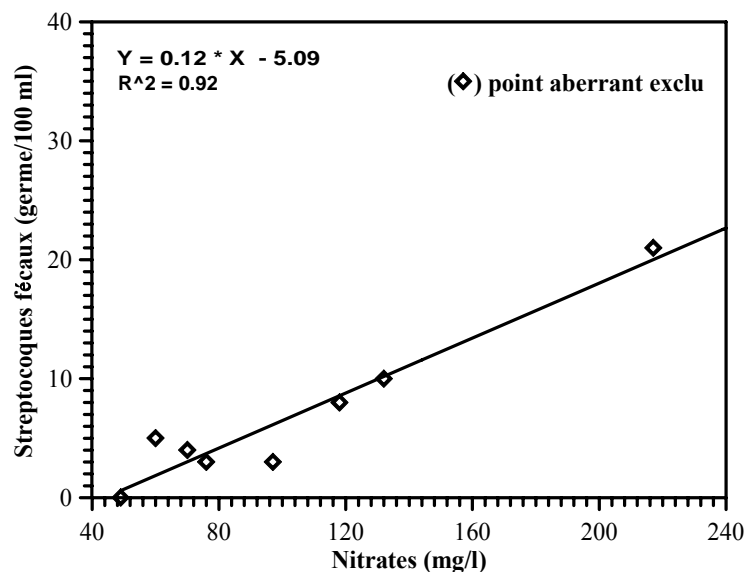


Figure 3.27: Relation entre la concentration en streptocoques fécaux et les teneurs en nitrates

3.4.3 Projet: Etude de l'évacuation des eaux de la cuvette de Ouargla

3.4.3.1. Introduction

Le développement socio-économique de la région de Ouargla (située sur une cuvette) aura été marqué ces deux dernières décennies par : -l'accroissement du nombre de forages destinés à l'irrigation et à l'AEP, -par l'inexistence de l'entretien et le bouchage des forages vétustes et détériorés, -le manque de drains et l'entretien de ceux existants. Tous ces éléments ont entraîné un phénomène de remontée des eaux de la nappe phréatique et leur stagnation sur une grande partie de la cuvette.

Afin de préciser les mécanismes de ce phénomène et pour pouvoir trouver des solutions adéquates, la DHW de Ouargla a fait appel au Centre de Recherche Nucléaire d'Alger (ex : CDTN) dans le but d'appliquer les méthodes et techniques hydrochimiques et isotopiques afin de mieux élucider ce phénomène.

A cet effet, nous avons effectué trois campagnes d'échantillonnages sur l'ensemble de la cuvette qui ont concerné une centaine de piézomètre et une vingtaine de forage profond captant les nappes du Complexe Terminal et du Continental Intercalaire.

Depuis les années 90, la nappe phréatique à l'échelle de toute la cuvette de Ouargla a fait l'objet de plusieurs études hydrogéologiques, géophysiques, et hydrochimiques, dont les principales sont:

- *l'Etude géophysique et piézométrique de la cuvette effectuée par l'Entreprise Nationale de Géophysique, ENAGEO, en 1991-92; [99]*
- *L'Etude hydrochimique et isotopique effectuée par Le commissariat à l'énergie atomique COMENA/CRNA (ex. CDTN), 1992-1995; [100][101]*
- *Les campagnes piézométriques et d'échantillonnages effectuées par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques, ANRH, 1992-98; [102]*
- *Des sondages carottés et des essais géotechniques effectués par le Laboratoire des Travaux Publics du Sud (LTPS) dans la période 1991-99.*

Les deux premières études entrent dans le cadre du projet lancé par la DHW de Ouargla intitulé "Evacuation et drainage des eaux de la cuvette de Ouargla". nous présenterons dans les paragraphes suivants une synthèse des résultats de ces études.

3.4.3.2. Présentation générale de la cuvette

La zone étudiée correspond à la limite d'extension d'une importante dépression naturelle appelée *Cuvette de Ouargla*, d'une superficie totale de 99.000 ha. Elle est limitée :

- *Au Nord : par Zbaret Bouaroua (limite supérieure de Sebket Sefioune);*
- *Au Sud : par les dunes de Sedrata;*
- *A l'Ouest par le versant Est de la dorsale du M'Zab;*
- *A l'Est par la ligne des Ergs Touil et Arifdj.*

La cuvette est repérée par les coordonnées Lambert suivantes (Fig.3.28) :

$$X_{\min} = 742000 \quad Y_{\min} = 149050$$

$$X_{\max} = 755250 \quad Y_{\max} = 201150$$

Sur le plan géologique, les formations rencontrées sur la cuvette sont identiques à celles décrites pour l'ensemble du bassin sédimentaire saharien. La cuvette de Ouargla fait partie de la dépression d'Oued Mya qui occupe la plus grande partie du bas Sahara. L'épaisseur totale de la couverture sédimentaire atteint 400 m dans la partie sud et la partie ouest de la dépression, et elle augmente dans la partie Nord jusqu'à 6000 m.

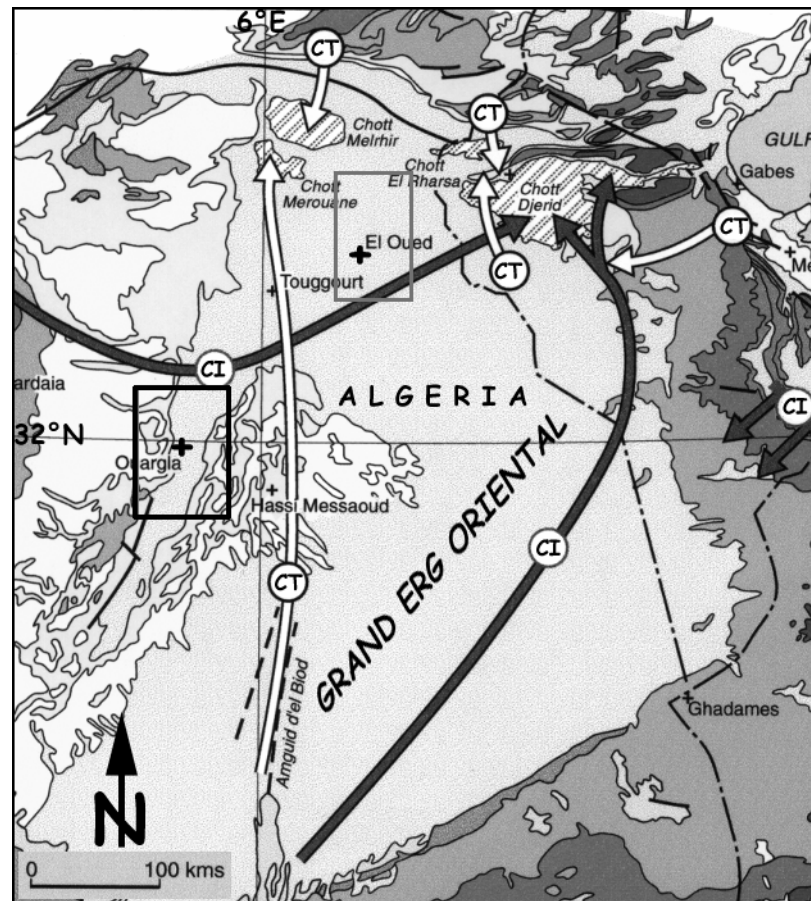


Figure 3.28: Carte de situation de la cuvette de Ouargla

Dans son ensemble, la dépression de l'oued Mya est une structure dissymétrique assez plate [103]. Les données sismologiques recueillies à l'occasion des recherches pétrolières, montrent que la dépression est structurellement affectée par les failles hercyniennes du Hoggar à partir du Cambrien jusqu'au Sénonien inférieur. Ces failles sont

orientées sud-est nord-ouest et traversent la région de Ouargla par l'est. Elles seraient à l'origine des apports profonds dans cette zone [57].

3.4.3.3. Piézométrie de la nappe

3.4.3.3.1. Réseau piézométrique

Dans le cadre du projet intitulé "Evacuation et drainage des eaux de la cuvette de Ouargla", 160 piézomètres ont été réalisés par l'ENAGEO entre septembre 1990 et mars 1991. Un programme complémentaire a été lancé durant l'année 1992, où plus de 50 piézomètres répartis sur l'axe Hassi-Miloud Bour El-Haicha et autour de Sebkheth Sefioune ont été réalisés, le tout constituant un réseau de surveillance global de la nappe phréatique (Fig.3.29).

3.4.3.3.2. Alimentation et exutoire de la nappe phréatique

La nappe phréatique est principalement alimentée par:

- *Les eaux d'irrigation et de distribution urbaine (AEP, assainissement).*
- *Les eaux en provenance des forages (CI + CT) détériorés qui coulent dans la nature.*
- *Les apports en provenance de l'extérieur de la cuvette (les crues des oueds, et des étendues).*
- *Les précipitations.*
- *La drainance ascendante du CI et du CT.*
- *Les apports des nappes adjacentes.*
- *Le drainage des périmètres agricoles hors cuvette.*

La nappe phréatique est dépourvue de tout exutoire naturel. Cependant les pertes de la nappe sont représentées par:

- *L'évaporation et l'évapotranspiration.*
- *Le pompage dans les chotts et les rejets hors cuvette.*
- *Les prélèvements par puits traditionnels (ex. Hassi-Miloud) quoique négligeables.*

3.4.3.3.3. Elaboration et interprétation des cartes piézométriques

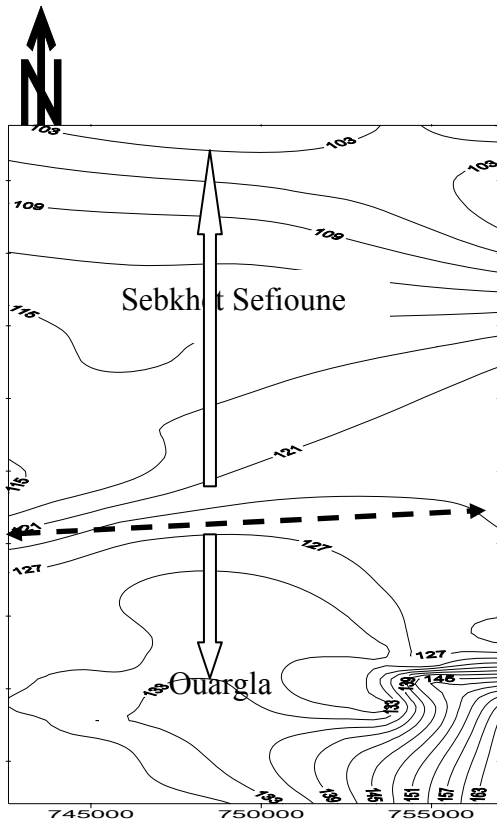
A partir des données des campagnes piézométriques cinq (05) cartes piézométriques ont été établies sur différentes périodes (février 1992, avril 1994, juin 1995, novembre 1996 et novembre 1998). Toutes les cartes élaborées montrent d'une manière générale, les mêmes axes d'écoulement, et confirment l'existence de deux zones distinctes (A et B), séparées par une ligne de partage des eaux, située approximativement sur l'axe Hassi-Miloud– Bour El-Haicha (Fig. 51) : [99] [101] [102] [104].

Zone A : Elle s'étend de Bour El-Haicha (au sud), jusqu'à la Sebkhet Sefioune (au Nord) ; Généralement toutes les eaux issues de Bour El-Haicha circulent vers le nord pour se déverser dans la Sebkhet Sefioune. On note aussi, un drainage des eaux vers le NW de Bour El-Haicha. Dans cette zone, le gradient hydraulique moyen est de l'ordre de $9,7 \times 10^{-4}$.

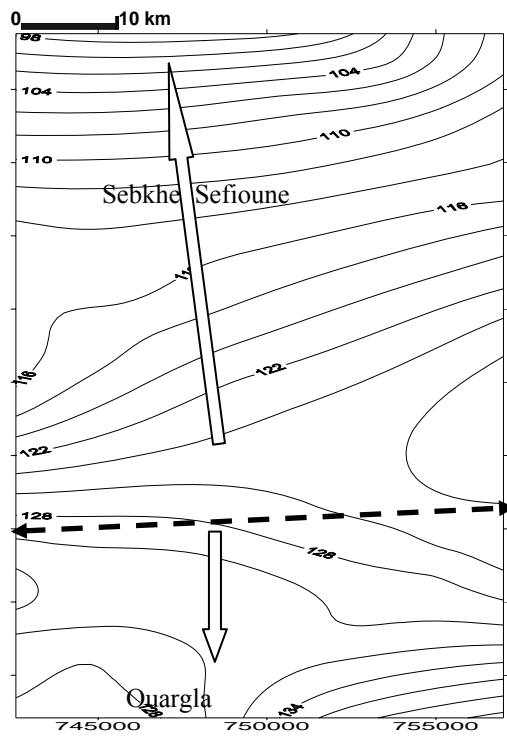
Zone B : Elle correspond à la partie sud de la cuvette et englobe: Rouissat, Ain El-Beida, et les chotts environnants. A ce niveau, les cartes montrent : (Fig. 3.29)

- Un drainage des eaux de la région d'El-H'deb (SE de la ville de Ouargla) vers Hassi-Bourehla (NW d'El-H'deb);
- Des écoulements vers les différents chotts environnant (Bamendil, Oum-Raneb, Rouissat, Ain El-Beida) ;

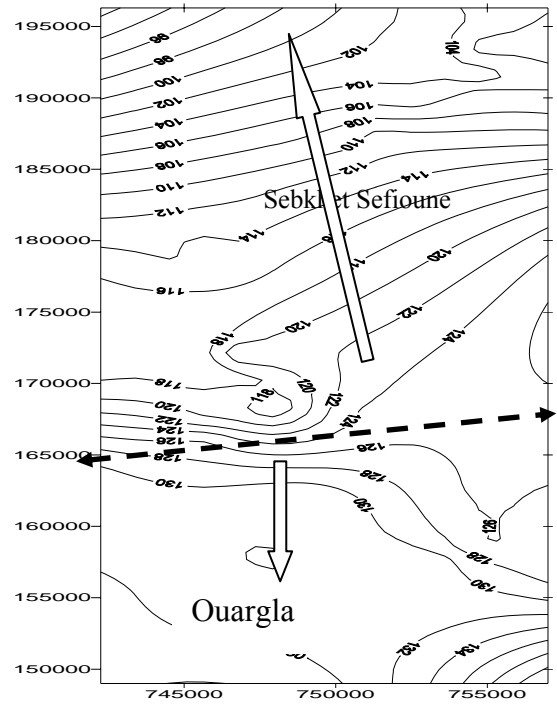
Un dôme piézométrique dans la région des chotts correspondant à une aire d'alimentation importante où nous remarquons un rétrécissement des courbes piézométriques. Dans cette zone le gradient hydraulique est très fort, il est de l'ordre de $8,5 \times 10^{-3}$.



février 1992 (ENAGEO)



Novembre 1996 (ANRH)



Juin 1995 (ANRH)

← - - - - - → Zone de partage des eaux

Figure 3.29: Cartes piézométriques de la nappe phréatique de la cuvette de Ouargla

3.4.3.4. Caractéristiques hydrochimiques des eaux de la nappe phréatique

Nous avons mené deux campagnes de prélèvement en 1992 et 1995. Elles ont permis d'apprécier:

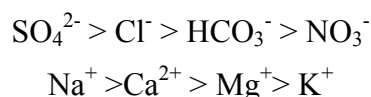
- Les caractéristiques physico-chimiques des eaux de la nappe phréatique,
- Le faciès chimique des eaux,
- Les cartes d'iso-teneurs de différents paramètres, tel que la minéralisation totale, les rapports en ions caractéristiques ($\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$; $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$).

3.4.3.4.1. Faciès chimiques des eaux

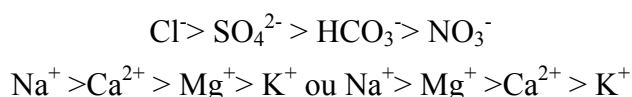
Les eaux analysées montrent que la nappe phréatique est chimiquement assez homogène. La répartition des anions et les cations analysés montrent que sur les zones d'alimentation (sud-est de la cuvette) les eaux présentent un faciès :

Sulfaté- Sodique, Calcique et Magnésien.

Cette zone est localisée dans la partie sud et sud-est de la cuvette. Les ions dans cette zone s'ordonnent selon les formules caractéristiques suivantes :



Les faciès caractérisant les eaux du Nord de la ville de Ouargla jusqu'à Sebket Sefioune, présente la formule caractéristique suivante :



3.4.3.3.4. Minéralisation totale (Salinité)

Sur la figure 3.30 sont représentées les cartes de minéralisation totale correspondant aux campagnes de mesures réalisées (Nov. 1998 et 1996). Elles montrent une augmentation progressive de la minéralisation le long des directions d'écoulement. Elles font ressortir deux zones distinctes (A et B), localisées de part et d'autre de l'axe Hassi-Miloud - Bour El-Haicha. Elles confirment donc la ligne de partage des eaux et les axes d'écoulements déterminés précédemment par la piézométrie :

Zone A : Ce sera celle qui correspond à toute la partie Nord qui s'étend de l'axe de partage jusqu'à Sebket Sefioune avec cependant les zonalités locales suivantes :

- Une zone faiblement minéralisée (inférieure à 50 g/l) : elle caractérise l'entourage des localités: N'Goussa et Hassi-Miloud. Ainsi Elle correspondrait, soit à une dilution des eaux en provenance de la nappe des calcaires Sénonien

et des C.I (eaux d'irrigation), soit à l'absence de niveaux gypseux autour de ces piézomètres.

- Une zone à forte minéralisation (supérieure à 120 g/l), elle correspondrait aux chotts et sebkhas suivantes:

chott Said Otba	230.60 g/l
chott au sud de Bour El-Haicha	308.30 g/l
Sebkhet Sefioune	269.25 g/l
Sebkhet N'Goussa	190.69 g/l

Zone B : Elle correspond à la partie Sud de l'axe de partage et concerne tous les Chotts de Ouargla et les autres agglomérations (Rouissat, Ain-Beida, Bamendil, Sidi Khouiled). L'examen des cartes dans cette zone montre que les courbes d'iso-minéralisation convergent vers les Chotts de Ouargla et de ses zones environnantes (Bamendil, Ain-Beida) avec un accroissement de la salinité depuis l'axe Hassi-Miloud - Bour El-Haicha et les zones sud (oued Mya, sud de Rouissat, sud de Ain-Beida) où la minéralisation est inférieure à 50 g/l, pour atteindre des valeurs supérieures à 150 g/l aux environs du chott d'Oum-Raneb et supérieures à 120 g/l aux environs du chott Bamendil. Sur l'axe Hassi-Miloud - Bour El-Haicha, il y a aussi une faible minéralisation (inférieure à 20 g/l) laquelle du point de vue hydrogéologique correspond à une zone d'alimentation.

Par ailleurs, pour les deux zones: A et B, la minéralisation totale indique que les chotts sont les principales zones de perte (par évaporation) de la nappe phréatique [101], [102].

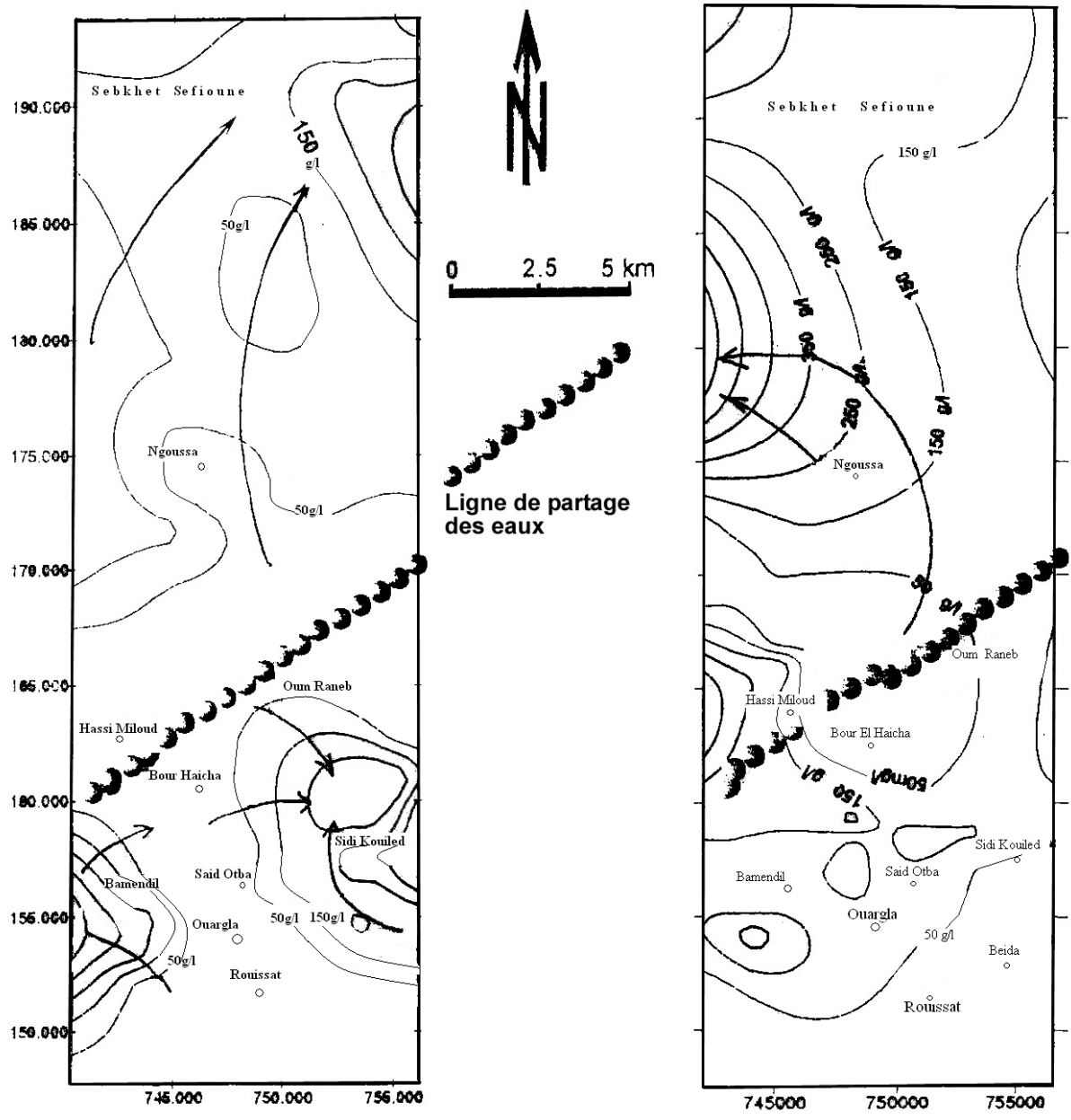


Figure 3.30: Carte de minéralisation totale de la nappe phréatique de la cuvette de Ouargla

3.5. Conclusion

L'étude hydrogéochimique a permis de caractériser la composition chimique et l'évolution spatiale de tous les paramètres des eaux des différentes nappes du bassin sur les radiales représentatives des directions d'écoulement.

Nappe du Continental Intercalaire,

L'évolution géochimique et isotopique progressive à partir des zones de recharge (Atlas saharien et Plateau du Tinrhert) vers l'exutoire de la nappe (golfe de Gabès) est mise clairement en évidence, avec les principales caractéristiques :

Les eaux de la nappe du CI montrent une assez grande homogénéité chimique, la répartition des anions est caractérisée par une dominance des sulfates et chlorures par rapport aux ions carbonatés. Les cations sont eux marquées par une prédominance des ions sodium sur les termes magnésium et calcium, ce qui a permis de classer les eaux sous un faciès «Sulfaté chloruré sodique», La salinité augmente le long des axes d'écoulement de 1 à $1.5 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ près des zones de recharge pour atteindre $7 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ près des chotts tunisiens

Les concentrations en ions majeurs, les rapports caractéristiques (Na/Cl, SO_4/Cl Mg/Ca, K, K/Cl et Na/Ca, Sr/Ca, B/Cl, Li, Li/Cl) montrent globalement la même évolution sur la partie algérienne de la nappe soit près de 500 km et suggèrent une acquisition de la minéralisation des eaux du CI par dissolution des différents sels présents dans l'aquifère (évaporites, halite, gypse) lors du parcours souterrain des eaux.

Les différentes corrélations ($\text{Na}^+ \text{ vs } \text{Cl}^-$, $\text{Br}^- \text{ vs } \text{Cl}^-$, $\text{Ca}^{++} \text{ vs } \text{SO}_4^{--}$, $\text{Sr}^{--} \text{ vs } \text{Ca}^{++}$) et le rapport $\text{Br}^-/\text{Cl}^- \sim 2 \times 10^{-3}$ proche de celui de la Halite et inférieur à celui de l'eau de mer (3.5×10^{-3}) suggèrent d'une part une origine commune des ions Cl^- et Na^+ sur cette partie de la nappe par dissolution des niveaux de sels (Halite) lors du transit souterrain et d'autre part, confirment ce processus d'acquisition de la salinité des eaux.

L'évolution des éléments en traces (B, B/Cl, Li, Li/Cl, Rb Sr, Ba) sur le tronçon algérien de l'écoulement montre la même tendance d'augmentation et donc de l'origine de la salinité. Plus en aval en Tunisie près de (Tozeur/Nefta), et des Chotts (Djérid), se produit une augmentation du rapport (Br/Cl^-) dû à une source de salinité différente, probablement à une eau de formation marine.

Dans les eaux du CI, les conditions d'oxydation (aérobiques) persistent depuis la zone de recharge jusqu'à environ 300 km de la zone de recharge (Atlas saharien). Ce qui implique l'existence d'une zone limite entre les conditions oxydantes et réduites (limite redox) dans l'aquifère. La délimitation de cette limite redox dans les eaux du CI le long de

cette principale radiale ainsi que l'évolution des concentrations de tous les éléments chimiques (majeurs et traces) ont permis d'établir un *modèle d'évolution hydrogéochimique* de ces eaux de l'ouest vers l'est.

A la base de ces évolutions hydrochimiques il ressort que la continuité hydraulique au sein de l'aquifère sur la partie algérienne se fait conformément à l'évolution piézométrique. Prés des chotts tunisiens on assiste par contre à un changement dans le comportement spatial des évolutions hydrochimiques (majeurs et traces) ce qui laisse penser que d'autres apports et mélanges interviennent prés de l'exutoire. Ce qui est tout à fait conforme aux données piézométriques relevées récemment dans ces zones [51] [149].

La nappe du Complexe Terminal :

L'évolution hydrogéochimique détaillée des éléments majeurs et en traces le long de la principale direction d'écoulement (Sud-Nord) qui s'étend sur environ 700 km a permis une confrontation avec les données hydrodynamiques quant à la continuité hydraulique de l'aquifère du CT le long de ce principal axe d'écoulement. Ainsi, la salinité et les faciès chimiques des eaux reflètent la géologie et la nature des sols. Cette salinité est acquise lors du parcours souterrain par mise en solution dans l'aquifères, en effet les eaux sont faiblement minéralisées sur les bordures (zones de recharge du M'Zab, Atlas saharien et Grand Erg Oriental) 1 à 2 g.l⁻¹ et deviennent très minéralisées à l'exutoire prés des Chotts Melhrir et Merouane 6 à 7 g.l⁻¹.

Certaines zones de la nappe du CT sont caractérisées par une forte salinité qui est entrain de s'aggraver au vu de l'inversion du gradient de charge au niveau des chotts suite à l'intense exploitation, il s'agit de la zone nord de l'oued Rhir (Chotts), la zone centrale de l'Oued Rhir (Djamâa, El-M'rhaier) et la zone sud de l'oued Rhir (Ouargla).

Les eaux des nappes phréatiques contenues dans les formations quaternaires sont caractérisées par une forte salinité liée au double processus dissolution-évaporation.

CHAPITRE 4
CARACTERISTIQUES ISOTOPIQUES (ISOTOPES STABLES DE LA
MOLECULE D'EAU (^{18}O - ^2H) DES DIFFERENTES NAPPES A L'ECHELLE DU
BASSIN (APPROCHE REGIONALE)

4.1 Eaux de précipitation :

L'étude et la comparaison des teneurs en isotopes stables (Oxygène-18, Deutérium), des eaux de pluie et des eaux souterraines permettent de préciser et de déterminer les caractéristiques suivantes:

- *Origines des masses de vapeur qui donnent naissance aux pluies*
- *Reconstitution de la circulation des masses de vapeur dans la troposphère*
- *Origine des masses d'eau souterraine et leur mode de recharge*

Les variations de source de vapeur, c'est-à-dire le type et la distance de la source des masses d'air ainsi que l'histoire de la condensation, sont associées aux variations des températures et des hauteurs de précipitations. Ceci produit un signal mixte de variabilité climatique dans les teneurs isotopiques des précipitations. La contribution de vapeurs de source locales contrôle en grande partie la variabilité isotopique inter-annuelle des précipitations, particulièrement dans les zones tropicales.

4.1.1. Réseau de mesure des eaux de précipitation à l'échelle de l'Afrique du Nord

A l'échelle de l'Afrique du Nord (Sahara septentrional), les trois premières stations qui ont été retenues et intégrées dans le réseau mondial de mesure des compositions isotopiques des eaux de précipitations par l'organisation mondiale de météorologie (OMM) et l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA) en 1965 sont : Ouargla et Béni-Abbés en Algérie et la station de Tunis-Carthage pour la Tunisie.

Après les années quatre vingt dix (1990), plusieurs autres stations ont été mises en place par l'équipe du laboratoire d'Hydrologie Isotopique du Commissariat à l'Energie Atomique (COMENA)(ex :HCR), c'est le cas des stations d'Alger (CRNA/DAHS), de Ain-Oussera, de Saida et de Tamanrasset dans le cadre d'études locales. De la même manière, les stations de Sfax et de Fès respectivement pour la Tunisie et le Maroc ont été initiées, (Tab.4.1)

L'ensemble des mesures réalisées sur ces eaux a permis d'établir une base de donnée importante sur les teneurs en isotopes stables (^{18}O , et ^2H) et en ions majeurs (chlorures, sulfates et sodium). Pour les stations algériennes, les mesures ont été réalisées conjointement aux laboratoires d'hydrologie isotopique suivants :

- *Commissariat à l'Energie Atomique /Centre de Recherche Nucléaire d'Alger/ Département des Applications en Hydrologie et en Sédimentologie.*
- *Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA), section Hydrologie Isotopique à Vienne en Autriche.*
- *British Geological Survey (BGS), à Wallingford en Angleterre.*

4.1.2. Effet de la température

Les caractères généraux des précipitations dans le domaine saharien (Sahara et Afrique du Nord) vus au chapitre d'hydroclimatologie (1^{ère} chapitre) montrent qu'au Sahara, les précipitations estivales au sud ont pour origine la mousson guinéenne et qu'au Nord du Sahara et en Afrique du Nord en hiver, ce sont les dépressions accompagnant la migration vers le sud des fronts polaires qui sont génératrices de précipitations. Au cours des saisons intermédiaires, les dépressions tropicales de direction nord-est qui n'atteignent pas le Sahara oriental peuvent apporter des précipitations [9]..

Sur le Tableau 4.2, les températures mensuelles ont été pondérées par les précipitations mensuelles afin de déterminer la température moyenne annuelle représentative des saisons pluvieuses et par conséquent des zones de recharge actuelle des nappes. On remarque que les stations méditerranéennes de Saida, d'Alger, de Tunis-Carthage et de Sfax sont marquées par des températures saisonnières élevées. A l'inverse et plus au sud (domaine semi-désertique à désertique), les précipitations sont beaucoup plus faibles et les températures plus élevées. Sur le bassin du Sahara septentrional, les stations de Béni-Abbès et de Ouargla, ont des températures (moyennes mensuelles) inter-annuelles qui varient de 11 à 34°C et les températures moyennes inter-annuelles sont respectivement de $22.7 \pm 8.8^\circ\text{C}$ et $22.3 \pm 0.4^\circ\text{C}$.

La station marocaine de Fès, est relativement bien arrosée, avec une moyenne inter-annuelle de $17 \pm 0.4^\circ\text{C}$ et une température (moyenne annuelle pondérée par la hauteur de pluie mensuelle) inter-annuelle de $13.7 \pm 1.3^\circ\text{C}$

4.1.3. Effet de masse

C'est l'évaporation cinétique des gouttes de pluie dans une atmosphère sous-saturée en vapeur d'eau qui est responsable l'enrichissement isotopique observé par Dansgaard W.,(1964) [105]. Cet auteur a également mis en évidence l'existence d'une corrélation négative entre les teneurs en isotopes lourds (^{18}O - ^2H) et les quantités mensuelles précipitées : l'appauvrissement du réservoir atmosphérique en isotopes lourds et d'autant plus grand que la quantité précipitée est plus forte. Cet effet, que l'on appelle aussi *effet de*

masse s'observe sous climat désertique et tropical humide. Cependant, cette tendance reste très globale puisque de faibles précipitations peuvent présenter des teneurs isotopiques faibles par effet de température, lié à l'ascendance des masses d'air et de fortes précipitations peuvent présenter des teneurs isotopiques élevées en rapport avec un recyclage continental des masses d'air [106]. Pour les stations de l'Afrique du Nord, cet effet de masse se manifeste clairement pour la station de Ain-Oussera (Fig.4.1).

4.1.4. Variabilité spatiale des teneurs isotopiques des précipitations

Les teneurs mensuelles en isotopes stables (^{18}O - ^2H) des précipitations sur les différentes stations de l'Afrique du Nord montrent des variations assez larges, les intervalles de variations vont de +7 ‰ à -12‰ en oxygène-18, et de 21 ‰ à -70 ‰ en deutérium. Sur les stations situées près de la Méditerranée (Alger, Saida, Tunis, Sfax), les teneurs sont comprises entre -8 ‰ et -9 ‰ en oxygène-18 et 20 ‰ à -65 ‰ en deutérium par contre les stations situées en zone saharienne (Ain-Oussara, Ouargla, Béni-Abbès et l'Assekrem), les teneurs vont de +6.5 ‰ à -12 ‰ en oxygène-18 et de -21‰ à -70 ‰ en deutérium. La station de Fès correspond aux plus faibles variations.

Les points représentatifs des teneurs annuelles pondérées par les hauteurs mensuelles (Fig.4.2) se situent globalement sur la DMM (droite de précipitations mondiales) pour l'ensemble des stations dans un diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$. Certains points qui correspondent aux teneurs mensuelles brutes témoignent d'une évaporation des précipitations. C'est le cas des stations de Sfax, Ouargla, Ain-Oussera, Assekrem.

Tableau 4.1: Stations pluviométriques du bassin saharien

Stations	Période de collection des précipitations	Latitude (N)	Long.(E)	Altitude (m)	Précipitation moyenne inter-annuelle (mm)	Température moyenne interannuelle (°C)
Alger	1994-1997	36.5	2.5	180	300	19
Saida	1992-1994	34.5	-1.5	500	420	16
A.Oussara	1992-1994	34	2	200	250	20
Ouargla	1963-1969	31.9	5.4	150	41	22.3
Assekrem	1992-1998	23.3	5.6	2726	119	12
Tunis	1967-1995	36.8	10.2	4	462	18
Sfax	1992-1997	34.4	10.4	23	230	18.8
Fès	1994-1997	33.6	-4.6	571	411	17
BéniAbbès	1966-1969	30.1	2.2	498	39	22.7

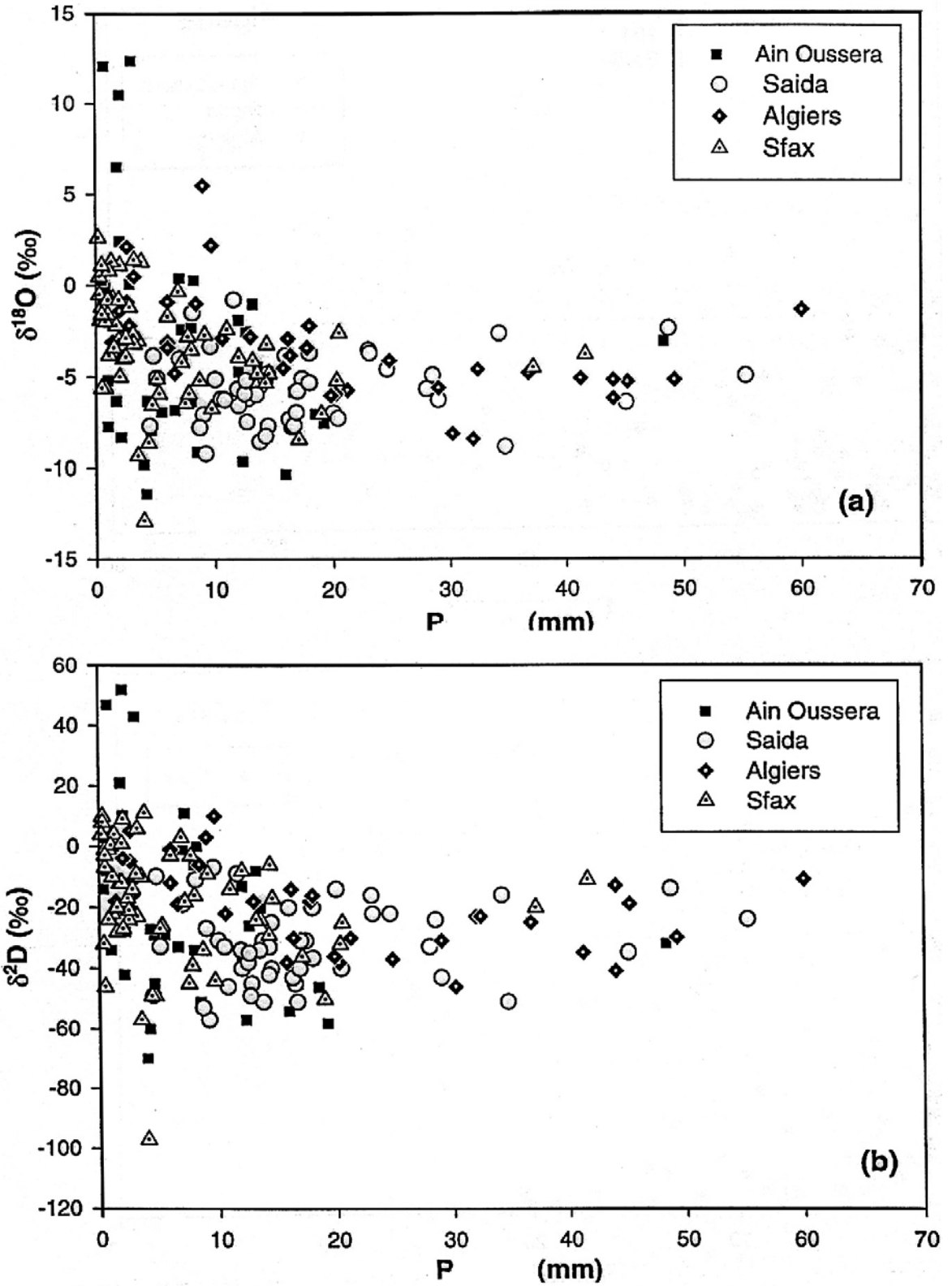


Figure 4.1: Relation teneurs en O-18 en fonction de la hauteur de pluie

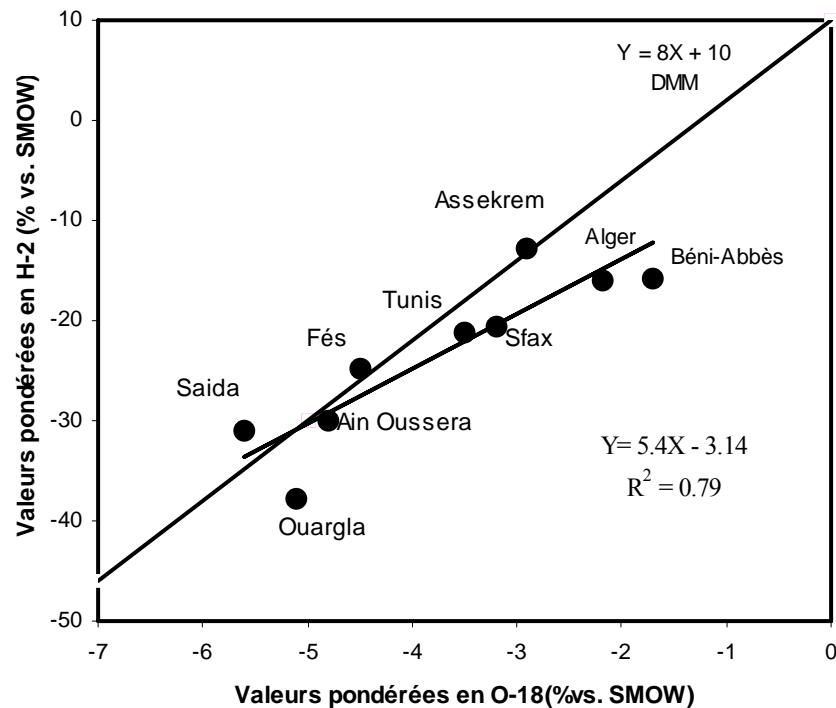


Figure 4.2: Relation ^{18}O - ^2H pondérées des précipitations interannuelles en Afrique du Nord et Sahara

Données issues des références suivantes:

- Ouargla : données (AIEA : 1963-1969)[107], Guendouz (1985)[85]
- Alger, Saida, Ain-Oussera : Moulla et Guendouz (1996)[57], Edmunds et al (1997)[60]
- Assekrem, Tunis, Fes, Sfax : AIEA/OMM (1998)[107].
- Béni-Abbès: Yousfi, 1984[108]

4.1.5. Variabilité temporelle des teneurs isotopiques des précipitations

- Variabilité à l'échelle journalière

Les teneurs isotopiques moyennes mensuelles intègrent les différents événements pluvieux du mois, et souvent ces teneurs ne sont pas représentatives de ce mois, ceci est lié au fait que ces événements sont généralement courts et espacés, ce qui a une conséquence directe sur la variation du signal isotopique.

Cette variabilité à l'échelle de l'événement pluvieux est bien mise en évidence par les stations d'Alger et de Ain-Oussera (Fig.4.3 a,b) où les teneurs en O-18 journalières et les hauteurs de précipitations montrent la variabilité de la signature isotopique des précipitations pour les différentes saisons.

- Variabilité à l'échelle mensuelle

Les teneurs en isotopes stables à l'échelle mensuelle des précipitations des stations de l'Afrique du Nord et du Sahara reflètent l'origine des précipitations connue sur cette région. Les précipitations dont les teneurs en isotopes stables sont les plus pauvres sont dues à l'arrivée du front polaire en hiver sur l'Afrique du Nord. Les teneurs en oxygène-18 peuvent atteindre -8 ‰ vs. SMOW (stations septentrionales: Saida, Alger, Tunis, Sfax) et cela pendant la période pluvieuse qui va d'octobre à novembre (et qui peut s'étendre jusqu'au mois de Janvier-Février). Les précipitations de printemps et d'automne produisent des teneurs en isotopes lourds plus enrichies. Elles correspondent généralement à de faibles hauteurs de pluies qui sont issues des dépressions tropicales sahariennes. Les précipitations qui se produisent au mois d'août avec une teneur en O-18 plus élevée que pour les précipitations hivernales et printanières à l'Assekrem dans le Hoggar, sont issues de résidus de la mousson guinéenne, toutefois, les précipitations de mousson sur le Hoggar restent assez faibles et se produisent en haute atmosphère et dans un profil désaturé en vapeur d'eau.

- Variabilité à l'échelle annuelle

Les teneurs isotopiques et les hauteurs de précipitations présentent une importante variabilité à l'échelle annuelle (Fig. 55d). Les teneurs isotopiques annuelles pondérées par la hauteur de pluie mensuelle varient peu pour les stations méditerranéennes (Sfax, Alger) (Fig.4.3b,c). Cependant, l'année 1994 pour Alger et 1997 pour Sfax sont caractérisées par une baisse significative des teneurs en isotopes lourds respectivement de $(-5.35\text{ ‰ vs. SMOW})$ et $(-4.75\text{ ‰ vs. SMOW})$. Pour les stations sahariennes les variations sont plus importantes, et les teneurs pondérées par la hauteur de pluie mensuelle restent réparties dans un intervalle allant de 2 à 5.5‰ vs. SMOW.

4.1.6. Teneurs isotopiques inter-annuelles des précipitations

Les teneurs isotopiques mensuelles $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ et l'excès en deutérium d ($d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$) (Tab. 22) ont été pondérées à l'échelle annuelle par la hauteur des précipitations mensuelles. La pondération a été effectuée comme suit:

$$p\delta = \text{Somme } (p \times H\delta) / \text{Somme } (p)$$

avec: p = somme des pluies mensuelles analysées/ précipitations annuelles totales

$H\delta$ = Moyenne inter-annuelles des teneurs annuelles en ^{18}O et ^2H pondérées par la hauteur de pluie mensuelle

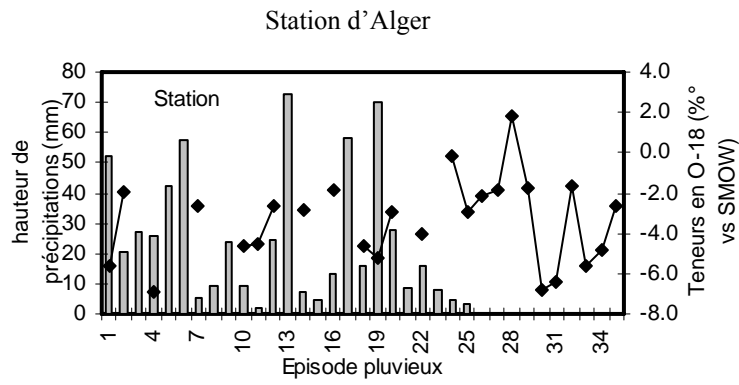


Figure 4.3a: Variabilité à l'échelle de l'épisode pluvieux

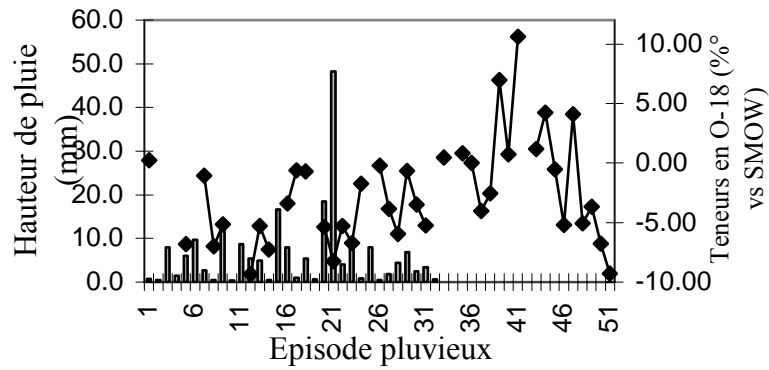


Figure 4.3b: Variabilité à l'échelle de l'épisode pluvieux (St. Aïn Ouassera)

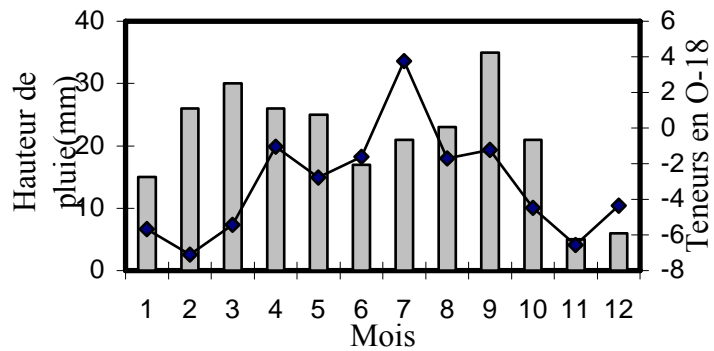


Figure 4.3c: Variabilité à l'échelle mensuelle

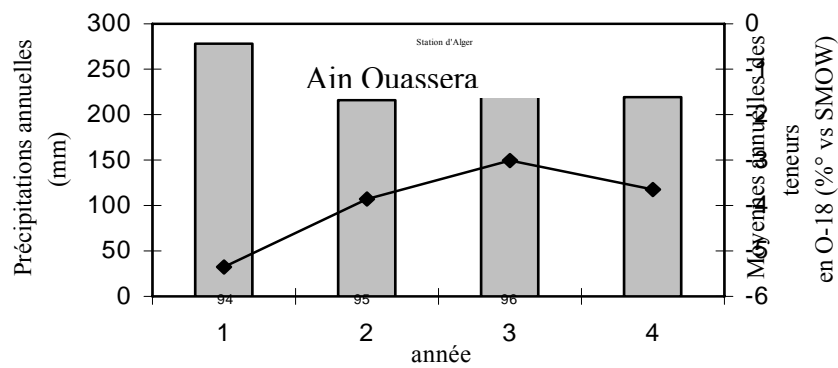


Figure 4.3d: Variabilité à l'échelle annuelle (station d'Alger)

Pour les stations de l'Afrique du Nord et du Sahara, les teneurs (moyennes annuelles) pondérées par la hauteur de pluie mensuelle des précipitations sont reportées sur le tableau 4.2 La figure 4.2 suggère que ces teneurs sont peu dispersées et que les points se situent légèrement sous, sur ou au-dessus de la Droite Météorologique Mondiale (DMM). La marque d'une reprise évaporatoire est bien présente sans qu'elle soit trop importante à l'échelle inter-annuelle.

Tableau 4.2 : Teneurs isotopiques inter-annuelles des précipitations pour les stations de l'Afrique du Nord

Station	$\delta^{18}\text{O} \pm \sigma$ (‰)	$\delta^2\text{H} \pm \sigma$ (‰)	Excès ^2H $d \pm \sigma$ (‰)	W $\delta^{18}\text{O} \pm \sigma$ (‰)	W $\delta^2\text{H} \pm \sigma$ (‰)	W $d \pm \sigma$ (‰)	P $\delta^{18}\text{O} \pm \sigma$ (‰)	P $\delta^2\text{H} \pm \sigma$ (‰)	P $d \pm \sigma$ (‰)
Alger	-2.4±1.4	-16±2.1	6±9	-4.3±1	-22.6±1.5	11±7	-4.3±1	-22.6±1.5	11±7
Saida	-5.6±1.6	-31±3.1	13±6	-5.5±1	-30±1.2	±	-5.5±0.8	-30.8±2	±
A.Ouessera	-5.0±0.7	-30±4.2	±	-4.6±1.4	-31±	±	-5.0±0.5	-31±6	±
Ouargla	-5.1±0.9	-37.8±10.6	3±11	-5.1±1	-37.7±10.6	3±11	-5±0.8	-30.1±8.7	2±8
Assekrem	-2.9±1.8	-15.7±9.6	10±8	-4.1±1.9	-20.3±11.5	4±6	-4.1±1.9	-20.3±11	13±8
Tunis	-3.5±1.1	-21.1±7.2	8±4	-4.2±1.2	-24.9±7.7	13±8	-4.4±0.9	-25.5±4.8	10±4
Sfax	-3.2±1.2	-20.5±4.5	6±2	-3.7±0.6	-20.5±4.5	9±4	-3.7±0.4	-20.5±3.8	9±2
Fès	-4.5±0.5	-24.8±4.6	11±2	-5.1±1	-29.1±7.9	12±2	-5.2±0.3	-29.2±3	12±1
Béni-Abbés	-1.7±2.6	-15.7±4.9	0±11	-2.6±2.2	-17.8±8.1	4±6	-3.0±1.6	-16.2±7.6	7±4

δ = teneurs (moyennes mensuelles) inter-annuelles ;

$W\delta$ = Teneurs (moyennes annuelles) inter-annuelles pondérées par la hauteur de pluie mensuelle ;

$P\delta$ = Teneurs moyennes inter-annuelles pondérées par la hauteur de pluie mensuelle

4.2. Teneurs en isotopes stables (^{18}O - ^2H) des eaux souterraines du bassin sédimentaire saharien

Les nappes profondes du Continental Intercalaire et du Complexe terminal sont caractérisées par un appauvrissement relatif en isotopes lourds par rapport aux précipitations actuelles et montrent une certaine variabilité géographique suivant le niveau capté. Sur l'ensemble du bassin saharien les eaux les plus profondes sont à priori les plus pauvres en isotopes lourds. Il existe un grand nombre d'analyses en isotopes lourds des différentes nappes sur tout le bassin saharien (Libye incluse) que nous avons résumé sur le tableau 4.3. Nous exposerons d'abord ceux relatifs aux nappes du Continental Intercalaire, puis du Complexe Terminal et des nappes phréatiques ensuite.

4.2.1. Nappe du Continental Intercalaire (Grand Erg Oriental et Occidental)

Sur le grand bassin du Grand Erg oriental, en Algérie les teneurs en isotopes stables sont homogènes et inférieures aux teneurs inter-annuelles des moyennes de précipitations

(stations de Ouargla, Béni-Abbès et Ain-Oussera), les valeurs sont centrées sur ($\delta^{18}\text{O} = -8.2 \pm 0.5\text{‰}$ (n=108), $\delta^2\text{H} = -61 \pm 3\text{‰}$ (n=99) [40] [109] [55] [110] [60].

Dans le bassin du Grand Erg Occidental, la nappe est libre ou recouverte par la formation perméable de l'erg. Les zones d'affleurement du Continental Intercalaire sont des exutoires. Les teneurs en isotopes lourds des eaux de la nappe du (CI) sont plus enrichies et moins homogènes que le bassin oriental mais restent tout de même très inférieures aux teneurs inter-annuelles moyennes des précipitations (station de Béni-Abbès), les valeurs sont centrées autour de ($\delta^{18}\text{O} = -7.1 \pm 1.3 \text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -57 \pm 3 \text{‰}$) [40] [78]. L'homogénéité des ces teneurs de la nappe du (CI) dans le bassin oriental par rapport au bassin occidental peut s'expliquer par des conditions de recharge identiques ou par un mélange des eaux de composition isotopique différente. Les temps de séjours sont très élevés dans ces nappes et la dispersion hydrodynamique a pu lisser le signal isotopique des eaux des différentes paléorecharges des nappes.

Sur la partie tunisienne, les teneurs en isotopes lourds de la nappe du CI sont également faibles et restent inférieures aux teneurs inter-annuelles moyennes des précipitations (stations de Sfax et de Tunis-Carthage). Plusieurs régions peuvent être distinguées sur la partie tunisienne du bassin : la zone des chotts (Djérid et Nefzaoua), la zone du Dahar, et le sud tunisien. Sur les monts du Dahar une des zones de recharge du CI, les teneurs en isotopes lourds sont plus élevées ($\delta^{18}\text{O} = -7.0 \pm 1.1 \text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -53 \pm 13 \text{‰}$ [40] [109] [111] [47] [60]. L'empreinte d'une recharge récente sur les affleurements du versant occidental est présente (recharge déjà mise en évidence par des radiochronomètres tel que le carbone-14 et le tritium [47] [60].

Dans le sud tunisien, les teneurs en isotopes stables des eaux du CI sont intermédiaires et comprises entre celles des deux Ergs Occidental et Oriental sauf pour la zone de la Nefzaoua, à l'aval de la nappe où les teneurs sont plus faibles ($\delta^{18}\text{O} = -8.3 \pm 0.3 \text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -63 \pm 7 \text{‰}$; [40] [109] [111] [47] [60]. Les eaux du CT sur le Djérid et la Nefzaoua sont plus enrichies en isotopes lourds par rapport à celles du CI : $\delta^{18}\text{O} = -5.0 \pm 0.1$ et -6.0 ± 0.4 , $\delta^2\text{H} = -47 \pm 4\text{‰}$ et -49 ± 2 , [40] [109] [111] [47] [60] respectivement pour le Djérid et la Nefzaoua. Nous pouvons constater qu'en Tunisie les teneurs en isotopes lourds des nappes profondes sont plus dispersées et semblent indiquer des mécanismes et/ou des périodes de recharges différentes comme cela a été remarqué en hydrogéochimie.

4.2.2. Comparaison avec d'autres aquifères de grandes dimensions

Dans les aquifères du Sahel, (bassin des Iullemeden : [112][113], bassin du Tchad : [114], bassin de Darfour et Kordofan : [115]) une répartition similaire en isotopes lourds a été observée où les eaux les plus anciennes sont très pauvres en isotopes lourds, les plus récentes sont plus enrichies alors que les teneurs intermédiaires correspondent à des mélanges.

Par ailleurs plusieurs aquifères artésiens de grandes dimensions, similaires à ceux du Sahara septentrional (désert Libyque, Egypte, Soudan, Arabie-Saoudite) montrent un caractère homogène et appauvri en isotope lourd. Cela est lié aux conditions climatiques sous lesquelles ces aquifères ont été rechargés. En effet, sur un diagramme $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ (Fig.4.4), les teneurs moyennes des ces aquifères sont situés sous la droite des eaux météoriques (DMM) le long d'une droite parallèle d'équation, ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 5$). L'excès de deutérium de +5 ‰ impliquerait une humidité marine supérieure à celle de nos jours et donc des conditions climatiques plus froides [118] [119]. Nous discuterons plus loin la variation et l'implication de cet indice d'excès en deutérium

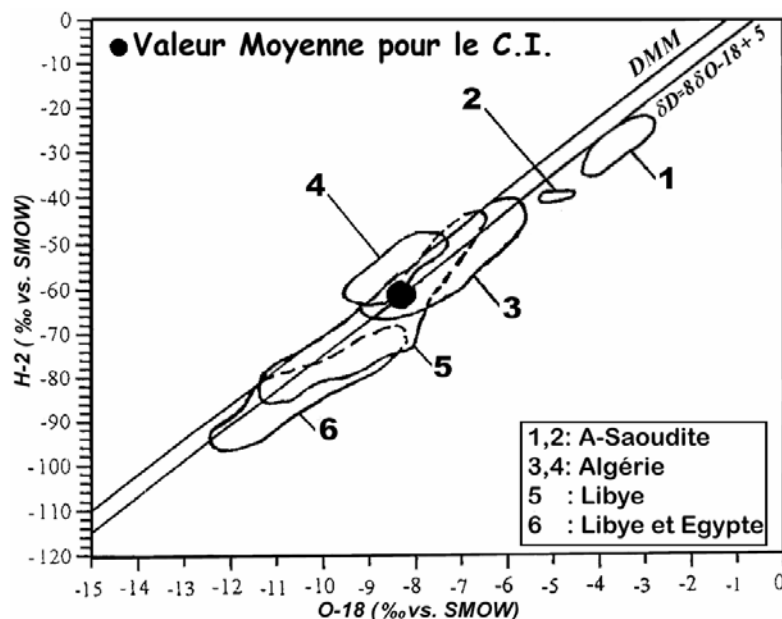


Figure 4.4 : Relation ^{18}O vs ^2H dans les eaux des nappes profondes du bassin du Sahara et autres (Egypte et Arabie saoudite)

A l'échelle régionale (de l'Algérie à l'Egypte), sur l'ensemble des aquifères profonds, on constate qu'il existe une tendance à la diminution des teneurs en isotopes lourds (Fig. 4.4) ce qui se traduit par un gradient ouest-est. Comparé aux gradients de

précipitations, il est analogue à celui constaté pour les précipitations actuelles d'origine atlantique en Europe [118]. Pour les précipitations actuelles et les nappes superficielles des régions sahéliennes, ce gradient est plutôt est-ouest, il est d'environ 1‰/1000 km en ^{18}O [119].

Tableau 4.3 : Données en isotopes stables des eaux souterraines du bassin saharien

Zones	Aquifère	Profondeur	$\delta^{18}\text{O} \pm \sigma$	$\delta^2\text{H} \pm \sigma$	$d \pm \sigma$
		m	‰		
Sud algérien					
Grand Erg Oriental	Complexe Terminal	150	-6.11±1.60	-54±7	5.12
Grand Erg Oriental	Continental Intercalaire	1500	-8.2±0.5	-61±3	4.6
Grand Erg Occidental	Continental Intercalaire	240	-6.96±1.00	-56.5±4	0.82
Grand Erg Occidental	Continental Intercalaire	110	-5.6±1.9	-51±10	-4.6±9.5
Nappe Phréatique Oued-Souf	Quaternaire	10	-3.16± 0.80	-30.0±6.0	-4.72±1.50
Nappe Phréatique Ouargla	Quaternaire	15	-5.2 ±0.7	-42 ± 7	-0.4±20
Hauts Plateaux					
Chott Chergui	Tertiaire	52	-7.0±0.8	-51±6	4.7±5.3
Chott Chergui	Sénonien	120	-7.9±.6	-59±4	4.7±2.9
Chott Chergui	Jurassique	353	-7.9±0.6	-55±8	8.1±4.8
Chott El-Hodna	Quaternaire superficiel	12	-6.7±1	-45±4	7.9±6.7
Chott El-Hodna	Quaternaire profond	100	-8.2±0.8	-54±5	10.8±2.8
Sud tunisien					
Djérid	Continental Intercalaire	1830	-7.4±0.3	-59±4	0.2±4.9
Djérid	Complexe Terminal		-5.0±1.1	-47±4	-6.9±5.5
Nefzaoua	Continental Intercalaire	1890	-8.3±0.3	-63±7	2.3±6.8
Nefzaoua	Complexe Terminal		-6.0±0.4	-49±2	-0.9±1.3
Extrême sud	Continental Intercalaire	600	-8.2±0.6	-61±5	5.5±2
Libye					
Fezzan	Crétacé supérieur	205	-9.4±2.1	-68±18	7.5±0.8
Fezzan	Paléozoïque	250	-10.8±0.5	-79±4	7.6±1.1
Fezzan	Mésozoïque	350	-10.6±0.4	-79±3	4.8±2.7
Fezzan	Grés nubiens	850	-8.5±1.3	-60±12	8±2.2
Syrte	Post Eocène	117	-8.3±1.1	-71±7	-5.4±5.6
Koufra	Grés nubiens	182	-11.3±0.4	-83±1	8.6±2.3
Désert Egyptien	Grés nubiens	475	-11.1±0.4	-77±2	11.5±2.6

4.2.3. Hauts Plateaux (bassin du chott El-Hodna et du chott Chergui)

L'étude isotopique sur les eaux du bassin du chott El-Hodna a été menée par Gonfiantini et al en 1974 [78]. Deux niveaux aquifères du quaternaire sont identifiés sur ce bassin : un niveau superficiel et un autre profond. Les eaux de la nappe superficielle sont appauvries en isotopes lourds par rapport aux précipitations actuelles ($\delta^{18}\text{O} = -6.7 \pm 1.0$ ‰, $\delta^2\text{H} = -45 \pm 4$ ‰), alors que les eaux du quaternaire profond sont plus pauvres en isotopes stables ($\delta^{18}\text{O} = -8.2 \pm 0.8$ ‰, $\delta^2\text{H} = -54 \pm 5$ ‰, Gonfiantini et al, 1974), sur le diagramme ($\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$), les eaux du niveau superficiel se situent sur la DMM (Fig.4.4) alors que les eaux profondes se situent légèrement au-dessus de cette droite dénotant ainsi une recharge

sans évaporation. L'ensemble de ces teneurs sont interprétées comme le produit d'un mélange entre les deux niveaux. Les eaux souterraines du bassin du Chott Chergui sont appauvries en isotopes lourds par rapport aux précipitations actuelles. Le même schéma est retrouvé avec les eaux les moins profondes enrichies en isotopes lourds (aquifères du tertiaire) et les eaux profondes (aquifères du sénonien et du jurassique) plus appauvries avec respectivement $\delta^{18}\text{O} = -6.8 \pm 1.0\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -55 \pm 8\text{‰}$ et $\delta^{18}\text{O} = -7.9 \pm 0.6\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -59 \pm 4 \text{‰}$ [79].

4.2.4. Nappe du Complexe Terminal

Les teneurs en isotopes lourds des eaux de la nappe du complexe terminal à l'échelle du bassin saharien (Partie algérienne) sont élevées et présentent une large dispersion ($\delta^{18}\text{O} = -6.1 \pm 1.6\text{‰}$ (n = 150) avec : (Min = -8.6, Max = -3.0) ; $\delta^2\text{H} = -54 \pm 7\text{‰}$ (n = 77) avec: (Min = -70, Max = -24), [55][57] [58] [92][93][60][120] Nous distinguerons dans ce qui suit les deux niveaux aquifères du CT: La nappe des sables miopliocène et la nappe du sénonien et l'éocène carbonaté qui peuvent être soit juxtaposées et donc considérées comme un même niveau aquifère, soit encore séparées et traitées comme deux niveaux distincts.

4.2.4.1. Nappe des sables du miopliocène

Nous grouperons les teneurs en isotopes lourds des eaux de la nappe des sables en trois zones et examinerons leur évolution le long du principal axe d'écoulement sud - nord pour le bassin oriental :

- *Zone nord de Ouargla (Vallée de l'oued Rhir)*
- *Zone sud du Grand Erg Oriental (sud de l'axe Ouargla – Hassi-Messaoud)*
- *Zone de Oued-Souf*
- *Zone du Grand Erg Occidental*

- *Zone Nord de Ouargla (vallée de l'oued Rhir):*

Les variations en isotopes stables observées le long de la vallée de l'Oued Rhir (entre Ouargla et Djamâa) sont relativement homogènes excepté pour deux points avec une moyenne $\delta^{18}\text{O} = -7.3 \pm 0.5\text{‰}$ (n=13) et $\delta^2\text{H} = -59 \pm 3\text{‰}$ (n=13). Représentés sur un diagramme ($\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$) de la figure 4.5b où on a reporté les eaux de pluie moyenne à

Ain-Oussera ainsi que la droite des eaux météoriques mondiales (DMM). Ces eaux sont situées sous cette droite et montrent un appauvrissement significatif en deutérium par rapport à celle-ci. Les points de ces eaux se répartissent sur une droite d'évaporation de pente 4.8 dont l'intersection avec la droite (DMM), est de -11‰ en ^{18}O (précipitations d'origine remontant probablement aux périodes holocènes et pléistocènes) [120].

Ces variations en isotopes stables laissent supposer que ces eaux ne correspondent pas à une recharge récente mais qu'il s'agirait plutôt d'une recharge discontinue qui est intervenue en fonction du changement du climat. Le changement brutal qui a lieu aux environs de Ouargla constituerait une limite entre les eaux rechargées à l'holocène et ceux du pléistocène. (Fig. 4.5c). Ce point sera rediscuté plus loin dans la partie relative au Carbone 14.

Plus au nord, près des chotts Melrhir et Merouane les eaux du CT sont plus enrichies avec une moyenne de -5.3 ‰ en O-18 et de -49 ‰ en ^2H . Sur le diagramme $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ de la figure 4.5a, leurs teneurs se répartissent sur la même droite d'évaporation, ce caractère évaporé des eaux de la nappe des sables du miopliocène est lié à la structure du CT et au mécanisme de son alimentation sur cette zone. En effet, près des chotts (exutoire du CT), les sables du miopliocène sont séparés par environ 400 m de formations argileuses, anhydritiques et gypseuses de l'éocène moyen qui n'existe que près de cette zone.

Par ailleurs, la nappe est en charge sur tout le bas Sahara sauf sur ses bordures Ouest où elle est alimentée. En effet, la bordure ouest (limite d'extension des sables du miopliocène) correspondrait autrefois à une zone évaporante puisque la nappe était artésienne. Actuellement les eaux des pluies exceptionnelles et celles qui ruissellent à travers le réseau hydrographique dense sur les pentes du M'Zab subissent une évaporation avant ou pendant leur recharge.

- Zone du Grand Erg Oriental (sud de l'axe Ouargla – Hassi Messaoud)

Sur toute la zone située au sud de l'axe Ouargla – Hassi Messaoud (Grand Erg Oriental), les teneurs en isotopes lourds des eaux des sables du miopliocène sont enrichies et varient entre -5 ‰ et -8.6 ‰, en ^{18}O , elles se répartissent sur la même droite d'évaporation définie pour les eaux du CT (Fig. 4.5a, b). Nous pouvons considérer deux hypothèses pour rendre compte du caractère évaporé de ces eaux :

- Les eaux portent l'empreinte d'une évaporation avant la recharge et qui est déjà présente dans les eaux de précipitations qui ont pu voir leur composition isotopique changer au cours du temps (changement climatique). Les valeurs moyennes pondérées des eaux de précipitations à Ouargla et Ain-Oussera sont en ^{18}O sont respectivement de -5.1‰ et -5.0‰ vs. SMOW [55] [60] [120].
- Au cours de leur trajet souterrain (du sud vers le nord), les eaux de l'erg s'enrichissent en isotopes lourds à la suite d'un processus d'évaporation propre au sable dunaire. Cette seconde hypothèse a déjà été admise en 1974 par Gonfiantini et al, [78] sur le Grand Erg Occidental, l'enrichissement observé serait dû à un mécanisme lié à la nature interne des dunes de sable (texture, structure, paramètres hydrodynamiques).

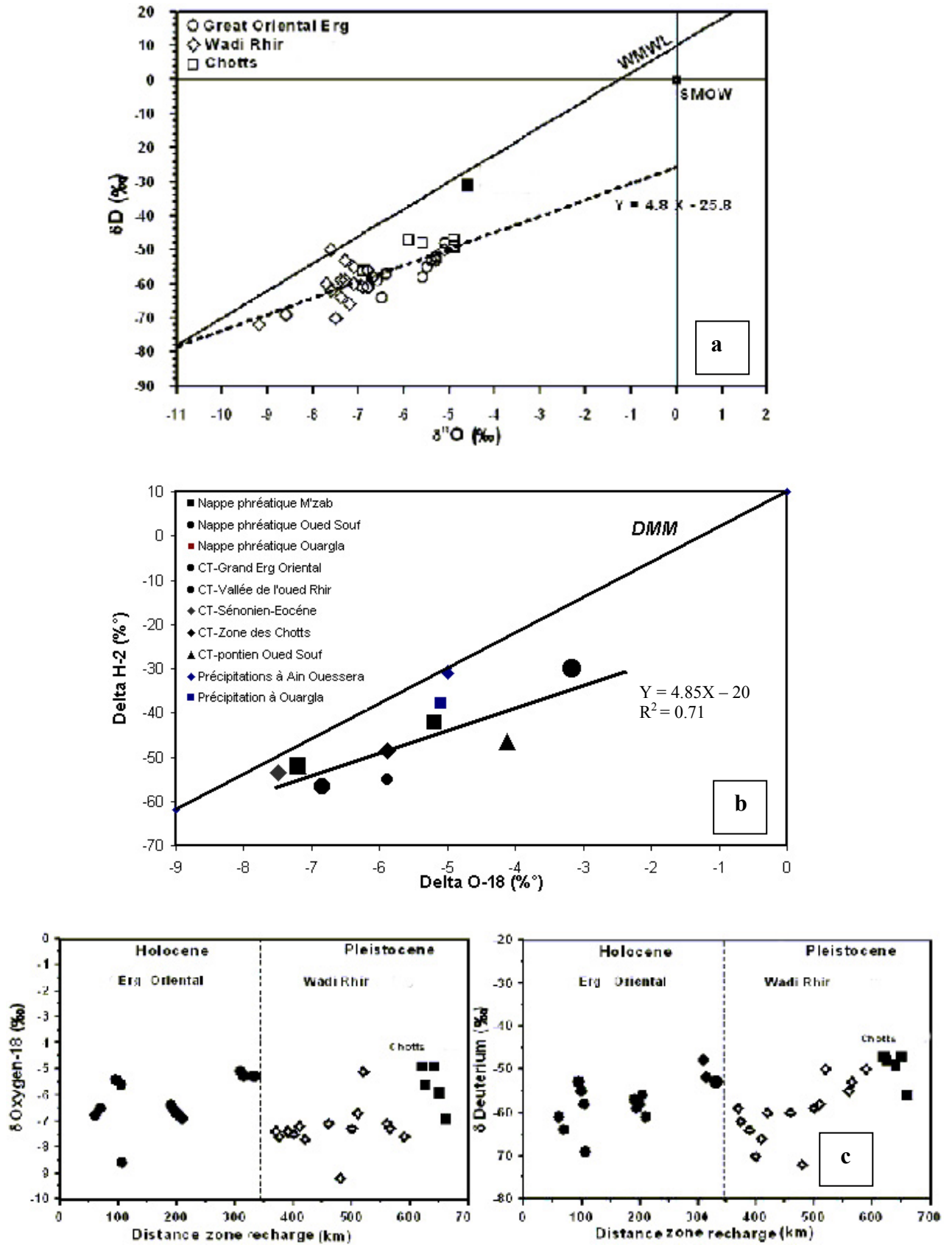


Figure 4.5 a, b et c : Relation ^{18}O -vs 2H des eaux du Complexe Terminal sur le bassin oriental

- Zone de Oued Souf :

Les teneurs en isotopes lourds déterminés sur les eaux des sables du Pontien (Miopliocène) du CT (44 forages) sont homogènes et centrés sur les valeurs suivantes: $\delta^{18}\text{O} = -4.1 \pm 0.5 \text{ ‰}$ (n = 23) et $\delta^2\text{H} = -46 \pm 5 \text{ ‰}$ (n=5). (résultats en annexe C) Sur le diagramme ($\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$) (Fig. 4.5b) ces valeurs moyennes sont situées sous la droite des eaux météoriques et peuvent avoir l'explication suivante :

Sur tout le Souf la nappe du Pontien (CT) est en charge et profonde (200-250 m), son alimentation se fait au sud (100-200 km) sur le Grand Erg Oriental où elle devient moins profonde et libre. Les teneurs observées en isotopes stables à caractère homogènes et évaporés ne peuvent s'expliquer que par une recharge ancienne [120] qui a subi une modification de sa composition isotopique avant ou pendant l'infiltration dans les sables dunaires, ce qui est en accord avec les données Carbone-14 qui indiquent des activités nulles sur certains forages (cf- paragraphe C-14). Le schéma de la figure 4.6 permet de comprendre l'origine des ces eaux sur la région de Oued Souf [121][122].

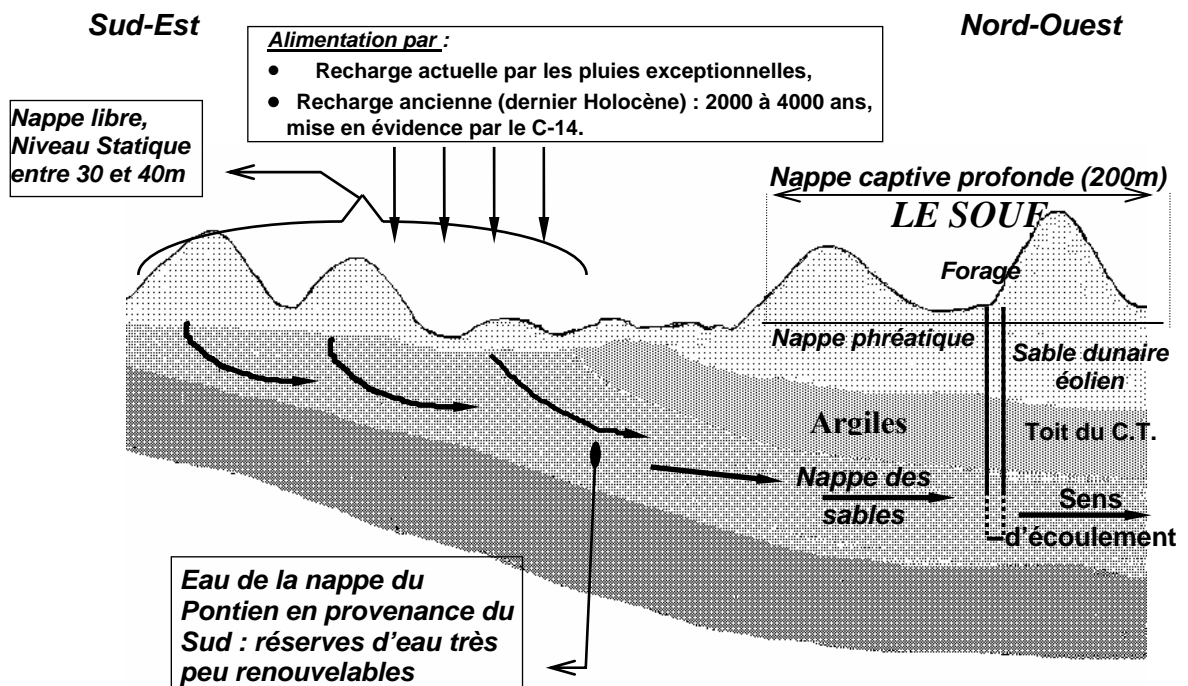


Figure 4.6 : Schéma explicatif de l'origine des eaux de la nappe du CT sur la région de Oued Souf

4.2.4.2. Nappe des calcaires du sénonien et de l'éocène inférieur

Le sénonien carbonaté s'étend sur tout le bassin oriental, alors que l'éocène inférieur ne se rencontre qu'au nord de l'axe Djamâa - Tozeur près de la zone des Chotts. Les teneurs en isotopes stables de ces deux niveaux sont assez homogènes avec une moyenne de -7.42 ± 0.47 ‰ en ^{18}O et de -49 ± 3.57 ‰ en ^2H [55], soit un excès en deutérium moyen de +10. Les eaux correspondantes au versant sud de l'Atlas saharien ont un excès en deutérium plus faible que les eaux provenant de la dorsale du M'Zab, Sur un diagramme ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$), les points sont regroupés sur ou proche de la droite des eaux météoriques mondiales (Fig.4.5b), leur excès en deutérium indique que ces eaux n'ont pratiquement pas subi d'évaporation, ce qui laisse supposer une infiltration assez rapide des précipitations.

4.1.2.4.3. Zone du Grand Erg Occidental

Dans la nappe du Grand Erg occidental, l'eau circule dans la dalle fissurée de calcaire dolomitique qui supporte l'erg. Les teneurs en isotopes lourds témoignent d'un enrichissement dû à l'évaporation et mis en évidence dans un diagramme ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$), les points s'inscrivent sur une droite de pente 5.3 ± 0.5 [46] [55].

4.2.5. Excès en deutérium à l'échelle régionale

Les valeurs de l'excès en deutérium des nappes profondes sont généralement assez faibles et constituent un indice de leur signature géochimique. Nous avons vu pour les aquifères de grande dimension (aquifères de l'Afrique du Nord, du Sahara et de l'Arabie) que leur points représentatifs se situent généralement sous la droite des eaux météoriques mondiales (DMM) (Fig. 56) et s'alignent sur des droites de pente 8 avec des excès en deutérium qui sont autour de + 5‰, sauf pour la nappe des grès nubiens dans le désert occidental égyptien où l'excès en deutérium ($d = 11.5 \pm 2.6$ ‰; [123], et le quaternaire profond du bassin du chott El-Hodna, où ($d = 10.8 \pm 2.8$ ‰; [78]. Les points représentatifs des aquifères superficiels (moins profonds) sont généralement plus éloignés de la DMM et présentent des excès en deutérium plus dispersés avec un caractère évaporé. Nous examinerons plus loin les implications paléoclimatiques de ces valeurs de l'excès en deutérium.

Ailleurs en Afrique (dans les aquifères du Sahel), sur un diagramme $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$, les eaux des nappes profondes se situent globalement sous la DMM. Au nord-est du Nigeria,

les excès en deutérium pour les nappes profondes, moyennes et superficielles sont de ($d = 8.8 \pm 2.4 \text{ ‰}$, $7.7 \pm 3.2 \text{ ‰}$ et $6.8 \pm 2.5 \text{ ‰}$; [124]).

4.2.6 Nappes phréatiques

Les teneurs en isotopes stables des nappes phréatiques sur le bassin sédimentaire saharien varient suivant les zones de prélèvement, nous disposons de données sur la région d'El-Oued, de Ouargla et quelques mesures sur la dorsale du M'zab. (Annexe A)

4.2.6.1. Région d'El-Oued (Souf):

Cent dix points d'eau ont été échantillonnés et analysés en isotopes stables sur l'ensemble de la région d'El-Oued (47 forages captant le CT, 3 le CI, et 69 puits traditionnels et piézomètres captant la nappe phréatique). Les teneurs en isotopes stables ne montrent pas de grandes variations, elles varient de -2 à -4 ‰ en ^{18}O avec une valeur moyenne de $-3.2 \pm 0.8 \text{ ‰}$ et de -30 à -14 ‰ en ^2H avec une valeur moyenne de $-30.0 \pm 6.0 \text{ ‰}$. Sur un diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ (Fig.4.7), ces valeurs sont supérieures à celles des précipitations moyennes inter-annuelles à Ouargla et Ain-Oussera et sont situées sous la droite des précipitations mondiales, montrant un cachet évaporé net et se répartissent sur la droite d'évaporation reliant les nappes phréatiques. L'intersection de cette droite avec la droite météorique mondiale coïncide avec les points d'eau prélevés sur les eaux du M'Zab qui ne montrent pas de marque d'évaporation significative donnant ainsi une teneur initiale des précipitations de -7.5 ‰ en ^{18}O [125].

On est conduit à admettre que les eaux de la nappe phréatique à Oued Souf subissent une évaporation intense à travers les sables dunaires et qu'elles proviennent de l'évolution d'eaux qui originellement avaient la même composition isotopique que celles de la région du M'Zab. (Nous verrons que les données des isotopes radioactifs confirment cette hypothèse).

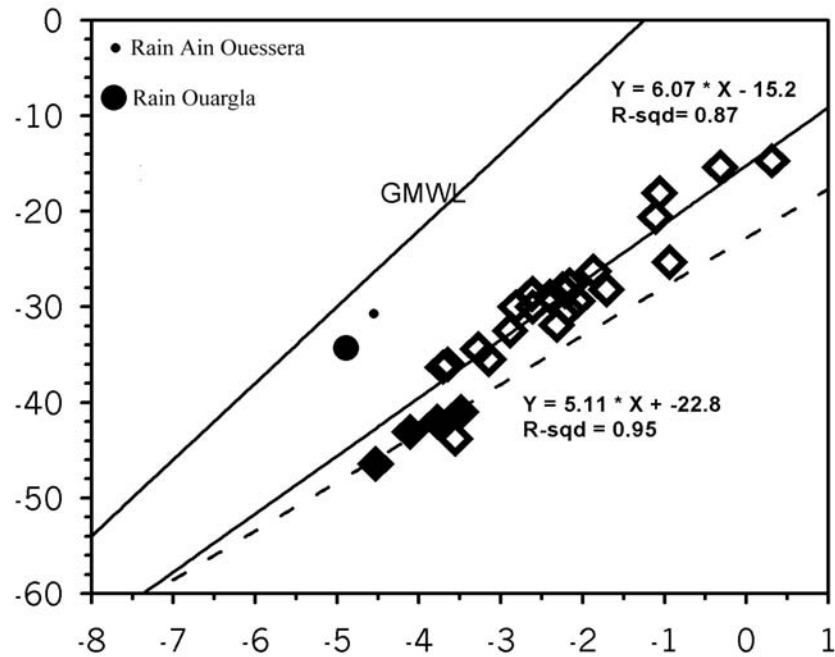


Figure 4.7. Relation $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de la nappe phréatique et du CT 0 oued Souf

4.2.6.2. Cuvette de Ouargla

Les teneurs en isotopes stables de la nappe phréatique à l'échelle de la cuvette de Ouargla montrent de grandes variations, les valeurs varient entre +3 ‰ et -8.5 ‰ en ^{18}O (Fig.4.8, tabl. Annexe A), avec une valeur moyenne de $-5.2 \pm \%$ en ^{18}O et de $-42 \pm \%$ en ^2H . Sur le diagramme $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 4.5b), ces valeurs moyennes sont proches de celles des précipitations moyennes inter-annuelles à Ouargla et se répartissent sur la droite d'évaporation reliant les nappes phréatiques à l'échelle du bassin

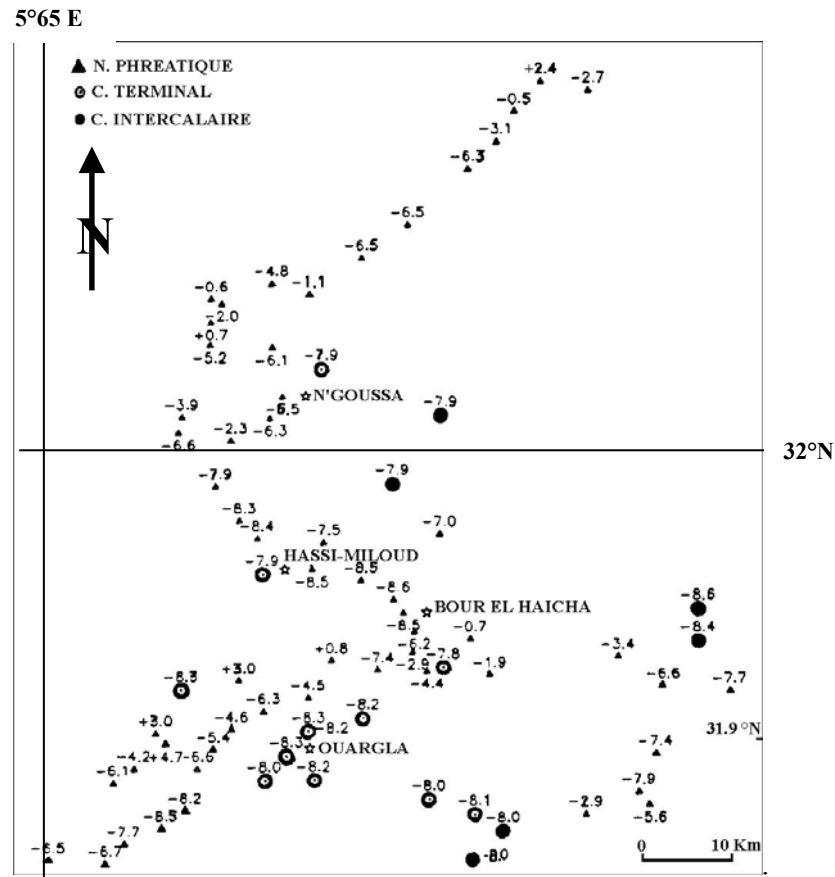


Figure 4.8 : Répartition des teneurs en ^{18}O des eaux de la nappe phréatique et celle du CT sur la cuvette de Ouargla

4.2.7. Drainance de la nappe profonde du CI vers les nappes superficielles (CT et nappe phréatique) sur la cuvette de Ouargla

Du point de vue isotopique, les données obtenues pour les nappes étudiées sur la région de Ouargla ont été comme suit:

- La nappe du Continental Intercalaire (CI)

Les teneurs en isotopes stables ^{18}O et ^2H du CI sont très homogènes sur l'ensemble du bassin oriental. Les eaux de cet aquifère sur la cuvette de Ouargla confirment ce caractère homogène et appauvri avec une valeur moyenne en Oxygène-18 de -8.4 ‰

- La nappe du Complexe Terminal (CT)

Les teneurs en Oxygène-18 et Deutérium des eaux des calcaires du Sénonien et des sables du Miopliocène sur l'ensemble de la région de Ouargla sont homogènes et très proches de celles de la nappe plus profonde du C.I. Les valeurs qui ont été mesurées sur une vingtaine de forages varient entre -8.0 et -8.3 ‰ pour les $\delta^{18}\text{O}$ et -64 et -65 ‰ pour les $\delta^2\text{H}$, (Appendice A) Ailleurs, sur le reste du bassin oriental, la nappe du Complexe

Terminal montre des teneurs en isotopes stables très variables et enrichies allant de -7.0 à -3.0 ‰ en ^{18}O [100] [57].

• La nappe phréatique

La confrontation des données isotopiques et hydrochimiques de la nappe profonde du C.I., du C.T. et celles de la nappe superficielle (phréatique) sur la cuvette de Ouargla a permis de confirmer l'existence :

- *d'un apport profond à partir des nappes du C.I. et du C.T.*
- *d'un apport par réinfiltration des eaux d'irrigation et d'alimentation en eau potable.*
- *d'un apport ascendant à partir des anciens forages dont les tubages commencent à se détériorer ou le sont déjà.*
- *d'un mélange d'eau profonde et d'une fraction d'eau évaporée de la nappe phréatique.*

L'apport des eaux souterraines (drainance verticale) de la nappe profonde du Continental Intercalaire vers les aquifères du Complexe Terminal et de la nappe phréatique a été soulevé et suspecté lors d'études antérieures sur le Sahara Nord-Est septentrional.[40] [55] [57] [78]. En effet, à Ouargla et ses environs, une bonne partie des données en isotopes stables des eaux des nappes du Complexe Terminal et phréatique est comparable à ceux de la nappe profonde du C.I. La nappe phréatique présente en plusieurs zones (Hassi-Miloud, Bour El-Haicha, Ouargla et Oued-Mya) des teneurs en isotopes stables similaires à celles de la nappe du C.I.; La valeur moyenne mesurée en ^{18}O est autour de -8.

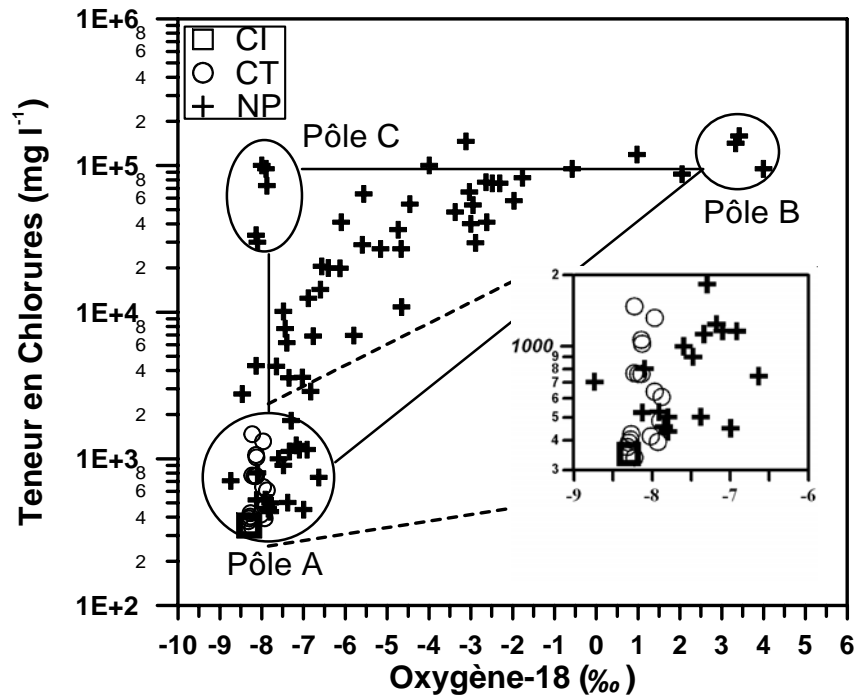


Figure 4.9. Mélange par drainance des eaux du CI vers les nappes du CT et phréatiques sur la cuvette de Ouargla

Bien que sur toute cette zone, les aquifères superficiels se trouvent séparés du Continental Intercalaire par d'épaisses formations argileuses et anhydritiques du Cénomaniens (épaisseur de 300 à 400 m), une alimentation par drainance verticale se confirme. Ceci est démontré par la relation: Chlorures- $\delta^{18}\text{O}$ (Fig.4.9), où les points représentatifs s'ordonnent suivant un schéma triangulaire qui correspondrait à un mélange de trois types d'eau (3 pôles) :

- Pôle A : Eau profonde bien homogénéisée contenant près de 500 ppm de chlorures et une teneur en O-18 de -8,3 ‰ qui correspondrait à la nappe du C.I.
- Pôle B : Eau très évaporée contenant près de 100 g/l de chlorures et une teneur en ^{18}O enrichie de +3,5 ‰. Elle correspondrait à la masse d'eau de la nappe phréatique dont le niveau statique est proche du sol (zone des Chotts).
- Pôle C : Eau très chargée qui ne montre pas de marque d'évaporation, elle contient près de 70 g/l de chlorures. La concentration moyenne en ^{18}O égale à -8.3 ‰, est similaire à celle de la nappe profonde du C.I.

CHAPITRE 5
CARACTERISTIQUES PALEOHYDROLOGIQUES DES NAPPES
PROFONDES (CI, CT) ET DES NAPPES PHREATIQUES
(ISOTOPES RADIOACTIFS)

5.1 Isotopes du carbone (Carbone-14 et 13)

5.1.1 Introduction

L'utilisation du ^{14}C comme radiochronomètre dans l'étude des nappes profondes en zone arides et semi-aride afin de caler les variations isotopiques dans une échelle de temps Holocène-Pléistocène supérieur, nécessite la connaissance de l'activité initiale du carbone inorganique total dissous (CITD) qui est uniquement due à la décroissance radioactive. Ceci n'est malheureusement pas toujours le cas puisqu'il existe des échanges et des mélanges isotopiques et chimiques avec la matrice de l'aquifère, principalement carbonatée. Par conséquent, la connaissance de la géochimie des carbonates, des cycles et des teneurs en ^{13}C du CITD est nécessaire pour remonter à l'activité originelle du CITD. Pour ce faire, de nombreux auteurs ont proposé des modèles de correction de l'activité initiale basés sur le fait que le CITD d'une eau a pour origine deux sources: le CO_2 gazeux et les carbonates solides, Ceci correspond généralement à l'évolution d'une eau en système fermé. Il existe plusieurs modèles de correction dont les principaux sont: Tamers, Pearson, AIEA, Mook, Fontes et Garnier, Reardon et Fritz.

5.1.2. Application à la détermination des âges radiométriques des nappes profondes

L'application des modèles de correction en vue de déterminer l'activité initiale les valeurs des paramètres suivants ont été utilisées pour les eaux des nappes profondes du bassin saharien (Guendouz, 1985)[55] :

- Activité du CO_2 du sol = 100% NBS
- $-\delta^{13}\text{C}$ CO_2 du sol = -21‰ vs. PDB [55]
- $-\delta^{13}\text{C}$ carbonate solide = 0‰
- Activité ^{14}C carbonate solide = 0% NBS

Les résultats sont mentionnés sur le tableau 5.1

5.1.3 Eaux de la nappe du Complexe Terminal

5.1.3.1 Activité C-14

Les teneurs en ^{13}C du carbone total dissous (CITD), des eaux de la nappe du CT montrent un accroissement dans le sens de l'écoulement de celle-ci, sur les zones de recharge (versant sud Atlasique, dorsale du M'Zab, Grand Erg Oriental), les teneurs

varient entre -7 et -9.8 ‰ vs. PDB, alors qu'à l'exutoire de la nappe (zone des Chotts), les teneurs varient entre -5 et -6 ‰ vs. PDB.

Les activités carbone 14 mesurées décroissent dans le sens de l'écoulement de la nappe ce qui est en accord avec la piézométrie (Fig.5.1). Au sud sur le Grand Erg Oriental, (au sud de Hassi-Messaoud) les activités sont comprises entre 40 et 20 %, elles décroissent ensuite le long de la vallée de l'Oued Rhir (entre Ouargla et les chotts Melrhir et Merouane) de 8.4 à 0 pmC. Sur la zone de recharge sud Atlasique à Laghouat, les activités en C-14 varient de 50 à 60 % de carbone moderne et sur la dorsale du M'Zab les activités sont relativement hautes, elles varient entre 48 et 68 pmc.

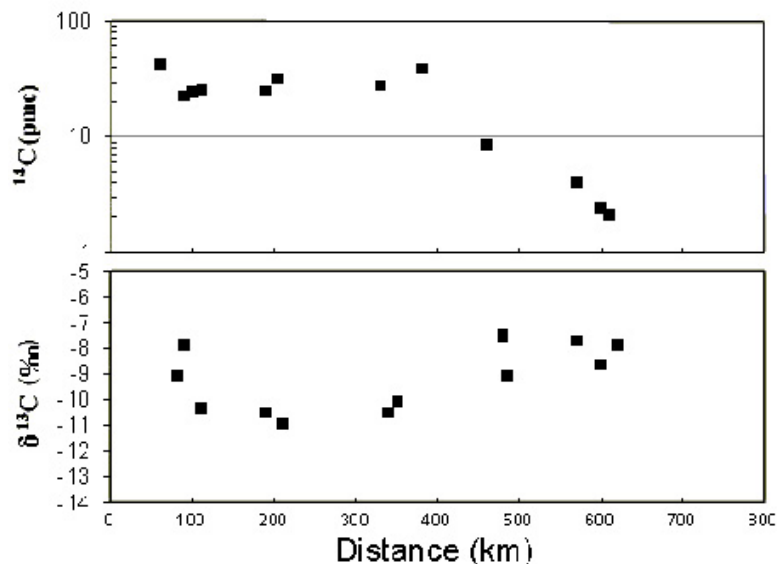


Figure 5.1 Variation des teneurs en Carbone-14 et 13 des eaux du CT le long de la direction d'écoulement (Sud-Nord)

Pour les échantillons dont les activités ^{14}C sont comprises entre 0 et 40% de carbone moderne, les teneurs en carbone-13 mesurées sont légèrement enrichies par rapport à la valeur théorique d'équilibre stœchiométrique, ce qui témoigne d'une participation du carbone solide et suggère donc une dilution du ^{14}C . Les modèles donnent des activités initiales A_0 assez identiques (Tabl.5.1) sauf pour celui de l'AIEA qui produit des activités assez fortes, ce modèle a été appliqué dans plusieurs zones arides notamment en Libye [126] où cette tendance de A_0 forte a été remarquée dans le cas des aquifères confinés. Il semble que ceci est lié au fait que le système s'est fermé sur le CO_2 du sol au moment du mélange [127].

Les échantillons prélevés sur ou près des zones de recharge, notamment sur la dorsale du M'Zab et l'Atlas saharien du côté de Laghouat, montrent des activités assez

importantes (68 et 58 % à Laghouat, et 50 à 65 % à Ghardaïa). A Laghouat, les échantillons sont relativement enrichis en ^{13}C par rapport à l'équilibre stœchiométrique en système fermé ($\delta^{13}\text{CTD} = -7.63$ et -8.17 ‰ vs. PDB). Les activités initiales calculées par les différents modèles pour ces échantillons à Laghouat sont inférieures aux activités mesurées. Les modèles de correction ne peuvent être appliqués dans ce cas, il s'agit probablement de mélanges de différents types d'eau. Sur la dorsale du M'Zab (Ghardaïa, Hassi-R'mel et Guerrara), les échantillons ont été prélevés sur le Turonien et la nappe phréatique. Pour le Turonien (carbonaté et très fissuré en surface) l'activité ^{14}C est de $\sim 49\%$ pmc, les valeurs fournies par les modèles de Fontes et Garnier et Pearson sont presque identiques. Ce bon accord correspond à une activité initiale de 50% proche de l'activité mesurée ce qui suppose que ces eaux sont formées pour partie égale de CO_2 provenant du sol au moment de la recharge et de carbonate inactif mise en solution par l'eau chargée en H_2CO_3 , la réaction se produisant à l'équilibre stœchiométrique.

Les échantillons prélevés (en 1983) sur la nappe phréatique à Ghardaïa et Guerrara (dorsale du M'Zab) présentent des activités élevées (64 et 113 pmc avec des $\delta^{13}\text{C}_{\text{ITD}} = -9$ et -13.9 ‰ vs. PDB). Ces teneurs traduisent pour le premier échantillon soit une minéralisation originelle en système fermé suivie d'un échange partiel au niveau du puits avec le CO_2 atmosphérique, soit une minéralisation en système ouvert suivi d'une évolution en système fermé (échange avec la matrice carbonatée). Pour le second échantillon, le système est ouvert sur le CO_2 atmosphérique, en se référant aux courbes de l'évolution du CO_2 atmosphérique [128] et à la chronique du Tritium dans les précipitations à cette époque, cette activité mesurée correspondrait aux précipitations de l'année 1958, année très humide sur le plan pluviométrique (125 mm, avec une moyenne inter-annuelle de 65 mm sur la dorsale du Mzab [9], ce qui lui donnerait un âge d'une quinzaine à une vingtaine d'année. On peut donc confirmer que la recharge actuelle moderne existe bel et bien sur les pentes M'Zab.

Tableau.5.1 Activités initiales des eaux de la nappe du Complexe Terminal

Localité	Activité mesurée (% Pmc)	¹³ C ‰ vs. PDB	³ H en (UT)	Activité initiale		
				A ₀		
				Pearson	Fontes et Garnier	Gonfiantini AIEA
				Système ouvert		
Guerrara (Nappe phréat)	113.8	-13.9	2.5	36	35	49
Laghouat	68.6	-7.62	1.6	38	36	51
Laghouat	58.7	-8.17	0.6	43	43	70
Ghardaïa (Puits trad.)	64	-9.00	/	50	50	80
Ghardaïa (Hassi R'mel)	48.6	-10.5	/	43	45	67
Hassi-Messaoud	38.9 ± 2.0	-9.01	1.4	45	44	66
Nezla	31.4 ± 3.7	-9.40	/	45	44	66
Gassi Touil (HT₄)	24.7 ± 1.0	-7.00	1.7	33	29	52
Ksar Hirane (Lagh)	9.0	-8.21	1.0	39	37	54
Biskra (Tolga)	9.0	-4.60	1.5	39	37	54
Ouargla (H. Ben)	8.4 ± 0.8	-7.58	0.9	22	16	35
Biskra	7.7	-5.50	/	36	32	57
Biskra (Chetma)	5.9	-6.70	3.0	26	22	42
Djamaâ (Touggourt)	4.0 ± 0.5	-5.10	0.0	32	30	64
ElArfiane (SidiSlim)	2.4 ± 0.7	-4.70	1.3	24	22	38
Ouargla	1.4	-7.40	0.5	22	18	36
Bordj Chegga	0.3	-9.40	0.9	22	18	36
El-Oued (Nakhla)	0.0 ± 1.9	-6.63	0.7	35	32	56
El-Oued (Hassi-Houba)	0.0 ± 1.8	-5.55	/	45	43	71
Mrhaier	0.0 ± 1.5	-6.64	/	31.6	30.4	49.6
Gassi-Touil (GT₂)	31.4 ± 3.7	-9.50	/	26.4	25	41
Rhourde-Nouss RN15	24.1±0.8	-7.40	/	30.7	29.4	48.7
Rhourde-Nouss RN17	22.7±0.7	-7.50	/	45.2	44.6	69.5
El Hamra-HRA1	42.5±1.5	-6.60	/	35.2	34.3	57.2
Rhourde El BaguelMP103	32 ±1.5	-6.65	/			

5.1.3.2. Ages des eaux de la nappe du Complexe Terminal

Nous avons reporté sur le tableau 5.2, les différents âges corrigés et apparents des eaux de la nappe du complexe Terminal sur l'ensemble du bassin oriental (Algérie), les groupes suivants peuvent être identifiés:

Eaux dont les âges corrigés varient entre l'actuel et deux siècles: ces eaux correspondent à la recharge actuelle qui a lieu à la suite de pluies intenses et exceptionnelles, il s'agit des nappes phréatiques et les zones de recharge de la nappe du CT sur les zones suivantes:

- *Laghouat* : (Ruissellement et infiltration à partir des oueds de l'Atlas saharien) et les Pentes de la dorsale du Mزاب
- *Eaux de la nappe de l'Erg oriental*: les âges donnés par les modèles varient entre 1000 et 4000 ans BP. Si on se réfère aux différentes phases dues aux variations climatiques proposées actuellement pour le Sahara [129] [130]

[131] [132] [133], on peut penser que la grosse masse des réserves de la nappe de l'Erg sest constituée au dernier pluvial humide (Holocène).

- *Vallée de l'Oued Rhir* : Eaux dont les âges varient entre 10000 et 25000 ans BP, qui correspondent à la zone centrale de la nappe sur *la vallée de l'Oued Rhir* (axe Ouargla-Tougourt-Oued Souf-M'rhaier).
- *Chotts Melrhir et Merouane*: Eaux dont les âges sont supérieurs à 25000 ans BP. Ils correspondent aux eaux du CT près des *Chotts Melrhir et Merouane* (Exutoire de la nappe du CT).

Tableau 5.2. Ages radiocarbone de la nappe du Complexe Terminal

Localité	Activité mesurée (pmC)	¹³ C ‰ vs. PDB	³ H (UT)	Age±2σ non corrigé	Activité initiale A ₀		
					Pearson	Fontes et Garnier	Gonfiantini (AIEA)
Guerrara	113.8	-13.9	2.5	Moderne	Moderne	Moderne	Moderne
Laghouat	68.6	-7.62	1.6	3000 ± 1000	Moderne	Moderne	Moderne
Laghouat	58.7	-8.17	0.6	4000 ± 1000	Moderne	Moderne	Moderne
Ghardaïa (Puits trad.)	64	-9.00	/	3600 ± 1000	Moderne	Moderne	Moderne
Ghardaïa (Hassi-R'mel)	48.6	-10.5	/	6000 ± 500	200	200	4000
Hassi-Messaoud	38.9 ± 2.0	-9.01	1.4	8000 ± 1000	1000	1000	4000
Nezla	31.4 ± 3.7	-9.40	/	9500 ± 2500	3000	3000	6000
Gassi-Touil (HT ₄)	24.7 ± 1.0	-7.00	1.7	11000 ± 1000	2000	1300	6000
Ksar Hirane (Lagh)	9.0	-8.21	1.0	20000 ± 1600	12000	11000	15000
Biskra (Tolga)	9.0	-4.60	1.5	20000 ± 1000	7000	5000	11000
Ouargla (H.Ben)	8.4 ± 0.8	-7.58	0.9	20300 ± 1500	12000	11000	15000
Biskra	7.7	-5.50	/	21000 ± 2000	10000	8000	14000
Biskra (Chetma)	5.9	-6.70	3.0	23000 ± 6000	14000	13000	20000
Djamaâ (Tougourt)	4.0 ± 0.5	-5.10	0.0	26000 ± 2000	15000	14000	18000
El-Arfiane (Sidi Slim)	2.4 ± 0.7	-4.70	1.3	31000 ± 6000	18000	16000	22000
Ouargla	1.4	-7.40	0.5	35000 ± 6000	27000	25000	30000
Bordj Chegga	0.3	-9.40	0.9	>40000	40000	40000	40000
El-Oued	0.0 ± 1.9	-6.63	0.7	32000	Age Minimum		
El-Oued	0.0 ± 1.8	-5.55	/	29000	Age Minimum		
M'Rhaier	0.0 ± 1.5	-6.64	/	29000	Age Minimum		
Gassi Touil (GT ₂)	31.4 ± 3.7	-9.50	/	9500 ± 2500	3000	3000	6000
Rhourde-Nouss RN15	24.1 ± 0.8	-7.40	/	11700	3000	5500	7000
Rhourde-Nouss RN17	22.7 ± 0.7	-7.50	/	12000	3700	7000	7500
El-Hamra-HRA1	42.5 ± 1.5	-6.60	/	7000	Moderne	Moderne	Moderne
Rhourde El-Baguel 103	28 ± 0.8	-6.65	/	10000	6000	3000	5000

5.1.4. Nappe du Continental Intercalaire

5.1.4.1. Activités et âges C-14

Les activités en carbone-14 des eaux de la nappe du CI sur toute la partie centrale du bassin du Grand Erg Oriental sont très basses, elles varient entre 0 et 5% pmc. Sur les zones de recharge par contre ces activités assez élevées, elles varient entre 50 et 60 pmc sur l'Atlas saharien (environs de Laghouat), et entre 15 et 30% pmc sur le plateau du Tinrhert au sud où affleurent les formations gréseuses du crétacé inférieur. Sur les monts du Dahar en Tunisie (troisième zone de recharge du CI), les activités en C-14 atteignent

50% pmC. Ces activités sur l'ensemble des zones de recharge de la nappe du CI décroissent très rapidement hors de ces zones et rendent compte des temps de transit.

Les âges radiocarbones ont été corrigés en utilisant le modèle de correction de l'AIEA [126] (Tabl. 5.3) pour les eaux en provenance de la principale direction d'écoulement (Atlas saharien), ces âges traduisent une recharge considérée comme moderne (de l'actuel aux périodes humides de l'holocène) jusqu'à une distance d'environ 150-200 km, ce qui est conforme avec les interprétations hydrogéochimiques. Sur le centre du bassin ces activités très basses (< à 2%) suggèrent que ces eaux ont été rechargées durant les périodes humides du pléistocène autour de 25 Ka.

Tableau 5.3 : Ages radiocarbones de la nappe du Continental Intercalaire sur le Grand Erg Oriental (Algérie)

LOCALITE	Prof m	Nord deg, min, sec	Est	^{14}C	$\delta^{13}\text{C}$	Ages apparents	Age corrigés
				pmc	‰	Années BP	
El-Assafia 1	100	33°57'40"	2°46'50"	54.0±2	-7.8	5000	Moderne
Djebel Makrane (U1)	210	33°45'50"	2°27'55"	60.0±3	-8.1	4200	Moderne
Laghouat (Mars 71)				54.7±1.3	-7.4	4900	1000
Ghardaia-Bensmara 1	371	32°29'15"	3°41'59"	0.9±0.8	-7.8	38000	30000
Ghardaia Daia Ben Dahoua	467	32°32'41"	3°35'42"	1.6±1.0	-7.7	34000	30000
Ghardaia-Atteuf	450			0.7 ± 0.6	-7.84	40000	32000
Berriane 2	545	32°46'16"	3°40'12"	0.5± 0.4	-8.63	40000	32000
Guerrara 2.(Mars-1971)				1.7±0.4	-9.4	33000	29000
Metlili				1.6±0.8	-7.69	34000	28000
El-Mir	1895	32°52'50"	5°15'50"	0.8±0.4	-10.4	39900	>30000
Ain-Sahara (Touggourt)	1799	33°05'15"	6°05'30"	0 ±0.5	-10.4	40000	>30000
Sidi-Slimane 1	1776	33°16'35"	6°06'30"	0.0±0.5	-10.1	40000	>30000
Ain-Choucha	1755	33°28'50"	5°59'40"	0.5±0.5	-10.5	40000	>30000
Tamerna (Avril-1971)				1.1±0.8	-8.8	37000	>30000
El Oued	1850	33°15'20"	6°40'10"	6.0±2	-9.0	23300	>15000
Sidi-Mahdi	1750	33°02'23"	6°05'23"	2.1±0.6	9.9	31900	>25000
Hassi Ben Abdallah 3	1400	32°01'15"	5°23'15"	3.7±1.2	-9.1	27200	20000
Hassi Ben Abdallah 4	1450	32°01'07"	5°28'10"	0±0.4	-11.35	40000	>30000
Zelfana 1	1000	32°20'04"	4°12'57"	1.6±0.5	-7.5	34100	25000
Zelfana 2. (Nov.1969)				00±0.8	-9.5	40000	>30000
M'rara MR3	1700	33°28'01"	5°40'04"	0.5±0.5	-10.5	35000	30000
Ain Moussa (Ouargla)				0±0.5	-9.5	40000	>30000
Hassi-Messaoud-Irrara (MDH103)	1360			0.6 ±0.3	-11.35	35000	30000
Hassi-Messaoud-Irrara (OMN17)	1900			3.9 ±0.3	-6.4	26000	22000
Daiet-Remt (Mars-1971)				5.2±0.4	-10.6	24500	18000
Rhourde –El-Baguel (Avril-1971)				2.4±0.6	-11.1	30800	25000
Gassi-Touil GT101	944			1.5±0.5	-10.7	34700	30000
El-Borma	750			5.0 ±1.2	-9.8	25000	20000
Centrte AR6	1580			0.8±0.3	-9.59	34000	29000
Rhourde Nouss SE63				19.66	-9.3	13900	9000
Tin Fouyé Tabankort 601				17.8	-9.1	14200	9000
Tin Fouyé Project				25.4	-8.7	11300	7000
TFT 602				22.8	-9.0	12200	8000
Fort Flatters (Déc.1973)				22.8±0.8	-7.2	12000	5000
Mederba				15.21	-10.1	15000	12000
Oued Tabankort (ENCGB)				16.8	-10.3	15000	8000
Hassi Belguebour				26.9	-7.1	10000	4000

5.1.5 : Nappes phréatiques

Nous ne disposons pour les nappes phréatiques que de quelques données en carbone-14 et tritium (^3H) de la région de Oued Souf (Appendice D)

5.1.5.1 : Activité en Tritium (^3H)

Les activités en tritium des eaux de la nappe phréatique sur toute la région de Oued Souf varient entre 0 et 25 U.T. Les corrélations entre les teneurs en tritium et la minéralisation d'une part et les nitrates d'autre part, nous ont permis de distinguer trois composantes différentes constituant les eaux de la nappe phréatique: (Fig. 5.2) [134][95]:

- Des eaux ayant autour de 25 UT, des nitrates de 50–100 mg/l et une minéralisation moyenne $\bar{M} \approx 3\text{g/l}$ qui correspondraient à l'infiltration rapide et récente des eaux de précipitation à travers les sables dunaires perméables.
- Des eaux de 10 à 15 UT, des nitrates de 50 à 200 mg/l et une minéralisation de 3 à 7 g/l, qui correspondraient à un mélange d'une composante récente (pluies) et d'une autre faiblement tritiée provenant de la nappe profonde qui est exploitée (Nappe du Pontien du C.T.).

Enfin, des eaux contenant moins de 10 UT, des nitrates entre 30 et 150 mg/l et une salinité moyenne $\bar{M} \approx 5\text{g/l}$. Cette masse d'eau qui comprend la grande majorité des échantillons, correspondrait essentiellement à un apport à partir des forages de la nappe du Complexe Terminal (Pontien) utilisée principalement pour l'irrigation.

Les eaux souterraines de la nappe du Complexe Terminal de leur côté, ont montré des valeurs en tritium très faibles et comprises entre 0 et 4.8 U.T. Ces teneurs traduisent une composante très ancienne de ces eaux, ce qui est conforme aux résultats du carbone-14 et donc à l'origine de ces eaux suggérées dans la partie isotopes stables

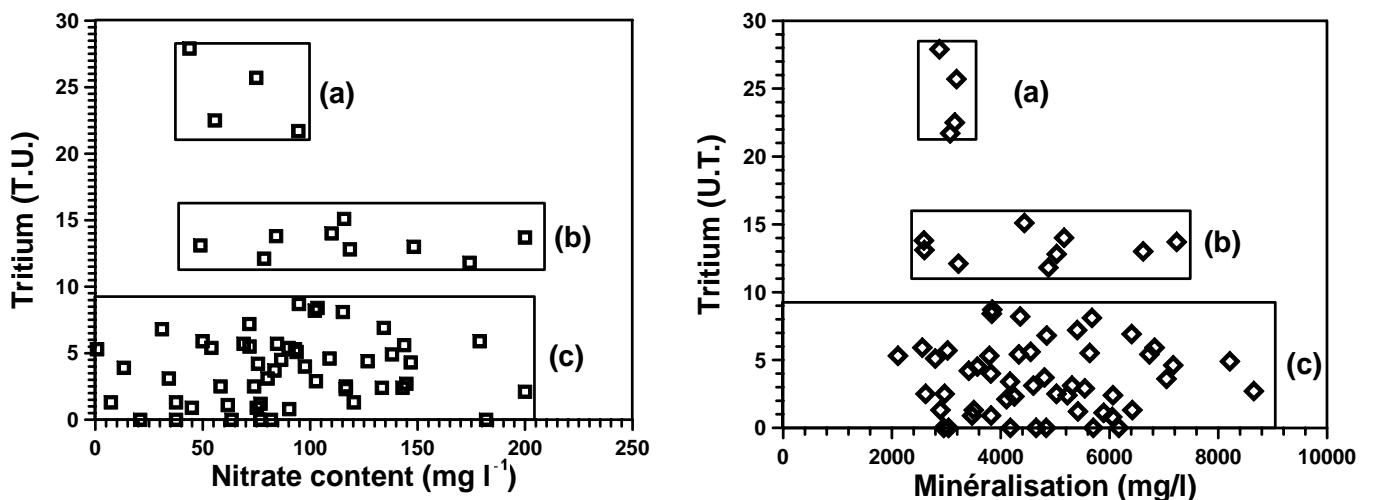


Figure 5.2 : Mélange et origine des eaux de la nappe phréatique (El-Oued Souf)

5.1.5.2. Activités carbone-14

Les activités carbone-14 dans les eaux de la nappe phréatique de Oued Souf sont relativement élevées, elles varient entre 26% et 124% de carbone moderne. Les trois échantillons (Ghout près du forage Barrémien DW 102, puits à El-Gtout près de la ville d'El-Oued et le puits P49 à Kouinine) présentent les activités les plus élevées (124%, 101% et 95.5%). Ces activités peuvent s'expliquer par le fait que qu'il y a un échange de ces eaux avec le CO₂ atmosphérique puisque les eaux de ces échantillons sont à l'air libre. Il s'agit, pour le premier échantillon, d'une eau de remontée en plein Ghout tandis que le second et le troisième correspondent à des eaux de puits non profonds et non couverts. Pour l'ensemble des autres points, les activités varient entre 88% (Nord de Ghamra) et 26% (près du forage Chott). Ces activités montrent qu'ils s'agit manifestement d'eau à composante récente, ce qui a déjà été mis en évidence par le tritium.

5.1.5.3. Ages Carbone-14 des eaux de la nappe phréatique

Tous les âges calculés des eaux de la nappe phréatique à Oued Souf correspondent à des eaux récentes (moderne) (Tabl.5.4), à l'exception des quelques points (Ouarmès2, Guemar, El-Fouliia, El-Oued) qui donnent des âges corrigés variant entre 1000 et 11000 ans BP. ces eaux correspondent plutôt à des eaux de mélange avec les eaux du complexe terminal (Pontien) sous jacent. Ces âges confirment l'alimentation actuelle par les pluies récentes de la nappe phréatique et donc qu'il faudrait inclure dans tout essai de calcul du bilan de la nappe.

Les eaux de la nappe du CT (Pontien) sur la région de Oued Souf montrent des activités assez basses (Tabl.5.5). Elles varient de 0 à 14% pmc et correspondent à des âges corrigés allant de 7000 à 30000 ans. Ces âges s'inscrivent dans la tendance générale des eaux de la nappe du CT à l'échelle de la vallée de l'Oued Rhir et du Grand Erg Oriental décrit dans le paragraphe sur le CT. Nous avons proposé un schéma général d'alimentation de cette nappe (Fig.4.6) à l'échelle du bassin du Grand Erg Oriental à la base des données isotopiques.

Tableau 5.4: Ages radiocarbone de la nappe phréatique à Oued-Souf

Point d'eau	Localité	Activité mesurée (pmC)	¹³ C ‰ vs. PDB	³ H en UT	Ages ±2σ non corrigé	Ages corrigés selon modèles ci-dessous		
						Pearson	Fontes et Garnier	Gonfiantini (AIEA)
P01	El-Oued	26.4 ± 0.81	-9.36	4.2	11000	4000.....	8000.....	8300....
P02	Kouinine	95.5 ± 3.03	-8.1	5.4	400	Moderne.....	Moderne.....	Moderne..
P03	Ouarmés1	82.3 ± 1.36	-9.1	2.5	1600	Moderne.....	Moderne.....	Moderne.
P04	Guemar	46.8 ± 4.3	-7.5	4.3	6300	1000.....	1000.....	1000....
P05	Ouarmés.2	18.5 ± 0.9	-9.6	5.3	14000	7500.....	11000.....	11000....
P06	Ghamra	45.3 ± 3.5	-11	8.7	6500	1200.....	5000.....	5500.....
P07	M. Attia	88.9 ± 1.42	-7.8	8.1	1000	Moderne.....	Moderne.....	Moderne
P08	El-Foulia	18.9 ± 1.2	-7.2	4.6	13800	5500.....	5500.....	9500.....
P09	Reguiba	85 ± 1.7	-11.6	2.5	1350	Moderne.....	Moderne.....	Moderne
P10	Ghout DW102	124 ± 2.35	-9.0	3.1	Moderne	Moderne.....	Moderne.....	Moderne
P11	Ghout ElOued	101 ± 2.1	-11.4	25.7	Moderne	Moderne.....	Moderne.....	Moderne
P12	Puits DW101	72.4 ± 3.10	-10.8	6.8	2120	Moderne.....	Moderne.....	Moderne
P13	Oued Allenda	70.7 ± 1.42	-4.9	5.4	2870	Moderne.....	Moderne.....	Moderne
P14	Débila	83.6 ± 2.55	-9.6	27.9	1480	Moderne.....	Moderne.....	Moderne
P15	Djedida	55.3 ± 2.5	-9.3		4900	Moderne.....	Moderne.....	Moderne

Tableau 5.5 : Ages radiocarbone (corrigés) de la nappe du Pontien (CT) à Oued Souf.

Point d'eau	Localité	Activité mesurée (pmC) ± 2σ	¹³ C ‰ vs. PDB	³ H (UT)	Ages ±2σ non corrigé	Ages corrigés selon modèles ci-dessous		
						Pearson	Fontes et Garnier	Gonfiantini (AIEA)
F01	Chott El-Oued	2.1 ± 0.05	-4.9/	2.3	32000	20000.....	19000.....	23500.....
F02	Kouinine	4.8 ± 0.09	-5.13	3.6	25100	13500.....	13000.....	17000...
F03	Ouarmés	12.6 ± 1.2	-6.10	1.4	17125	.6900.....	6500.....	10500..
F04	Ghamra	3.1 ± 0.1	-5.70	2.3	28700	18000.....	17500.....	21500.....
F05	Guemar	3.1 ± 0.08	-5.90	0.0	28700	18000.....	18000.....	22000
F06	Reguiba	13.8 ± 1.3	-6.2	0.0	16400	8000.....	8000.....	11500
F07	El-Ogla	12.1 ± 1.1	-6.15	0.0	17460	7300.....	7000.....	11000
F08	Magrane	5.2 ± 0.97	-5.50	4.0	24440	13300.....	13000.....	17000
F09	Dhokkar	2.9 ± 1.16	-7.40	4.0	29270	20000.....	20000.....	24000
F10	Nakhla	0 ± 1.4	-6.33	0.7±1	>35000	30000.....	30000.....	30000

5.2 : Teneurs en chlore-36

Le chlore-36 est un isotope radioactif dont les propriétés géochimiques en font un excellent traceur des solutions naturelles. Ses propriétés sont les suivantes:

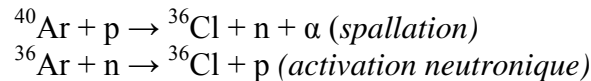
- *Forme anionique peu sujette aux échanges*
- *Très soluble, pas d'interaction avec la matrice*
- *Pas de réaction redox*
- *Longue T_{1/2}=300.000 ans ce qui le prédestine à la datation eaux souterraines très anciennes*

Le chlore-36 est produit par trois processus naturels:

5.2.1 Production cosmique

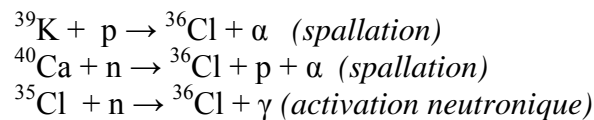
Cette production est engendrée par l'action du rayonnement cosmique (spallation et activation neutronique) sur les noyaux d'argon de la haute atmosphère. Le taux de

production de 5 à 30 atomes $m^{-2}s^{-1}$ dépend de la latitude [135] [136] selon les réactions suivantes:



5.2.2. Production de surface

Elle est engendrée par l'action de neutrons secondaires du rayonnement cosmique sur les noyaux de (**k, Ca**) par spallation ainsi que par activation neutronique sur ^{35}Cl des sols riches en chlorures notamment en zones arides et semi-arides, les réactions sont les suivantes :



Le taux de cette production superficielle dépend de la latitude, de l'altitude et de la profondeur dans le sol [137].

5.2.3. Production profonde

Cette production est fonction de la composition chimique de la roche notamment en Uranium, thorium. Elle est engendrée par la chaîne de réaction suivante [138]:

- Rayonnement α émis par la chaîne **U, Th**
- Production de neutrons thermiques par réaction sur des atomes à forte section efficace (α, n): **Al, Na, Mg, Si, Li, Be, B**. et par la fission spontanée de ^{238}U ,
- Activation (n, γ) de ^{35}Cl par ces neutrons thermiques.

Le chlore-36 a été également produit en grande quantité lors des essais thermonucléaires réalisés en milieu marin entre 1953 et 1957. Aux latitudes moyennes, le pic des retombées a été de presque trois ordres de grandeur supérieure à la production naturelle [137]. L'équilibre entre la production naturelle et l'élimination par les précipitations conduit à une teneur d'état stationnaire en ^{36}Cl correspondant à une activité de l'ordre de 10^{-5} dpm.l⁻¹, soit un rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}_t$ qui varie de 10^{-14} à 10^{-12} dans les précipitations [137] en fonction des teneurs en chlorures banals de l'atmosphère.

5.2.4. Datation des eaux souterraines par le chlore-36

Comme pour toutes méthodes de radio chronologie fondées sur la mesure d'un seul isotope, la datation des eaux souterraines par le chlore-36 implique la connaissance de la concentration initiale dans les eaux de recharge. Le rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ total. Dépend de la

dilution par le chlore total, alors que la concentration atomique en atomes de ^{36}Cl dépend du rapport précipitation /évaporation [139].

La variation des teneurs en atomes de ^{36}Cl dans un réservoir sera égale alors au bilan de la désintégration radioactive et d'un terme de production de surface et profonde [137]:

$$dN_{36}/dt = \psi + F_n f - \lambda N_{36} \quad (5.1)$$

N_{36} = Nombre d'atomes de ^{36}Cl
 Ψ = Taux de production de surface
 F_n = Flux neutronique
 f = Fraction de neutron absorbé par ^{35}Cl
 λ = Constante radioactive = $2.3 \cdot 10^{-6} \text{ an}^{-1}$

La solution de l'équation (18) après intégration entre $t = t$ et $t = 0$ est :

$$N_{36} = (\psi + F_n f) / \lambda_{36} (1 - e^{-\lambda t}) \quad (5.2)$$

Au bout d'un temps suffisamment long:

$$N_{36} \rightarrow N_{eq} = (\psi + F_n f) / \lambda_{36} \quad (5.3)$$

N_{eq} désigne la quantité maximum d'atomes de ^{36}Cl présents dans le système lorsque la décroissance équilibre la production: c'est *l'équilibre séculaire*.

5.2.5. Teneurs en ^{36}Cl de l'eau souterraine

L'utilisation du chlore-36 comme chronomètre pour la datation des eaux souterraines nécessite la connaissance d'un côté la connaissance de l'activité initiale A_0 lors de la fermeture du système et d'un autre l'évolution dans un système clos. La détermination de A_0 se fait par l'évaluation de l'apport atmosphérique (cosmique) et éventuellement par la production de surface (épigène) [138].

Ainsi l'évolution des teneurs en chlore-36 d'une eau souterraine (où l'apport cosmique N_0 initial n'est pas renouvelé) pourrait se traduire par une équation de mélange qui tiendrait compte des composantes: R_{eq} : rapport d'équilibre séculaire, C_0 : concentration en chlorure avant la mise en solution dans l'aquifère, où $C - C_0$ concentration en chlorure qui résulte de cette mise en solution: exprimée en rapport atomique [138]:

$$RC = R_0 C_0 e^{-\lambda t} + R_{eq} C_0 (1 - e^{-\lambda t}) + R_{eq} (C - C_0) \quad (5.4)$$

Cette équation permet de déterminer le temps t de résidence du chlorure dans l'aquifère.

5.2.5. Application à la datation des eaux du CI sur le bassin du Grand Erg Oriental

5.2.5.1. Préparation des échantillons et analyse des teneurs en ^{36}Cl

Les rapports atomiques chlore-36 sur chlore total ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$) ont été mesurés par spectrométrie de masse par accélérateur de particule (AMS) à l'Université de Rochester (USA) pour les échantillons prélevés en 1985, et l'Université Nationale d'Australie (Canberra) pour ceux prélevés en 1994.

Le protocole de préparation des échantillons consiste à filtrer l'eau (filtre 0.45 μm), à acidifier à un $\text{pH} \approx 2$, ensuite le chlore est précipité par addition du AgNO_3 . Le AgCl précipité est dissout plusieurs fois dans NH_4OH (Ultra pure), si le précipité est dissout totalement on filtre l'ammoniaque, et on le neutralise avec HNO_3 Ultra pure le (AgCl) reprécipite alors, On récupère AgCl par filtration et on étuve. La quantité de AgCl récupère est transmise pour analyse du ^{36}Cl par AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*).

5.2.5.2. Interprétation des teneurs en ^{36}Cl des eaux de la nappe du CI

Sur la partie algérienne de la nappe du CI, quinze échantillons ont été analysés en ^{36}Cl (Fig.5.3)[140]. Neuf parmi eux ont été prélevés le long de la principale direction d'écoulement (ouest -est), les six autres ont été échantillonnées sur la zone centrale de la nappe le long de la seconde direction d'écoulement (sud –nord est). Sur la partie tunisienne de la nappe seize échantillons ont été prélevés (Gries, 2000) dans le sillon des chotts sud tunisiens et s'inscrivent le long de la principale direction d'écoulement (ouest-est) en provenance de l'Algérie.

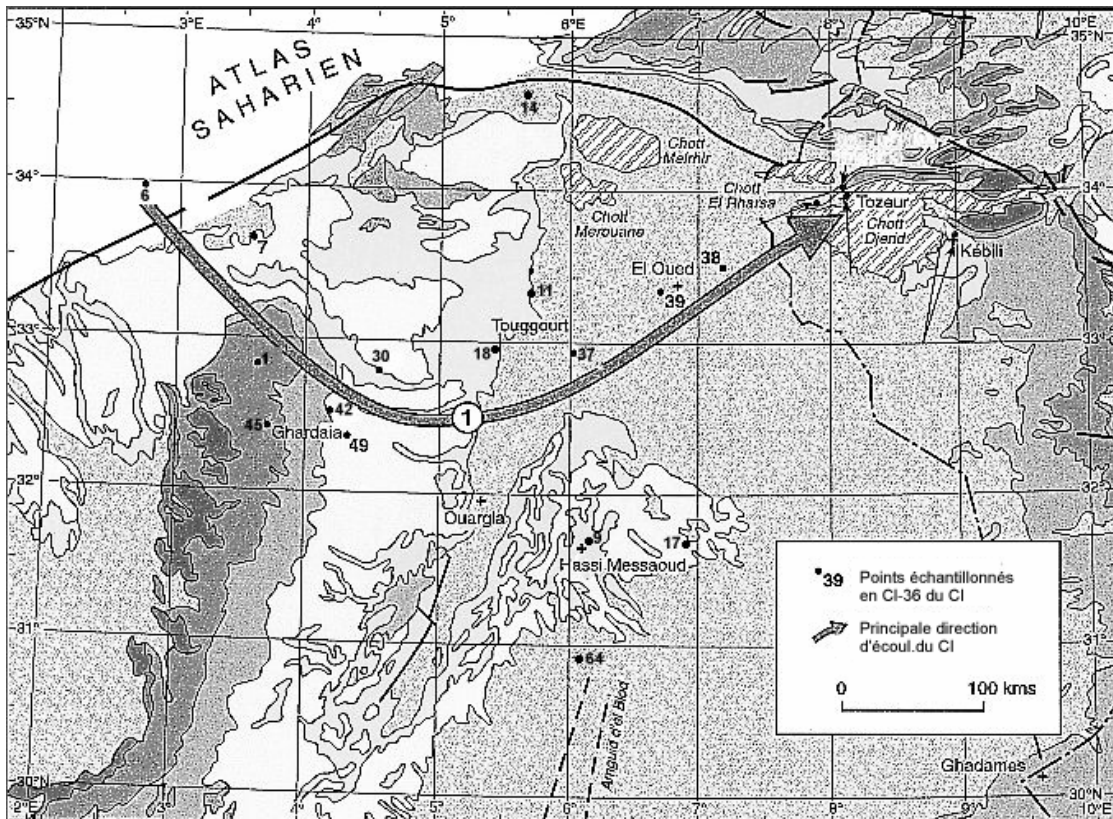


Figure 5.3 : Carte de situation des points de prélèvements de Chlore-36

Les résultats des teneurs en chlore 36 sont reportés sur le Tableau 5.6 et 5.8. Ces concentrations sont exprimés en rapport atomique ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$) $\text{at}.\text{at}^{-1}$ et en atomes par litres ($\text{at}.\text{l}^{-1}$). Les rapports atomiques $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ($\text{at}.\text{at}^{-1}$) diminuent dans le sens d'écoulement de la nappe de 99 à 8×10^{-15} pour des teneurs en chlorures variant de 188 à 1300 mg/l , les teneurs en atome par litre varient de 3.53 à $0.90 \text{ at}.\text{l}^{-1}$. Dans la partie tunisienne les valeurs du rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ($\text{at}.\text{at}^{-1}$) sont très faibles et sont comprises entre 7 et $30.10^{-15} \text{ at}.\text{at}^{-1}$ et s'inscrivent donc dans cette tendance de diminution observée sur la partie amont de la nappe en Algérie.

5.2.5.3. Estimation de l'apport en ^{36}Cl par les précipitations

L'apport en ^{36}Cl d'origine météorique peut être estimé à partir de la hauteur de précipitation et du taux de retombée naturelle [135]. Pour la nappe du CI, le taux de retombée naturelle en ^{36}Cl aux latitudes de la région Ouest de Laghouat (affleurements du Crétacé inférieur sur les monts de l'Atlas saharien $\sim 34^\circ\text{N}$), est de l'ordre de $25 \text{ at}.\text{m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. La hauteur de précipitation moyenne annuelle est de $\sim 100 \text{ mm}$ (c'est une limite minimale actuelle sur le versant sud Atlasique [141]). Par ailleurs, il convient de tenir compte de l'évapotranspiration au niveau des sols qui concentre l'apport initial des précipitations en

chlorures et donc en ^{36}Cl . D'autre part, les conditions climatiques (et donc le taux d'évaporation) ont pu changer sensiblement depuis l'époque de la recharge, si celle-ci a eu lieu il y a plusieurs centaines de milliers d'années. On concevra donc que la discussion de l'influence de l'évapotranspiration des périodes passées est très hypothétique. Pour la zone de recharge du CI au niveau de l'Atlas, l'évapotranspiration est estimée à 97.5% [141] et une concentration en chlorure de l'ordre de 4 mg/l [59]. Ces données permettent de calculer aussi bien les rapports atomiques que les concentrations en atomes/l par les deux expressions:

$$^{36}\text{Cl}/\text{Cl} (\text{at.at}^{-1}) = F \times 3.156 \times 10^7 \times m\text{Cl} / [\text{Cl}] \times P \times N_a \quad (5.4)$$

où :

F = Taux de retombée en $\text{at.m}^{-2}\text{s}^{-1}$

mCl = Poids atomique du chlore: 35.5

[Cl] = Concentration en chlorure des précipitations

P = Hauteur moyenne de pluie en mm

N_a = Nombre d'Avogadro

Et en atomes par litre:

$$^{36}\text{Cl} (\text{at.l}^{-1}) = F \times 3.156 \cdot 10^7 \times 100 / P \times 100 - E \quad (5.5)$$

Ces données conduisent à une teneur en ^{36}Cl à l'entrée du système de l'ordre $116 \cdot 10^{-15} \text{ at.at}^{-1}$ en rapport atomique et de $3 \cdot 10^8 \text{ en at.l}^{-1}$.

5.2.5.4. Production dans les niveaux superficiels du sol (subsurface)

Afin de pouvoir évaluer l'apport de subsurface en ^{36}Cl , des mesures ont été effectuées sur les chlorures extraits par lixiviation sur un profil de sol (Zone non saturée du Grand Erg Occidental, sondage SC3 [108] [142]). Les rapports $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ varient entre 117 à $143 \cdot 10^{-15} \text{ at.at}^{-1}$ avec une moyenne de $127 \cdot 10^{-15}$ (Tab.5.7), ces valeurs restent dans un même ordre de grandeur que ceux déterminées sur la zone de recharge. Donc on peut affirmer que la production de subsurface reste très limitée et s'inscrit globalement dans un intervalle qui inclurait les deux apports: eaux de recharge et de subsurface avec un rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 116 \text{ à } 127 \cdot 10^{-15} \text{ at.at}^{-1}$

5.2.5.5. Teneurs en ^{36}Cl des eaux du CI. Essai d'interprétation

Les rapports atomiques $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ mesurés en amont de la principale direction d'écoulement ouest-est (éch. 01 et 45 à Ghardaïa et Metlili) sont proches de ceux déterminés pour les eaux météoriques et la production de surface sur la principale zone de recharge de la nappe du CI (Atlas saharien). La tendance générale de diminution de ces rapports observée le long de cette direction d'écoulement peut être expliquée par deux phénomènes [143]:

- i) *Dissolution du chlorure dans l'aquifère*
- ii) *Dissolution et décroissance radioactive du ^{36}Cl .*

L'évaluation ou la contribution respective de ces deux processus peut être évaluée à partir de la représentation graphique du rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ en fonction de $1/\text{Cl}$ (Fig.5.4). Cette figure permet d'identifier une zone de mélange entre un chlorure d'origine météorique et épigène (de surface) et un chlorure provenant de la dissolution des évaporites présentes à l'intérieur de l'aquifère. Ces évaporites étant présentes dans l'aquifère depuis le dépôt des formations du CI, leur rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ a atteint l'équilibre séculaire avec le flux neutronique dans la roche (équilibre entre la décroissance radioactive et la production profonde par activation neutronique du ^{35}Cl , neutrons produit par des réactions α -n sur des noyaux légers). Les données sur les teneurs des flux neutroniques ou sur les émetteurs α (uranium-thorium) de la matrice aquifère du CI n'ont pas pu être mesurées donc non disponibles pour le moment ce qui ne permet pas d'évaluer avec précision la valeur de l'équilibre séculaire. Toutefois le rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ de cet équilibre peut être compris entre 0 et la plus basse valeur du rapport atomique obtenue pour le CI sous le Grand Erg Oriental à Gassi-Touil (éch.64 : $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}=8 \cdot 10^{-15}$), valeur communément admise pour l'équilibre séculaire pour les roches sédimentaires [136]. Ce schéma de mélange permet d'identifier trois zones (Fig.5.4):

- *échantillons prélevés près de la zone de recharge,*
- *ceux prélevés près de la bordure sud Atlasique*
- *Trois échantillons pris sous le Grand Erg Oriental.*

Pour l'ensemble des ces points, la mise en solution du chlorure de la matrice aquifère est le principal facteur qui contrôle les rapports $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$, et les teneurs en ^{36}Cl dans ce cas ne permettent pas de calculer un temps de résidence des eaux de ces points du CI.

Par contre pour les échantillons situés le long de la principale direction d'écoulement entre *Ghardaïa* (éch. 01) et *Tougourt* (éch. 18) une tendance significative de décroissance radioactive est observée, ce qui est bien montrée par la figure 5.5, où la nette diminution des teneurs en ^{36}Cl en at.l^{-1} en fonction de la distance à la zone de recharge ne peut être expliquée que par la décroissance radioactive

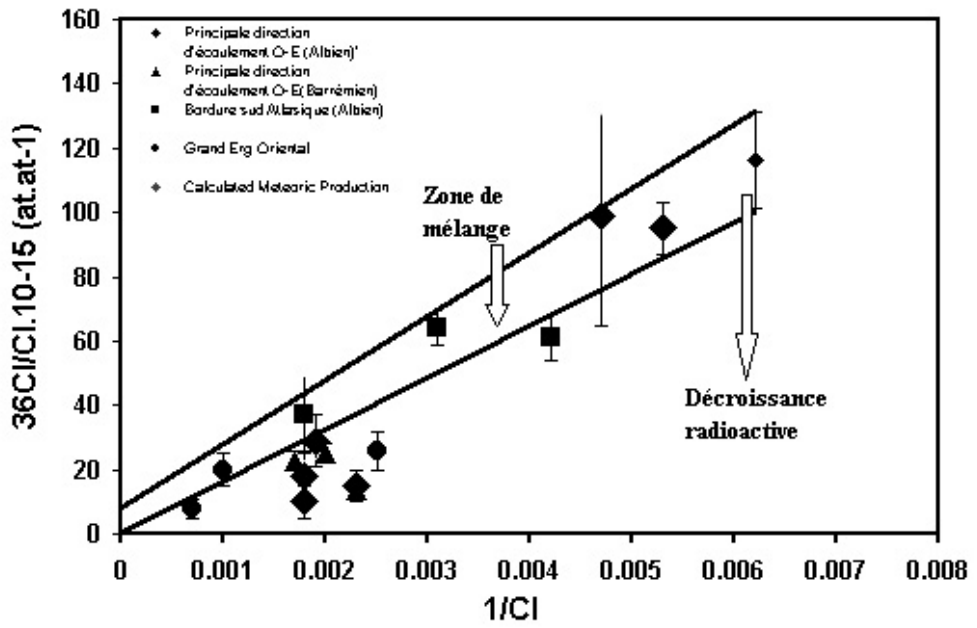


Figure 5.4 : Relation $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ vs. $1/\text{Cl}$ (différentes origines du ^{36}Cl)

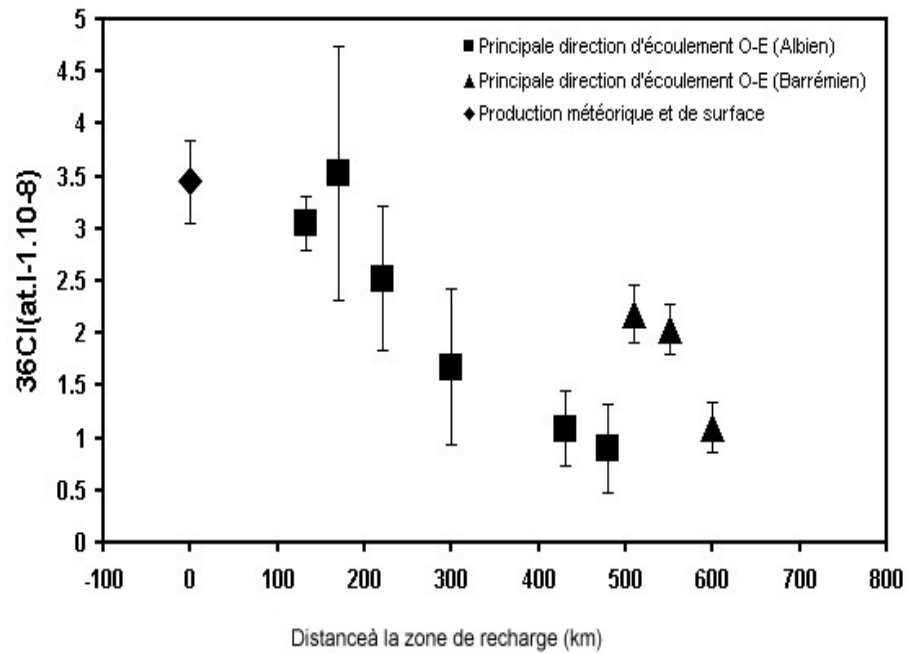


Figure 5.5 : Teneurs ^{36}Cl vs. distance à la zone de recharge (Atlas saharien)

Dans ces conditions, un essai de calcul des âges des eaux est possible par l'utilisation de l'équation générale qui rend compte de la décroissance radioactive, la production profonde et la dissolution à l'intérieur de l'aquifère [137] [144] [145] [188] :

$$RC = R_0 C_0 e^{-\lambda t} + R_{eq} C_0 [1 - e^{-\lambda t}] + R_{eq} (C - C_0) \quad (5.6)$$

Décroissance
Production
Dissolution
Signal entrée
profonde
à l'intérieur de l'aquifère

Cette équation permet de déterminer le temps t de résidence du chlorure dans l'aquifère comme suit:

$$t = -1/\lambda_{36} \ln C (R - R_0 / C_0 (R_0 - R_{eq})) \quad (5.7)$$

- où :
- λ_{36} = Constante radioactive du ^{36}Cl
 - C = Concentration en chlorure au point i
 - C_0 = Concentration en chlorure avant mise en solution dans l'aquifère
 - R = Rapport atomique $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ mesuré en $\text{at}.\text{at}^{-1}$
 - R_0 = Rapport atomique initial (zone de recharge)
 - R_{eq} = Rapport d'équil. séculaire dans la matrice aquifère (variant de 0 à 8)

Les valeurs de R_0 et de R_{eq} adoptés pour le calcul des âges sont les suivantes: $R_0 = 116 (\text{at}.\text{at}^{-1})$ et $R_{eq} = 0$ pour les âges minimums, et $R_0 = 127 (\text{at}.\text{at}^{-1})$, et $R_{eq} = 8 (\text{at}.\text{at}^{-1})$ pour les âges maximums Les résultats sont mentionnés sur le tableau 5.8.

Les âges minimums calculés le long de cette principale direction d'écoulement (entre Ghardaïa et Touggourt sur environ 300 km) varient entre 16 ka et 500 ka, et entre 25 et 1200 ka pour les âges maximums. Au-delà de cette limite en allant vers l'est entre Touggourt et El-Oued (*échantillon 37, 38, 39*), la distribution des âges calculés ne suit pas la même tendance [143].

Tableau 5.6 : Teneurs en chlore-36 des eaux de la nappe du CI en Algérie

Localité	Ref. No.	Cl ⁻ (mg.l ⁻¹)	³⁶ Cl/Cl (at.at ⁻¹) x 10 ⁻¹⁵	³⁶ Cl (at.l ⁻¹) (x10 ⁸)
Berriane	01	188	95 ± 8	3.05±0.25
Metlili	45	210	99 ± 34	3.53±1.21
Zelfana	42	511	29 ± 8	2.52±0.69
Hadjira	30	550	18 ± 8	1.68±0.75
Touggourt	18	533	10 ± 5	0.90±0.42
Etteïbat	37	560	23 ± 3	2.19±0.28
Oued-Souf (S. Berry)	38	426	13.5 ± 3	1.10±0.24
Laghouat	06	234	61 ± 7	2.43±0.28
Hassi-Delaâ	07	318	64 ± 5	3.46±0.27
Tolga	14	550	37 ± 12	3.45±1.12
Hassi-Messaoud	09	400	26 ± 6	1.77±0.40
Rhourde-El-Baguel	17	1000	19 ± 5	3.23±0.85
Gassi-Touil	64	1300	8 ± 3	1.76±0.66
Djamaâ	11	426	15 ± 5	1.09±0.36
Oued-Souf (Town)	39	480	25 ± 3	2.04±0.24

Il est difficile de déterminer avec précision les raisons de ce changement avec seulement trois échantillons. Toutefois, cette limite correspond ou coïncide avec les observations suivantes:

- Un changement horizontal de lithologie du CI (des sables, grès et argiles à l'ouest on passe à des grès, calcaire, dolomie et argiles à l'Est)
- Un changement du niveau capté (de l'Albien à l'ouest au Barrémien à l'est)
- Une élévation relative du mur du CI sur cette zone
- Un changement relatif sur le comportement géochimique des eaux du CI en s'approchant de l'exutoire de la nappe (Zone des chotts en Tunisie).[146].

Toutefois des campagnes d'échantillonnages plus étendues vers l'est pourraient dans le future apporter des précisions à ce sujet.

Tableau 5.7 : Teneurs en chlore-36 sur le chlore extrait d'un sol de la zone non saturée (Béni Abbés) Sahara Nord Occidental

Profondeur (cm)	échantillon No.	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ($\times 10^{-15}$)
10-20	02	143
80-100	03	117
135-140	04	143
255-270	05	114
340-360	08	119

Tableau 5.8 : Ages Chlore-36 des eaux du Continental Intercalaire

Localité	Ref. No.	Cl ⁻ (mg.l ⁻¹)	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ (at.at ⁻¹) $\times 10^{-15}$	Age ^{36}Cl Min (ka)	Age ^{36}Cl Max.(ka)
Berriane	01	188	95 ± 8	16715 ± 35568	65983 ± 39930
Metlili	45	210	99 ± 34	49270 ± 149136	1593 ± 162247
Zelfana	42	511	29 ± 8	97749 ± 119793	237913 ± 165428
Hadjira	30	550	18 ± 8	272915 ± 193000	539250 ± 347400
Touggourt	18	533	10 ± 5	541796 ± 217125	1251784 ± 108562
Djamaâ	11	426	15 ± 5	463000 ± 144750	805078 ± 310179
Etteibat	37	560	23 ± 3	158646 ± 56641	344264 ± 86850
Oued-Souf (S. Berry)	38	426	13.5 ± 3	508783 ± 96500	909803 ± 236864
Oued-Souf (Town)	39	480	25 ± 3	189377 ± 52110	367939 ± 76632

5.3. Gaz nobles

5.3.1 Introduction

Dans les eaux naturelles, les gaz nobles ou dits aussi rares (Ne, Ar, Kr, Xe, He) proviennent initialement de leur mise en solution à partir de l'air atmosphérique. La teneur de ces eaux en gaz rares dissous suit la loi de solubilité de Henry et dépend essentiellement de la température.

Pour les eaux souterraines, cette concentration dépendra logiquement de la température qui prévalait lors de l'infiltration et donc lors de la recharge. Ainsi, la détermination des teneurs en gaz nobles d'une eau souterraine ancienne permettra de déduire des informations d'ordre paléoclimatique (températures de recharge), datation des eaux anciennes (teneurs en ^4He)

5.3.2 Températures de recharge des nappes du CI et du CT sur le Grand Erg Oriental (Sahara Septentrional)

Des analyses de teneurs en gaz rares ont été effectuées sur le bassin du Grand Erg Oriental (partie amont du CI) en Algérie [147][148] et récemment en Tunisie sur la partie aval du CI sur la zone des chotts en Tunisie [149]. Sur la partie algérienne de la nappe les températures de recharge du CI varient entre 12 et 24°C avec une moyenne de 16.9°C (n = 13). De nouvelles analyses (05 échantillons) réalisées récemment (Guendouz et Moulla, 1998) sur les eaux du CI sur le Plateau du Tinrhert (zone de recharge sud du CI) et la partie centrale de la nappe du CI sur le Grand Erg Oriental montrent des valeurs de températures variant entre 15.5 et 17.5°C et s'inscrivent donc dans la gamme de variation des températures de recharge (RT) observée. La nouvelle moyenne pour l'ensemble des résultats disponibles est de RT= 17.26 (n =18) (Tabl.5.9)[145].

Les mesures effectuées en Tunisie [149] (Tabl.5.10) près du principal exutoire naturel de la nappe du CI (Chott tunisien et golfe de Gabés). Les neuf échantillons prélevés donnent des températures de recharge variant entre 11.2°C et 26.9°C, avec une moyenne de 17.7°C et s'inscrivent donc dans la même gamme que ceux prélevés sur la partie amont de la nappe en Algérie. Il est à remarquer que l'ensemble de ces températures de recharge reste inférieur à la température moyenne annuelle actuelle qui est de 20°C sur l'Atlas et de 21 à 22°C sur le Grand Erg Oriental et le plateau de Tinrhert.

La nappe du Complexe Terminal échantillonnée près de la zone de recharge sud (Erg Oriental), présente des températures de recharge variant de 18 à 21.5°C avec une moyenne de 19.7°C, comparable à la température moyenne annuelle de 21°C.

Sur le Grand Erg Occidental, une mesure a été effectuée sur la nappe du CI [151], donnant une température de recharge de 18°C, valeur comprise dans la gamme de variation des températures de recharge de la nappe sur le Grand Erg Oriental.

Par ailleurs, des mesures ont été effectuées en Egypte et en Libye sur l'aquifère des grès nubiens [151] montrent des températures de recharge plus élevées que pour le bassin

du Sahara septentrional avec des moyennes respectives de 24.9 ± 1.2 °C et 23.7 ± 1.9 °C valeurs comparables aux températures moyennes actuelles sur la région.

5.3.3 Comparaison avec les températures de recharge dans les pays du Sahel (Tchad, Mali, Niger, Sénégal et Soudan)

Des mesures en gaz nobles ont été effectuées sur le bassin du Tchad [151] et complétées ultérieurement par d'autres campagnes [152], les premières mesures ont donné des valeurs d'environ 22.2 et 22.8°C. Les températures de recharge déterminées plus tard par Edmunds et al [152] sur les nappes des aquifères du quaternaire moyen sont analogues aux premières avec une moyenne de 22.0 ± 1.5 °C. Ces températures sont de 8°C environ inférieures à la température des eaux actuelles sur la zone de recharge (30-31°C). Cinq échantillons prélevés au centre du bassin ont donné des valeurs très différentes ≈ 26 °C.

La nappe du Continental Intercalaire au Nord du Mali montre une température de recharge de 22.4 ± 2.8 °C, alors que celles déterminées sur des eaux récentes près de Tombouctou sont de 10°C inférieures à la température de la nappe [153], plus au nord ces températures de recharge sont plus élevées (de 3 à 7°C inférieures à la température d'échantillonnage proche de la température moyenne annuelle).

Au Niger sur la plaine de l'Irhazer, les aquifères sont semi-captifs à libres, les températures de recharges déterminées sur ces eaux varient de 25 à 31.9°C, valeurs comparables à la température moyenne annuelle de la région (28 à 29 °C) [112], elles sont d'environ 5°C supérieures à celles des eaux anciennes dans la partie captive (22.1 ± 1.3 °C). La température de recharge déterminée pour la nappe du CT1 au sud Ouest du bassin des Iullemeden est de 19.9 ± 2.2 °C valeur cohérente avec celle de la nappe du MLAADS dans la plaine de l'Irhazer au nord.

Les températures de recharge déterminées à partir des gaz nobles dans les bassins de Darfour et de Kordofan au Soudan [115]. sont plus élevées que celles trouvées pour les autres nappes du Sahel. En effet les deux échantillons prélevés dans la région de Kordofan avec des âges variant entre (0-2000 ka BP) présentent des températures de recharge de 31.4 et 34.8°C, ces températures sont supérieures aux températures moyennes actuelles [115]. Les températures de recharge des eaux souterraines plus anciennes (10 à 32 ka BP) sont inférieures aux températures moyennes annuelles avec une moyenne de 25.3 ± 1.6 °C.

Tableau 5.9. Teneurs en gaz nobles et températures de recharge des eaux du CI et du CT sur le Grand Erg Oriental

Echantillon	âges C-14 Corri	$\delta^{18}\text{O}$	Teneurs. Moy.cor r. ^4He	Teneurs. Moy. corr. Ne	Teneurs. Moy. corr Kr	Teneurs. Moy.cor r Xe	Moy. Neon Index	Moy. corr. recharge temp.	Temp. mesurée d'échantill onnage	Prof.
	ka	‰	$\text{cm}^3 \text{STP cm}^{-3} \text{H}_2\text{O} (\times 10^{-8})$				/	°C		m
Nappe du Continental Intercalaire										
Berriane 9101	39	-8.00	24.41	1.63	6.41	0.90	2.53	17	30.7	545
Ghardaïa 9102	36	-8.42	3.53	1.60	5.86	0.78	3.00	21.17	31.7	467
El-Hadjira 9110	36	-8.31	39.82	1.65	5.64	0.97	2.10	17.3	53.8	1380
Metlili 9103	29	-7.96	16.01	1.57	5.08	0.79	1.46	24	31.5	519
Zelfana I 9105	29	-8.18	25.01	1.66	6.51	0.95	2.79	14.34	41.1	1167
Zelfana IV 9104	29	-8.08	16.03	1.69	6.62	1.04	2.29	16.13	39.4	942
Ouargla II 9106	40	-8.80	42.14	1.64	6.26	0.91	3.75	17.75	49.5	1335
R. El Baguel 9107	30	-8.55	124.90	1.69	6.48	1.06	3.05	14.40	44	995
Gassi-Touil GT101 9108	20	-8.34	423.25	1.73	7.40	1.06	2.98	11.93	48.6	994
H-Messaoud MDH103 9109	39	-8.60	49.50	1.64	6.51	0.94	3.45	14.43	57.4	1360
El-Borma AV68	20	-8.00	938.41	1.59	5.56	0.82	4.70	21.5	34.6	500
H-Messaoud MDH101 AV73	39	-8.35	347.87	1.67	6.47	0.97	4.71	15.60	52.8	1370
M'rara AV78	29	-8.20	120.46	1.69	6.79	1.01	3.74	14.26	47.5	1700
Rhourde Noug SE63	-	-8.70	1148	1.89	6.27	0.87	1.34	19.23	48.4	
Tin Fouyé Tabankort		-7.8	102.5	1.61	6.60	0.86	1.88	20.22	35.8	
Tin Fouyé-Project		-7.50	27.5	1.65	7.20	0.95	2.25	16.89	34.0	
Tabankort-ENCGB		-6.5	198	1.65	7.32	0.94	2.41	16.88	42.3	
Mederba		-6.50	182	1.64	7.02	0.91	2.30	17.82	41.0	
Nappe du Complexe Terminal										
H-Messaoud CT AV72	3	-4.60	28.21	1.61	5.75	0.84	2.21	20.24	27.5	90
Gassi-Touil H4 AV52	4	-7.00	22.12	1.63	5.98	0.87	2.63	18.80	27.7	160
R El Baguel MP 103 Gassi-Touil GT2	4	-5.00	17.16	1.63	5.93	0.91	3.13	18.30	28.5	101
AV53	4	-6.50	33.28	1.60	5.56	0.82	3.15	21.37	30.8	165

Tableau 5.10. Températures de recharges déterminées à partir des teneurs en gaz nobles des eaux du CI près de l'exutoire en Tunisie [149]

Echant.	Temp. de recharge Moyenne (Ar, Kr, Ne, Xe)	Temp. de recharge Moyenne (Kr, Ne, Xe)
Nefta	17.65 ± 2.38	19.3 ± 0.62
Hazoua	14.03 ± 1.41	15.07 ± 0.25
Tazrarit	10.65 ± 1.73	12.17 ± 0.26
Cedada	13 ± 2.75	14.83 ± 1.39
Mansoura	27.45 ± 2.58	26.87 ± 2.74
Debabcha	24.63 ± 0.94	24.8 ± 1.02
Chott Fedjej	13.63 ± 1.02	14.27 ± 0.94
Seftimi	16.85 ± 1.45	17.84 ± 0.86
Jemna	15.1 ± 2.01	16.9 ± 0.22

5.3.4. Relation entre teneurs en isotopes stables et température de recharge

Bassin du Grand Erg Oriental

La corrélation entre la température de recharge et les teneurs en ^{18}O des eaux de la nappe du CI pour tous les points échantillonnés est la suivante [148] (Fig.5.6).

$$\delta^{18}\text{O} = 0.02 \text{ T } (^\circ\text{C}) - 8.7 \quad (5.8)$$

La faible pente de cette relation 0.02 % par $^\circ\text{C}$ ainsi que son coefficient de corrélation suggère de la considérer comme une simple tendance, ce qui pourrait être expliquée par un effet de continentalité marqué lié à un mélange entre différentes masses d'eau issues de zones de recharge différentes (Atlas saharien et Plateau du Tinrhert). Les pentes de cette relation ($\delta^{18}\text{O}$ vs. T) observées ailleurs dans le monde varient de 0.10 à 0.43 % [153] [154].

En région sahélienne de l'Afrique, les teneurs en isotopes stables 'brutes' et 'corrigées' ne présentent pas de corrélation particulière avec les températures de recharge déduites des gaz rares dissous. En effet, au Nord du Mali dans la plaine de l'Irhazer les teneurs isotopiques sont corrélés aux températures de recharge selon l'équation [154]:

$$\delta^{18}\text{O} = (0.27 \pm 0.11) \text{ T}(^\circ\text{C}) - (15.7 \pm 1.2) \quad (r = 0.58) \quad (5.9)$$

Au Niger, au sud -ouest sur le bassin de Iullemeden, la relation entre les $\delta^{18}\text{O}$ corrigés et les températures de recharge s'inscrit globalement dans la corrélation établie sur les eaux de la nappe du MLAADS dans la plaine de l'Irhazer.

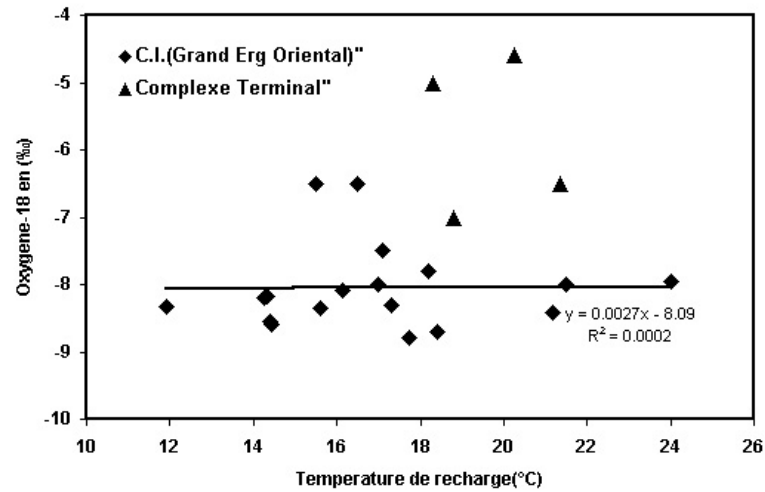


Figure 5.6 : Relation ^{18}O -Température de recharge des nappes profondes (CI,CT)

5.3.5. Relation température de recharge et activité en Carbone-14

Représentées sur un diagramme Températures de recharge-âges C-14 corrigés (Fig.5.7) es eaux de la nappe du Complexe Terminal montrent une différence de température d'environ 4.5 à 5°C avec les eaux du Continental Intercalaire, ce qui implique des conditions climatiques de recharge plus humides pour les eaux du CI. Cependant, nous pouvons remarquer sur ce diagramme que les eaux du CI prélevés sur la zone de recharge du plateau du Tinrhert se situent près des eaux du CT avec une température de recharge qui reste très proche de l'actuelle (19-20°C) ce qui est conforme avec leur âge C-14 (0-6 ka).

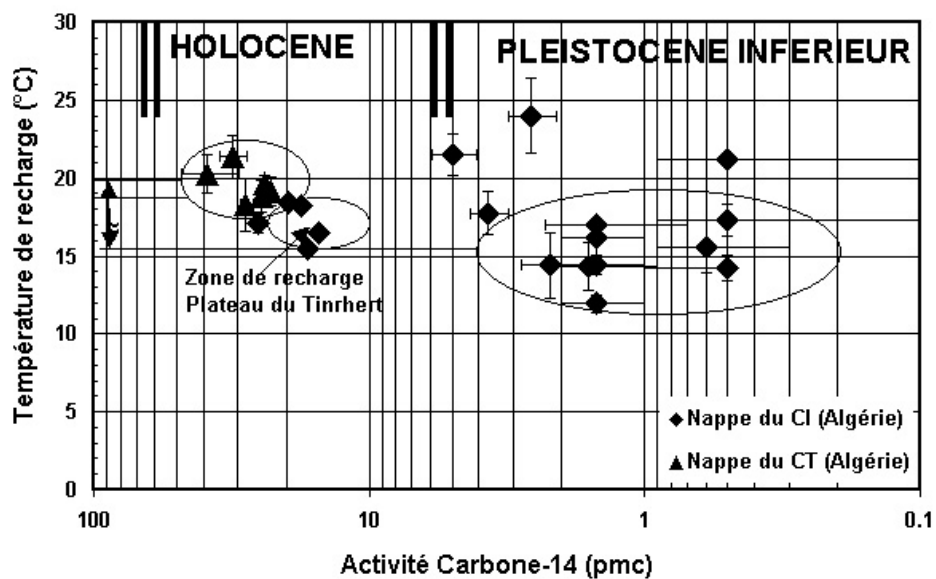


Figure 5.7 : Relation Température de recharge-Activité Carbone-14 des nappes profondes du bassin sédimentaire du Sahara

Sur la zone centrale de la nappe du CI les points sont plus ou moins concentrés et homogènes autour d'une température de recharge moyenne de 15-16°C et correspondent aux eaux très anciennes (20-30ka) déjà mises en évidence par les autres chronomètres. (*Carbone-14 et Chlore-36*).

5.3.6. Teneurs en Hélium dans les eaux du CI et du CT du bassin saharien (Algérie, Tunisie)

Sur la partie du Grand Erg Oriental du Sahara algérien, les teneurs en ^4He après correction de l'excès d'air des eaux du CI et CT sont supérieures à celles d'échantillons équilibrés avec l'atmosphère pendant la recharge ($4.75 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/cm}^3 \text{ H}_2\text{O}$ à 10°C). Les teneurs en ^4He des eaux du CI augmentent le long des directions d'écoulement et montrent une relative corrélation avec la distance par rapport aux zones de recharge. Pour les eaux en provenance de l'Atlas saharien (direction d'écoulement Ouest-est), les teneurs sont relativement basses (Elles varient de $12.7 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP cm}^{-3}$ près de Ghardaïa à $124.5 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP cm}^{-3}$ en aval de l'écoulement où le CI devient plus profond (1700 m)). Les eaux en provenance du Plateau du Tinrhert (direction d'écoulement sud-ouest - nord-est) les teneurs en ^4He varient de $25 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3$ sur la zone de recharge (plateau du Tinrhert) à $1040 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3$ en aval sous le Grand Erg Oriental.

L'augmentation des teneurs en ^4He est plus importante le long de la seconde direction d'écoulement suggérant des teneurs en radioéléments différentes de l'aquifère dans ces deux parties du bassin [148] ou des temps de séjour plus élevés. Signalons que ce point sera discuté plus en détail dans le paragraphe suivant relatif à l'origine de ^4He dissous et l'essai de détermination de l'âge des eaux. (tabl.5.11)

Sur la partie avale de l'écoulement de la nappe du CI, dans les chotts sud tunisiens les teneurs en ^4He varient de $50 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP /cm}^3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ pour la plupart des échantillons [149] seuls deux échantillons présentent des concentrations assez élevées (488 et 1930). $10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP /cm}^3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). (tabl.5.10). La corrélation entre les teneurs en ^4He et la distance par rapport aux deux zones de recharge de la nappe du CI (Fig. 5.8) fait ressortir une nette différence entre ces deux directions avec un gradient d'augmentation des teneurs en ^4He plus important pour la seconde direction d'écoulement, les échantillons tunisiens se placeraient au droit de la principale direction d'écoulement ouest Est, ce qui suggère que le principal apport vers l'exutoire du CI en Tunisie proviendrait de cette direction principale. Cette différence trouverait son explication dans le fait que l'aquifère du CI étant un réservoir multicouche avec d'énormes variations latérales et verticales de faciès, ainsi, le long de la principale direction d'écoulement l'aquifère est essentiellement sableux et

gréseux avec une porosité de 26% et une vitesse hydrodynamique de l'ordre de 0.4 m/an. Au sud sous le Grand Erg Oriental, l'aquifère est plus argileux, la perméabilité devient plus faible et la vitesse hydrodynamique est de l'ordre de 0.03 m/an [148] [150] cette circulation plus lente implique des temps de résidences plus grands et des interactions eau roche plus poussées.

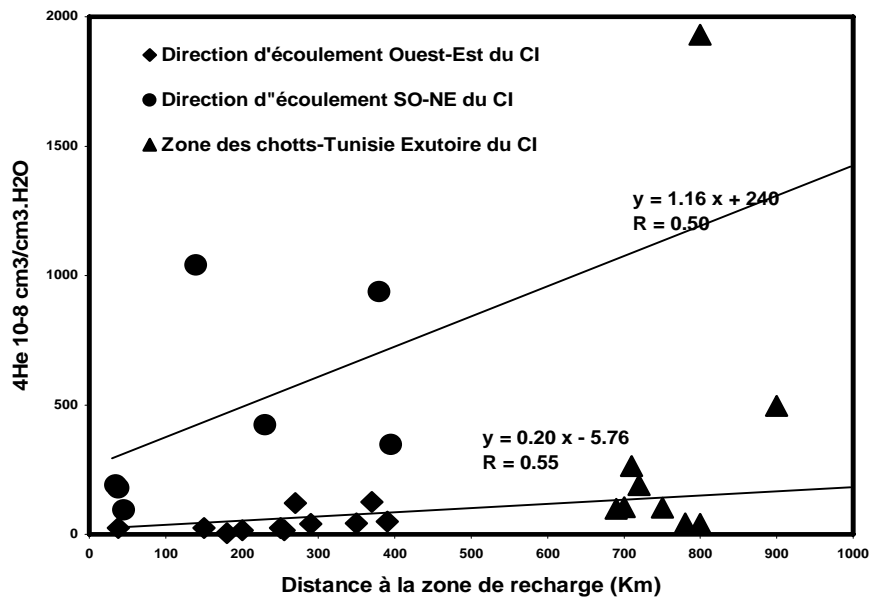


Figure 5.8 : Relation ^4He -Distance aux zones de recharge (Atlas saharien et plateau du Tinrhert°)

5.3.7. Sources de ^4He dissous et model de calcul du temps de résidence

L'augmentation des teneurs en ^4He le long des directions d'écoulement peut être utilisée comme un indicateur pour la détermination des âges des eaux du CI. Le principe de datation basé sur l'excès en ^4He présent en solution qui est issu exclusivement de la décroissance de la série de l'uranium et sur le passage de tout l'hélium en solution, utilise le modèle de calcul de l'âge suivant [154]:

$$t \text{ (an)} = (\text{He}) \Phi / \rho (1.19.10^{-13} (\text{U})r + 2.88.10^{-14} (\text{Th})r) \quad (5.10)$$

ρ : densité de la matrice aquifère

Φ : Porosité

(U)r : Teneurs en uranium de la roche

(Th)r: Teneurs en thorium de la roche

En l'absence de mesure des teneurs en radioéléments (U, Th) sur la matrice aquifère du CI en Algérie, nous avons utilisé les données déterminées sur des échantillons

(formation gréseux sablo argileuse du CI en Tunisie) [155]. Ces teneurs ont été déterminées par spectrométrie alpha et gamma, ainsi les moyennes mesurées sur l'uranium et le thorium sont les suivantes: densité $\rho = 2.2 \pm 0.3$, la porosité de $\Phi = 0.2 \pm 0.015\%$, une teneur en uranium de la matrice de 1.03 ± 0.12 ppm et en thorium de 3.30 ± 0.23 [155]

Les âges calculés à la base des données en ^4He sont reportés sur le tableau 5.11. Ils varient entre 50 et 85 ka sur la région du M'Zab (En amont de la principale direction d'écoulement) et entre 150 et 175.ka en aval de l'écoulement et sur le centre du bassin du Grand Erg Oriental.

Tableau : 5.11. Ages des eaux du CI calculés à partir des teneurs en ^4He

Point d'eau-Localité	Age - ^4He (an)	$\pm 1\sigma$
Berriane-2	84000	36000
Ghardaia	3800	700
Metlili	49000	12000
Zelfna-1	49000	12000
Zelfana-4	86000	18000
Ouargla-2	158000	54000
Rhourde El Baguel	503000	115000
Gassi Touil	175000	408000
Hassi Messaoud	189000	36000
El-Hadjira	148000	75000
Tolga	455000	79000

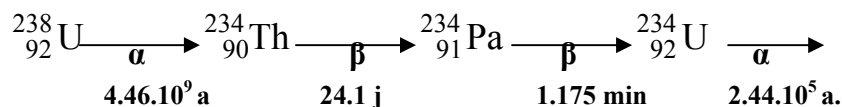
5.4. Teneurs en isotopes de la série de l'uranium dans les eaux des nappes profondes du Sahara

5.4.1. Isotopes de l'uranium

Les trois isotopes naturels les plus abondants de l'uranium sont:

- L'uranium-238 (isotope le plus abondant)
- L'uranium-235
- L'uranium-234

Les isotopes 238 et 235 de l'uranium sont les premiers termes des séries de décroissance radioactive. L'uranium-234, descendant de l'uranium-238, est issu de la séquence de désintégrations radioactives suivante :



En milieu naturel, l'uranium est un élément soluble dans des conditions oxydantes. Les eaux souterraines, en milieu non réducteur, sont en général riches en uranium. Les concentrations varient de 0.1 à 10.0 $\mu\text{g.l}^{-1}$ [156].

La géochimie de l'uranium dépend principalement des conditions de potentiel redox du milieu [157]. L'uranium existe sous la forme réduite avec une valence de +4, et, sous la forme oxydée avec une valence de +6. Sous forme oxydée, il reste en solution et forme différents complexes tels que : Oxydes, carbonates, phosphates, fluorures et silicates. Sous forme réduite, il précipite et donne des composés tels que l'uraninite (UO₂) [157].

5.4.2..Rapport d'activité

Le rapport d'activité, AR, dans la série de désintégration radioactive de l'uranium est donné par l'expression suivante :

$$[AR - 1] = [AR^0 - 1] e^{-\lambda_{234} t} \quad (5.11)$$

avec **t**: temps

λ_{234} : constante de décroissance radioactive de l'²³⁴U (a⁻¹)

AR⁰ : Rapport d'activité initiale de l'uranium en solution (t = 0)

AR : Rapport d'activité mesuré de l'uranium en solution

$$AR = \lambda_{234} \frac{{}^{234}\text{N}}{{}^{238}\text{N}} / \lambda_{238} \frac{{}^{234}\text{N}}{{}^{238}\text{N}} \quad \text{avec } {}^{234}\text{N}, {}^{238}\text{N}, \text{ et } \lambda_{234} = 2.83.10^{-6} \text{ a}^{-1}, \lambda_{238} = 1.55.10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

Le déséquilibre isotopique en uranium provient essentiellement des phénomènes physico-chimiques ayant lieu à l'interface eau-roche. Lors de la décroissance radioactive de l'uranium-238, il se produit une émission de particules α appelées 'recul α '. Ce terme est donné au déplacement effectué par l'isotope fils, le thorium-234, sur une distance de quelques centaines d'angströms (10⁻¹⁰ m), alors que la particule α est expulsée en sens inverse. Ce phénomène de recul est à l'origine de différents processus de fractionnement tels que :

- Le transfert direct par recul α
- Le lessivage préférentiel de ²³⁴U
- L'oxydation

La connaissance des processus géochimiques intervenant dans les eaux souterraines et des paramètres de la matrice (porosité, densité, surface spécifique, de l'aquifère, teneur en uranium) et de l'activité initiale au moment où le système passe en milieu réducteur, peut permettre l'utilisation du rapport ²³⁴U/²³⁸U comme chronomètre. La géochimie de l'uranium est complexe et les paramètres physiques et chimiques de l'aquifère souvent mal connus, n'autorisent qu'une approche qualitative des temps de résidence.

5.4.3. Teneurs en uranium dans les eaux des nappes profondes du CI et du CT (Algérie et Tunisie)

Les données relatives aux teneurs en uranium proviennent des campagnes de prélèvements effectuées sur le bassin sédimentaire saharien en Algérie par Andrews et al, 1985 [148] et par Guendouz, en 1998 [158] et sur la partie tunisienne par Causse et al,

1998 [158], et par Gries, 2000 [149]. Les variations de la solubilité de l'uranium dans les eaux naturelles, sont fonction de leur potentiel d'oxydoréduction et de leur salinité. Elles constituent un excellent traceur hydrologique et paléohydrologique. En outre la solubilité préférentielle de l'isotope 234 comparée à celle de l'isotope 238, apporte un paramètre complémentaire à l'histoire géochimique des ces eaux.

Pour les eaux de la nappe du CI, les teneurs en uranium sont interprétées sur la base des conditions redox régnant dans l'aquifère. En effet, les conditions d'oxydation persistent depuis la zone de recharge Nord-Ouest (Atlas Saharien) jusqu'à environ 300 km plus loin. Ceci implique l'existence d'une zone limite entre les conditions oxydantes et réduites (Limite redox) (cf. hydrochimie). Sur la partie où les conditions d'oxydation existent, les teneurs en uranium sont supérieures à $1 \mu\text{g.l}^{-1}$ avec une valeur moyenne de $2.81 \pm 0.11 \mu\text{g.l}^{-1}$ (n=6). Dans la zone où les conditions de réduction existent les teneurs sont $< 0.1 \mu\text{g.l}^{-1}$ avec une valeur moyenne de $0.750 \pm 0.005 \mu\text{g.l}^{-1}$. La teneur en uranium du site de Hadjira (situé à la limite zone oxydante /réductrice) présentent des caractéristiques réductrices mais montre une valeur élevée en U, ceci pourrait s'agir d'un mélange entre une eau oxydée et une autre réduite.

Les rapports d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (Fig.5.9 ; Tabl.5.12), montrent de larges variations et diminuent nettement le long de la principale direction d'écoulement (Ouest-Est). Les plus grandes valeurs sont observées près de la zone de recharge à Laghouat et Ghardaïa (4.26 et 3.66), et les plus basses vers l'est à El-Oued et à Djamaa (1.49 et 0.40). La figure 70 montre qu'il existe une relation inversement proportionnelle entre les rapports d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ et les concentrations en uranium ce qui rend compte du fait que la solubilité préférentielle de l'isotope 234 est relativement minorée en cas de solubilisation majeure d'uranium.

Les eaux de la nappe du Complexe Terminal montrent des teneurs en uranium plus importantes que celles du CI. Elles varient entre 8.47 et $0.20 \mu\text{g.l}^{-1}$ avec une valeur moyenne de $3.308 \pm 0.085 \mu\text{g.l}^{-1}$ dues à l'hétérogénéité lithologique de l'aquifère du CT. Les rapports d'activité sont légèrement plus bas que ceux du CI, mais restent tout de même élevés.

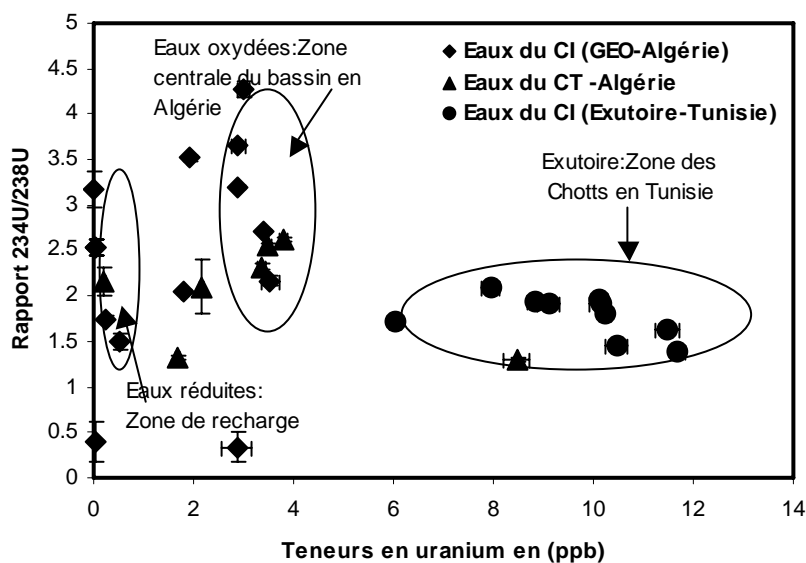


Figure 5.9 : Rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ vs. teneurs en Uranium dans les eaux du CI et CT sur le bassin du Sahara septentrional

Plus à l'est en Tunisie sur la zone des Chotts (exutoire de la nappe du CI), la moyenne des rapports d'activités $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (Fig.5.9) obtenus sur les eaux est égale à 1.90 avec une dispersion relativement faible entre les valeurs extrêmes 1.64 et 2.10. Les prélèvements effectués au niveau de la source captée (éch. Tu886A et Tu89-A) montrent les valeurs les plus faibles de ce rapport (autour de 1.4). Les teneurs en uranium dont la moyenne est égale à $10\mu\text{g.l}^{-1}$, sont comprises entre 11.69 et $7.94\mu\text{g.l}^{-1}$ ce qui représente des valeurs très élevées pour des eaux continentales. L'ensemble de ces prélèvements montre en général une relation inversement proportionnelle entre la teneur en uranium et la composition chimique déjà observée pour les eaux sur la partie algérienne.

Les quelques mesures disponibles en ^4He et en chlore-36 semblent montrer une corrélation avec les teneurs en uranium. En effet, les eaux les plus pauvres en uranium sont globalement les plus riches en ^4He et les plus pauvres en chlore-36, indiquant un temps de résidence plus long des eaux de la nappe du Continental Intercalaire.

Tableau :5.12. Teneurs en uranium et rapports d'activité des eaux des nappes profondes (CI, CT) du bassin sédimentaire du Sahara

Localité	U $\pm 2\sigma$ ($\mu\text{g.l}^{-1}$)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \pm 2\sigma$
Nappe du Continental Intercalaire, GEO Algérie		
Ghardaïa (Bour)	2.86 \pm 0.30	0.339 \pm 0.169
Ghardaïa (D. Bend)	2.89 \pm 0.14	3.66 \pm 0.02
Laghouat (Assafia)	2.99 \pm 0.13	4.265 \pm 0.087
El-Oued (Sah. Bery)	0.52 \pm 0.03	1.496 \pm 0.086
Berriane2	2.87 \pm 0.01	3.19 \pm 0.02
Hadjira	1.78 \pm 0.014	2.05 \pm 0.02
Djamaâ	0.031 \pm 0.001	0.40 \pm 0.22
Ouargla (Hadeb)	0.22 \pm 0.003	1.75 \pm 0.029
Zelfana2	3.39 \pm 0.019	2.71 \pm 0.018
Metlili	1.91 \pm 0.018	3.52 \pm 0.03
Gassi-Touil 101	0.034 \pm 0.001	2.53 \pm 0.09
Rhourde El-Bague 12	0.01 \pm 0.0005	3.17 \pm 0.19
H.-Messoud 103	0.034 \pm 0.001	2.53 \pm 0.09
Nappe du Complexe Terminal		
M'rhaïer	3.476 \pm 0.078	2.55 \pm 0.026
Biskra (Sidi-Okba)	8.471 \pm 0.255	1.301 \pm 0.013
Ouagla (Sidi-Belkheir)	3.799 \pm 0.075	2.616 \pm 0.026
Ouargla (El-Bekrat)	3.364 \pm 0.084	2.323 \pm 0.027
Ouargla (Istikama .HB)	0.207 \pm 0.014	2.155 \pm 0.152
Ouargla (Ain-Djerad)	2.162 \pm 0.053	2.103 \pm 0.292
El-Djaâdi	1.678 \pm 0.042	1.316 \pm 0.024
Eaux du C.I et CT à l'exutoire en Tunisie		
Tu88-A	10.472 \pm 0.218	1.445 \pm 0.010
Tu88-C	9.105 \pm 0.218	1.918 \pm 0.015
Tu88-F	6.035 \pm 0.110	1.717 \pm 0.013
Tu88-H	10.129 \pm 0.132	1.966 \pm 0.008
Tu89-A	11.694 \pm 0.134	1.389 \pm 0.012
Tu89-B	10.245 \pm 0.133	1.814 \pm 0.016
Tu89-D	11.465 \pm 0.240	1.638 \pm 0.024
Tu89-E	7.943 \pm 0.173	2.095 \pm 0.034
Tu89-G	8.844 \pm 0.175	1.936 \pm 0.028
Tu89-I	10.162 \pm 0.254	1.906 \pm 0.034

Données issues de : Andrews et al (1985), pour l'Algérie et de Causse et al 1998[158] (Algérie+Tunisie), par Gries, 2000 [149] (Tunisie).

5.5. Reconstructions des périodes de recharge des nappes profondes: Aspects paléoclimatiques

5.5.1. Introduction

Il existe différents types d'indicateurs paléoclimatiques qui permettent d'extraire des informations et apportent des témoignages capitaux sur de nombreux systèmes naturels. Ce matériel transforme les conditions climatiques en un lieu donné pendant un temps donné en un enregistrement permanent. Pour extraire l'information, l'enregistrement doit être calibré, ce qui nécessite la connaissance du système actuel pour comprendre le

fonctionnement du matériel utilisé avec l'hypothèse que le fonctionnement actuel des systèmes naturels a prévalu par le passé et est resté inchangé.

Il existe un grand nombre de variété de matériaux paléoclimatiques apportant des témoignages suivant leur couverture spatiale. Nous pouvons citer quelques exemples : les calottes glacières (glaciologiques), les cernes d'arbres, le pollen, les coraux, les insectes, les diatomées, et les ostracodes (biologiques et bio-indicateurs), les sédiments continentaux, lacustres et marins, les spéléothèmes, les dépôts éoliens (géologiques), les eaux souterraines profondes constituent également des archives paléoclimatiques continentales : la composition chimique, les teneurs en isotopes stables et du carbone, les gaz nobles contiennent et peuvent fournir des informations caractéristiques des conditions paléoclimatiques de recharge des nappes profondes.

5.5.2. Relation à l'échelle régionale

Les variations des indices paléoclimatiques des eaux souterraines permettent d'examiner une éventuelle relation régionale à l'échelle de l'Afrique du Nord pour le Sahara. En effet, la figure 5.10 représente les variations de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux des nappes profondes en fonction des âges corrigés y correspondant pour le bassin du Sahara septentrional (Algérie Tunisie et Libye) en prenant en compte des moyennes relatives à des tranches d'âges représentatives de la distribution des activités C-14.

A l'échelle de l'Afrique du Nord dans l'échelle du temps des datations du C-14, on peut individualiser deux groupes d'eaux: des eaux récentes (*0-5 ka BP*) plus riches en isotopes lourds que les eaux plus anciennes dont les âges varient entre (*15 et 30 ka BP*). Les teneurs en ^{18}O diminuent qualitativement en fonction de l'âge des eaux. Les teneurs isotopiques des eaux anciennes sont plus dispersées que celles des eaux plus récentes. Les eaux anciennes les plus appauvries en isotopes lourds (eaux libyennes) semblent être les plus anciennes. Mais à la limite de l'échelle de temps accessible au radiocarbone, ces relations sont délicates à interpréter.

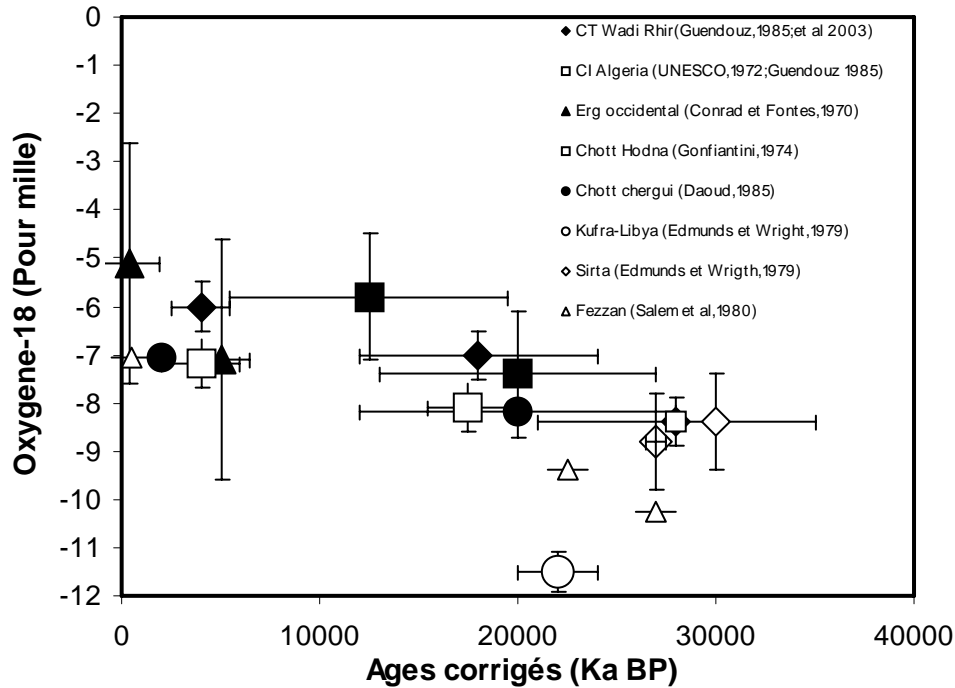


Figure 5.10 : Relation ^{18}O -Ages corrigés des eaux du bassin saharien à l'échelle de l'Afrique du Nord

En termes paléoclimatiques, le premier groupe ($0-5\text{ka}$) correspondrait à la recharge de ces nappes pendant les phases de l'Holocène alors que le second groupe ($15-30\text{ka}$) correspondrait aux phases humides du Pléistocène inférieur.

Les classes d'âges reconnues et définies actuellement selon le contexte paléoclimatique global, ainsi que les données disponibles dans l'intervalle de datation par le radiocarbone se répartissent en quatre groupes : ($0-10\text{ka BP}$, $10-18\text{ka BP}$, $18-30\text{ka BP}$, $et > à 30\text{ka BP}$). Les classes ($0-10$ et $10-30\text{ka}$) correspondent aux périodes de l'Holocène et le Pléistocène supérieur. Le dernier maximum glaciaire (DMG) se situe autour de 18ka BP . La classe allant au-delà de 30ka BP correspondrait au Pléistocène inférieur. Nous examinerons plus loin les périodes de recharge des nappes profondes du bassin saharien.

L'examen du tableau 5.13, montre qu'il existe une diminution (un gradient) de teneurs en isotopes lourds de l'Ouest (Algérie) vers l'Est (Libye) en fonction des classes d'âges définies auparavant. Ce gradient a déjà été remarqué par différents auteurs [118][146] Il est lié à la circulation des masses d'air au-dessus du continent africain durant le Pléistocène inférieur qui était significativement différente de celle de nos jours.

La distribution de l'excès en deutérium des eaux de ces nappes sahariennes reste assez constant pour les différentes tranches d'âges (Tabl. 36). Cependant, les eaux entre 18 et

30 ka BP, montrent des valeurs d'excès en deutérium plus faibles que celles antérieures à 30 ka BP.

Tableau 5.13. Compositions isotopiques moyennes et classes d'âges des nappes profondes du bassin sédimentaire saharien (Algérie, Tunisie, Libye et Egypte)

Zone	Aquifère	$\delta^{18}\text{O} \pm \sigma$	$\delta^2\text{H} \pm \sigma$	$d \pm \sigma$	Ages
		‰			ka BP
Sud Algérien					
Grand Erg Oriental	Complexe Terminal	-6.11±1.6	-54±7	5.12	0-25
Grand Erg Oriental	Continental Intercalaire	-8.2±0.5	-61±3	4.6	>30
Grand Erg Occidental	Continental Intercalaire	-6.96±1	-56.5±4	0.82	16-30
Grand Erg Occidental	Continental Intercalaire	-5.6±1.9	-51±10	-4.6±9.5	0-10
Hauts Plateaux Algériens					
Chott Chergui	Tertiaire	-7.0±0.8	-51±6	4.7±5.3	0-10
Chott Chergui	Sénonien	-7.9±.6	-59±4	4.7±2.9	10-18
Chott Chergui	Jurassique	-7.9±0.6	-55±8	8.1±4.8	18-30
Chott El-Hodna	Quaternaire superficiel	-6.7±1	-45±4	7.9±6.7	0-10
Chott El-Hodna	Quaternaire profond	-8.2±0.8	-54±5	10.8±2.8	>30
Sud Tunisien					
Djérid	Continental Intercalaire	-7.4±0.3	-59±4	0.2±4.9	0-10
Djérid	Complexe Terminal	-5.0±1.1	-47±4	-6.9±5.5	10-18
Nefzaoua	Continental Intercalaire	-8.3±0.3	-63±7	2.3±6.8	18-30
Nefzaoua	Complexe Terminal	-6.0±0.4	-49±2	-0.9±1.3	18-30
Extrême sud	Continental Intercalaire	-8.2±0.6	-61±5	5.5±2	>30
Libye					
Fezzan	Crétacé supérieur	-9.4±2.1	-68±18	7.5±0.8	18-30
Fezzan	Paléozoïque	-10.8±0.5	-79±4	7.6±1.1	>30
Fezzan	Mésozoïque	-10.6±0.4	-79±3	4.8±2.7	>30
Fezzan	Grés nubiens	-8.5±1.3	-60±12	8±2.2	0-10
Syrte	Post Eocène	-8.3±1.1	-71±7	-5.4±5.6	10-18
Koufra	Grés nubiens	-11.3±0.4	-83±1	8.6±2.3	>30
Egypte	Grés nubiens	-11.1±0.4	-77±2	11.5±2.6	>30

5.5.3. Températures de recharge et excès en deutérium

Les températures de recharge des nappes profondes déterminées à partir de teneurs en gaz rares dissous donnent des indications paléoclimatiques importantes. Pour les classes d'âges définies entre 0 et 30 ka BP, ces températures montrent une tendance à la diminution de l'actuel à 30 ka BP avec une variation de l'ordre de 4 à 5°C entre les eaux rechargées durant l'Holocène et celles plus anciennes attribuées au Pléistocène inférieur.

Les valeurs de l'excès en deutérium des eaux des nappes profondes restent relativement constantes pour les différents intervalles de temps, à l'exception des eaux de l'intervalle 18-30 ka BP qui présentent des valeurs plus faibles surtout sur les eaux libyennes (à Syrte) et qui sont dues en partie à l'évaporation. Ces valeurs de l'excès en deutérium semblent provenir à la fois de phénomènes globaux et locaux, et ce sont les conditions paléoclimatiques de température et d'humidité à la surface de l'océan qui contrôlent en partie les variations de ce paramètre dans les précipitations. Par ailleurs, les

facteurs locaux jouent aussi un rôle important tels que le phénomène d'évaporation notamment avant ou au cours de la recharge.

5.5.4. Périodes de recharge des nappes profondes du bassin sédimentaire saharien

Les incertitudes liées à la détermination des âges radiocarbone des eaux d'une part, le manque de continuité spatiale et de résolution temporelle des enregistrements aquifères sur le bassin sédimentaire saharien d'autre part, limitent l'utilisation et l'interprétation des diagrammes relatifs à la détermination des périodes de recharge des nappes profondes. Nous avons toutefois représenté sur la figure 5.10 les âges et périodes de recharges des nappes profondes du bassin sédimentaire saharien. Nous remarquerons tout d'abord que l'épisode (0-2ka) est bien présent pour les nappes moins profondes du CT (preuve donc que la recharge actuelle (moderne) a bien lieu dans cet aquifère). La deuxième période de temps importante pour les aquifères sahariens est celle allant de 5 à 9 ka BP correspondant à l'épisode de recharge de l'Holocène. Les périodes 9-15 ka BP, 16-22 ka BP et 24-30 ka BP, semblent correspondre à des épisodes de recharge plus marquée au Sahara. Les échantillons présentant des âges supérieurs à 30 ka BP, sont ceux ayant atteint la limite de détection de la méthode du C-14 et donc leurs périodes de recharge peuvent être beaucoup plus anciennes.

5.5.5. Discussion générale et interprétation

Sur le bassin sédimentaire du Sahara septentrional, les températures de recharges déterminées à partir des gaz rares dissous, les datations radiocarbone, chlore-36 et ^4He , les compositions chimiques et les valeurs de l'excès en deutérium soulignent tout le cachet 'froid' des eaux de recharge des nappes profondes du bassin sédimentaire saharien, avec des recharges relativement sporadiques par des précipitations froides en provenance principalement de l'invasion des fronts polaires.

Les connaissances actuelles menées à partir de l'étude des différents matériaux paléoclimatiques (données paléoclimatiques obtenues à partir des différentes archives) ont été confrontées aux modèles climatiques: notamment les GCM (General Circulation Model) La configuration orbitale suggérée par différents modèles climatiques serait à l'origine du contrôle de l'épisode climatique humide au Sahara et au Sahel il y a 9 ka BP. [159][160]. Ce facteur orbital a entraîné une augmentation de l'amplitude saisonnière de radiation solaire (plus élevée en été et faible en hiver) entraînant ainsi des températures plus élevées sur les continents et donc une augmentation des flux de masse d'air de l'océan

vers les continents. La mousson s'est donc intensifiée, entraînant plus de précipitations sur les tropiques (augmentation de 4 mm/j par rapport à l'actuel durant le mois de juin sur la Sahara [161] [162] ce qui est en accord avec les scénarios proposés à la base des données paléoclimatiques.

La fonte des glaciers et l'augmentation de l'insolation dans l'hémisphère Nord ont entraîné une augmentation rapide des températures sur l'épisode 18-9 ka BP. Ceci a été accompagné par une augmentation de la quantité de précipitation principalement aux basses latitudes dans les régions continentales. Sur le bassin sédimentaire saharien les conditions étaient plus humides et particulièrement sur sa partie occidentale.

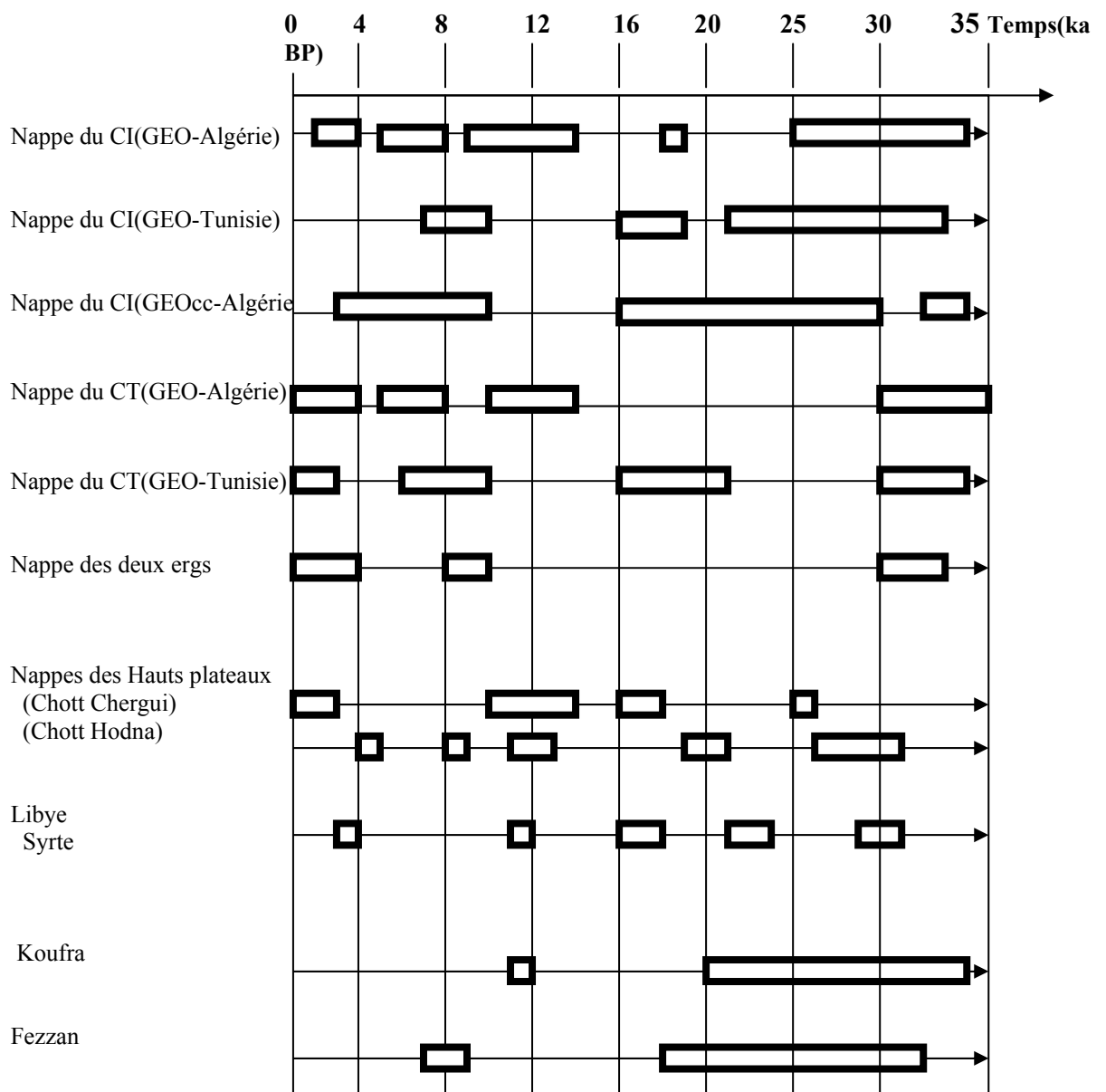


Figure 5.11 : Ages radiocarbones et périodes de recharge des nappes profondes du bassin sédimentaire saharien

A l'Holocène, la phase humide à 9 ka BP est plus marquée, elle s'étend de 30°N à 9°S, sur l'ensemble du Sahara occidental et oriental [162]. Aux latitudes (31-32°N) sur l'Atlas et la partie nord du Sahara, des conditions similaires prévalaient. Cette situation a été expliquée par un mouvement de la mousson et son intensification vers le nord.

A 6 ka BP, les conditions humides au Sahara persistent avec une moindre intensité alors que sur les régions Atlasiques ces conditions restent plus humides. L'origine de cette humidité a fait l'objet d'autres explications telles que : les conditions de surface de l'océan atlantique oriental (augmentation de la température de surface au large du Nord-Ouest de l'Afrique de 4°C entre 8 et 6 ka BP [163], ce qui a eu pour effet de produire de la vapeur et par conséquent des précipitations estivales et orageuses sur le bassin saharien et les monts de l'Atlas. Le réchauffement de l'Atlantique indique une diminution de l'advection d'eau froide due à des alizés plus faibles et un flux des vents d'ouest plus importants en été.

La *phase 20-40 ka BP*. a été interprété par plusieurs auteurs [164][165][166][167] [131] [133][168][169][170]. Nous pouvons retenir les faits marquants suivants sur cette période en soulignant des contradictions relevées entre les différentes démarches et méthodes proposées quant à la situation exacte de la phase humide (Etudes palynologiques, sédimentologiques, modèles climatiques conceptuels). Il s'agit d'une *période humide* pour Rognon (1987b) et *aride* pour les autres, avec cependant une tendance à l'aridification de 30 à 20 ka BP, ponctuée par des épisodes humides entre 18 et 27 ka BP et entre 22 et 17 ka BP, ainsi qu'une aridité croissante après 20-18 ka BP, jusqu'à 12-10 ka BP. Les modèles climatiques de circulation atmosphérique établis par Nicholson et Flohn (1980)[171] sur l'Afrique soulignent que lors du Dernier Maximum Glacière (DMG), la circulation des cellules de Hadley était renforcée, entraînant la subsidence des cellules des hautes pressions subtropicales et une remontée d'eau froide équatoriale, réduisant ainsi l'évaporation océanique dans ces régions et réduisant par conséquent la migration saisonnière de la ZITC (Zone Intertropicale de Convergence) et de la mousson guinéenne. L'Afrique du Nord était alors une région plus humide, recevant l'humidité issue des vents d'ouest, déplacés vers le sud à cause des calottes glacières sur le nord de l'Europe. Entre 10 et 18 ka BP, les hautes pressions sub-tropicales se déplacent vers le Nord (les calottes glacières diminuent de volume et le gradient de température pôle/équateur diminue. Une augmentation de différence de température inter-hémisphérique a pu entraîner un déplacement vers le Nord de la ZITC et un flux d'humidité accru vers le continent.

5.6. Conclusion

Les eaux souterraines représentent des archives paléoclimatiques contenant des enregistrements de basse résolution et de basse fréquence. L'intervalle minimum d'échantillonnage est de 10^2 - 10^3 ans. L'échelle des temps recouverte par ces archives est fonction des outils employés (10^4 ans pour le radiocarbone, 10^6 ans pour le chlore-36, 1.5×10^6 ans pour l'uranium). Les informations potentielles fournies par les eaux souterraines concernent, la température, le régime des précipitations, la végétation.

Les nappes profondes du bassin sédimentaire saharien montrent des valeurs de l'excès en deutérium plus faibles que l'actuel (valeur moyenne 5 ‰) qui impliquerait une humidité relative plus importante et un déplacement de la droite des eaux météoriques, ce qui est conforme aux variations de l'excès en deutérium dans les glaces aux hautes latitudes qui indiqueraient des changements paléoclimatiques de conditions de température et d'humidité relative à la surface de l'océan.

La relation entre les températures de recharge et les activités en carbone 14 des nappes profondes à l'échelle du bassin du Sahara septentrional montre une différence de température de 4 à 5°C entre les eaux modernes et les eaux anciennes et confirment donc cette tendance de réchauffement du climat

Les isotopes stables des eaux des nappes profondes montrent un gradient ouest-est qui suggère une origine atlantique des précipitations et un gradient de continentalité le long du trajet des masses d'air issues de la mousson guinéenne. Les précipitations liées à ce flux de mousson atteignent une position septentrionale sur le bassin saharien et l'effet de continentalité est plus marqué. Le gradient nord-sud au Sahara et en Afrique du Nord est lié plus à l'invasion de flux du front polaire.

L'étude isotopique des eaux des nappes profondes à caractère ancien sur le bassin sédimentaire saharien fournit aussi des informations sur leurs périodes de recharge, dans l'échelle du temps du radiocarbone. La recharge semble assez continue avec les périodes bien marquées de l'Holocène et du DMG (Dernier Maximum Glaciaire). Les périodes de recharge déterminées donc montrent une assez bonne correspondance générale avec un optimum Holocène à environ 8-9 ka BP. (Phase humide et chaude), les eaux datées de cette période sont caractérisées par des températures de recharge plus élevées que celles des eaux datées du Pléistocène. Les épisodes antérieurs de recharge des nappes profondes

(16-22 ka BP, 24-30 ka BP) sont associés à des conditions climatiques plus froides avec des températures de recharge plus basses déterminées à partir des gaz rares (4 à 5°C).

Les eaux récentes localisées sur les nappes phréatiques et les zones de bordures (de recharges) semblent être le résultat d'une succession de recharges entre l'actuel et l'holocène. Les aquifères sahariens sont donc bien alimentés par les pluies actuelles.

L'estimation des temps de séjour des eaux des nappes profondes dont l'âge atteint la limite théorique de datation par le carbone-14 (40.000 ans), a été fait par l'utilisation du chlore-36, et l'hélium 4 dont les périodes sont plus grandes. Les âges calculés pour les eaux du Continental Intercalaire varient entre 50.000 et 600.000 ans pour le chlore-36 et entre 49.000 et 455.000 ans pour l'hélium.

L'ordre de grandeur de la vitesse moyenne d'écoulement des eaux dans ces formations aquifères est de $10^{-6} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

CHAPITRE 6
ETUDE A L'ECHELLE REDUITE (ZONE NON-SATUREE): ESTIMATION DES
PARAMETRES DU BILAN HYDRIQUE SUR LE BASSIN DU SAHARA
SEPTENTRIONAL

6.1. Aspects théoriques

Zone non saturée rappels, caractéristiques et comportement des isotopes sous conditions d'évaporation et /ou recharge :

6.1.1. Circulation de l'eau dans le sol:

La zone non saturée (ZNS), tranche de sol comprise entre la partie supérieure de la frange capillaire et la surface du sol, régit en grande partie la répartition de l'eau selon les différents termes du bilan hydrique. L'eau se déplace des points où son énergie potentielle est la plus élevée vers les points où son énergie est la plus faible. Son transfert est régi par les phénomènes de convection 'transport de masse' et des phénomènes de dispersion. La circulation ou le déplacement de l'eau dans la zone non saturée se fait sous forme liquide et/ou vapeur. Nous développerons dans ce rappel les équations qui décrivent ces formes de circulations empruntées à la large bibliographie qui existe dans ce domaine [172][173][174] [108][175][176][177][178].

6.1.1.1. Circulation en phase liquide

Si le profil de sol a une humidité inférieure à l'humidité saturante (condition de non-saturation) mais, est néanmoins assez humide, de telle façon que l'eau constitue un film liquide continu le long du profil, on peut considérer, alors, que l'eau subit un mouvement isothermique uniquement en phase liquide par convection (on peut négliger alors le mouvement en phase vapeur), que l'on peut traduire par un système à deux équations basé sur :

- *l'équation de Darcy* : issue du modèle qui traduit la circulation en zone saturée, mais adaptée à la zone non saturée (en zone non saturée le coefficient de perméabilité K est fonction de la succion, donc de l'humidité volumique (θ))

$$\mathbf{q} = -\mathbf{K}(\Psi) * \nabla H \quad (6.1)$$

En considérant un transfert d'eau uniquement vertical :

$$\mathbf{q} = -\mathbf{K}(\Psi) * \partial H / \partial z = -\mathbf{K}(\theta) * \{(\partial \Psi(\theta) / \partial z)\} \quad (6.2)$$

q : débit unitaire (LT^{-1})

K (Ψ) : coefficient de perméabilité, fonction de l'humidité volumique (θ) du sol (LT^{-1})

H : charge hydraulique (L)

Z : axe vertical d'écoulement (L)

L'équation de conservation de masse ou de continuité définie pour un régime transitoire s'écrit alors :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \{ -K(\theta) * \left(\frac{\partial \Psi(\theta)}{\partial z} \right) \} \quad (6.3)$$

par analogie aux équations de transfert de chaleur, un terme diffusif D est introduit, il est fonction de θ [179] :

$$D(\theta) = K(\theta) * \left(\frac{\partial \Psi}{\partial \theta} \right) \quad (6.4)$$

d'où finalement

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \{ D(\theta) * \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \} - \left(\frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \right) \quad (6.5)$$

6.1.1.2. Circulation en phase liquide et vapeur

Si le profil a une humidité trop faible pour autoriser la continuité du flux liquide le long du profil de sol, les transferts se font en phase vapeur et en phase liquide par diffusion et convection. Dans ces conditions, il est nécessaire de tenir compte de l'importance des différents gradients (gradients d'humidité et gradient de température, gradient d'humidité relative de l'air dans le sol) pour déterminer l'importance de l'une et l'autre phase.

Pour décrire ce système général de circulation d'eau dans le sol, des modèles fondamentaux ont été proposés [180], qui sont basés sur la thermodynamique des phénomènes irréversibles (échanges d'énergie et de matière entre les phases). D'autres travaux, ultérieures ont développé ces modèles ou ont essayé d'intégrer plusieurs approches en un modèle unique.

6.1.1.3. Modèle de Philip et De Vries [180] :

Les auteurs ont repris la loi de Fick modifiée pour les milieux poreux :

$$q_{\text{vap}} = D_{\text{vap}} * \nabla N = -D_{\text{atm}} * V * \tau * (\rho - \theta) * \nabla N \quad (6.6)$$

avec:

$$D_{\text{vap}} = -D_{\text{atm}} * V * \tau * (\rho - \theta)$$

$$D_{\text{atm}} = \alpha * (P_0 / P_{\text{air}}) * (T / T_0)^{1.88}$$

La valeur de D_{atm} a été établie expérimentalement dans le domaine de température 273°K-373°K, $\alpha = 0.217 \text{ cm}^2/\text{s}$. ($V = 1 + \{k * P_v / (P_a - P_v)\}$); k : constante dépendant de la perméabilité, de la diffusivité et de la viscosité; P_v : pression de vapeur dans le sol; P_a : pression atmosphérique,

q_{vap} : densité diffusif de vapeur ($\text{ML}^{-2}\text{T}^{-1}$),

D_{atm} : coefficient de diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air (L^2T^{-1}),

D_{vap} : coefficient de diffusivité moléculaire de la vapeur dans le milieu poreux (L^2T^{-1}),

V : facteur d'écoulement de masse, proche de 1 en conditions normales,
 τ : tortuosité qui est fonction de la texture du sol (variant de 0.7 pour un sable à 0.3 pour une argile)
 ρ : porosité
 θ : teneur volumique en eau,
 N : densité de vapeur d'eau dans le sol (ML^{-3}),
 P_0, P_{air} : pression unitaire (1 atm), pression de l'air,
 T_0, T : température à $0^\circ C$ ($273.15^\circ K$), température de l'air ($^\circ K$),
 ∇ : gradient (fonction de z).

La loi de Fick prend en compte dans le phénomène de diffusion de la vapeur :

- la longueur du trajet dans le milieu poreux,
- la réduction de la section transversale des capillaires occupés en partie par l'eau à l'état liquide.

Mais elle considère cependant à tort que tous les mouvements se produisent uniquement en phase vapeur et en conditions isothermes. Philip et De Vries ont amélioré cette loi en tenant compte des interactions liquide-vapeur en y intégrant une loi sur le transfert de l'eau en phase vapeur dû au gradient de température, et en adjoignant une loi sur le transfert de l'eau en phase liquide :

- *Transfert vapeur thermique* : Philip et De Vries [180] ont introduit la relation thermodynamique :

$$N = N_{sat} * h = N_{sat} * \exp(\Psi * g / R * T) \quad (6.7)$$

Où N_{sat} est fonction de la température et h fonction de θ , avec :

N_{sat} : densité de vapeur saturante de l'air des pores (ML^{-3}),
 h : humidité relative de l'air des pores,
 Ψ : potentiel matriciel (L),
 g : constante de gravité (LT^{-2}),
 R : constante des gaz parfaits ($L^2T^{-2}K^{-1}$), égale à $8.31441 J.mol^{-1}K^{-1}$.
 T : température ($^\circ K$).

Une variation de N dans le profil se traduira par :

$$\nabla N = h * (dN_{sat}/dT) \nabla T + N_{sat} * (dh/d\theta) \nabla \theta \quad (6.8)$$

et, en la remettant dans l'équation de Fick, le mouvement de l'eau du sol en phase vapeur peut être décrit par l'équation :

$$q_{vap}/\rho_w = -D_{T_{vap}} * \nabla T - D_{\theta_{vap}} * \nabla \theta \quad (6.9)$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau (ML^{-3})

qui comprend deux termes de diffusivité (thermique et isothermique) :

$$D_{T_{\text{vap}}} = D_{\text{atm}} * v * \tau * (\rho - \theta) * h * (d N_{\text{sat}} / d T) * (1 / \rho_w)$$

(prend en compte l'effet de la variation d'humidité relative en fonction de la température- sur le transfert de vapeur)

$$D_{\theta_{\text{vap}}} = D_{\text{atm}} * v * \tau * (\rho - \theta) * N * (g/R * T) * (\partial \Psi / \partial \theta)$$

(prend en compte l'effet de la succion en fonction de θ sur le transfert de vapeur)

Les données expérimentales sur les mesures du flux de vapeur [181] ont montré en fait qu'il ne pouvait être important que dans les premières couches du sol, car le sol est soumis à un gradient de température et d'humidité relative uniquement (en général) dans les premiers centimètres sous la surface :

- le sol atteint très vite (dans le premier mètre du profil) une température constante qui représente en principe la température annuelle moyenne,
- dans un profil de sol, l'humidité relative de l'air des pores atteint très vite une valeur de 100% sauf si on est en condition très aride.
- La composante vapeur thermique n'est significative qu'en surface, seule la composante vapeur, dépendant de la succion, peut avoir une valeur appréciable en profondeur mais uniquement dans le cas de profil très sec, car si le sol est relativement humide, le flux vapeur sera négligeable face au flux liquide.

Transfert liquide : Philip et De Vries (1957)[180] ont traduit le mouvement de l'eau liquide dans le sol en reprenant la loi de Darcy modifiée, mais en tenant compte des différentes gradients (température, humidité, gravité,...)

$$\mathbf{q}_{\text{liq}}/\rho_w = -\mathbf{K} * \nabla H = -\mathbf{K} * (\partial \Psi / \partial T) \nabla T - \mathbf{K} * (\partial \Psi / \partial \theta) \nabla \theta - \mathbf{K} * \mathbf{i} \quad (6.10)$$

avec :

$$H = \Psi - z$$

\mathbf{q}_{Liq} : vecteur de densité de flux liquide ($\text{ML}^{-2} \text{T}^{-1}$),

\mathbf{K} : conductivité hydraulique en milieu non saturé (ML^{-1}),

H : potentiel total de l'eau (L),

ρ_w : masse volumique de l'eau (ML^{-3})

\mathbf{i} : vecteur unité d'axe vertical.

On arrive ainsi à définir un flux liquide à trois composantes :

$$\mathbf{q}_{\text{liq}}/\rho_w = -D_{T_{\text{liq}}} * \nabla T - D_{\theta_{\text{liq}}} * \nabla \theta - \mathbf{K} * \mathbf{i} \quad (6.11)$$

avec:

$$D_{T_{\text{liq}}} = \mathbf{K} * (\partial \Psi / \partial T) = \mathbf{K} * \gamma * \Psi \text{ (diffusivité thermique liquide)}$$

$D\theta_{liq} = K * (\partial \Psi / \partial \theta)$ (diffusivité isothermique liquide)

$K*i$ = composante gravitaire, terme convectif)

($D\theta_{liq}$ et $K*i$ représentent la loi de Darcy simplifiée en conditions isothermes, formulée précédemment).

les mesures expérimentales sur le flux liquide dans le sol ont montré [181] que :

- la composante gravitaire décroît fortement avec la perméabilité (donc avec la teneur en du sol),
- la composante thermique est réduite dans les conditions naturelles (il faudrait la combinaison d'un fort gradient de température et des teneurs en eau proches de la saturation pour qu'elle soit représentative),
- le flux isothermique (lié à la succion exercée par le sol) reste dans toutes les conditions un important facteur du flux liquide
- si le sol est très sec ($pF > 4$) le flux d'eau sous forme liquide, même si il n'est pas nul, est remplacé par le flux d'eau sous forme vapeur.

En sommant les composantes de diffusivité liquide et vapeur, l'équation globale du transfert liquide et vapeur dans le sol s'écrira sous la forme de :

$$q/\rho_w = -DT*\nabla T - D\theta*\nabla\theta - K*I \quad (6.12)$$

En conclusion, la circulation de l'eau dans un profil de sol peut être décrite selon:

- très humide, pourra être décrite par le modèle de circulation uniquement en phase liquide (loi de Darcy) (sol saturé jusqu'au sol à capacité au champ $pF = 2.5$),
- peu humide pourra être décrit par le modèle de circulation en phase liquide et en phase vapeur (entre $pF = 2.5$ et $pF = 4$),
- sec, pourra être décrit par le modèle de circulation en phase vapeur ($pF > 4$).

6.1.2. Sol soumis à un régime évaporatoire

6.1.2.1. Comportement de l'eau dans le profil

Dans l'étude des phénomènes d'évaporation d'un sol, deux facteurs sont particulièrement importants à connaître :

- Le mode de transfert de l'eau jusqu'à l'atmosphère, celui-ci étant décrit par les modèles de circulation d'eau, cités précédemment
- La quantité d'eau évaporée par le sol, ce paramètre étant très important pour une bonne connaissance des ressources en eau souterraine et pour leurs gestions.

Un sol, ayant été humidifié par une pluie sur tout son profil, puis soumis à évaporation, va voir son profil d'humidité varier dans le temps (régime transitoire). Si le sol ne contient pas de nappe, son profil d'humidité va varier jusqu'à l'établissement d'un

équilibre entre les forces de succion du sol en surface et le pouvoir évaporant de l'atmosphère. Si le sol contient une nappe, son profil d'humidité variera jusqu'au moment où le flux évaporatoire en surface égalera le flux d'eau issu de la nappe : régime permanent (ce qui est généralement le cas en zone aride et semi-aride).

6.1.2.2. Régime permanent :

Cet état concerne essentiellement les sols qui contiennent une nappe superficielle. Il ressort des nombreux travaux effectués sur ce sujet que pour un sol nu, le taux d'évaporation va dépendre [182]:

- De la profondeur de la nappe : on note une décroissance exponentielle du taux d'évaporation par rapport à la profondeur de la nappe, avec un taux d'évaporation qui décroît très rapidement quand le toit de la nappe est compris entre 0 et à peu près 1.50 m de profondeur ; au-dessous le taux continue de baisser mais beaucoup plus lentement.
- De la texture du sol : plus le sol contient d'éléments fins, plus la remontée capillaire est grande et plus le taux d'évaporation croît.
- De l'état de surface : un sol biné ou recouvert de paille (paillage) ou d'un mulch (paillis) donne lieu à une réduction considérable des pertes en eau.

6.1.3. Description des profils isotopiques de l'eau de sols soumis à évaporation

6.1.3.1. Régime permanent du flux d'eau dans le sol

Les premiers travaux sur ce sujet [183], ont montré que les teneurs en deutérium d'une colonne de sol saturée en eau et soumise à l'évaporation, décroissaient exponentiellement avec la profondeur, avec des valeurs très enrichies en surface (teneur isotopique maximale correspondante au front d'évaporation). L'allure de ce profil est le résultat d'un processus qui tend vers l'équilibre entre un flux diffusif descendant enrichi en isotopes lourds et un flux convectif ascendant en cours d'enrichissement en isotopes lourds.

D'autres travaux ont été étendus à la zone non saturée en condition évaporante, sur la colonne de sol [184][185] [186] ou en condition réelle [187][188][175][189][108] [142][176][190][191] dans des domaines d'humidité de sol et de condition évaporatoire très variables. Toutefois si les conditions le permettent (présence d'une nappe superficielle et surface du sol asséché), un phénomène de décroissance des teneurs en isotopes lourds s'observe au-dessus du front d'évaporation, ce dernier étant alors situé à peu de distance

sous la surface du sol et le degré d'évaporation, (Fig. 6.1). Cette évolution isotopique résulte de plusieurs processus :

- Au-dessus du front d'évaporation, l'eau diffuse en phase vapeur vers l'atmosphère ; dans un mouvement inverse, la vapeur atmosphérique, très appauvrie en isotopes lourds, diffuse dans les premières couches du sol, avec évidemment une part de mélange de vapeur atmosphérique échangeant avec l'eau du sol, les teneurs isotopiques de cette dernière vont donc décroître du front jusqu'à la surface ; les conditions atmosphériques externes (température, humidité relative, composition isotopique de la vapeur atmosphérique) s'exercent fortement sur cette région du sol et l'importance de l'assèchement du sol en surface déterminera l'épaisseur de la zone de diffusion en phase vapeur ;
- En dessous du front d'évaporation, l'eau circule en phase liquide comme pour les sols saturés (diffusion et convection), mais avec de plus une circulation diffusives en phase vapeur dont l'importance va dépendre des conditions d'humidité de cette zone ;
- au niveau du front, le pic qui correspond à la limite inférieure de la zone où il y a diffusion en phase vapeur uniquement, peut être plus ou moins large en fonction de l'étendue de la région où coexistent les deux phases.

En se référant au modèle de Philip et De Vries [180], on retrouve les deux zones de circulation d'eau déjà définies, en phase vapeur prédominante (du front d'évaporation à la surface) et en phase liquide prédominante (du front d'évaporation à la nappe).

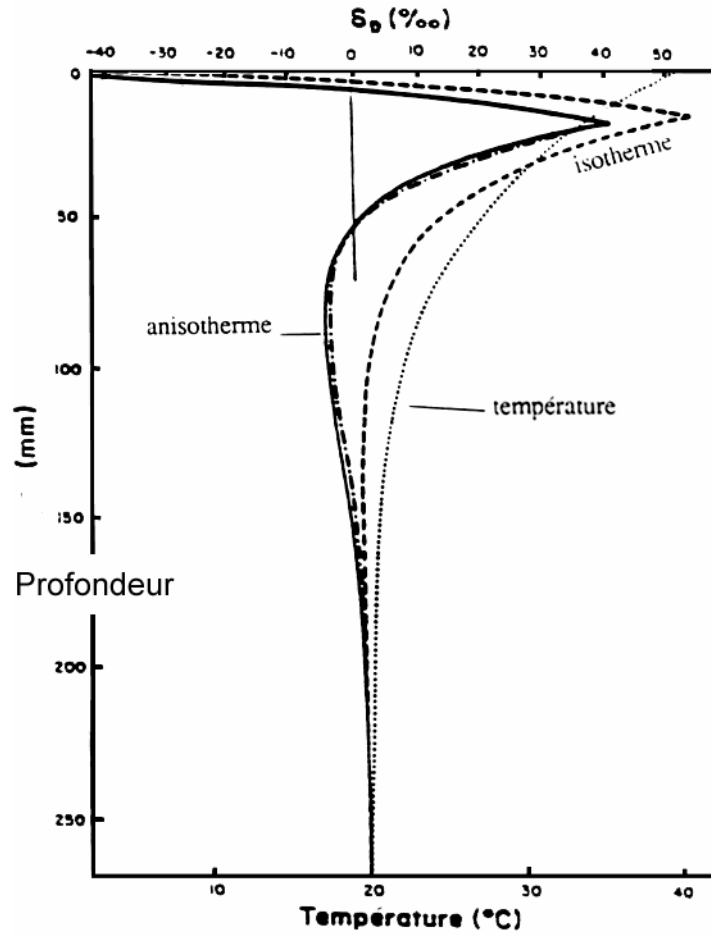


Figure 6.1 : Profil théorique d'évolution des teneurs en isotopes stables avec la profondeur [186]

6.1.4. Modélisation isotopique du profil :

Les différentes molécules de l'eau obéissent aux lois qui régissent la circulation de l'eau dans le sol en phase liquide et en phase gazeuse.

En phase liquide, en plus du mouvement convectif (loi de Darcy), les isotopes se comportent comme les sels, en diffusion selon les gradients en teneurs [186].

$$q_{liq\ i} = (q_{liq} * R_i) - (\rho_w * D^* i_{liq} * \nabla R_i) \quad (6.13)$$

$$q_{liq} = q_{liq\ ci} - q_{liq\ di}$$

avec :

$$D^* i_{liq} = \theta * \tau * D i_{liq}$$

$q_{liq\ i}$, $q_{liq\ ci}$, $q_{liq\ di}$: densité de flux, total convectif et diffusif de l'isotope i en phase liquide ($ML^{-2}T^{-1}$),

q_{liq} : densité de flux d'eau en phase liquide ($ML^{-2}T^{-1}$),

R_i : rapport d'abondance de l'isotope i en phase liquide,

D^1_{liq} , D^{*1}_{liq} : coefficients de diffusivité de l'isotope i en phase liquide dans l'eau libre et dans l'eau du sol (L^2T^{-1}),

θ , τ : humidité volumique et tortuosité

Les coefficients de diffusivité de l'eau dans elle même et des molécules d'eau comportant les isotopes lourds dans l'eau sont :

$$D_{\text{liq}}^{18} = D_{\text{liq}}^2 = D_{\text{liq}}$$

(à 25°C, $D_{\text{liq}} = 2.3 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$, $D_{\text{liq}}^2 = 2.27 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$)

en phase gazeuse, on a le même comportement diffusif que la vapeur d'eau, (loi de Fick modifiée).

$$q_{\text{vapi}} = -D_{\text{vap}}^i * \nabla (R_i^v * N) \quad (6.14)$$

avec

$$D_{\text{vap}}^i = D_{\text{atm}}^i * v * \tau * (\rho - \theta)$$

q_{vapi} : densité de flux de l'isotope i en phase vapeur ($\text{M L}^{-2} \text{T}^{-1}$).

D_{atm}^i , D_{vap}^i : coefficients de diffusivité de l'isotope i en phase vapeur dans l'air libre et dans l'air du sol ($\text{L}^2 \text{T}^{-1}$),

R_i^v : rapport d'abondance de l'isotope i en phase vapeur,

v : facteur d'écoulement de masse, proche de 1 en conditions normales,

τ , ρ , θ : tortuosité, porosité et humidité volumique respectivement,

N : densité de vapeur d'eau dans le sol (ML^{-3}).

6.2. Application à la modélisation des profils isotopiques (zone non saturée)

Pour la zone non saturée, Barnes et Allison (1983, 1984) [185][186] ont proposé un modèle qui traite séparément les deux niveaux de sol où s'exercent d'une part le flux en phase vapeur et d'autre part le flux en phase mixte liquide (dominant) et vapeur. La condition d'application de ce modèle étant l'existence d'un régime permanent ou proche de celui-ci (évaporation constante, donc alimentation en eau continue du profil par l'intermédiaire d'une nappe superficielle). Ce modèle peut être utilisé en conditions isothermes ou en conditions non isothermes.

6.2.1. Flux en phase vapeur (niveau superficiel du sol)

En reprenant, les équations régissant le transfert de vapeur d'eau et d'isotopes, à l'équilibre on pourra écrire :

$$q_{\text{vap}} = -D_{\text{vap}} * \nabla (h * N_{\text{sat}}) = \text{cste} = -E * \rho_w \quad (6.15)$$

$$q_{\text{vapi}} = -D_{\text{vap}}^i * \nabla (R_i^v * h * N_{\text{sat}}) = \text{cste} = -E * \rho_w * R_i^{\text{re}} \quad (6.16)$$

d'autre part, la teneur en eau de l'air dans le sol à une distance z de la surface peut être déterminée par la résolution de l'équation (6.15) :

$$h * N_{\text{sat}} = (h * N_{\text{sat}})_s + \int_0^z N_{\text{sat}} * dz / Z_v \quad (6.17)$$

avec :

$$(h * N_{\text{sat}})_s = (h * N_{\text{sat}})_{\text{atm}}$$

(car nous pouvons considérer que l'humidité relative en surface est en équilibre avec l'atmosphère).

$$Z_v = N_{sat} * D_{vap}/\rho_w * E = N_{sat} * D_{atm} * v * \tau * (\rho - \theta)/\rho_w * E \quad (6.18)$$

(Z_v : longueur caractéristique de la diffusion des espèces isotopiques en phase vapeur)

la résolution de ce système à trois équations permet de déterminer la composition isotopique de l'eau du sol :

$$h * N_{sat} * (1 - (\alpha_i * R_i / \sigma_{vap}^i * R_i^{res})) = C \quad (6.19)$$

avec : $C =$ constante.

En surface l'équation s'écrit :

$$\begin{aligned} (h * N_{sat})_{atm} * (1 - (\sigma_i^* + R_i^* / \sigma_{vap}^i * R_i^{res})) &= C \\ (h * N_{sat})_{atm} * (1 - (R_i^{atm} / \sigma_{vap}^i * R_i^{res})) &= C \end{aligned}$$

on notation delta:

$$(h * N_{sat})_{atm} * (1 - \{(\delta_i^{atm} + 1000)/\sigma_{vap}^i * \delta_i^{res} + 1000\}) = C$$

en reportant dans l'équation générale on obtient :

$$\delta_i = \{1 - (C/h * N_{sat})\} * (\sigma_{vap}^i / \alpha_i^*) * (\delta_i^{res} + 1000) - 1000 \quad (6.20)$$

Le système pourra être résolu si l'on connaît :

- la composition isotopique de la vapeur de l'atmosphère,
- la composition isotopique de la nappe, l'humidité relative de l'atmosphère,
- la température du sol,
- la fonction humidité relative du sol, de la surface (valeur de l'atmosphère) à la profondeur du pic (valeur considérée égale à 100%)

le modèle permet aussi de quantifier la pente de la relation deutérium – oxygène-18, dans la région vapeur.

$$d\delta_2 / d\delta_{18} = (n_2 - (\delta_2^{atm} - \delta_2^{res})) / (n_{18} - (\delta_{18}^{atm} - \delta_{18}^{res})) \quad (6.21)$$

6.2.2. Flux en phase liquide et vapeur

Sous le front d'évaporation. la circulation se fait en phase liquide dominante (convection et diffusion), et en phase vapeur, si la zone du profil n'est pas trop humide. Deux cas peuvent être envisagés.

Le flux de vapeur est négligeable : dans ce cas, on retrouve la même équation que pour un sol non saturé mais on tient compte en plus, de l'humidité volumique moyenne du sol, de la variation de température dans le profil et de la profondeur du pic d'enrichissement en isotopes (Z_{ef})

$$\delta_i = (\delta_i^{ef} - \delta_i^{res}) * \exp(-f(z)/Z_l) + \delta_i^{res} \quad (6.22)$$

avec :

$$f(z) = \text{moy } \theta * \int_{z_{ef}}^z \sigma^i * dz / \theta \quad (6.23)$$

$$Z_l = D_{liq}^i / E = D_{liq}^i * \sigma^i * \tau * \theta / E \quad (6.24)$$

$$\sigma^i = D_{liq} / D_{liq}^i$$

σ^i étant le rapport des coefficients de diffusion en phase liquide de la molécule comportant l'isotope i et de l'eau pure, peu différent de 1.

En condition isotherme et s'il y a peu de variation d'humidité volumique, on retrouve l'équation de Zimmermann et al. (1967) [183] ($D_{liq}^i = \text{Cte}$) ; à la variable q prés.

Le flux de vapeur reste significatif : Cela se traduit par l'équation suivante :

$$q_i = q_{liq_i} + q_{vap_i} = -E * \rho_w * R_i^{res}$$

En développant on obtient l'équation générale suivante:

$$d \delta_i / dz + (Z_l + h * Z_v)^{-1} * (\delta_i - \delta_i^{res}) =$$

$$h * Z_v * (Z_l + h * Z_v)^{-1} * (\epsilon^i + \eta_i) * d/dz \{ \ln(h * N_{sat} * (\epsilon^i + \eta_i)) \} \quad (6.25)$$

Si l'on est en conditions isothermes, la résolution de cette équation donnera :

$$\delta_i = (\delta_i^{ef} - \delta_i^{res}) * \exp(-f(z)/Z_l) + \delta_i^{res} \quad (6.26)$$

avec:

$$f(z) = \text{moy } \theta * \int_{z_{ef}}^z dz / (\theta + N_{sat} * D_{atm} * (\rho - \theta) / \rho_w * D_{liq}^i) \quad (6.27)$$

$$Z_l = D_{liq}^i * \sigma^i * \tau * \theta / E \quad (6.28)$$

Si on est en conditions anisothermes, une solution approximative peut être donnée si en moyenne les valeurs :

$$(\delta_i - \delta_i^{res}) * \exp[z / \text{moy}(Z_l + Z_v)] =$$

$$(\delta_i^{ef} - \delta_i^{res}) * \exp[z_{ef} / \text{moy}(Z_l + Z_v)] + K_i * \int_{z_{ef}}^z dz * dT / dz * \exp[z / \text{moy}(Z_l + Z_v)] \quad (6.29)$$

Avec :

$$K_i = d/dT \ln [N_{sat} * \epsilon^i + \eta_i] * \text{moy}(Z_v / Z_v + Z_l) * (\epsilon^i + \eta_i)$$

Pour évaluer la grandeur relative des flux diffusifs d'isotopes en phase vapeur et en phase liquide, afin d'utiliser le modèle qui convient dans cette région du profil, on fait le rapport Z_v / Z_l suivant les équations (6.18) et (6.27) (en moyennant les valeurs) :

$$Z_v / Z_l = N_{sat} * D_{atm} * \text{moy}(\rho - \theta) / \rho_w * D_{liq}^i * \text{moy } \theta \quad (6.30)$$

Comme pour la région de transfert exclusif en phase vapeur, on a une relation linéaire liant les teneurs en deutérium et en oxygène-18 pour la région de transfert mixte :

$$\begin{aligned} d\delta_2/d\delta_{18} &= (\delta_2^{ef} - \delta_2^{res})/(\delta_{18}^{ef} - \delta_{18}^{res}) \\ &= (\varepsilon^*_2 + \eta_2) / (\varepsilon^*_{18} + \eta_{18}) \end{aligned} \quad (6.31)$$

6.3. Evaluation pratique de l'évaporation

Les deux méthodes les plus employées pour évaluer l'évaporation d'une nappe à partir d'un profil de sol non saturé en conditions isothermes sont basés sur l'évaluation d'abord du rapport Z_v/Z_l (équation 6.30), qui permet de choisir la fonction de calage du modèle :

1^{ère} méthode : si la zone de diffusion vapeur est bien développée, on peut estimer l'évaporation E en déduisant directement la profondeur du front d'évaporation Z_{ef} à partir du profil isotopique établi. En effet, d'après (6.18) :

$$Z_v = N_{sat} * D_{atm} * v * \tau * (\rho - \theta) / \rho_w * E$$

Si l'on considère que juste au dessus du front d'évaporation Z_{ef} , l'humidité relative des pores du sol est égale à 1, on peut écrire d'après (6.17) :

$$h_{ef} = h_{atm} + Z_{ef}/Z_v = 1.$$

D'où en combinant les deux équations :

$$E = (1 - h_{atm}) * N_{sat} * D_{atm} * v * \tau * (\rho - \theta) / \rho_w * Z_{ef} \quad (6.32)$$

Avec: $\rho - \theta$ considéré comme constant et ayant une valeur moyenne sur cette partie du profil.

La détermination d'un coefficient de diffusivité moyen de la surface au pic est représentative car la teneur en eau varie peu. Le principal inconvénient de cette méthode est la difficulté d'échantillonner juste au niveau du pic isotopique, et donc de connaître Z_{ef} avec certitude.

2^{ème} méthode : à partir de l'équation de la circulation en phase liquide et vapeur (équation 6.19), donnant la composition isotopique de l'eau du sol en fonction de la profondeur, on peut écrire la relation suivante :

$$\begin{aligned} \delta_i &= (\delta_i^{ef} - \delta_i^{res}) * \exp(-f(z)/Z_l) + \delta_i^{res} \\ \ln [(\delta_i - \delta_i^{res}) / (\delta_i^{ef} - \delta_i^{res})] &= (-1/Z_l) * f(z) \end{aligned} \quad (6.33)$$

et déduire par la représentation graphique de cette équation linéaire: $1/Z_l$, que l'on reporte dans l'équation 17 d'où, l'on peut tirer l'évaporation :

$$E = D_{liq}^i * \sigma^i * \tau * \theta / Z \quad (6.34)$$

(Avec θ considérée comme constante et ayant une valeur moyenne sur cette partie du profil).

Cette méthode a l'avantage de pouvoir être établie sur un nombre de points largement suffisant puisqu'il s'agit de la partie la plus longue du profil isotopique. Ceci permet donc un calage relativement bon des paramètres de l'équation.

Si la zone non saturée présente un profil isotopique mixte avec zone de transfert en phase vapeur dominant et zone de transfert en phase liquide, et si l'on est en état d'équilibre, les valeurs d'évaporation du flux liquide et vapeur à travers le profil doivent être identiques.

6.3.1. Conclusion :

On dispose d'un certain nombre de modèles qui décrivent la circulation du flux de liquides de matières et d'isotopes. Ces modèles rendent parfaitement compte des transferts en zone non saturée pour des sols dont les paramètres physiques sont parfaitement définis ; c'est le cas des milieux homogènes où les paramètres physiques sont uniformes sur une verticale. Dans les conditions naturelles, on rencontre le plus souvent des sols de texture et de structure hétérogène dans l'espace, qui entraînent une variation importante de paramètres physiques tels que la porosité, la densité apparente, la tortuosité.... Il est donc préférable, avant tout essai de modélisation d'un profil vertical, de faire une étude du sol la plus complète possible afin de mesurer ces paramètres et leurs variations, au lieu de les estimer pour ne pas trop s'éloigner des conditions réelles existantes.

6.4. Application au bassin du Sahara septentrional

L'évaluation des principaux paramètres du bilan hydrique (lame d'eau infiltrée, hauteur d'eau évaporée) à l'échelle réduite de la zone non saturée ne peut trouver pleinement son utilité pratique (modélisation) que si les résultats sont extrapolables à l'échelle du bassin ou de la zone d'affleurement de la nappe étudiée.

Sur le bassin sédimentaire du Sahara septentrional plusieurs études ont été lancées sur la zone non saturée depuis plus d'une quinzaine d'années aussi bien en Algérie qu'en Tunisie, afin de déterminer les taux évaporatoires au niveau des zones de décharges des nappes et des nappes superficielles. Nous nous limiterons à la présentation des principaux résultats obtenus sur des sites précis du bassin du Sahara septentrional (sans l'exposition détaillée des calculs qui sont du reste dans les références bibliographiques relatives à chacun des sites.

6.4.1. Présentation des sites étudiés

Plusieurs travaux sur la zone non saturée ont été réalisés sur différents sites du grand bassin sédimentaire du Sahara septentrional (Algérie et Tunisie) [175] [108][142][176][192][60] et sur les hauts plateaux en Algérie [79]. Nous présenterons dans cette partie une synthèse de ces différents travaux sur les sites de Béni-Abbès (Grand Erg Occidental), Oued-Souf et la cuvette de Ouargla (Grand Erg Oriental).

6.4.1.1. Site: Béni Abbès:

Situation de la zone d'étude

La zone étudiée est située dans la vallée de la Saoura (bassin du Grand Erg Occidental), environ 3 km au sud de la localité de Béni-Abbès (Fig.6.2), dans cette vallée, les sables dunaires du Grand Erg Occidental sont relayés par des alluvions quaternaires ordonnées en terrasses imbriquées. L'ensemble est adossé aux faciès carbonatés et siliceux de la dalle Hamadienne du Mio-pliocène dans laquelle est entaillée la vallée [108].

Profils isotopiques

Plusieurs sondages carottés ont été réalisés sur la vallée de la Saoura [108] [176]. Nous avons retenu deux sondages représentatifs : le sondage sur la vallée SD₄ (a) et SC₃. Les profils isotopiques obtenus (Fig. 6.2) sont caractéristiques d'un sol évaporé, avec un pic (front d'évaporation) où les $\delta^{18}\text{O}$ varient de (+10 à +12 ‰) suivi d'une diminution des teneurs en ^{18}O avec la profondeur (jusqu'à -5 ‰). Ces distributions ont permis d'utiliser les modèles proposés par Barnes et Allison (1983) [185][186] en utilisant les équations (6.30), (6.33) et (6.34), relatives au transport en phase vapeur et en phase liquide ainsi que les données relatives à chaque sondage:

Les deux profils retenus pour la détermination de l'évaporation sont : le profil SD₄ et le profil Saoura [176] :

Profil SD₄:

Zone à transfert en phase vapeur

L'estimation du taux d'évaporation moyen à l'aide de l'équation (6.30), conduit à un taux d'évaporation $E = 1.4 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$

Zone à transfert en phase liquide

L'estimation du taux d'évaporation moyen pour le même site en considérant la zone où le transport liquide domine se fait à l'aide des équations (6.33 et 6.34) et conduit à un taux d'évaporation $E = 1 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$

Profil Saoura :

Zone à transfert en phase vapeur

L'estimation du taux d'évaporation moyen à l'aide de l'équation (6.30), conduit à un taux d'évaporation $E = 3 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$

Zone à transfert en phase liquide

L'estimation du taux d'évaporation moyen à l'aide de l'équation (6.33) conduit à un taux d'évaporation $E = 7 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$

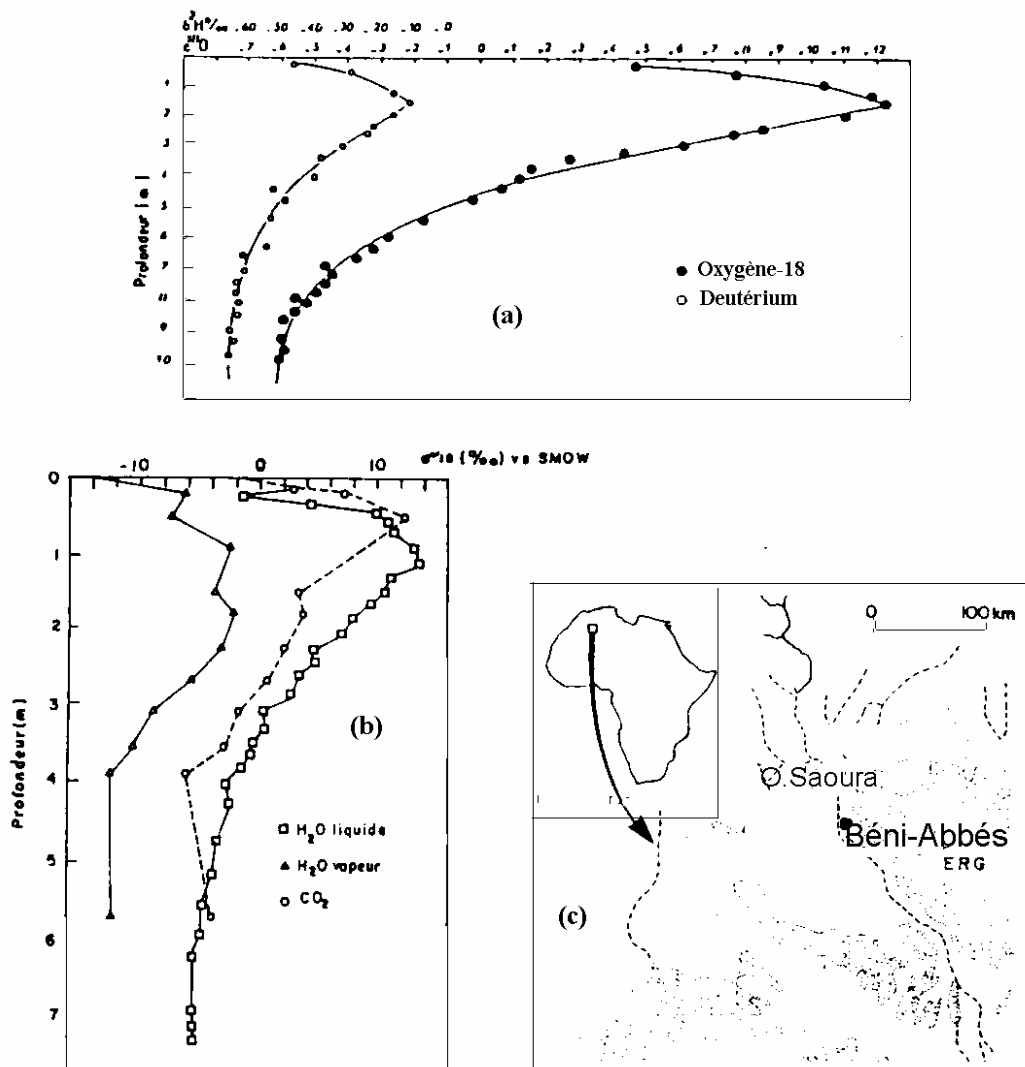


Figure 6.2 : Profils isotopiques sur le bassin occidental (Vallée de la Saoura)
 a) Beni-Abbès : Profil SD_4 b) Beni-Abbès : Profil Saoura

6.4.1.1.2. Sites: Oued-Souf et cuvette de Ouargla

Les deux zones sont situées sur le bassin du Grand Erg Oriental et ont été présentées dans le paragraphe relatif à l'étude des nappes phréatiques. Sur la région d'El-Oued nous avons réalisé deux sondages à la tarière sur les sables dunaires, le premier à El-Oued ville et le deuxième à Kouinine, la nappe phréatique se trouve à 3 m de profondeur. Pour la cuvette de Ouargla, un sondage a été réalisé au nord de la cuvette et plus exactement à l'embouchure de l'oued M'zab sur Sebkhet Sefioune, la nappe phréatique contenue dans des sables argileux et tufs gypseux se trouve à cet endroit à environ 3.50 m du sol.

Les profils isotopiques obtenus sur les deux régions (Fig. 6.3) reflètent grossièrement la forme classiquement connue d'un sol évaporé, avec un pic d'enrichissement près de la surface où les teneurs en ^{18}O enrichies (+4 à +7 ‰) correspondent à la zone où la phase vapeur domine, suivi d'une diminution des teneurs en ^{18}O avec la profondeur (jusqu'à -3 ‰ pour El-Oued et -6‰ pour Ouargla), zone où le transfert s'effectue principalement en phase liquide.

Ces distributions ont permis d'utiliser les modèles proposés par Barnes et Allison (1983). A partir de l'équation qui donne le bilan isotopique (6.33), la relation (6.34) permet le calcul du taux d'évaporation :

Sondage d'El-Oued (prés du Forage Chouhada):

Zone à transfert en phase liquide

$T = 21.9^\circ\text{C}$ = moyenne inter-annuelle (1989-1995, ONM)

$D_{\text{Liq}} = 1.9 = e^{(0.127 + 0.0236 T)}$ en $[10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}]$ avec T en $^\circ\text{C}$

$\theta = 0.45$, $\tau = 0.66$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{res}} = -2 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{ef}} = 8 \text{ ‰}$

La pente de la droite qui en résulte de la corrélation $\text{Ln}[f(\delta)] = f[f(z)]$ permet de déterminer une valeur $Z_1 = 1.72$, et par conséquent un taux d'évaporation $E = 3 \text{ mm.an}^{-1}$

Sondage de Ouargla (embouchure oued M'zab - Sebkhet Sefioune) :

Zone à transfert en phase liquide

L'estimation du taux d'évaporation moyen à l'aide de l'équation (6.33) conduit à un taux d'évaporation : $E = 2 \text{ mm.an}^{-1}$

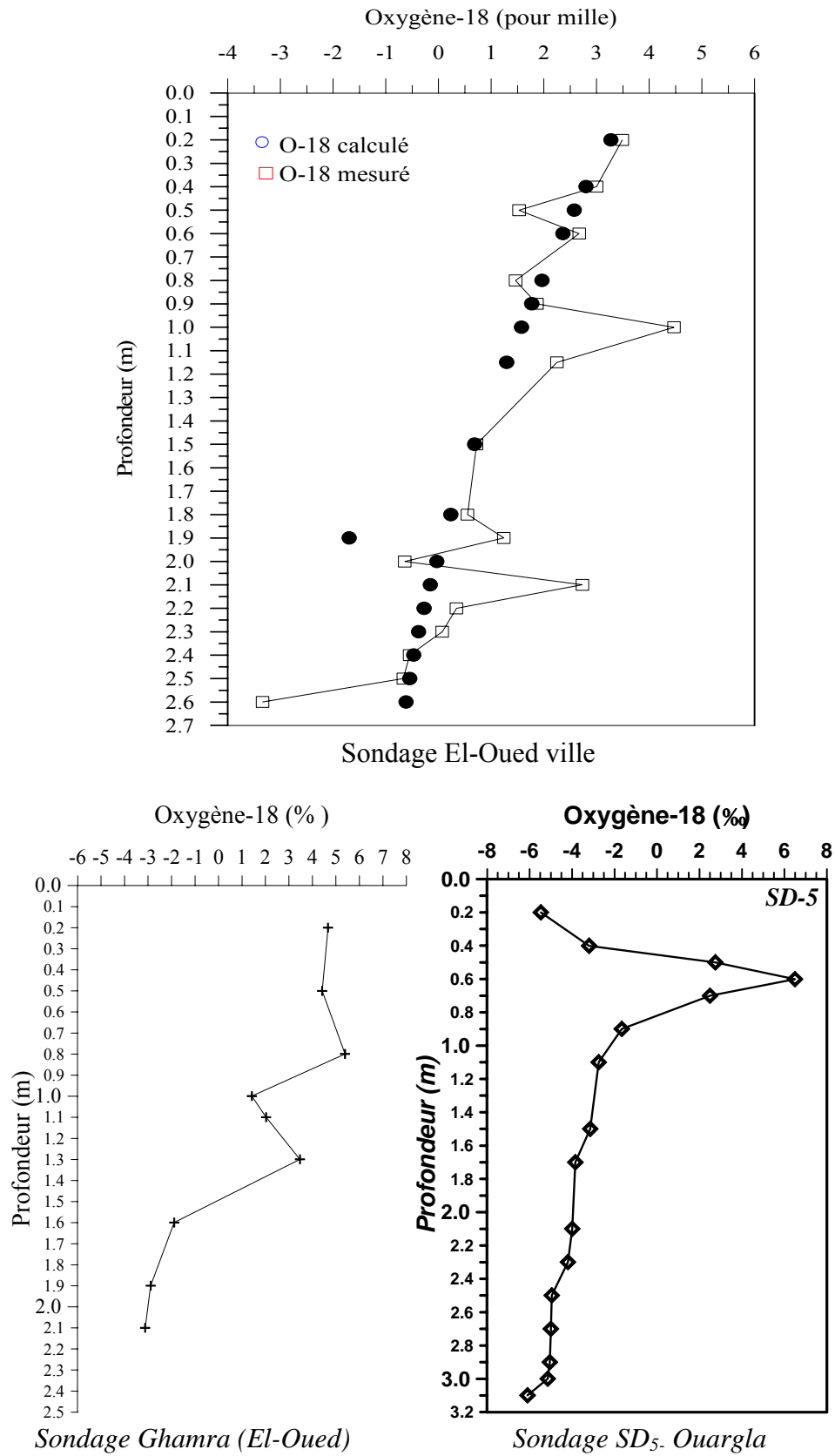


Figure 6.3 : Profils isotopiques sur le bassin oriental (Ouargla et Oued Souf)

6.4.1.3 : Conclusion

La modélisation isotopique d'un sol soumis à l'évaporation fait appel à un grand nombre de paramètres tels que : la température qui est fonction de (D_{atm} , N_{sat} , D_{liq}), la valeur de la composition du réservoir (δ_{res}), la tortuosité (structure du sol), la valeur de la composition isotopique du front d'évaporation (δ_{ef}), la profondeur du front d'évaporation (Z_{ef}), et la profondeur de la nappe. Si l'un de ces paramètres est mal estimé cela induit une influence sur l'ajustement du profil isotopique simulé au profil isotopique expérimental et/ou sur la valeur calculée du flux évaporatoire. Par ailleurs d'autres phénomènes difficilement quantifiables (salinité, végétation...) peuvent fausser l'utilisation de ce modèle.

Les résultats des taux d'évaporation déterminés à travers le bassin sédimentaire du Sahara septentrional aussi bien en Algérie [108][142] [176][192] qu'en Tunisie [174] [175] [192] varient entre 1 et 10 mm.an⁻¹ et s'inscrivent sur la courbe de tendance générale déterminée pour plusieurs sites à travers le monde (climat aride et semi aride). Cette courbe montre que le taux d'évaporation E est inversement proportionnel à la profondeur de la nappe (Fig.6.4 ; Tabl.6.1). La corrélation l'évaporation (E) en fonction de la profondeur (Z) suit un ajustement exponentiel, c'est à dire que plus la nappe est profonde plus la zone de transfert d'humidité en phase vapeur est plus important et Z_{ef} plus profond, ce qui favorise le ralentissement de l'évaporation.

Tableau 6.1 : Valeurs de taux d'évaporation déterminés sur des bassins sédimentaires en zone arides

Région	Lithologie	Profondeur de la nappe (m)	Evaporation (mm.a ⁻¹)	Référence
Australie	Salé	1 à 2	230	Allison et al, 1983
Algérie (Bassin G.Erg.Occ.)	Sables	7.2	6.6	Colin-Kaczala, 1986
Algérie (Bassin Grand Erg Occidental)	Limons	10	1.5	Yousfi, 1984 Fontes et al, 1986
Sud Tunisien	Limons	18	1	Zouari et al, 1985
Algérie (Bassin Grand Erg Oriental)	Sables dunaires Sable-argileux	3.5 4	3 2	Moulla et Guendouz, 1996
Algérie (Chott Chergui-Hauts. plateaux)	Argile - Limons- Gypse	2.50	12	Daoud, 1995
Sud Egyptien	Limons Limons	0.5 2	100 5.8	Sonntag et al, 1985
Tunisie (Djebel Dissa)	Sable argileux	7.0	1.0	Zouari et al, 1985

L'application du modèle d'évaporation à des profils de sol non saturé soumis à l'évaporation apparaît comme une approche performante. L'approche est d'autant plus satisfaisante que le sol est homogène (porosité et tortuosité constante) et que l'état d'équilibre du profil est atteint. Pour avoir des résultats fiables, il est nécessaire que les paramètres du modèle soient bien définis.

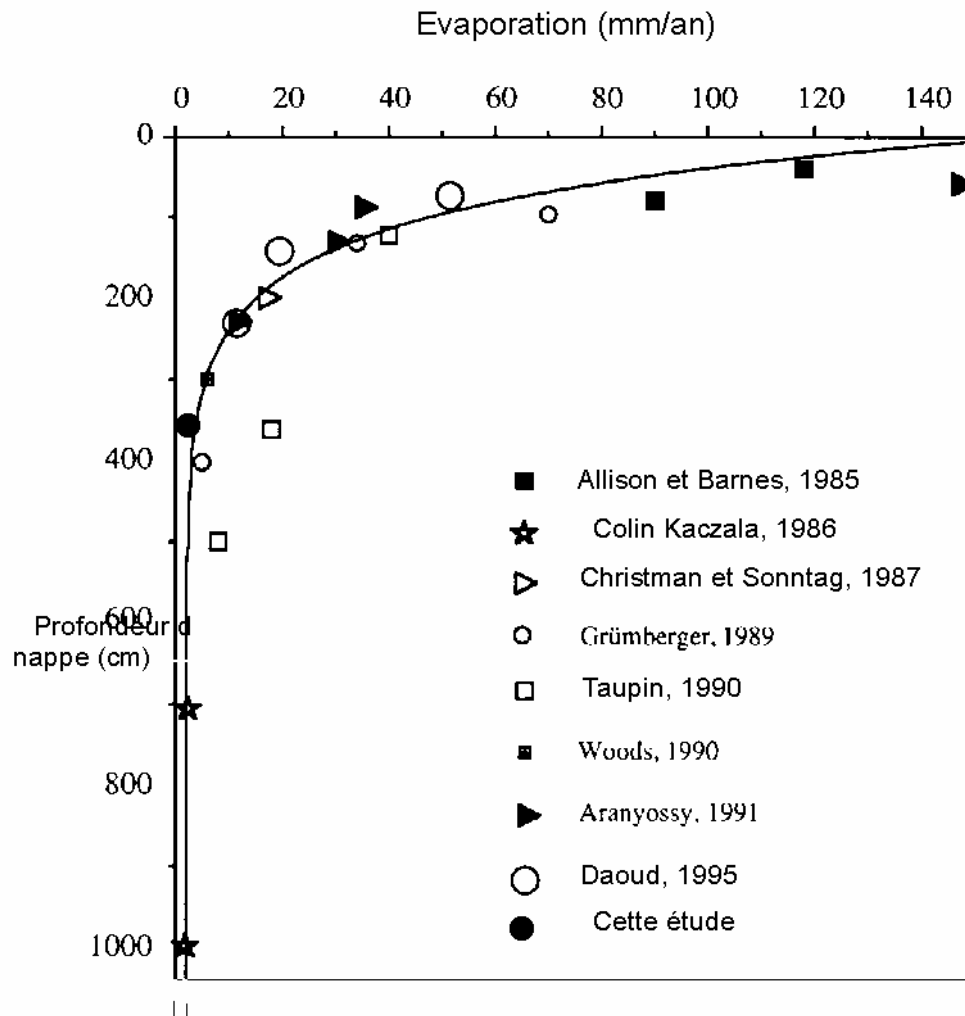


Figure 6.4 : Variation du taux d'évaporation en fonction de la profondeur de la nappe

6.5. Estimation de la recharge

Deux méthodes sont utilisées en hydrologie isotopique et ont été appliquées dans plusieurs régions au monde pour l'estimation de la recharge (infiltration efficace) : L'une isotopique basé sur utilisation du tritium et l'autre géochimique basé sur l'utilisation du bilan des chlorures.

6.5.1. Méthode géochimique

L'utilisation du bilan des chlorures pour l'estimation de l'infiltration efficace repose sur la connaissance du rapport de concentration en ions conservatifs entre l'eau des pluies et l'eau du sol, en admettant que l'apport en chlorures provienne uniquement des précipitations et qu'après évaporation, tous les chlorures restent dans l'eau interstitielle de la zone non saturée. Ce rapport est directement imputable à la reprise évaporante qui s'effectue sans départ des ions. Les chlorures apparaissent comme l'élément conservatif le plus approprié pour de telles mesures. Le procédé consiste à échantillonner des profils de sols non saturés afin d'analyser l'eau interstitielle.

La relation de calcul est la suivante:

$$I_e = (p \cdot C_p) / C_s \quad (6.35)$$

I_e représente la recharge annuelle moyenne,
 P : la hauteur moyenne annuelle des précipitations,
 C_p : la concentration moyenne en chlorures des précipitations,
 C_s : la concentration moyenne en chlorures de l'eau du sol.

Cette méthode a été appliquée pour la première fois en Inde en utilisant la teneur en chlorures de la nappe [189] (Eriksson, 1976). D'autres auteurs l'ont ensuite développée et appliquée dans différentes régions du monde. En Australie, (Allison et Hugues, 1978) [190] à Chypre (Edmunds et Walton, 1980 ; Edmunds et al, 1987) [170][195], au Soudan (Darling et al, 1987)[196], au Sénégal (Gaye, 1990)[197] et sur le bassin sédimentaire saharien en Algérie et Tunisie (Yousfi, 1984 ; Fontes et al, 1986 ; Zouari et al, 1985 ; Edmunds et al, 1997) [108][142] [194][60][108][142] [194]. Nous présenterons ci-dessous les profils obtenus dans la zone non saturée obtenus sur les sites du bassin saharien.

6.5.1.1. Site de Béni-Abbès (bassin du Grand Erg Occidental, Algérie)

L'estimation de la recharge a été faite à partir du Sondage SD₄ (voir partie évaporation pour la situation du site) par l'utilisation de la relation (6.35) qui est analogue à

$$Q_v / Q_i = C_i / C_p - 1 \quad (6.36)$$

Avec Q_v = Quantité d'eau évaporée
 Q_i = Quantité d'eau infiltrée
 C_i = Concentration en chlorure dans l'eau d'infiltration
 C_p = Concentration dans l'eau de pluie

La valeur moyenne C_i qui représente la concentration en chlorure sur le profil (Fig. 6.5) de l'eau interstitielle du sédiment sur le sondage SD₄ est évaluée à 1300 mg.l^{-1} , la concentration dans les eaux de pluie est évaluée à 6 mg.l^{-1} , [108] on a alors :

$$Q_v/Q_i = C_i/C_p - 1 = 229$$

or

$$Q_v/Q_i = Q_p - Q_i / Q_i = Q_p/Q_i - 1$$

Connaissant le rapport Q_v/Q_i et Q_p hauteur moyenne des précipitations (30 mm.a^{-1}), la lame d'eau infiltrée annuellement devient alors :

$$Q_i = 0.13 \text{ mm.a}^{-1}$$

En reportant cette valeur au sédiment poreux avec une porosité de 0.45, nous obtenons un taux de recharge de :

$$I_e = 0.13/0.45 = 0.22 \text{ mm.a}^{-1} \text{ dans le profil}$$

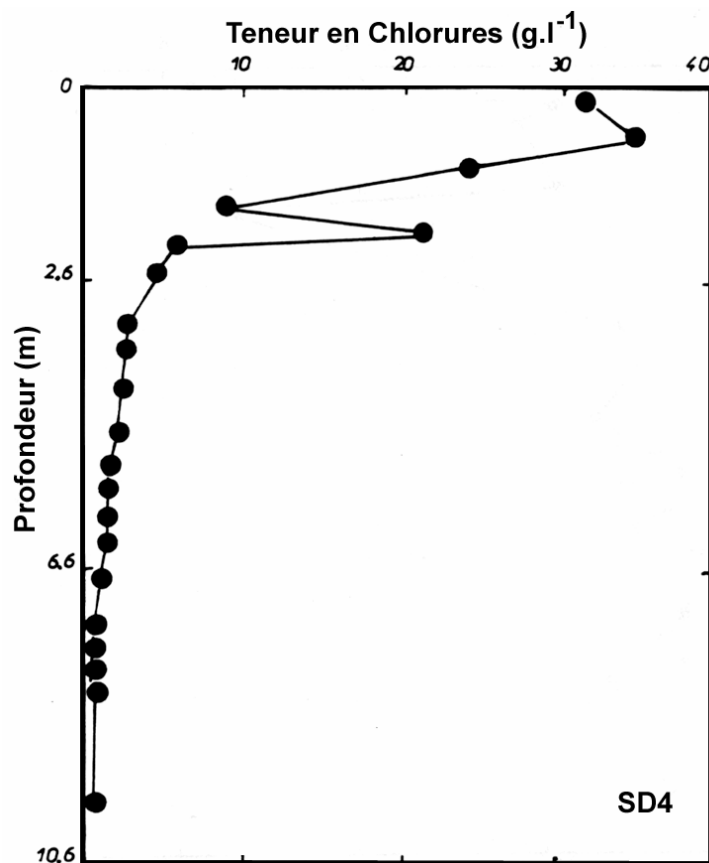


Figure 6.5 : Profil des teneurs en chlorures en fonction de la profondeur au sondage SD₄ à Béni-Abbès

6.5.1.2. Site de Djebel Dissa (Gabès, zone semi-aride, Tunisie)

6.5.1.2.1. Cadre général

La cuvette de Djebel Dissa, est situé à environ 15 km au NW de Gabès (Tunisie), sur un petit bassin d'environ 45 km² de superficie qui collecte le ruissellement des reliefs le long d'un petit cours d'eau temporaire 'oued El-Habadji' dont le lit occupe longitudinalement le centre du bassin [175].(Fig.6.6).

6.5.1.2.2. Cadre Géologique et Hydrogéologique

La zone du Djebel Dissa est représenté par des dépôts alluviaux, colluviaux et éoliens du Quaternaire récent et actuel, surmontant des dépôts silteux et argilo-gypseux du plio-quaternaire, le tout est adossé à un relief calcaire et calcaire-marneux du Crétacé supérieur (Sénonien). La nappe phréatique rencontrée au droit du site se trouve à -7 m de profondeur à proximité de l'oued correspond au niveau aquifère le plus superficiel d'un complexe multicouche logé dans les formations sénoniennes (calcaires), miopliocène (sables et argiles) et quaternaires (alluvions). Ce complexe aquifère porte le nom *de la nappe de la Djeffara*. Il reçoit la majeure partie de son alimentation par drainage de la nappe du Continental Intercalaire au niveau des failles d'El Hamma.

6.5.1.2.3. Sondages carottés

Trois sondages carottés ont été réalisés sur la cuvette en Avril, 1981 [175]. Les sondages SP1 (Prof. = 18.45 m), SP2 (Prof. = 20.25 m) et SP3 (Prof. = 19.8 m) ont été répartis de façon à représenter le mieux possible le bassin. La nappe a été rencontrée vers 7 m de profondeur.

L'application de la relation (6.36) a permis de calculer le taux de recharge :

$$Q_v/Q_i = Q_p - Q_i / Q_i = Q_p/Q_i - 1$$

Après le calcul du rapport Q_v/Q_i de l'ordre de 34 qui correspond à un taux de recharge de 5 mm·a⁻¹ sur le site Dissa [175].

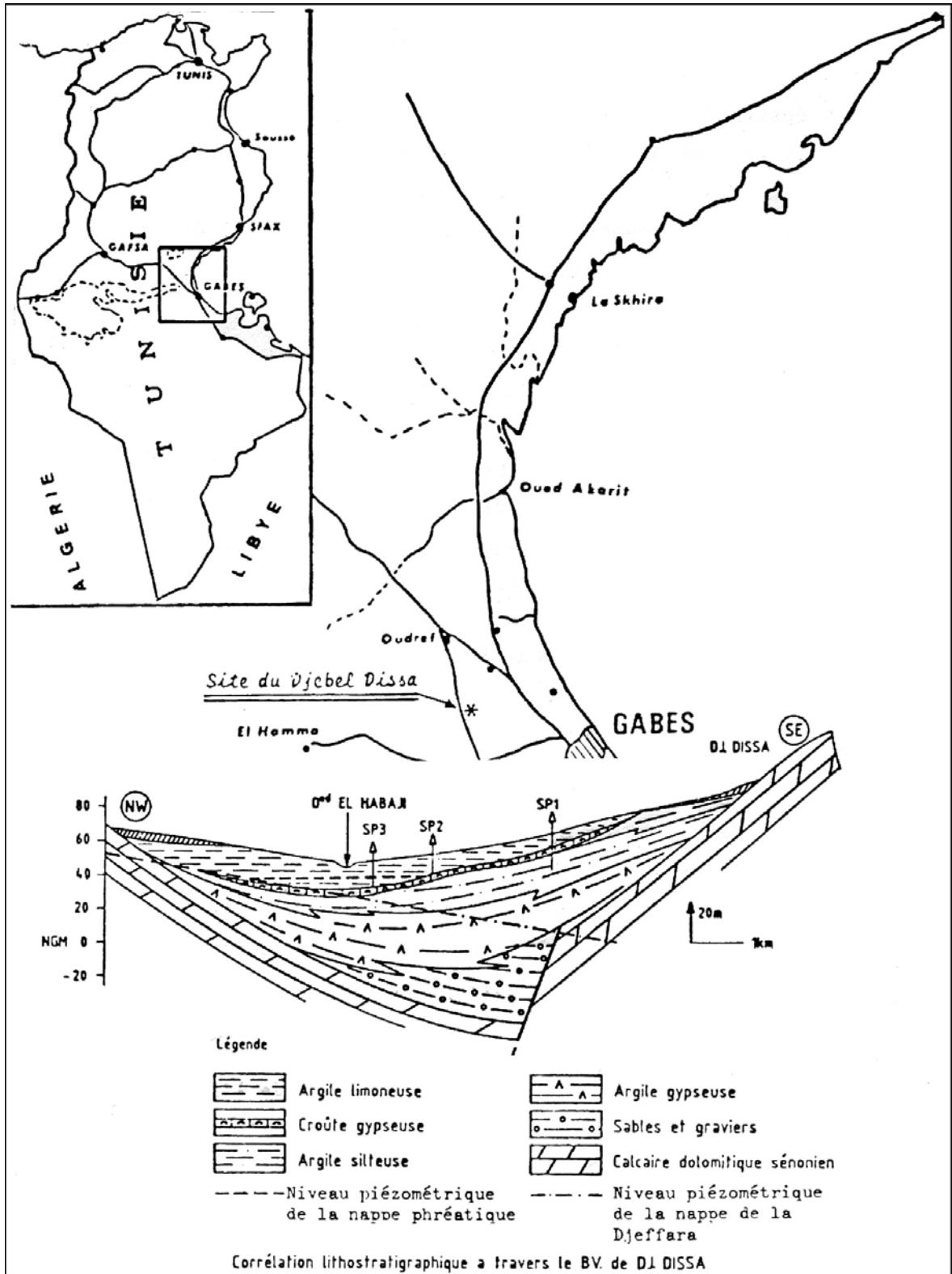


Figure 6.6 : Situation et coupe de la région du Djebel Dissa (Tunisie) [175].

6.5.1.3. Site de Rhourde El-Baguel et de Tozeur (Bassin du Grand Erg Oriental)

Les sondages réalisés en Algérie et en Tunisie dans le cadre du projet Avicenne [60], sont situés pour l'Algérie au sud de Hassi Messaoud (à Rhourde El-Baguel) (un sondage dans les sables du Miopliocène et dans la vallée de l'Oued Rhir à Merrara (un sondage dans des sables argileux d'un chott. Pour la Tunisie, les sondages ont été réalisés au nord du Chott Djerid à Tozeur dans les sables semi consolidés du Miopliocène (4 sondages) et au sud sur la partie ouest de oued Douz (Redjem El Maatoug dans des sables quaternaires (1 sondage).

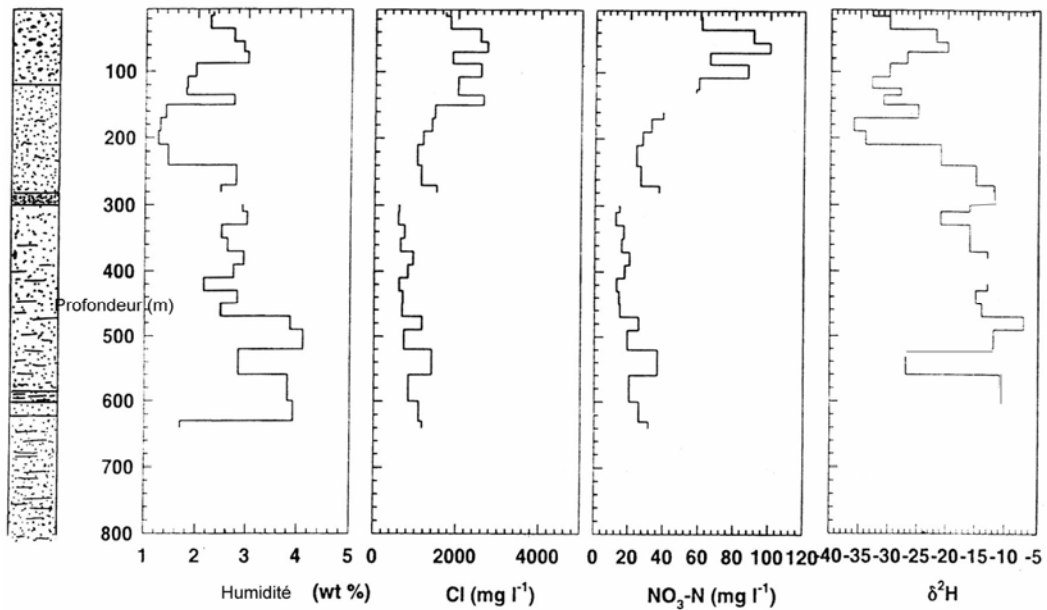


Figure 6.7 : Profil réalisés sur la zone non saturée à Rhourde El-Baguel (Bassin saharien du Grand Erg Oriental) [60].

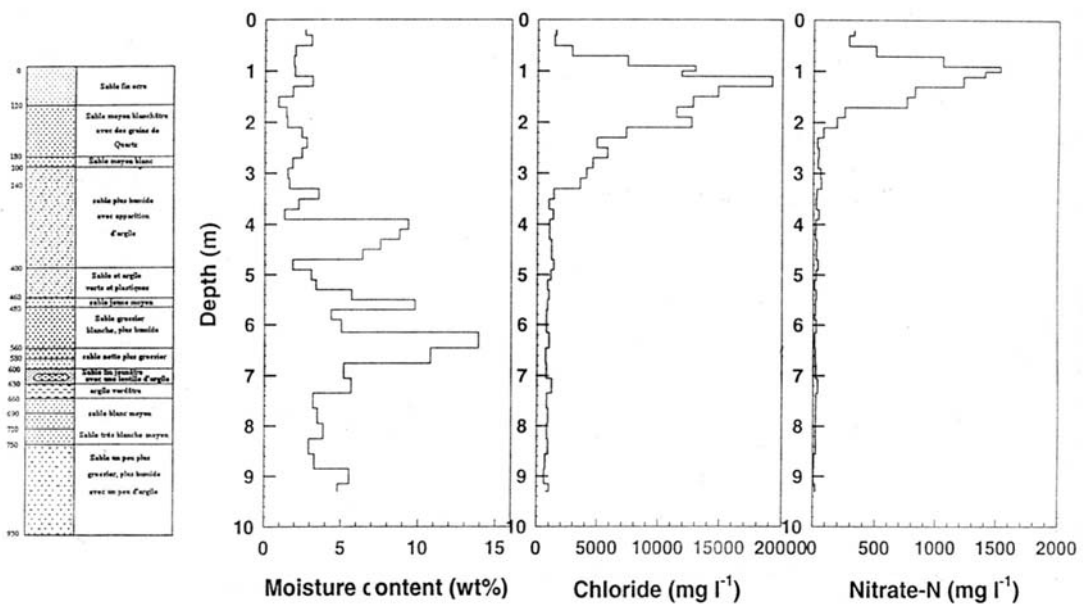


Figure 6.8 : Profil réalisé sur la zone non saturée à Tozeur

(Bassin saharien du Grand Erg Oriental) [60].

Les profils réalisés sur ces sites sont reportés sur les figures 6.7 et 6.8. Ces profils à l'exception du sondage Merrara (vallée de l'Oued-Rhir, Algérie) montrent que la recharge est un processus actif et qu'ils peuvent être interprétés en terme d'infiltration effective dans les nappes de ces zones.

La recharge a été estimée dans chacun de ces profils en considérant les tronçons des profils où la teneur en chlorure semble constante avec la profondeur ce qui correspond à un état d'équilibre du profil (steady state). La relation (6.35) a été utilisée pour calculer les taux de recharge qui sont reportés sur le tableau 6.2.

Tableau 6.2 : Taux de recharge par la méthode du bilan du chlorure [60].

Site	Intervalle de profondeur (m)	Moyenne teneurs Cl ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$)	Teneurs en Cl des précipitations $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$	Moyen. recharge $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$
Tozeur-3	0.5-19.5	322	5	1.55
Tozeur-4	0.5-7.5	786	5	0.64
Redjem-Maatoug	0.5-9.0	717	5	0.70
Rhourde El-Baguel	2.0-6.5	838	3	0.36
Djebel Dissa	7-18	1600		5

6.5.2. Méthode isotopique: Pic du tritium thermonucléaire

L'estimation de l'infiltration efficace par la localisation du pic du tritium provenant des explosions thermonucléaires atmosphériques du début des années 60 (pic de 1963) a été efficacement utilisée pendant une vingtaine d'années. L'estimation quantitative des teneurs en tritium (^3H) utilise la distribution de ces teneurs dans les précipitations (fonction entrée) à laquelle sont comparées les teneurs mesurées sur les eaux prélevées. Elle permet de préciser plusieurs paramètres du système : dispersion, vitesses d'infiltration, taux de renouvellement. Dans le cas de mélange des eaux de recharges successives, ces teneurs pourraient être estimées par un modèle de mélange. Des estimations de la recharge et de la vitesse du mouvement de l'eau dans la zone non saturée à l'aide du tritium thermonucléaire ont déjà été faites avec succès dans plusieurs parties du monde [198][199][200][188][109][175].

Cependant, cette méthode n'avait de chance de fonctionner que pour les climats arides où les flux nets infiltrés annuellement sont très faibles et où la surface piézométrique est suffisamment profonde pour que l'on espère retrouver la trace du pic de 1963 dans la zone non saturée.

6.5.2.1. Application au bassin du Sahara septentrional

L'application de cette méthode a été réalisée avec succès en 1984 en Algérie (bassin du Grand Erg Occidental, sur le sondage SD₄) [108] et en 1983 en Tunisie sur le site du Djebel Dissa [175]. Nous examinerons le cas du bassin occidental à Béni-Abbès en Algérie.

Sondage SD₄ (Béni-Abbès)

Les variations des teneurs en tritium en fonction de la profondeur sur le site du sondage SD₄ sont représentées sur le profil (Fig.6.9). Les teneurs en ³H sont distribuées régulièrement sur le profil et varient de 20 U.T.¹ à 3.5 m de profondeur à 100 U.T. (pic de 1963) à 8 m et suggèrent un bon mélange des différents événements pluvieux. Toutefois, si l'on considère que l'eau du profil subit des mouvements descendants sous l'effet du gradient de charge lors des fortes précipitations et des mouvements ascendants sous l'effet de l'évaporation, alors le pic de 1963 a pu être atténué par l'effet de la dispersion mécanique qui résulte de ces mouvements [142]

L'interprétation des teneurs en ³H de ce profil ont pu être faits en tenant compte de l'aridité de la région c'est à dire de la forte reprise évaporante d'une bonne partie des précipitations, donc seules les fractions importantes et successives des précipitations qui tombent dans les périodes favorables à l'infiltration (hauteurs conséquentes des mois d'hiver) sont susceptibles de recharger le nappe. Ainsi les seules pluies qui correspondent à ce pic de 100 U.T. (corrigé de la décroissance radioactive) et qui auraient pu contribuer à la recharge après 1963 sont celles de l'année 1967 (63.5 mm tombés en 24 h à Béni-Abbès, teneur pondérée en ³H ajustée pour 1983 est de 78 U.T). Ainsi les fortes pluies d'octobre 1967 ont atteint la profondeur de 8 m et il a été possible de calculer une vitesse d'infiltration moyenne annuelle apparente de $0.5 \text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ et un taux de recharge à l'échelle du profil de $31 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ [108]. Ce taux de recharge apparaît élevé et n'est pas compatible avec le bilan en eau du profil sauf si l'on admet que les crues du réseau de surface de l'oued Saoura ont pu alimenter le profil SD₄.

En Tunisie sur le site de Djebel Dissa, le taux de recharge calculé sur le sondage SP₁ à base des teneurs en tritium est de l'ordre de 10 mm a^{-1} .

¹ 1 U.T. représente une concentration d'un atome de tritium ³H pour 10¹⁸ atomes d'hydrogène.
1 U.T. correspond à 7.2 désintégrations de noyaux de tritium par minute et par litre d'eau.

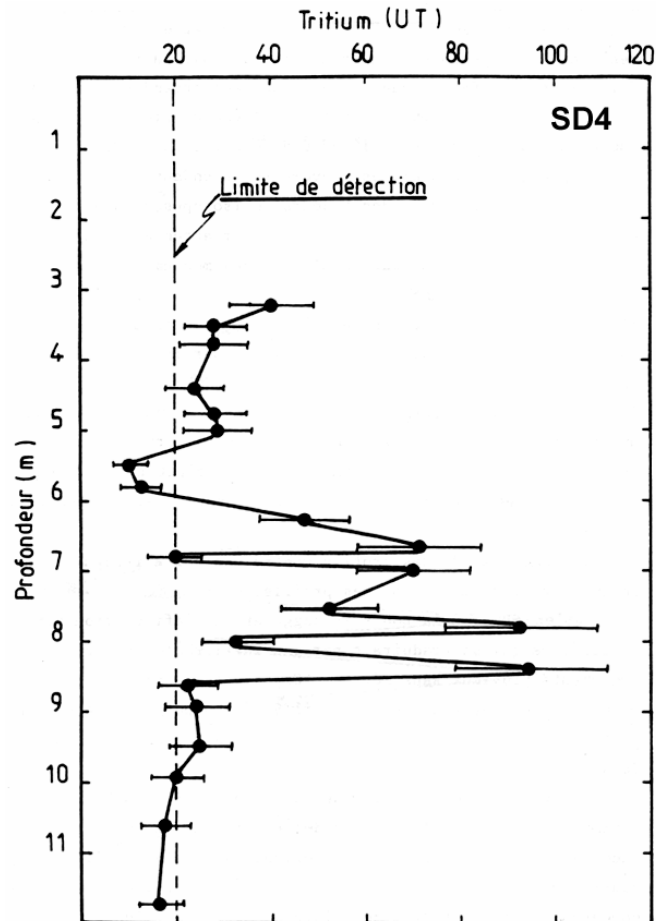


Figure 6.9 : Variation des teneurs en Tritium (^3H) en fonction de la profondeur à Béni-Abbès (Sondage SD4)[108]

6.6. Conclusion

La méthode du bilan des chlorures constitue actuellement une des plus prometteuses dans la détermination de l'infiltration efficace et cela pour la simplicité de sa mise en œuvre. Son application à travers le monde en zone aride et semi-aride a permis d'obtenir des résultats très représentatifs du taux de recharge dans ces zones.

Les taux de recharge déterminés sur le bassin du Sahara septentrional par les deux méthodes sont relativement différents mais fournissent des fourchettes certes plus faibles par le bilan des chlorures que par la méthode du traceur radioactif. Ces résultats peuvent servir de base pour de nouvelles prospections qui permettront une extrapolation à l'échelle régionale.

CHAPITRE 7

IMPLICATIONS POUR LA GESTION DES RESSOURCES EN EAU

7.1 Introduction

Les ressources en eaux souterraines profondes sur le bassin sédimentaire du Sahara septentrional constituent de réserves considérables, ce qui représente un enjeu crucial dans le développement socio-économique sur toutes les régions du bassin surtout que les ressources en eaux superficielles sont limitées et les besoins en eau deviennent de plus en plus croissants. L'exploitation de ces ressources considérées comme non renouvelables impose une gestion raisonnée des ressources en eau tant au niveau qualitatif, que quantitatif et en préservant l'environnement. Dans une politique de gestion intégrée des ressources en eau, un suivi régulier de l'état des ressources (suivi de l'évolution piézométrique, des prélèvements, de la qualité des eaux,...), permet d'apprécier l'évolution des ressources, de leur régime et de leur qualité en réponse aux activités anthropiques et d'accroître la validité des évaluations d'exploitabilité.

Dans cette dernière partie de ce travail, nous allons donner un aperçu sur les notions des ressources en eau renouvelables et non renouvelables. Nous exposerons ensuite les retombées effectives de tous ces résultats hydrogéochimiques et isotopiques sur ces ressources en eau et essayerons de proposer une stratégie à adopter quant à leur exploitabilité.

7.2. Nature et structure des ressources en eau au Sahara

Depuis longtemps les spécialistes de l'eau se sont intéressés au cycle de l'eau sur la planète à travers la quantification des différents flux (précipitations, fleuves, rivières, lacs, nappes d'eau souterraine). En revanche, les problèmes des stocks d'eau appelés « ressources en eau non renouvelables », véritable gisement d'eau souterraine ont été relégués au second plan. C'est le cas des ressources en eau qui nous intéressent dans ce mémoire. Elles se situent dans le grand bassin sédimentaire du Sahara septentrional, et se trouvent partagées entre les trois pays que sont : l'Algérie, la Tunisie et la Libye. Elles sont en majorité non renouvelables au vu de la faible recharge actuelle, ce qui amène certains à les considérer comme des ressources « minières ». On considère qu'un aquifère peut offrir des ressources non renouvelables si son taux de renouvellement est négligeable, c'est à dire si le flux annuel moyen est très inférieur au volume du réservoir aquifère, ce qui correspond en pratique et par convention à un taux de renouvellement moyen annuel égal ou inférieur à 0,01 [201][202][203]. Dans le cas des aquifères des grands bassins

sédimentaires au Sahara, le volume d'eau stocké est important et le taux de renouvellement est faible, si on considère les temps de résidence déterminés à la base des teneurs en chlore-36 (jusqu'à 600 000 ans), on conçoit bien que le taux de renouvellement reste largement inférieur à 1%

7.3. Ressources en eau non renouvelable : Quelle relations avec le cycle de l'eau ?

L'eau a été toujours perçue par l'être humain comme une ressource renouvelable par excellence, si l'on considère que dans l'absolu, il n'existe pas d'eau souterraine totalement indépendante et déconnectée du cycle de l'eau, car les eaux souterraines se déplacent avec des vitesses d'écoulement très différentes, parcourent parfois des distances très grandes (l'eau du Continental Intercalaire sur le bassin saharien parcourt environ 700 km pour aller de l'Atlas saharien en Algérie, rejoindre l'exutoire de la nappe situé sur le Golfe de Gabès en Tunisie). Même lorsqu'elles sont présentes depuis des millénaires dans les nappes souterraines, ces eaux au déplacement très lent sont animées par un hydrodynamisme actif et donc ne peuvent être dissociées complètement du cycle de l'eau.

La question qui se pose est : *dans quelle mesure et à quelle condition ces stocks terrestres d'eau naturelle peuvent être non plus utilisés seulement comme régulateurs, mais exploités comme des ressources non renouvelables à l'échelle humaine ?*

7.3.1. Problématique des ressources en eau du bassin du Sahara septentrional

Le système aquifère du Sahara Septentrional (SASS), fait partie des grands réservoirs captifs dans le monde et *constitue d'immenses réserves d'eau à composante essentiellement ancienne. Ces réserves posent d'énormes problèmes aux gestionnaires des ressources en eau relatifs d'une part, aux modalités de gestion et donc d'exploitation de ces ressources qui sont liées pour une grande part aux connaissances à acquérir sur ces ressources comme l'évaluation précise de leur bilan hydrique (surtout les taux de recharge et d'évaporation) et de la qualité chimique des eaux*

Les modèles mathématiques élaborés en 1972 par l'UNESCO (ERESS°[40], et réactualisé en 1985, et en 1997, et le dernier modèle qui est en phase finale OSS (2003 a, b) [34][51], ont permis d'élaborer différents scénarios d'exploitation à différents horizons (cf. Partie I, Hydrogéologie). Notons juste le fait que dans tous ces modèles, les données relatives aux zones d'alimentations (débits de recharge) et d'évaporation (débits de décharge), ont été imposées vu l'impossibilité de chiffrer valablement ces débits, à cause de l'inexistence de valeurs sur tout le bassin.

7.3.1.1 Exemple de contribution de ce travail à la détermination de la recharge des nappes du bassin saharien pour l'amélioration des paramètres à introduire dans les modèles.

Les débits d'alimentation imposés au modèle sur les zones de recharge de l'Atlas saharien et du plateau du Tinrhert sont respectivement de 7.54 m³/s et 0.29 m³/s. Pour le Dahar en Tunisie, la valeur imposée est de 0.45 m³/s.

Les entrées dans la nappe du CI ont été présentées dans les différents modèles cités plus haut sous forme d'une alimentation par les bordures (Atlas saharien = 2.03 m³/s (ERESS, 1972) [40], et 7.54 m³/s (OSS, 2003b), plateau du Tinrhert = 0.43 m³/s (ERESS, 1972) [40] et 0.29 m³/s (OSS, 2003b) [51] et pour les monts du Dahar en Tunisie 1.99 m³/s (ERESS, 1972) et 0.29 m³/s (OSS, 2003b) [51]. Les différences observées entre les valeurs imposées en 1972 et celles de 2003 sont basées sur le fait que le maximum d'apport proviendrait de la zone d'alimentation de l'Atlas saharien en Algérie, ce qui est tout à fait conforme aux résultats hydrogéochimiques et isotopiques de ce travail : (continuité hydraulique du CI sur le plan hydrochimique et apport ouest-est dominant à partir des données en Hélium-4).

Afin de pouvoir comparer ces valeurs à ceux déterminées à la base des radiochronomètres et des résultats de la zone non saturée de ce travail La recharge peut être estimée à partir de la vitesse de circulation souterraine déduite soit des activités en carbone-14 soit de ceux du chlore-36 ou de l'hélium-4, et ce par l'utilisation de la formule suivante :

$$Q = V_e S n_e \quad (7.1)$$

avec :

Q = Débit d'alimentation à partir de la zone de recharge considérée

V_e = Vitesse d'écoulement du traceur

S : Section d'écoulement totale de l'aquifère

n_e : Porosité cinématique de la formation aquifère

Calcul des vitesses

Le calcul des vitesses d'écoulement des eaux du Continental Intercalaire a été fait pour la principale direction d'écoulement (Ouest-Est) et donc pour la principale zone de recharge (Atlas saharien)

Les valeurs de la perméabilité adoptées ont été déterminées par essais de débit et par diagraphies sur les grès et grès argileux lors de l'étude (ERESS, 1972) [40] et (OSS, 2003) [34][51].

Ces valeurs varient le long de cette radiale dans une fourchette : $K = 3 \times 10^{-5}$ à 7×10^{-5} m/s. Les calculs intègrent ces deux valeurs et sont regroupés sur le tableau ci-dessous par utilisation des données suivantes : (Tabl.7.1)

$$\text{Vitesse effective} = V_{\text{darcy}} / \text{Porosité} = K i / \Phi_e \quad (7.2)$$

$K = 3 \times 10^{-5}$ à 7×10^{-5} m/s, épaisseur moy. = 500m, la surface de l'impluvium des grès du Crétacé inférieur sur l'Atlas = 10 000 km²

Φ_e = porosité du CI = 20%

Figure 7.1: Débits de recharge par différentes méthodes

Point d'eau	Distance (km)	i = $\Delta H / \Delta L$	Vitesse effective (m/an)	Vitesse du traceur ³⁶ Cl (m/an)	Recharge adoptée dans les modèles ERESS, 1972 et OSS, 2002 (m ³ /s)	Débits de recharge (m ³ /s)	
						Q = Ve S ne	ZNS 1 à 10 mm/an
Atlas Saharien-Dorsale du Mzab	200	$4 \cdot 10^{-3}$	1.8 – 4.4	4	2.03, (ERESS, 1972) 7.54, (OSS, 2003)	1.5	0.04 – 3.2
Plateau du Tinrhert	50	$4 \cdot 10^{-4}$	0.48 -1.2	3 3	0.43, (ERESS, 1972) 0.29, (OSS, 2003)	0.8	0.650

L'application des valeurs adoptées donne un débit de recharge pour la principale zone de recharge du CI (Atlas saharien) qui varie entre 1 et 3 m³/s ce qui est largement inférieur à 7.5 m³/s adopté comme potentiel imposé dans le modèle (OSS, 2003) [34][51], et montre encore une fois les imprécisions sur les résultats des simulations produites lors de cette dernière modélisation. Ceci impose une révision du débit souterrain parvenant à l'exutoire tunisien à partir de cette principale direction d'écoulement. Les mêmes constatations ont été faites pour la 3^{ème} zone de recharge en Tunisie (monts du Dahar), où un débit calculé à la base des teneurs en carbone-14 est de 190 l/s, alors que lors des projets (ERESS, 1972 et OSS, 2003) [34][51] des débits de 1.99 m³/s et 0.49 m³/s ont été adoptés à cette zone de recharge. Les mêmes remarques sont relevées pour ce qui est des débits d'évaporation adoptés dans les zones de décharge (chotts et sebkhas, drains verticaux).

A partir de là, nous pouvons dire que l'évaluation de la ressource non renouvelable dans un sens pratique, c'est à dire de la réserve exploitable, nécessite non seulement une bonne connaissance physique (hydrodynamique, hydrogéochimique) du réservoir aquifère mais aussi de son comportement dynamique, sa manière de réagir à une exploitation représentée par un modèle *adéquat*. On ne peut se contenter d'établir un bilan d'eau global, ni de calculer une réserve globale d'un aquifère.

7.3.2. Comment évaluer les réserves exploitables ?

Les ressources en eau superficielles fluctuent dans le temps et dans l'espace, étant donné le climat semi-aride à aride qui règne sur la région et qui conditionne le renouvellement de ces ressources et les pertes par évaporation, qu'elles soient directes ou encore post-infiltration. Les ressources en eau non renouvelables ne sont pas sensibles à cette variabilité climatique actuelle.

L'exploitabilité des ressources en eau non renouvelable, vouée à une gestion de stock, dépend des conditions physiques (productivité des aquifères et évolution à long terme des nappes exploitées) et des critères technico-économiques des utilisateurs, mais aussi des stratégies d'exploitation choisies (objectifs d'utilisation, durées de production, coûts de production). D'un point de vue économique, les coûts de travaux de maîtrise, de traitement, de distribution (investissement et fonctionnement) ne sont le plus souvent, que très partiellement pris en charge par les usagers.

Tout le volume d'eau emmagasiné dans les aquifères qui offre des ressources non renouvelables ne forme pas systématiquement des ressources exploitables. En pratique, les réserves calculables théoriques sont très supérieures aux volumes extractibles (profondeur de pompage limitée 200-250 m), ce qui empêche une diminution de la réserve ou déstockage des aquifères captifs profonds (1000-1800 m). La baisse de niveau créée par décompression permet d'extraire des volumes d'eau très faibles.

Pour la nappe du Continental Intercalaire du bassin saharien les réserves sont évaluées à environ 60 Milliards de mètres cubes. Les prélèvements actuels en Algérie se chiffrent à 1.4 Milliards m^3/an , les scénarios (selon les deux hypothèses) d'exploitation des ressources élaborées en novembre 2001(OSS, 2002) se résument comme suit :

Hypothèse faible : 67 m^3/s additionnels (2.1 $M m^3/an$), soit un total de prélèvement de 112 m^3/s , ce qui correspond à 3.5 $M m^3/an$. Ce scénario se traduit pour le CI par des rabattements estimés à 250 m dans les zones d'El-Oued et Biskra.

Hypothèse forte : 106 m^3/s additionnels (3.34 $M m^3/ an$), soit un total de prélèvement de 151 m^3/s , ce qui correspond à 4.74 $M m^3/an$. Ce scénario se traduit pour le CI par des rabattements estimés de 300 à 400 m dans les zones de Ghardaïa, Oued Rhir, El-Oued et Ouargla.

Pour le CT, les rabattements nets seront de l'ordre de 70 à 150 m, notamment autour des zones de prélèvement : Oued Rhir, Oued-Souf, Ouargla, Hassi-Messaoud,

Gassi-Touil. Ces rabattements seront susceptibles de provoquer une inversion des gradients d'écoulement avec un grand risque de salinisation des eaux de la nappe du CT.

Dans le bassin du Sahara, la contribution des ressources en eau non renouvelables en Algérie et en Tunisie est significative, de l'ordre de 10% sur l'ensemble des ressources exploitées. Ces ressources en eau sont essentiellement exploitées pour les besoins de l'irrigation, représentant généralement 80 à 90 % des utilisations.

7.3.3. Incidence de l'exploitation

L'exploitation des ressources en eau profonde, non renouvelables, en tant que stock, outre la diminution des disponibilités restantes, peut induire la dégradation de la qualité des eaux souterraines, et notamment l'augmentation de la salinité. L'irrigation des cultures à partir d'eaux profondes relativement minéralisées peut entraîner la salinisation des sols, l'évaporation de l'eau dans les sols induit une concentration en sels dissous formant des sols encroûtés qui limitent l'infiltration et rendant ces derniers improductifs.

L'extension plurinationale des grands aquifères sédimentaires et des ressources en eau non renouvelables associées, peut entraîner également des conflits géopolitiques, qui restent potentiels à l'heure actuelle au Sahara. Le partage des eaux dans ce cas est plus complexe à régler qu'un écoulement (cas des eaux de surface, exemple du bassin du Nil). Il faut répartir équitablement les influences. Les conflits les plus présents actuellement sont les conflits d'usage, notamment la concurrence entre les modalités de mobilisation de l'eau qui interfèrent, quand il s'agit d'eau souterraine et d'eau superficielle dépendante dans un même bassin hydrogéologique. Les prélèvements d'eau souterraine, comme c'est le cas du Continental Intercalaire, peuvent faire disparaître tout artésiannisme ou réduire et aller jusqu'à tarir des sources.

L'exploitation minière de ressources non renouvelables pose également un problème intergénérationnel. En effet, faut-il s'abstenir de mobiliser les réserves d'eau souterraine et s'interdire d'utiliser ces ressources en eau non renouvelables sous prétexte qu'elles sont limitées à terme, ou au contraire n'y a-t-il pas des inconvénients à se priver des avantages économiques apportés par cette exploitation en laissant inutilisé un capital analogue à un 'gisement minier' ?

La réponse à ces questions peut se concevoir sous un double aspect :

Pratiquer ou non l'exploitation minière des eaux souterraines,

Si oui, choisir un compromis durée/production annuelle de l'exploitation minière.

7.4. Conclusion

L'exploitation des ressources en eau non renouvelables doit être consciente et délibérée. Elle doit être basée sur un choix qui prendrait en compte tous les facteurs : économiques (coûts de production à moyen et long terme en fonction des baisses des niveaux, échéances de mise en œuvre de solutions, etc.).

La connaissance moderne du système aquifère par l'application des méthodes et des technologies récentes) à même de fournir des éléments d'information plus approfondis sur ces systèmes aquifères complexes des grands bassins sédimentaires, permettra sans aucun doute d'opérer des choix de gestion et d'exploitation plus cohérents.

CONCLUSION

Trois principaux objectifs ont été fixés dans ce travail, le premier était de définir l'extension et la limite entre la recharge actuelle (moderne) et la paléorecharge (ancienne) des principaux aquifères du Sahara septentrional: Le Continental Intercalaire et le Complexe Terminal, dont les eaux constituent des archives paléoclimatiques continentales de première importance. Le deuxième objectif était d'établir la caractérisation de la composante chimique, isotopique et l'évolution spatiale de tous les paramètres par la sélection des radiales représentatives des directions d'écoulement (afin de suivre et de vérifier la continuité hydraulique au sein de l'aquifère sachant que l'hypothèse de base est que les réactions chimiques se produisent progressivement à l'intérieur de l'aquifère par interaction eau-roche ce qui permet d'identifier tout changement dans l'écoulement). Enfin, le dernier objectif était d'explorer le bassin à une échelle plus réduite (zone non saturée) afin de permettre une connaissance plus précise des paramètres du bilan hydrique nécessaires à la modélisation de ces aquifères à la gestion des ressources en eau.

Sur le plan méthodologique, l'emploi couplé des méthodes hydrogéochimiques et isotopiques appliquées à un grand bassin sédimentaire est l'une des premières expériences au monde. Elle a été menée selon deux plans, d'abord à l'échelle de toute l'étendue du bassin (échelle régionale) et ensuite à une échelle plus réduite (à l'échelle de la zone non saturée).

APPROCHE A L'ECHELLE REGIONALE : Recharge, paléorecharge, continuité hydraulique et conditions aux limites des aquifères

L'étude qualitative des aquifères du bassin sédimentaire saharien intègre l'hydrochimie des *éléments majeurs et en traces (basée sur l'interaction eau-roche)* **et les isotopes du milieu stables et radioactifs** (Oxygène-18, Deutérium, Tritium, Carbone-14, Carbone-13, Chlore-36, Uranium-234 et 238), gaz rares (Argon, Néon, Xénon, Hélium et Krypton). Elle a **permis d'établir les conclusions suivantes:**

Eaux de précipitations

Pour les eaux souterraines, les précipitations constituent la fonction entrée de la recharge des nappes. L'étude de leurs teneurs en isotopes stables (oxygène-18, Deutérium) permet non seulement de déterminer des caractéristiques telles que: (*origines des masses de vapeur qui leur donnent naissance, Reconstitution de la circulation des masses de vapeur dans la troposphère, Origine des masses d'eau souterraine et leur mode de*

recharge), mais aussi d'extraire des informations 'paléoclimatiques' car la connaissance du système actuel est nécessaire à la compréhension du fonctionnement du matériel utilisé. Ainsi une synthèse sur les précipitations actuelles a été établie pour des stations du bassin du Sahara septentrional.

Les précipitations sur tout le bassin saharien présentent des caractéristiques générales qui traduisent les différents phénomènes qui affectent les précipitations. Les teneurs mensuelles en isotopes stables (^{18}O - ^2H) montrent des variations assez larges, les intervalles de variations vont de 7‰ et -12‰ en oxygène-18, et de 21‰ à -70‰ en deutérium, avec une nuance toutefois pour les stations situées près de la méditerranée (Alger, Saida, Tunis, Sfax), et celles situées en zone saharienne (Ain-Oussera, Ouargla, Béni-Abbés et Assekrem). Les teneurs annuelles pondérées par les hauteurs mensuelles se situent globalement sur la DMM (Droite des Eaux Météoriques Mondiales) d'équation : $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$. Pour l'ensemble des stations, certains points qui correspondent aux teneurs mensuelles brutes témoignent d'une évaporation des précipitations, c'est le cas des stations de Sfax, Ouargla, Ain-Oussera, Assekrem.

L'origine des masses *de vapeur qui donnent naissance aux eaux de pluie* mises en évidence est multiple : fronts polaires, vents d'ouest, dépressions sahariennes et résidus de mousson guinéenne.

Eaux des nappes profondes

L'étude hydrogéochimique et isotopique a permis d'établir la caractérisation de la composition chimique et l'évolution spatiale de tous les paramètres sur les radiales représentatives des directions d'écoulement. Ainsi pour la nappe du *Continental Intercalaire*, l'un des plus grands aquifères captifs dans le monde, l'évolution géochimique et isotopique progressive à partir des zones de recharge (Atlas saharien et plateau du Tinrhert) vers l'exutoire de la nappe (golfe de Gabès) est mise clairement en évidence. En effet, la salinité augmente le long des axes d'écoulement de 1 à 1.5 g l⁻¹ près des zones de recharge pour atteindre 7 g l⁻¹ près des chotts tunisiens.

Les concentrations en ions majeurs, les rapports caractéristiques (Na/Cl, SO₄/Cl, Mg/Ca, K, K/Cl et Na/Ca, Sr/Ca, B/Cl, Li, Li/Cl) montrent globalement la même évolution sur la partie algérienne de la nappe sur près de 500 km et suggèrent une acquisition de la minéralisation des eaux du CI par dissolution des différents sels présents dans l'aquifère (éaporites, halite, gypse) lors du parcours souterrain des eaux. Les différentes corrélations (Na⁺ vs. Cl⁻, Br⁻ vs. Cl⁻, Ca⁺⁺ vs. SO₄⁻⁻, Sr⁻⁻ vs. Ca⁺⁺) et le rapport Br⁻/Cl⁻ $\approx 2 \times 10^{-3}$, proche

de celui de la Halite et inférieur à celui de l'eau de mer (3.5×10^{-3}), suggèrent d'une part une origine commune des ions Cl^- et Na^+ sur cette partie de la nappe : dissolution des niveaux de sels (Halite) lors du transit souterrain, et d'autre part confirment ce processus d'acquisition de la salinité des eaux.

L'évolution des éléments en traces (B, B/Cl, Li, Li/Cl, Rb, Sr et Ba) sur le tronçon algérien de l'écoulement montre la même tendance d'augmentation et donc de l'origine de la salinité. Plus en aval en Tunisie, près de (Tozeur/Nefta), et des Chotts (Djérid), se produit une augmentation du rapport (Br/Cl) qui est due à une source de salinité différente, probablement à une eau de formation marine, donc une origine différente.

Dans les eaux du CI, les conditions d'oxydation (milieu aérobie) persistent depuis la zone de recharge jusqu'à environ 300 km de la zone de recharge (Atlas saharien). Ceci implique l'existence d'une zone limite entre les conditions oxydantes et réduites (limite redox) dans l'aquifère. La délimitation de cette limite redox dans les eaux du CI le long de cette principale radiale ainsi que l'évolution des concentrations de tous les éléments chimiques (majeurs et traces) ont permis d'établir un *modèle d'évolution hydrogéochemique* de ces eaux de l'ouest vers l'est. Cette évolution hydrogéochemique est confirmée par l'évolution isotopique et coïnciderait avec la limite entre deux types de recharge ou paléorecharge, la première coïnciderait avec la zone oxydante et a lieu durant les périodes humide de l'Holocène et continue actuellement et l'autre coïnciderait avec la zone réduite et est beaucoup plus ancienne (paléorecharge) et correspondrait aux périodes humides du Pléistocène.

Pour la nappe du Complexe Terminal : l'évolution hydrogéochemique détaillée des éléments majeurs et en traces le long de la principale direction d'écoulement (Sud-Nord) qui s'étend sur environ 700 km a permis une confrontation avec les données hydrodynamiques quant à la continuité hydraulique de l'aquifère du CT le long de ce principal axe d'écoulement. Ainsi, la salinité et les faciès chimiques des eaux reflètent la géologie et la nature des sols. Cette salinité est acquise lors du parcours souterrain par mise en solution dans l'aquifère. En effet les eaux sont faiblement minéralisées sur les bordures (zones de recharge du M'Zab, Atlas saharien et Grand Erg Oriental) 1 à 2 g·l⁻¹ et deviennent très minéralisées à l'exutoire près des Chotts Melrhir et Merouane 6 à 7 g·l⁻¹. Certaines zones de la nappe du CT sont caractérisées par une forte salinité qui est en train de s'aggraver au regard de l'inversion du gradient de charge au niveau des chotts suite à l'intense exploitation. Il s'agit de la zone Nord de l'oued Rhir (chotts), la zone centrale de l'Oued Rhir (Djamâa, El-M'ghaier) et la zone sud de l'oued Rhir (Ouargla).

Les eaux des *nappes phréatiques* contenues dans les formations quaternaires sont caractérisées par une forte salinité liée au double processus dissolution-évaporation

Le traçage naturel des eaux souterraines du bassin du Sahara septentrional au moyen de différents isotopes (^{18}O , ^2H , ^3H , ^{13}C , ^{14}C , ^{36}Cl , $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$, gaz nobles) utilisés dans cette étude soutient la caractérisation géochimique et isotopique de ces eaux dont le caractère ancien est dominant, ce qui offre la possibilité de les utiliser comme des archives paléoclimatiques.

Sur le plan des isotopes de la molécule d'eau et du carbone (^{18}O , ^2H , ^3H , ^{13}C , ^{14}C), le traçage a permis d'identifier trois grands groupes d'eaux :

- Des eaux relativement récentes (0-2000 ans) présentent des teneurs en tritium voisines des valeurs enregistrées dans les précipitations actuelles et des teneurs en ^{18}O dispersées : elles correspondent à une grande partie des nappes phréatiques et aux zones de recharges du Complexe Terminal.
- Des eaux relativement anciennes dont la classe d'âge varie de (5000 à 9000 ans), sans traces de tritium et dont les teneurs en isotopes stables (^{18}O , ^2H) sont plus ou moins dispersées : elles correspondent aux périodes humides de recharge de l'Holocène pour une grande partie des eaux du CT et aux zones de recharge de la nappe du CI.
- Le troisième groupe d'eau très ancienne et dont l'âge corrigé varie entre (10.000 et 30.000 ans), correspondrait aux périodes humides de recharge du Pléistocène et aux eaux profondes du Continental Intercalaire sur la plus grande partie de son étendue ainsi qu'aux eaux du Complexe Terminal près de l'exutoire (Chotts Melhrir et Merouane) avec des teneurs en (^{18}O , ^2H) très appauvries et très homogènes.

Ces eaux anciennes des nappes profondes sur le bassin saharien sont caractérisées par des teneurs isotopiques associées à des valeurs d'excès en deutérium, plus faibles que celles des précipitations actuelles régionales. Ces variations de l'excès en deutérium se traduisent par un alignement des points représentatifs des eaux anciennes sur une droite différente de la DMM (Droite des Eaux Météoriques Mondiales). Les points représentatifs s'alignent sur une droite d'équation $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 5$. L'excès de deutérium de +5 % impliquerait une humidité marine supérieure à celle de nos jours et donc des conditions climatiques plus froides.

Pour ces eaux anciennes des nappes profondes, il existe à l'échelle régionale une tendance à la diminution des teneurs en isotopes lourds de l'Ouest vers l'Est et du Nord

vers le Sud, ce qui se traduit par un gradient Ouest-Est de l'ordre de 1.2‰/1000 km, et de 3‰/1000km dans le sens Nord-Sud.

Les températures de recharge des eaux anciennes profondes sont déterminées à partir de la mesure des teneurs en gaz rares dissous (He, Ne, Xe, Kr, Ar). Ces teneurs apportent un enregistrement (signal paléoclimatique) des températures régnant à la base de la zone non saturée au moment de la recharge. Pour les eaux des nappes profondes du bassin saharien, les températures déterminées sont plus faibles que l'actuel. Elles sont de 5 à 8°C inférieures aux températures moyennes annuelles régionales.

Les autres radiochronomètres (chlore-36, hélium-4) utilisés pour la datation des eaux de la nappe du Continental Intercalaire dont les âges ont dépassé la limite théorique de datation par le carbone-14 (~40 ka) indiquent des temps de résidence sur le Grand Erg Oriental (en Algérie et en Tunisie) variant de 50 ka BP à plus de 600 ka BP par le chlore-36 et de 50 ka à 500 ka par l'hélium-4.

A l'échelle de l'Afrique du Nord (Algérie, Tunisie et Libye), des tentatives visant à trouver des relations à l'échelle régionale ont été faites en intégrant les teneurs isotopiques, les températures de recharge et les datations dans l'échelle du temps du **C-14**. Deux groupes d'eaux ont été individualisés : des eaux récentes (0-5 ka BP) plus riches en isotopes lourds que des eaux plus anciennes dont les âges varient entre (15 et 30 ka BP) avec une différence de température de recharge de 4 à 5°C. Les teneurs en ¹⁸O diminuent qualitativement en fonction de l'âge des eaux.

En termes paléoclimatiques, le premier groupe (**0-5ka**) correspondrait à la recharge de ces nappes pendant les phases de l'Holocène alors que le second groupe (**15-30ka**) correspondrait aux phases humides du Pléistocène inférieur. Toutefois, ces périodes de recharge des nappes profondes et les périodes de haut niveau lacustre ne semblent pas être liées par une relation particulière, ce qui peut être expliquée par une différence de fonctionnement hydrodynamique ou climatique. En effet, le grand système aquifère du Continental Intercalaire représente un volume considérable et présente une inertie importante par rapport aux variations paléoclimatiques, la plus grande majorité de sa recharge se serait produite d'après les datations au chlore-36, il y a plus de 100 ka.

APPROCHE A L'ECHELLE DE LA ZONE NON SATUREE : détermination des paramètres du bilan hydrique

L'étude de la zone non saturée particulièrement en zones arides et semi-arides constitue un champ privilégié pour l'application des méthodes géochimiques et

isotopiques. En l'absence de moyens techniques permettant des mesures physiques précises de flux très réduits, ces méthodes offrent alors la seule possibilité actuelle d'estimation quantitative des taux infiltrés et/ou évaporés.

Les résultats des taux d'évaporation déterminés à travers le bassin sédimentaire du Sahara septentrional aussi bien en Algérie qu'en Tunisie) varient entre *1 et 10 mm-an⁻¹* et s'inscrivent sur la courbe de tendance générale déterminée pour plusieurs sites à travers le monde (climat aride et semi-aride). Cette courbe montre que le taux d'évaporation *E* est inversement proportionnel à la profondeur de la nappe. La corrélation l'évaporation (*E*) en fonction de la profondeur (*Z*) suit un ajustement exponentiel, c'est à dire que plus la nappe est profonde plus la zone de transfert d'humidité en phase vapeur est plus importante et *Z_{ef}* plus profond, ce qui favorise le ralentissement de l'évaporation.

L'application du modèle d'évaporation à des profils de sol non saturé soumis à l'évaporation apparaît comme une approche performante. L'approche est d'autant plus satisfaisante que le sol est homogène (porosité et tortuosité constante) et que l'état d'équilibre du profil est atteint. Pour avoir des résultats fiables, il est nécessaire que les paramètres du modèle soient bien définis.

La méthode du bilan des chlorures constitue actuellement une des plus prometteuses dans la détermination de l'infiltration efficace et cela pour la simplicité de sa mise en œuvre. Son application à travers le monde en zone aride et semi-aride a permis d'obtenir des résultats très représentatifs du taux de recharge dans ces zones. Les taux de recharge déterminés sur le bassin du Sahara septentrional par les deux méthodes sont relativement différents : (0.3–5 mm/an) pour les chlorures et de (10-30 mm/an) pour le tritium mais fournissent des fourchettes certes plus faibles par le bilan des chlorures que par la méthode du traceur radioactif. Ces résultats peuvent servir de base pour de nouvelles prospections qui permettront une extrapolation à l'échelle régionale.

La problématique de gestion des ressources en eau non renouvelable est particulièrement importante dans les trois pays du bassin du Sahara septentrional où les nappes profondes du Continental Intercalaire et du Complexe Terminal sont fortement sollicitées au niveau des principaux axes et centres de captages. Les analyses chimiques et isotopiques effectuées ainsi que leur suivi pendant une vingtaine d'année (pour la partie algérienne) ont permis de mettre en évidence les zones de mélanges entre différents niveaux aquifères et une tendance à l'homogénéisation des faciès isotopiques et chimiques. Ces évolutions sont à mettre en relation avec les rabattements importants des nappes liés à l'exploitation et les variations lithologiques. La zone des chotts en Tunisie est

particulièrement affectée par les variations isotopiques et chimiques des eaux de la nappe traduisant l'impact considérable de l'exploitation ayant entraîné l'extinction de l'artésiennisme. Cette étude souligne et insiste sur la nécessité d'une gestion raisonnée des ressources en eau sur tout le bassin saharien.

APPENDICE A

Tableau A-1 : Données chimiques et isotopiques des eaux de forages Oued-Souf (1^{ère} campagne)

Désignation Points d'eau	Temp.	pH	Cond.	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	O-18	H-3
	°C		µS/cm	mg/l									‰
Bar. DW 102	48,9	7,2	2440	389	479	2	130	92	169	405	19	-7,6	6,4
Bar. DW 101	57,0	7,0	2760	580	472	2	165	72	166	605	33	-8,3	2,4
Pont. El-Oued	30,7	7,4	4660	1195	961	17	154	419	199	1455	15	-5,0	3,8
Tiksebt	29,2	7,4	3875	842	791	39	156	176	192	865	25	-4,3	0,2
Pont. Chott	29,0	7,4	3700	742	772	37	160	166	166	144	13	-4,0	2,3
Pont. Mehri	28,6	7,4	4040	801	890	34	159	326	133	750	21	-4,8	1,7
Kouinine	29,6	7,4	3960	1091	855	36	156	352	146	750	18	-4,5	3,6
Guemmar 2	29,0	7,4	3760	845	797	36	159	318	134	750	15	-4,5	3,7
Guemmar Houd	28,2	7,4	3740	933	874	38	152	180	204	352	19	-4,6	2,0
Ghamra 2	29,5	7,4	3830	921	794	31	159	288	158	272	13	-4,5	2,3
Behima	29,3	7,5	3510	1050	824	30	149	308	132	707	22		1,1
Zgoum	29,7	7,5	3780	1029	783	31	156	299	104	1005	19	-3,8	1,6
Debila	29,0	7,3	3640							272	14	-4,5	1,4
Drimini	28,8	7,4	3470	856	816	25	159	220	170	232	14	-4,3	2,6
Hassi-Khalifa	29,2	7,6	3470	1024	734	26	163	320	127	656	15	-4,4	0,9
CT1 H-Khalifa	22,9	8,6	3600	1024	760	5	38	388	107	980	18	-4,3	1,0
Debila N° 2	29,1	7,7	3850	1036	790	32	159	230	437	980	21		4,7
Debila N° 3	23,7	8,3	1345	746	819	28	162	164	233	1055	20	-4,6	0,0
CT3 Debila	29,6	7,4	3820	1021	757	22	165	215	246			-4,6	
Magrane N° 1	29,6	7,9	3850	956	795	21	152	322	134	767	19	-4,5	4,0
Magrane N° 2	29,7	8,0	3540	830	724	28	159	260	171	290	13	-4,5	0,7
Magrane N° 3	30,8	7,5	3580	823	749	32	135	299	104	645	18	-3,9	4,3
Sidi-Aoun N° 1	29,6	7,7	3740	911	771	33	160	224	143	645	21		0,3
Sidi-Aoun N° 2	29,3	7,6	3570	888	758	32	155	202	150	979	22	-4,0	4,7
Sidi-Aoun N° 3	28,7	7,9	3670	892	790	28	157	172	185	655	17	-4,2	2,2
Dhokkar	29,3	7,5	3770	1020	769	31	156	165	148	272	13	-4,1	4,0
Ouarmes	30,2	7,4	4390	1036	923	38	150	256	185	1255	11	-4,8	1,4
El-goléa	28,1	7,6	3560	885	773	32	165	185	198	1105	21	-3,1	0,0
Ghonabzia	28,2	7,5	3520	801	815	33	159	172	180	365	17	-3,8	2,9
Nakhla	27,8	7,5	3420	739	787	35	157	266	106	465	21	-3,0	0,0
Khobna	27,7	7,8	3460	769	749	32	156	194	145	767	19	-3,1	0,0
Robbah	27,0	7,9	3660	874	815	35	158	280	121	695	25	-3,8	5,8
Guemmar 1	28,4	7,9	3660	866	858	37	141	298	155	390	13	-4,5	0,0
Houd F2	28,9	7,6	5180	879	796	34	153	302	146	805	25	-4,5	4,0
Dmetha F3	27,3	7,7	3910	881	883	35	143	346	133	272	13	-4,6	2,1
Ain Tgachi	29,4	7,5	4050	1194	865	32	151	208	206	868	18	-4,6	5,1
El-Foulia	28,6	7,7	4620	939	878	32	154	362	150	805	22	-4,7	0,1
Hobba 1	29,8	7,5	4050	1179	883	30	143	242	182	1005	25	-4,2	0,0
Reguiba 1	29,7	7,6	4600	1030	835	30	159	265	228	1255	18	-4,5	0,0
Reguiba 2	28,1	7,7	4600	1140	845	31	150	371	139	1105	21	-4,5	0,7
Hobba 2	29,0	7,4	4610	905	838	32	152	250	169	1205	18	-4,4	0,0
O-Allenda AL 1	27,7	7,9	4190	1098	849	60	139	192	183	1505	25	-4,1	0,7
Ouansa-Al. AL2	23,2	7,6	6100	1568	1122	95	128	477	367	615	29	-4,7	0,0
Ouansa	26,6	7,8	4260	966	974	39	146	400	165	1305	21	-4,5	0,0
Essebaya	26,3	8,1	3330	651	767	34	125	320	95	312	13	-3,1	1,5
El-Bama Bayada	27,7	7,8	3400	745	772	37	157	244	137			-3,3	
Taghzout 1	29,0	7,9	3790	757	812	36	157	326	156	805	21	-4,5	1,8
Taghzout 2	28,1	7,8	3510	846	794	38	150	342	137	365	13	-4,4	2,0

APPENDICE B

Tableau B1. Données chimiques et isotopiques des eaux de puits
Oued-Souf (2^{ème} campagne)

Désignation Points d'eau	Temp.	pH	Cond. µS/cm	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	O-18	H-3
	°C											%	U.T.
PT1 Houd	21,5	7,0	12000	2398	1498	>200	158	239	407	2111	36	-3,4	3,6
PT2 Houd	21,0	7,3	6000	3228	2541	>200	283	195	642	4603	50	-2,8	2,1
PT3 Houd	21,5	7,2	5820	1863	760	133	153	436	428	1414	39	-2,9	2,4
PT1 Ghamra	21,0	7,8	3130	1571	227	120	63	278	238	355	20	/	1,3
PT2 Ghamra	22,5	7,5	4000	1975	747	95	78	436	266	234	13	-3,7	8,7
PT3 Ghamra	22,9	7,3	7540	2058	1496	103	156	202	427	1065	38	-2,8	2,9
PT1 DW 101	22,8	7,1	3870	1602	350	74	201	216	308	204	11	-2,6	2,5
PT1 DW 102	22,1	7,0	4450	1651	569	34	296	316	277	1424	32	-3,3	3,1
PT1 Drimini	21,8	7,6	5530	1502	867	>200	229	380	307	565	53	-3,7	2,1
PT2 Drimini	21,7	7,6	3830	1616	348	79	86	328	362	380	21	-3,0	12,1
PT1 H-Khalifa	23,5	7,5	4400	1090	552	38	97	405	442	855	26	-3,4	1,3
PT2 H-Khalifa	22,7	7,1	4430	1684	695	63	158	365	387	805	21	-3,0	0,0
PT3 H-Khalifa	22,4	7,5	3110	1460	216	50	81	392	226	115	18	-2,8	5,9
PT4 H-Khalifa	22,2	7,3	4670	1972	688	76	162	315	411	1005	20	-3,0	0,0
PT5 H-Khalifa	21,1	7,5	4350	1634	552	75	121	345	375	355	15	-3,4	0,9
PT1 Debila	19,9	7,4	4650	1851	1844	7	293	176	457	1764	25	-4,0	1,3
PT2 Debila	22,7	7,3	5370	1676	953	21	157	325	426	1255	20	-4,1	0,0
PT1 Sidi-Aoun	29,6	7,7	3740	1356	315	37	58	508	236	430	11	-4,9	0,0
PT2 Sidi-Aoun	22,7	7,6	5830	1890	892	83	95	286	327	1207	23	-3,8	3,7
PT3 Sidi-Aoun	22,0	7,7	3340	1751	248	56	70	545	214	255	16	-2,4	22,5
Dhokkar	22,1	7,6	6250	1684	1213	110	116	344	432	1255	9	-3,0	14,0
PT1 Ouarmes	22,9	7,8	3100	1302	234	58	53	549	153	255	15	-3,5	2,5
PT2 Ouarmes	22,9	7,6	3870	1875	393	93	76	302	233	805	11	-3,3	5,3
PT3 Ouarmes	22,5	7,5	3550	1570	321	95	91	247	278	455	11	-3,0	21,7
PT1 El-Ogla	22,1	7,6	3590	1263	453	84	87	238	306	144	12	-2,9	13,8
PT2 El-Ogla	23,5	7,6	3290	1151	375	82	70	562	128	655	16	-3,2	0,0
Ghonabzia	22,1	7,4	3610	1407	456	85	103	278	221	445	25	-2,7	5,7
Nakhla	20,9	7,2	5000	1787	791	62	369	326	404	2131	20	-3,3	1,1
Khobna	24,0	7,5	/	1739	406	98	100	326	302	818	29	/	4,0
GH 01	23,0	7,6	8500	2252	1940	145	192	206	475	3413	32	-3,6	2,7
GH 02	21,6	7,4	8460	2844	1785	134	148	221	452	788	33		6,9
GH 03	22,2	7,5	9860	2560	2134	>200	152	256	495	1394	42	-2,4	13,7
GH 04 Zgoub 1	22,8	7,5	6440	2811	1249	179	135	259	435	1727	32	-3,3	5,9
GH 05 Zgoub	24,0	8,1	3690	1851	379	86	81	420	301	430	21	-2,7	4,5
GH 06 Guemmar	21,0	7,5	10580	2702	5726	147	227	248	541	3848	57	-3,1	4,3

APPENDICE C

Tableau C-1. Données chimiques et isotopiques des eaux de puits
Oued-Souf (Suite 2^{ème} campagne)

Désignation Points d'eau	Temp.	Ph	Cond. μS/cm	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	O-18 ‰	H-3 U.T.
	°C												
GH 07 Guemmar	22,6	7,5	5180	2162	784	117	145	223	350	444	26	-3,3	2,3
GH 08 Dmetha	17,5	8,1	5080	1563	829	116	64	501	344	1005	11	-2,3	15,1
GH 09 Dmetha	19,4	7,7	5320	1804	1014	118	90	325	450	1205	21	-2,5	12,8
GH 10 A-Tgachi	22,0	7,6	5370	2133	1001	77	107	492	332	1255	21	-4,2	1,2
GH 11 M-Attia	22,8	7,4	6600	2227	1379	143	138	266	379	1505	25	-3,4	2,4
GH 12 M-Attia	22,5	7,7	5500	2188	1143	115	100	370	435	1305	18	-3,5	8,1
GH 13 M-Attia	22,2	7,7	6050	2297	1197	148	107	259	381	2212	18	-3,0	13,0
GH 14	19,6	7,6	8550	2050	2033	138	135	187	518	3111	39	-2,8	4,9
PT1 El-Oued	23,3	7,7	3120	1547	197	53	67	1771	409	114	13	/	3,4
PT2 El-Oued	23,2	7,7	3950	1708	382	76	122	298	324	485	15	-3,4	4,2
PT3 El-Oued	21,8	8,7	/	1853	269	75	55	478	296	144	16	-3,3	25,7
Stat. Pompage	20,7	7,6	>20000	5000	8582	69	425	725	1348	12351	909	-4,1	5,7
PT1 Kouinine	23,7	7,5	4670	1755	780	45	133	352	314	415	17	-2,9	0,9
PT2 Kouinine	22,8	7,7	7390	2427	1588	1	387	248	436	1626	21	-0,3	5,4
PT3 Kou. Ghout	20,7	8,1	2800	1200	169	54	52	185	382	65	3	-3,5	5,3
PT1 D'1 Debila	22,1	7,7	4230	1645	728	90	83	510	275	980	21	-3,7	5,4
Djedida DJ 01	22,5	7,6	4540	1526	766	71	128	340	417	2131	25	-2,7	7,2
Djedida DJ 02	22,6	7,9	3040	1439	159	49	61	496	223	157	13	-3,2	13,1
Djedida DJ'02	19,4	8,1	2490	1394	126	44	66	183	346	704	10	-3,7	27,9
Djedida DJ 03	19,1	7,0	19170	4083	2302	127	606	225	814	5869	42	-3,6	4,4
Djedida DJ 04	20,2	7,5	5110	2012	929	80	152	340	423	1355	18	-3,5	3,1
PT1 El-Foulia	22,2	7,8	7250	2722	1379	143	138	267	378	2111	32	-3,1	4,6
PT1 Hobba 2	21,6	7,8	4630	1366	760	104	70	274	329	905	25	-3,0	8,4
PT2 Hobba 3	22,1	7,7	5630	1820	1180	174	86	444	373	765	33	-4,3	11,8
Reguiba R2	24,7	7,0	6040	2081	1023	>200	157	320	369	1515	36	-4,3	0
Reguiba R3	22,1	7,2	5800	1635	1062	117	175	492	338	1191	15	-3,5	2,5
PT3 Hobba 4	21,2	7,4	6940	2277	1490	90	117	396	456	1192	32		0,8
PT4 Hobba 5	22,7	7,8	4830	1770	755	72	82	278	318	2333	25	-3,7	5,5
O. Allenda AL1	18,4	8,3	5840	2130	994	31	183	212	444	765	42	0,1	6,8
Ouensa 1	21,7	8,0	3120	1263	232	94	75	518	207	390	17	-2,2	5,1
Ghout Essebayia	22,3	8,4	10600	4110	2235	13	210	271	806	3040	120	5,9	3,9
TAG 1	20,8	7,6	5420	2183	934	144	145	335	429	365	14	-3,0	0
TAG 2	21,6	7,4	13000	2155	1746	182	181	191	489	1190	38	-2,5	5,6
TAG 3	21,4	7,7	5550	1979	1014	103	94	366	474	315	12	-2,8	8,2

APPENDICE D

Tableau D-1. Résultats des analyses en ^{14}C et en ^{13}C des eaux de puits et de forages de Oued-Souf.

Désignation des Puits	C-14 (pmc)	Age apparent (années)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
P02 El-Oued	26,4	11000	-9,4
P02 Kouinine	95,5	400	-8,1
PT1 Ouarmès	82,3	1600	-9,1
GH01 Guemar	46,8	6300	-7,5
PT3 Ouarmès	18,5	14000	-9,6
PT1 Ghamra	45,3	6600	-11
GH11 et GH12	88,9	1000	-7,8
El-Foulia	18,9	13800	-7,2
P1 Reguiba	85	1350	-11,6
Ghout DW102	123,8	moderne	-9
Ghout El-Oued	101,1	moderne	-11,4
PT1 DW101	77,4	2120	-10,8
300m Sud F07	70,7	2870	-4,9
Ghamra-Debila	83,6	1480	-9,6
Près de DJ05	55,3	4900	-9,3
Désignation des Forages	C-14 (pmc)	Age apparent (années)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Chott El-Oued	2,1	32000	/
Kouinine	4,8	25100	-4,1
Ouarmès	12,6	17125	-4,1
Ghamra	3,1	28700	-4,7
Guemar	3,1	28700	-4,7
R1 Reguiba	13,8	16400	/
CT El-Ogla	12,1	17460	/
Magrane Djedida	5,2	24440	-5,5
Dokkar	2,9	29270	-7,4
DW 101	6,9	22100	-5,2

APPENDICE E

Tableau E-1. Données chimiques et isotopiques des les eaux de puits à Ouargla (1^{ère} compagne

Désignation Points d'eau	Temp.	pH	Cond.	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺
	(°C)		μS/cm								
PZ 07	26.7	7.7	>20000	10000	75000	1	98	474	6047	29437	917
PZ 09	24.7	7.8	>20000	5227	14244	24	138	514	1533	9657	381
PZ 10	24.9	7.5	6700	2522	2879	71	164	156	405	576	121
PZ 18	25.6	7.5	>20000	14406	53734	10	141	680	5317	3846	1327
PZ 19	24.8	7.7	>20000	7252	27035	10	145	494	2375	16720	369
PZ 20	27.1	7.6	>20000	9371	75685	10	120	581	5549	57360	1130
PZ 22	27.8	7.4	>20000	8595	40962	11	135	507	3306	24792	467
PZ 23	27.2	7.8	>20000	14498	72800	10	223	453	5849	66620	1168
PZ 34	27.9	7.9	>20000	10900	82528	11	101	514	5354	73565	1168
PZ 36	28.5	7.5	>20000	8356	1E+05	11	69	510	7100	1E+05	1903
PZ 37	28.5	6.9	>20000	14719	1E+05	21	77	396	10618	1E+05	143
PZ 38	27.0	6.9	>20000	15476	1E+05	15	95	494	8359	1E+05	934
PZ 42	26.2	7.9	>20000	32084	94840	9	134	428	3613	64375	1695
PZ 44	26.4	7.8	>20000	1282	54521	55	202	416	6601	64375	1695
PZ 50	28.0	7.3	>20000	6437	12451	21	253	210	1457	7262	208
PZ 51	25.6	7.5	>20000	6090	19990	9	174	362	2627	9112	208
PZ 53	26.0	7.6	>20000	10268	87257	13	71	428	5727	42875	1938
PZ 54	24.7	7.9	2960	825	746	44	86	194	118	260	96
PZ 57	24.4	7.7	5300	1237	1121	116	92	210	252	365	72
PZ 59	24.6	7.8	2770	531	436	38	82	114	108	2572	545
PZ 60	25.3	7.8	2430	782	527	50	90	90	152	2572	635
PZ 61	25.4	7.7	2470	735	457	47	100	58	138	6688	635
PZ 62	26.3	7.6	7750	1813	4310	67	140	177	428	787	72
PZ 64	24.5	7.4	>20000	9512	40988	6	192	510	6297	15562	716
PZ 67	27.1	7.5	>20000	13221	48206	6	117	408	4495	29332	738

APPENDICE. F

Tableau F-1. Données chimiques des eaux de la nappe phréatique à Ouargla (Suite 1^{ère} Compagne)

Désignation Points d'eau	Temp.	pH	Cond.	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺
	(°C)		μS/cm	(mg/l)							
PZ 68	26.6	7.5	>20000	16970	65869	5	163	388	7195	71250	1413
PZ 75	28.1	7.7	>20000	13031	20552	1	297	392	2369	11262	416
PZ 76	27.0	7.7	>20000	14232	63880	1	361	476	7802	29438	1017
PZ 77	28.5	6.5	>20000	17887	2E+05	18	262	882	21977	61687	2182
PZ 82	27.1	7.4	>20000	16154	27050	3	282	528	3665	12875	1938
PZ 84	24.8	8	>20000	10106	45277	11	169	383	2478	21375	964
PZ 92	25.0	7.4	>20000	3897	29643	16	169	387	2117	11262	241
PZ 93	25.8	7.5	>20000	17270	76962	3	90	424	6849	45587	1168
PZ 96	25.7	7.7	>20000	6558	19897	0	196	606	5955	9657	271
PZ 98	26.2	8	>20000	8062	28788	5	146	432	2893	83187	509
PZ 103	24.4	7.2	4700	1089	996	4	135	272	209	314	9
PZ 104	26.1	7.7	/	3897	6868	1	209	192	977	1286	93
PZ 109	23.9	8.4	>20000	5283	10855	4	231	169	1283	8080	208
PZ 110	23.5	7.6	/	3709	6926	32	171	280	780	7639	233
PZ 111	26.9	7.9	7620	2474	3587	75	82	236	194	274	46
PZ 113	24.9	7.70	>20000	12937	36516	10	185	436	1964	21375	485
PZ 114	23.7	7.6	4490	1003	1157	51	95	252	177	446	222
PZ 115	23.9	7.7	2620	773	565	43	96	152	104	6946	8
PZ 116	24.0	7.6	5620	1344	1235	59	97	292	237	472	29
PZ 117	23.4	7.70	4770	1226	1155	59	94	232	225	699	38
PZ 119	22.1	7.7	6080	1908	1822	33	119	220	357	150	57
PZ 120	23.0	8	9500	2358	6188	53	90	244	511	150	66
LTP 30	25.4	7.1	4080	1049	707	29	351	300	32	514	15
LTP 33	27.4	7.2	4680	1743	801	0	240	316	213	903	56
LTP 38	26.0	7.3	>20000	8164	33490	4	756	634	1536	5043	331

APPENDICE.G.

Tableau G-1. Données chimiques des eaux
du CT et du CI à Ouargla

Désignation Points d'eau	Temp.	pH	Cond.	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺
	°C		μS/cm								
CT Station Pompage	25.4	7.7	3690	792	762	35	111	247	126	418	48
CT Irrig. Rouissat	25.4	7.5	4380	803	1060	33	105	243	151	524	48
CT Irrig. Rouissat	25.1	7.5	5110	918	1313	33	102	243	190	524	32
CT Frane	26.1	7.5	2410	560	418	39	104	132	119	3087	5
CT El-Bour	26.2	7.4	3050	693	485	39	104	346	38	112	72
CT Hai-Bouزيد	22.9	7.50	3640	738	762	35	105	194	131	260	96
CT Dom. Said Otba	25.4	7.60	2050	580	338	43	113	185	51	2572	5
CT Bamendil	25.5	7.7	2530	494	425	36	95	222	46	181	6
CT Ch. EDEMIAO	26.2	7.5	2300	617	391	40	87	181	63	3859	5
CT El Gherbouz	26.3	7.7	2210	595	375	41	101	195	126	2572	5
CT El Gherbouz	25.8	7.6	2270	629	403	39	102	120	97	2830	5
CT Ain-Smara	23.9	7.5	3660	757	742	37	101	210	109	211	121
CT Ain-Smara Chott	24.3	7.4	6000	1117	1469	37	115	456	48	3603	43
CT ITAS 1	25.9	7.5	2300	731	641	39	80	198	105	2829	8
CT ITAS 2	23.1	7.5	4320	852	1021	33	101	230	166	292	28
CT Transat	24.5	7.7	3590	764	768	36	97	206	133	2572	9
CT N'gouça	24.0	7.5	2030	773	503	42	100	160	95	2572	6
CT Hassi-Miloud	25.0	7.60	1950	492	483	40	90	152	104	2572	5
CI Hadeb 1	49.3	7.4	2190	415	416	10	110	100	97	262	29
CI Hadeb 2	47.4	7.6	2260	478	426	10	117	62	120	350	23
CI Aouinet Moussa	48.9	7.6	2200	420	393	12	219	45	122	128	24
CI El-Bour	54.5	7.3	2960	549	609	0	145	60	126	514	28

APPENDICE H

Tableau H-1. Données isotopiques des eaux souterraines
à Ouargla (2^{ème} Compagne)

Désignation Points d'eau	O-18 (‰)	H-3	Désignation Points d'eau	O-18 (‰)	H-3	Désignation Points d'eau	O-18 (‰)	H-3
	vs. SMOW	U.T. ± σ		vs. SMOW	U.T. ± σ		vs SMOW	U.T. ± σ
PZ 07	-2.49	0	PZ 93	-2.64	5.1±0.8	CT Station Pompage	-7.85	\
PZ 09	-6.6	1.2±0.3	PZ 96	-6.13	4.8±0.8	CT Irrig. Rouissat	-8.14	1.4±0.2
PZ 10	-6.83	1.6±0.3	PZ 98	-5.6	1.1±0.2	CT Irrig. Rouissat	-7.97	0.8±0.1
PZ 18	-2.95	6.2±1.1	PZ 103	-7.6	1.3±0.2	CT Frane	\	0
PZ 19	-4.67	5.6±0.9	PZ 104	-6.77	3.0±0.5	CT El-Bour	\	2.6±0.4
PZ 20	-2.31	8.1±1.3	PZ 109	-4.66	2.5±0.4	CT Hai-Bouzid	-8.18	0.6±0.1
PZ 22	-2.62	0.2±0.1	PZ 110	-5.81	0	CT Dom. Said Otba	-8.23	0.6±0.1
PZ 23	-7.88	5.9±0.9	PZ 111	-7.03	2.9±0.5	CT Bamendil	-8.27	0.1±0.1
PZ 34	-1.77	5.7±0.9	PZ 113	-4.75	0.8±0.2	CT Ch. EDEMIAO	-8.3	0
PZ 36	3.33	2.1±0.4	PZ 114	-7.1	0.3±0.1	CT El Gherbouz	-8.32	0.4±0.1
PZ 37	3.12	1.8±0.3	PZ 115	-2.54	6.8±1.2	CT El Gherbouz	-8.28	4.3±0.7
PZ 38	0.97	2.2±0.4	PZ 116	-7.18	1.1±0.2	CT Ain-Smara	\	1.8±0.3
PZ 42	-0.58	7.3±1.3	PZ 117	-6.92	0.1±0.0	CT Ain-Smara Chott	-8.23	3.7±0.6
PZ 44	-4.46	2.7±0.5	PZ 119	-7.31	0.2±0.1	CT ITAS 1	-7.97	1.1±0.2
PZ 50	-6.9	2.8±0.5	PZ 120	-7.41	0.9±0.2	CT ITAS 2	-8.13	0.7±0.1
PZ 51	-6.41	2.2±0.4	LTP 30	-7.5	1.1±0.2	CT Transat	-8.23	0.2±0.1
PZ 53	2.05	6.0±1.0	LTP 33	-8.84	0	CT N'gouça	-7.88	1.5±0.2
PZ 54	-6.64	0.5±0.1	LTP 38	-6.06	3.0±0.5	CT Hassi-Miloud	-7.9	0.7±0.1
PZ 57	-7.33	1.1±0.2	LTP 45	\	\	CI Hadeb 1	-8.02	0
PZ 59	-7.81	0	LTP 06	-1.97	2.8±0.5	CI Hadeb 2	\	0
PZ 60	-7.92	0	LTP 16	-7.48	1.6±0.3	CI Aouinet Moussa	-7.93	0.1±0.1
PZ 61	-7.85	0.6±0.1	LTP Ain-Kheir	-8.13	1.0±0.2	CI El-Bour	-7.88	1.1±0.2
PZ 62	-8.14	0.8±0.1	LTP St.Epuration	-7.48	2.4±0.4			
PZ 64	-6.1	0	PT 01	-5.71	0.6±0.1			
PZ 67	-3.4	8.7±1.5	PT Ain-Beida	-7.65	1.2±0.2			
PZ 68	-3.04	8.8±1.4	PT Hassi-Miloud	-7.38	1.6±0.3			
PZ 75	-6.57	2.4±0.4	PT Bamendil	\	2.5±0.4			
PZ 76	-5.56	2.8±0.5	LTP 33	-8.84	0			
PZ 77	3.42	6.8±0.8	LTP Ecole F.Chott	-7.35	1.7±0.3			
PZ 82	-5.16	2.6±0.4	LTP Ch.Hai.Bouzid	-8.82	1.0±0.2			
PZ 84	\	3.1±0.5	Drain Chott Ou	-7.44	1.9±0.3			

REFERENCES

1. Hendry, M.J. (1991) Hydrochemistry of the Milk River aquifer, Alberta, Canada, *Applied Geochemistry* Vol. 6. pp. 381-392.
2. Drimmie, R.J., Fritz, P., Hendry, M.J., Hut, G., (1991) Radiocarbon and stable isotopes in water and dissolved constituents Milk River aquifer, Alberta, Canada, *Applied Geochemistry* Vol.6. pp. 381-392.
3. Andrews, J.N., Drimmie, R.J., Loosli, H.H., Hendry, M.J., (1991) dissolved gases in the Milk River aquifer, Alberta, Canada, *Applied Geochemistry*, Vol. 6, pp. 393-403.
4. Ivanovich, M., Froehlich, K., Hendry, M.J., (1991) Uranium-series radionuclides in fluids and solids, Milk River aquifer, Alberta, Canada, *Applied Geochemistry* Vol.6. pp. 381-392.
5. Nolte, E., Krauthan, P., Korschinek, G., Maloszewski, P., Fritz, P., Wolf, M., (1991) Measurements and interpretation of ^{36}Cl in groundwater, Milk River aquifer, Alberta, Canada, *Applied Geochemistry* Vol. 6. pp. 435-445
6. Fabryka, J.M., Whitmore D.O., Davis S.N., Kubik P.W., Sharma P., (1991) Geochemistry of halogens in the Milk River aquifer, Alberta, Canada, *Applied Geochemistry* Vol. 6. pp. 447-464.
7. Brooks, CEP. (1934) Le climat du Sahara et de l'Arabie. *Le Sahara*, TIS Edit.G.Marit. col Paris 81 p..
8. Dubief, J., (1959) Le climat du Sahara. Mém. Hors-série. Inst. Rech. Sah. Tome 1. Alger, 312 pages.
9. Dubief, J., (1963) Le climat du Sahara. Mém. Hors-série. *Inst. Rech. Sah.* Tome 2. Alger, 275 pages.
10. Charney, J.G., (1975) Dynamic of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, Vol.101 n° 428, pp. 193-202.
11. Rognon, P. (1963) La nappe du Continental Intercalaire. 65 fig., 20 Pho. Burgeap.50
12. Pedelaborde, P. (1975) Les bilans d'énergie de la terre et de son atmosphère. *Géographie et recherche*, n°14, p. 3-20., Saint-Cloud.
13. Pedelaborde, P. (1976) Bilan d'énergie, bilan hydrique et circulation atmosphérique du Sahara. *Rev.Géog. Phys. Géol.Dyn.* (2), vol. XVIII, fasc. 2-3, p.229-240
14. Roche, A., (1973) Hydrogéologie de la haute Saoura (Sahara Nord occidental), *Pub. Serv. Géol. de l'Algérie. Alger.* 91 p.
15. Riehl H., (1954) Tropical meteorology. *Mac Graw & Hill Eds.* pp. 16-17
16. Mainguet, M., Canon, L., (1976) Vents et Paléovents du Sahara. Tentative d'approche paléoclimatique. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.* (2), vol XVIII, fasc. 2-3, pp. 241-250
17. Leroux, M., (1983) Le climat de l'Afrique tropicale. Eds *Champion*, Paris, 633 p.
18. Leroux, M., (1987a) L'interdépendance des phénomènes climatiques, la circulation générale de l'atmosphère. Sém. Lab. Géol. Quat., Marseille.

19. Lambergeon, D., Dzierżyc, S., Janicot, S., (1981) Comportement du champ de vent sur l'Afrique occidentale. *La météorologie, série VI, n°25, pp. 69-82.*
20. Seltzer, P., (1946) Climat de l'Algérie IMPGA, Alger
21. Menchikoff, N., (1930) Recherches géologiques et morphologiques dans le nord du Sahara occidental. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dynm.*, VII, 139 p.
22. Flammand, G.B.M., (1911) Recherches géologiques et géographiques sur le haut pays de l'Oranie et du Sahara (Algérie et Tunisie du sud). Thèse SCIE. Lyon. A. Rey, 1001 p. 152 fig. et photos.
23. Gautier, E.F. (1906) Contribution à l'étude géologique du Sahara (Saoura, Gourara, Touat) *Bull. Soc. Géol. Fr. 4^{ème} série, t. 6, pp. 729-766.*
24. S.N. Repal, (1959) Structure de Hassi Messaoud. Etude de subsurface (Pacand M). *Rapport inédit. Sonatrach*
25. S.N. Repal, (1964) Mise au point des connaissances sur le gisement de Hassi Messaoud. Réf. DRB. 560/EMD 51 (Tillons A. & Cossé R.). *Rapport inédit. Sonatrach*
26. Furon, R., (1957) Le Sahara. Géologie. Les ressources minérales. Mise en valeur. Paris, *Payot éd.* 300 p.
27. Lapparent, A.F. (1947); Stratigraphie et âge du Continental Intercalaire dans le Gourara, le Touat et le Tidikelt (Sahara algérien). *C.R.Acad.Sci*, t.255, pp.754-756.
28. Malenfer, J., Tillons A., (1963) Etude du champs de Hassi Messaoud. Stratigraphie, aspect structural, étude de détail du réervoir. *Revue IFP vol 18 N°6.*
29. Busson, G., (1970) Le mésozoïque saharien. C.N.R.P.S.- Paris, 1970 T₁ & T₂, 812 p
30. Busson, G. (1967); Mesozoic of southern Tunisia. In. Ninth Annual field conferences of petroleum. Exploration Society of Libya, 1967, pp. 131-152.
31. Conrad, G. (1969) Evolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien, Thèse, Paris VII, 473 p.
32. Bishop, W.F., (1975). Geology of Tunisia and adjacent parts of Algeria and Libya. *Bull.Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 59. pp. 413-450.
33. Fabre, J., (1976) Introduction à la géologie du Sahara algérien. *SNED-Alger*, 422 p.
34. OSS (2003a) : Système Aquifère du Sahara Septentrional. Vol. 2 : Hydrogéologie. Projet SASS. Rapport interne. Coupes. Planches. Annexes. 275 p.
35. Echikh K, (1975) Géologie des provinces pétrolifères de l'Algérie. *Institut National des Hydrocarbures et de la Chimie (INH), SNED 1975. Alger*
36. Kilian, C. (1931) Les principaux complexes continentaux du Sahara. *C. R. Soc. Géol. Fr. Paris*, pp. 109-111
37. Bel, F., Demargne, F., (1966). Étude géologique du Continental Intercalaire. *Rapp.Tech. ANRH, Alger.*
38. Cornet, A., (1964). Introduction à l'hydrogéologie saharienne. *Rev. Géogr. Phys. & Géol. Dyn.*, Vol. VI., Fasc. I, pp. 5-72.
39. Burgeap, (1963) Etude du Continental Intercalaire saharien, ANRH, Alger.

40. ERESS : **Étude des Ressources en Eau du Sahara Septentrional**. Rapport final, 7 plaquettes, UNESCO, Paris UNESCO (United Nations Educational Scientific and Cultural Organization) (1972).
41. Cornet, A., Rognon, Ph., (1961) Estimation de la valeur des débits circulants dans la nappe du Continental Intercalaire au Sahara sud–Algérien. Pub. N°57 de l’A.I.S.H, T1 pp. 226-240. Colloque d’Athènes, 1961. (*Reprise dans chronique d’hydrogéologie N°11 juin 1967, BRGM, pp. 89-96.*
42. Bel, F, Cuche, D, Schoute, M, Lefort, O, (1970). Étude du Complexe Terminal. Données hydrogéologiques et géologiques *Tech. Rep.* ‘ERESS project’. Ouargla, Algeria
43. Bel, F., Cuche, D., (1970). Étude des nappes du Complexe Terminal du bas Sahara. Données géologiques et hydrogéologiques pour la reconstruction du modèle mathématique. *Tech. Rep.* Direction de l’Hydraulique de la Wilaya de Ouargla, Algeria.
44. Bel F. et Demargne F. (1966) : Etude géologique du Continental Terminal. 22p
45. Astier, J.L, (1971) Le réservoir du Continental Intercalaire, synthèse des résultats géophysiques. UNESCO (ERESS), Rome, Nov.1971, 13 tableaux, 19 p.
46. Conrad, G., Fontes, J-Ch. , (1970) Hydrologie isotopique du Sahara nord-occidental. In *Isotope Hydrology* (C. R. Coll.Vienne, 1970) AIEA. Vienne, pp. 405-419.
47. Mamou, A., (1990) Caractéristiques et évaluation des ressources en eau du sud tunisien. Thèse Doctorat es Sciences présentée le 28 juin 1990, *Université de Paris-sud*, 426 p.
48. Burgeap, (1965); Modèle sur cuve géoélectrique du Continental Intercalaire , ANRH
49. Schoute, H.E. (1964); Lavie, J. (1971); Les cartes piézométrique 1956 et 1970 du CI en Algérie et Tunisie. ERESS-Ouargla, 11 p. 3 fig.
50. Shahin, M. (1989) Review and Assessment of water resources in the Arab Region (Water Intern. 14. pp. 206-219, IWRA, USA).
51. OSS (2003b): Système Aquifère du Sahara Septentrional. Volume 4 : Modèle Mathématique. Projet SASS ; *Rapport interne*. Annexes. 229 p.
52. Paix, P., (1956). Les nappes artésiennes de l’Oued-Rhir, Thèse, Univ.-Alger, Faculté des Sciences, 125 p.
53. Gouscov, N., (1952); Hydrogéologie du bassin artésien de l’oued Rhir. *Congrès géologique International – Alger 1952.*
54. Sonatrach (1992): Geology of the Great Oriental Erg, *Tech. Rep.* 20 p.
55. Guendouz, A., (1985) Contribution a l’étude géochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara Nord-Est septentrional, Algérie. Thèse doctorat 3^{ème} cycle. *Univ. Paris-Sud, Orsay*, 243 p.
56. Guendouz, A., Moulla, A.S., (1995) Application des techniques nucléaires aux problèmes des ressources en eaux souterraines profondes du Sahara Nord-Est septentrional Algérien. 2^{ème} *Colloque National Climat–Environnement*. L’eau, une réalité, une urgence, un défi. Oran (du 24 au 25 /12/1995).

57. Guendouz, A., Moulla, A.S., (1996) Drainance de la nappe profonde du Continental Intercalaire vers les aquifères superficiels à Ouargla: Arguments isotopiques. Séminaire International sur l'Application des Techniques Isotopiques dans le Domaine des Ressources en Eau et en Sol. Mahdia, Tunisie (14-18 Juin).
58. Moulla, A.S., Guendouz, A., Reghis, Z., (1995) Qualité chimique et bactériologique des eaux de la nappe phréatique de la région de Oued-Souf. (Sahara Nord Est Septentrional, Algérie). 2^{ème} Colloque National Climat - Environnement. L'eau, une réalité, une urgence, un défi. Oran (24-25/12/1995).
59. Moulla, A.S., Guendouz, A., Reghis, Z., (1994) Etude isotopique et hydrochimique de la remontée des eaux de la nappe phréatique de la région de Oued-Souf. 3^{ème} rapport sur la qualité chimique et bactériologique des eaux de la nappe phréatique de la région de Oued-Souf, . *Rapport Interne* CDTN, Alger, 9 pages.
60. Edmunds, W.M.; Shand, P.; Guendouz, A.; Moulla, A.S., Mamou, A., Zouari, K., (1997) Recharge characteristics and groundwater quality of the Grand Erg Oriental basin, Final report. EC (Avicenne) Contract CT93AVI0015, BGS *Technical Report* WD/97/46R, Hydrogeology series.
61. Langmuir, D., (1968) Stability of calcite based on aqueous solubility measurements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 835-851.
62. Garrels R.M., Christ C.L. (1965) Solution, minerals and equilibria: *Harper and Rowe, New York, 450 p.*
63. Stumm, W.S. & Morgan, J.J., (1981) Aquatic chemistry, An introduction emphasising chemical equilibria in natural waters. 2th Eds., *Wiley & sons, New York, 780 p.*
64. Wigley, T.M.L., (1975) Carbon dating of groundwater from closed and open systems, *Wat. Resour. Res.* 11, 2, pp. 324-328.
65. Plummer, L.N., Jones, D.F., Truesdell, A.H. (1976) WateqF, a fortran IV Version of WateqQ, a computer program for calculating equilibrium of natural waters. *U.S. Geochemical Survey, Water Res. Invest.* 76 (13), 61 p.
66. Sigg, L., Stumm, W., Behra, P., (1994) Chimie des milieux aquatiques, Ed. Masson Paris (2^{ème} édition).
67. Rittenhouse G., (1967) Bromine in oilfield waters and its use in determining possibilities of origin of these waters: *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 17 : pp. 1213-1228
68. Zhrebtova I.K., Volkova N., (1986) Experimental study of the behaviour of microelements in the process of natural solar evaporation of black sea water and brine of lake Sasyk_ Sivah. *Geochem. Int.*, 4 : pp. 656-670.
69. Hötzl, H., Job, C., Moser, H., Rauert, W., Stichler, W., Zötl, J.G., (1978) Isotope methods as a tool for quaternary studies in Saudi-Arabia. in *Arid Zone Hydrology. Proc. Advisory Group Meet. IAEA, Vienna.*
70. Edmunds, W.M., (1980) The hydrochemical characteristics groundwaters in the Sirte basin, using strontium and other elements. In. *Geology of Libya, Vol.2*, pp 703-714, Univ. of Tripoli.

71. Edmunds, W.M., (1995). Characterization of groundwaters in semi-arid and arid zones using minor elements. pp. 19-30, in Nash, H. and McCall G.J.H. (eds) Groundwater Quality. *Special report No. 17*. Chapman and Hall.
72. Dever, L., (1985) Approches chimiques et isotopiques des interactions fluides matrices en zone non saturée carbonatée. , Thèse d'état, *Université Paris-Sud*, 170 p.
73. Edmunds, W.M., Darling, W.G., Kinniburgh, D.G., (1988) Solute profile techniques for recharge estimation in semi-arid and arid terrain. in « Estimation of Natural Groundwater Recharge » (ed. I. Simmers). pp. 139-157. Reidel, Dordrecht.
74. Edmunds, W.M., (1996) Bromine geochemistry of British groundwaters. *Mineralog. Mag.* 60, pp. 275-284.
75. Winograd I J.; Robertson F.N., (1982) Deep oxygenated groundwater/ anomaly or common occurrence? *Science* 216, pp. 1227-1230
76. Edmunds, W.M., Miles, D.L., & Cook, J.M., (1984) A comparative study of sequential redox processes in three British aquifers. pp. 55-70 in Hydrochemical balances of freshwater systems. *Proc Symp.* Sep.1984. IAHS Publication No. 150. Ed. E. Eriksson.
77. Andrews, J.N., Fontes, J-Ch, Aranyossy, J-F, Dodo, A, Edmunds, W.M, Joseph, A & Travi, Y., (1994) The evolution of alkaline groundwaters in the Continental Intercalaire aquifer of the Irhazer Plain, Niger. *Water Resources Research* 30, pp. 45-61.
78. Gonfiantini, R., Conrad, G., Fontes, J-Ch., Sauzay. G., Payne, B.R., (1974. Etude isotopique de la nappe du CI et ses relations avec les autres nappes du Sahara septentrional. pp. 227-241, in: *Proc. Symp. Vienna*, March 1974, IAEA, Vienna.
79. Daoud, D., (1995) Caractérisation géochimique et isotopique des eaux souterraines et estimation du taux d'évaporation dans le bassin du chott Chergui (zone semi-aride) Algérie. Thèse Doctorat en Sciences. Université Paris Sud.Orsay, 248 p.
80. Edmunds, W.M., Bath, A.H., Miles, D.L., (1982). Hydrochemical evolution of the East Midlands Triassic sandstone aquifer, England. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 46. pp. 2069-2081.
81. Sonatrach (1992) : *Rapports inédits* sur la géologie saharienne. Hassi Messaoud.
82. Fontes, J-C., Gasse, F., Andrews, J.N., (1993) Climatic conditions of Holocene groundwater recharge in the Sahel zone of Africa. Isotopes Tech. in The Study of Past and Current. Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere. *Proc. Symp.* , *Vienna*, (1993), pp. 231-248
83. Moulin, M., (1990) Genèse et évolution des minéraux secondaires en zone non saturée. Etude géochimique et isotopique de la zone non saturée de la craie de champagne. Thèse de Doct.en Sciences. *Paris-sud* .168 p.
84. ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) (1993) Etude hydrogéologique de la région d'El Oued. Contribution au problème de la remontée des eaux de la nappe phréatique. R.A.D.P. Ministère de l'équipement, A.N.R.H. Antenne régionale sud. *Rapport*, 47 p.

85. BNEDER, (Bureau National d'Etudes pour le Développement Rural. (1992) Etude d'un plan directeur de développement de l'agriculture dans la wilaya d'El-Oued. Rapport No. 3. Analyse diagnostic de la situation actuelle. R.A.D.P. Ministère de l'équipement. W. d'El Oued, direction des services agricoles. *Rapport DE/302/92-3*
86. BNEDER, (Bureau National d'Etudes pour le Développement Rural. (1993) Schéma directeur de mise en valeur de la wilaya d'El-Oued. Projet type d'exécution. R.A.D.P. Ministère de l'équipement. W. d'El Oued, direction des services agricoles. *Rapport DE/302/93/08*
87. BNEDER, (Bureau National d'Etudes pour le Développement Rural. (1994) Schéma directeur de développement agricole de la wilaya d'El Oued. Synthèse et recommandations. R.A.D.P. Ministère de l'équipement. W. d'El Oued, direction des services agricoles. *Rapport DE/302/92-3*
88. Cote, M., (1993) Une région saharienne malade de trop d'eau. Le Souf. *Rapport* 17 p.
89. Kherici, N. (1996); Thèse Doctorat Université *Badji Mokhtar. Annaba.*
90. B&G. (Bureau d'étude. Suisse : Bonnard et Gardel), (1997) Etude de la région de l'Oued Souf- *Rapport final 50p* Ministère des ressources en eau (1997).
91. Saibi H., (2003) Analyse qualitative des ressources en eau de la vallée de l'oued Souf et impact sur l'environnement, région aride à semi-aride d'el Oued. *Mém. Magister. Univ. Sciences et de la Tech. Haou. Boum. Faculté des sciences de la terre, de Géographie et de l'aménagement du territoire, e 200 p.*
92. Moulla, A.S. ; Guendouz, A.; Reghis, Z., (1992) Etude isotopique et hydrochimique de la remontée des eaux de la nappe phréatique de la région de Oued-Souf. 1^{er} rapport sur l'interprétation des données hydrochimiques et isotopiques de la campagne d'échantillonnage effectuée en mai 1991. Rapport Interne, CDTN, Alger, 72 p.
93. Moulla, A.S. ; Guendouz, A. ; Reghis, Z., (1993) Etude de la remontée des eaux de la nappe phréatique de la région de Oued-Souf (Erg Oriental, Sahara nord-est Septentrional) par les méthodes isotopiques et hydrochimiques. *Deuxièmes Journées de Géologie Appliquée. Actes du Séminaire, Sfax, Tunisie (17-19 Mai 1993), pp. 289-299.*
94. Moulla, A.S., Guendouz, A., Reghis, Z.; (1997) : Etude de la remontée des eaux de la nappe phréatique de la région de Oued-Souf. *Rapport Final de Synthèse. CDTN, Alger, 19 p.*
95. Moulla, A.S., Guendouz, A., Reghis, Z.; (1997) Hydrochemical and isotopic investigation of rising piezometric levels of Saharan phreatic aquifers in the Oued-Souf region (Grand Erg Oriental basin, Algeria). *International Conference on Water in the Mediterranean. Collaborative Euro-Mediterranean Research : State of the Art, Results and Future Priorities. Istanbul, Turkey (25-29 Nov. 1997).*
96. Dervieux, F., (1956) La nappe phréatique du Souf (Algérie). Etude du renouvellement de la nappe. Contribution à l'étude des phénomènes capillaires dans un milieu pulvérulent. *Terre et eaux, 25 : pp. 5-39.*
97. Levassor, A., (1978) Simulation et gestion des systèmes aquifères. Application aux nappes du 'Complexe Terminal' du bas Sahara, Algérie. *Thèse 3ème cycle. Univ. Paris-VI.*
98. OMS (Organisation Mondiale de la Santé) (1985) ; Directives de qualité pour l'eau de boisson, Genève, 127 p.

99. ENAGEO, (Entreprise Nationale de Géophysique) (1992) Campagnes de prospection géophysique sur la cuvette de Ouargla (deux campagnes, *Rapport + cartes piézométriques*), DHW de Ouargla.
100. Guendouz, Moulla, A.S., A., Reghis, Z., (1993) Etude hydrochimique et isotopique des eaux souterraines de la cuvette de Ouargla (Algérie) : *1^{er} rapport* sur l'interprétation des données hydrochimiques de la 1^{ère} campagne d'échantillonnage de novembre 1991. Rapport Interne, CDTN, Alger, 57 p.
101. Guendouz, Moulla, A.S., A., Reghis, Z., (1994) Etude hydrochimique et isotopique des eaux souterraines de la cuvette de Ouargla (Algérie) : *2^{ème} rapport* sur l'interprétation des données hydrochimiques de la 2^{ème} campagne et isotopiques de 1^{ère} et 2^{ème} campagnes d'échantillonnages. Rapport Interne, CDTN, Alger, 30 p.
102. ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) (1994) Etude hydrogéologique de la cuvette de Ouargla. R.A.D.P. Ministère de l'équipement, A.N.R.H. Antenne régionale Sud. *Rapport*, 50 p.
103. Aliev, M.M., Ait Laoussine, N., Benalicherif, Seifoul-Moulukov, R.B., Chikhalibelili, E.Ch., Vyssotsky, V.I., Said, A., (1971) Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien, *Monographie* T.I.éditions Sonatrach, Alger.
104. Ouled-Belkheir, C., (2002) Contribution à l'étude et l'établissement du bilan hydrologique de la cuvette de Ouargla (Sahara Nord-Est septentrional). Thèse de Magistère. *Université Saâd Dahleb de Blida*. 107p.
105. Dansgaard, W., (1964) : Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, XVI, pp.436-468.
106. Taupin, J-D, Coudrain-Ribstein, A, Gallaire, R. Zuppi, G.M & Filly, A., (2000) Rainfall characteristics ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ΔT and ΔH_r) in western Africa, regional scale and influence of irrigated areas. *J. Geophysical Research*, 105, pp. 11911-11924.
107. IAEA/ WMO, (1998) Global Network for Isotopes in precipitation. The *GNIP* Database. Release 3, October 1999.
108. Yousfi, M., (1984). Étude géochimique et isotopique de l'évaporation et de l'infiltration en zone non saturée sous climat aride : Béni-Abbès, Algérie, Thèse 3^{ème} cycle *Univ. Paris-sud, Orsay, France*.
109. PNUD, (1983) Actualisation de l'étude des ressources en eau du Sahara septentrional. *PNUD-Tunis*, juillet 1983, 490 p.
110. Guendouz, A., Moulla, A.S., Edmunds, W.M., Shand, P., Poole, J., Zouari, K., Mamou, A., (1997) Palaeoclimatic information contained in groundwaters of the Grand Erg Oriental, North Africa. *International Symposium on Isotope Techniques in the study of past and current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere. Vienna, IAEA (14-18 April, 1997). IAEA-SM-349/43. pp.555-571.*
111. PNUD, (1987) Ressources en eau dans les pays de l'Afrique du Nord (Projet RAB/8/011). *Rapports techniques*. PNUD/O.P.E., mai, 1987, 2 vol.
112. Andrews, J.N., (1993) Isotopic composition of groundwaters and palaeoclimates at aquifer recharge. *Isotopes Tech. in the Study of Past and Current. Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere. Proc. Symp. , Vienna, pp.271-292.*

113. Le Gal La Salle, C. (1992) Circulation des eaux souterraines dans l'aquifère captif du Continental Terminal – Bassin des Iullumedun, Niger. Thèse Doct. es Sciences, *Uni. Paris sud (Orsay)*
114. Dodo, A. & Zuppi, G.M., (1999) Variabilité climatique durant le Quaternaire dans la nappe du Tarat (Arlit, Niger. *C. R. Acad. Sci. Paris.* 328, pp. 371-379.
115. Groening, M., Sonntag, C. Suckow, A. (1993) Isotopic evidence for extremely low groundwater recharge in the Sahel zone of Africa. In: *Geoscientific Research in Northeast Africa*. Thorweihe U. and Eds. Balkema, Rotterdam. pp. 671-676.
116. Sonntag, C., Klitsch, E., Lohnert, E.P., Munnich, K.O., Junghans, C., Thorweihe, U., Weistroffer, K. Swailem, F.M., (1978) Palaeoclimatic information from D and ¹⁸O in ¹⁴C-dated North Saharan groundwaters; groundwater formation from the past. In: *Isotope Hydrology 1978*, IAEA, Vienna. pp 569-580.
117. Moser, H., Stichler, W., Trimborn, P., (1983) Stable isotope studies on paleowaters. *Proc. Symp. Isot. Techn. in Hydrology. Vienne.*
118. Sonntag, C., Thorweihe, U. Rudolph, J., Lohnert, E.P., Junghans, C., Munnich, K.O., Klitsch, E., EL Shazly, E.M. Swailem, F.M., (1980) Isotopic identification of Saharan groundwaters, groundwater formation in the past. *Palaeoecol. Africa*, 12, pp. 159-171.
119. Joseph, A., Frangi, J.P., Aranyossy, J.F., (1992) Isotope characteristics of meteoric water and groundwater in the sahelo-sudanese zone. *J. Geoph. Res.* 97, pp. 7543-7551.
120. Guendouz, A., Moulla, A.S., Edmunds, W.M., Zouari, K., Shand, P., MAMOU, A., (2003) Hydrochemical and isotopic evolution of water in the Complexe Terminal aquifer in the Algerian Sahara, *Hydrogeology Journal*, Vol. 11, No. 4, pp.483-495.
121. Moulla, A.S., Guendouz, A., Reghis, Z.; (1998) : Contribution des techniques isotopiques et hydrochimiques à l'étude de la remontée des eaux de la nappe phréatique de la région de Oued-Souf (Grand Erg Oriental, Algérie). *Premières Journées d'Étude sur les Applications des Techniques Nucléaires en Ressources Hydriques et en Agriculture*, COMENA/CDTN, Alger 30/11-02/12/98.
122. Guendouz, A. Moulla, A.S., (2000) : Application des Techniques Nucléaires en zones arides : cas de la remontée des eaux de la nappe phréatique de la région de Oued-Souf (Grand Erg Oriental, Algérie. *Actes du Congrès sur la 'Contribution de la recherche scientifique et des technologies dans le développement des régions arides et semi-arides'*, 1– 4 Oct. 2000, El-Oued, Algérie
123. Sultan, M., Sturchio, N., Hassan, F., Hamdan, M.A.R., Mahmoud, A.M., El Atfy, Z. Stein, T., (1997) Precipitation source inferred from stable isotope composition of Pleistocene groundwater and carbonate deposits in the western desert of Egypt. *Quaternary Research* 48, pp. 29-37.
124. Edmunds, W.M., Fellman, E. & Goni, I.B., (1999) Lakes, groundwater and palaeohydrology in the Sahel of NE Nigeria: evidence from hydrogeochemistry. *J. Geol. Soc. London*, 156, pp. 345-355
125. Guendouz, A., Moulla, A.S., Remini, B., Michelot, J.L., (2006); Hydrochemical and isotopic behavior of a Saharan phreatic aquifer suffering severe natural and anthropic constraints (case of Oued-Souf region, Algeria), *Hydrog. J.*, (in press).

126. Salem, O., Visser, J.H., Dray, M. Gonfiantini, R., (1980). Groundwater flow patterns in the western Libyan Arab Jamahirya evaluated from isotopic data. . In: *Arid-zone Hydrology: investigations with isotopic techniques*. IAEA, Vienna. pp. 165-179.
127. Fontes J.Ch. (1978) Hydrogéologie, un champ privilégié de l'application des isotopes du milieu : l'âge des eaux souterraines. Implications de l'hydrogéologie dans les autres sciences de la terre. *IHES. Symposium. Montpellier, r mémoire hors série CERGH,USTL 40 p.*
128. Levin, I, Heissshaimer, V., Glocker, R., Kromer, B., Munich, K.O., Francy, R.G. (1989), Radiocarbon in atmospheric CO₂: Global distribution and trends. 3rd International CO₂ Conference. *WMO Report 59*. pp. 55-60.
129. Rognon, P. (1976) Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40.000 ans. *Rev. Grog. Phys. Géol.Dynm. (2)*, vol XVIII, fasc. 2-3, pp.251-282
130. Gibert, E., (1989) Géochimie et paléohydrologie des bassins lacustres du Nord-Ouest Saharien. Programme Palhydraf, site 2. Thèse Doctorat, *Univ. Paris XI*. 211 p.
131. Petit-Maire, N. & Riser, J., (1982) : Sahara ou Sahel: Quaternaire récent du bassin de Taoudenni, Mali. *CNRS. Lamy. Marseille*. 473 p.
132. Gasse, F. (2000) Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary. Sci. Rev.* 19, pp. 189-211.
133. Maley, J., (2000) Last Glacial maximum lacustrine and fluvial formations in the Tribesti and other Saharan mountains, and large-scale teleconnections linked to the activity of the Subtropical Jet Stream. *Global and Planetary Change*, 26, pp. 105-120.
134. Moulla, A.S.; Guendouz, A Reghis, Z.; (1994) : Étude isotopique et hydrochimique de la remontée des eaux de la nappe phréatique de la région de Oued-Souf. 2^{ème} rapport sur l'interprétation des données hydrochimiques et isotopiques de la campagne d'échantillonnage effectuée en mai 1991. *Rapport Interne*, CDTN, Alger.
135. Lal, D., Peters, B., (1967) Cosmic ray produced radioactivity on the earth. In *Handbuch der Physik. Sitte K.ED. Springer Verlag, Berlin*, pp. 551-612.
136. Onufriev, V.G. (1968) Formation du chlore-36 dans la nature. *Yad .Geofiz. Geochem. Izot. Methody. Geol.*, pp. 3064-369
137. Bentley, H.W., Philip, F.M. & Davis, S.N., (1986) Chlorine-36 in the terrestrial environment. In *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, vol. 2. Fritz P. & Fontes J-Ch. Eds. Elsevier, Amsterdam*, pp. 427-480.
138. Michelot, J.L., (1988) Hydrologie isotopique des circulations lentes en milieu cristallin fracturé : essai méthodologique. Thèse d'état, *Université Paris-Sud*, 164 p.
139. Fontes, J-Ch., (1985) Some considerations on groundwater dating using environmental isotopes. In: *Hydrology in the service of man. Memoirs of the International Association of Hydrogeologists (IAH), Cambridge. Part 1*, pp. 118-154.
140. Fontes, J-C. Guendouz, A., Michelot, J.L., (1985) Chlorine-36 in deep groundwaters from Sahara. *Tech. Rep. RAF/8/007, IAEA, Vienna, Austria*.
141. ONM, (Office National de Météorologie) Atlas climatologique national. *Recueil des données*, période 1980-2000 (Bulletins mensuels). Alger.

142. Fontes, J-C., Yousfi, M., Allison, G.B.; (1986) Estimation of long-term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. *Journal of Hydrology*, 86, pp. 315-327.
143. Guendouz, A. Michelot, J.L., : Chlorine-36 in deep groundwaters from north-eastern Sahara (Algeria).(en préparation).
144. Torgersen, T., Habermehl, M.A., Phillip, F.M., Elmore, D., Kubik, P., Jones, B.G., Hemmick, T., Gove, H.E., (1991) Chlorine 36 dating of very old groundwater, 3, Further studies in the great Artesian Basin, Australia, *Water Resour. Res.*, 27, pp. 3201-3213.
145. Fontes, J-C. Andrews, J.N., Loosli, H.H., Mamou, A., (1984) Problems in ^{36}Cl dating of old Saharan groundwaters (unpublished).
146. Edmunds, W.M., Guendouz, A., Mamou, A., Moulla, A.S., Shand, P., & Zouari, K., (2003) Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators, *Applied Geochemistry*, Vol. 18, No. 6, pp. 805-822.
147. Andrews, J.N., Fontes, J-Ch., Guendouz, A., (1986) Résultats inédits de la campagne d'échantillonnage effectuée en Algérie (Sahara Nord-Est septentrional) en Avril 1985 sur les gaz nobles, isotopes stables (^{18}O , ^2H , ^{13}C) et radioactifs (^{14}C). (unpublished).
148. Guendouz, A., Michelot, J.L., (2002); Séminaire International sur l'Apport des isotopes à la gestion des ressources en eau. Sousse juin 2002 Tunisia.
149. Gries S, (2000) Etude géochimique et isotopique des nappes profondes au Sahara-Sahel; Implication pour la gestion des ressources en eau et les reconstitutions paléoclimatiques. Thèse Doctorat. *Université Paris sud, Orsay*, 317 p
150. Guendouz, A., Moulla, A.S., Michelot, J.L., Edmunds, W.M. (2004) International Workshop on the Application of Isotope Techniques in Hydrological and Environmental Studies to honour the memory of Jean Charles Fontes – ten years after his death September 6-8, 2004, Paris. Sponsored by the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organisation (UNESCO) and the International Atomic Energy Agency (IAEA)
151. Rudolph, J., Rath, K. & Sonntag, C., (1984) Noble gases and stable isotopes in ^{14}C dated waters from Central Europe and the Sahara. In: *Isotope Hydrology, 1983: Proc Internat. Symp. On Isotope Hydrology in Water Resources Development*, pp.467-477. IAEA. Vienna.
152. Edmunds, W.M. & Gaye, C.B., (1997). High nitrate baseline concentrations in groundwaters from the Sahel. *Journal of Environmental Quality*, 26, pp.1231-1239.
153. Fontes, J-C. Andrews, J.N., Edmunds, W.M., Guerre, A. & Travi Y., (1991). Palaeorecharge by the Niger River (Mali) deduced from groundwater chemistry. *Water Resources Research* 27:1pp. 99-214.
154. Andrews, J.N., Gold Brunner, J.E., Darling, G., Hooker, P., Wilson, G.B., Youngman, M.J., Eichinger, L., Rauert, W., Stichler, W.A. (1985) radiochemical, hydrochemical and dissolved gas study of groundwaters in the molasse basin of Austria, *Earth Planet. Sci. Lett.* 73, pp. 317-332.

155. Andrews, J.N., (1989) Mechanisms for noble gas dissolution by groundwaters. in *Isotopes of Noble Gases as Tracers in Environmental Studies*. Proc. Consult. Meeting, Vienna, pp. 87-110.
156. Osmond J.K.; Cowart JB, (1982) Groudwater. In uranium series disequilibrium: applications to environmental problems, Ivanovich M. & Harmon R.S. Eds, Clarendon press, Oxford, pp. 202-245.
157. Langmuir D.C. (1978) The geochemistry of some carbonate groundwaters in central Pennsylvania. *Geochim.cosmochim. Acta* 35, pp. 1023-1045
158. Causse, C., Chkir, N., Guendouz, A., Zouari, K., Ben Oueddou, H. (2000). Distribution et composition isotopique de l'uranium dans les eaux et coquilles fossiles du Sahara Nord-occidental (Tunisie, Algérie) *Séminaire International sur l'Apport de la Géochimie Isotopique dans l'Etude du Cycle de l'Eau à la mémoire du feu* Prof. J. Ch. Fontes. (06-08 Avril 1999). Hammamet, Tunisia
159. Kutzbach, J.E. Street-Perrott, F.A., (1985) Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. *Nature*, 317, pp. 130-134.
160. Kutzbach, J.E. & Guetter P.J., (1986) The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18.000 years. *J. Atm. Sc.* 43, pp. 1726-1759.
161. Street-Perrot, F.A., (1990) Abrupt climate fluctuations in the tropics: The influence of Atlantic Ocean circulation. *Nature* 343, pp. 607-612.
162. Street-Perrot, F.A. Perrot, R.A., (1994) Holocen vegetation, Lake levels and climate of Africa. In *Global Climates since the last glacial maximum* (ed. H.E. Wright), pp. 322-356. University of Minnesota.
163. Mix, A.C. (1986) The oxygen isotope record of glaciation. In *North America and adjacent oceans during the last glaciation, vol. V, K-3* (ed. W.F.R.a.H.W.jr.), pp. 111-135.
164. Rognon, P. (1987 b) Late quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (north Africa) *Paleogeog.Palaeoclim, Palaeoecolo.* 58, pp. 11-34.
165. Fontes, J-C. Gasse, F., (1991) PALHYDAF (Palaeohydrology in Africa) program: objectives, methods, major results. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 84, 191-215.
166. Gibert, E., Arnold, M., Conrad, G., de Deckker, P., Fontes, J-Ch., Gasse, F., Kassir, A., (1990) Retour des conditions humides du tardiglaciaire au Sahara septentrional (Sebkha Mellala, Algérie). *Bull. Soc. Géol. de France*, 8 (VI, 3), pp. 497-504.
167. Gasse, F., TeheT, R., Durant, A., Gibert, E., Fontes, J-Ch., (1990) The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature* 346 pp. 141-146.
168. Koopman, B. (1981) Sedimentation von Saharastaub im subtropischen Nordatlantic während der letzten 25.000 jahre. *Meteor. Forschungs Ergeb. Reihe* 35 ©, pp. 23-59.
169. Hooghiemstra H., Bechler A., Beug H.J., (1987) Isopollen maps for 18.000 years BP of the Atlantic offshore of northwest Africa: evidence for palaeowind circulation. *Palaeoceanography* 6, (2), pp. 561-582.

170. Hooghiemstra H., (1988a) Changes of major wind belts and vegetation zones in NW Africa 20.000 –5000 yr BP, as deduced from a marine pollen record near Cap Blanc. *Review of Palaeobotany and palynology* 55, pp. 101-140.
171. Nicholson, S., flohn, H., (1980) African environmental and climatic changes and the general circulation in the late pléistocene and Holocene. *Climate change* 2, pp. 313-348.
172. Edmunds, W.M., Walton, N.R.G., (1980) A geochemical and isotopic approach to recharge evaluation in semi-arid zones – past and present. In “*Arid Zone Hydrology Investigations with Isotope Techniques*”. IAEA. Vienna. pp. 47- 68.
173. Edmunds, W.M., (1999). Groundwater nitrate as a palaeo-environmental indicator. pp 35-38 in: *Geochemistry of the Earth’s Surface. Proc 5th International Symposium on the Geochemistry of the Earth’s Surface*. Reykjavik, Iceland. Balkema. Rotterdam.
174. Arranyossi, J.F., (1978) Contribution à l’étude des transferts d’eau et de solutés dans la zone non saturée par traçage cationique et isotopique, thèse doctorat 3^{ème} cycle *Université Pierre et Marie Curie, Paris VI*, 132 p.
175. Zouari, K. (1983) Etude géochimique et isotopique de l’infiltration en zone non saturée sous climat semi-aride. Thèse 3^{ème} cycle. *Univ. Paris-Sud. Orsay*. 153 p.
176. Colin-Kaczala, C. ;(1986) : Profils isotopiques (¹⁸O et ²H) de fluides (eau liquide, vapeur et CO₂) de la zone non saturée sous climat désertique : application à l’évaluation de l’évaporation des nappes libres au Sahara nord-occidental. Thèse de Doctorat es sciences, *Univ. Paris XI, Orsay*, 171 p.
177. Taupin, J.D. (1990), Evaluation isotopique de l’évaporation en zone non saturée sous climat sahélien et évolution géochimique des solutions du sol (vallée du moyen Niger. Thèse de Docteur en sciences, *Uni. Paris XI* , 172 p.
178. Woods, P.H. (1990); Evaporative discharge of groundwater from the margin of the great artesian basin near lake Eyre. South Australia. A thesis submitted for the degree of doctor of philosophy. *Univ.of South Australia*. 368 p.
179. Hillel, D., (1988) L’eau et le sol. Principes et processus physiques. *Academia, Louvain-la neuve*, 294 p.
180. Philip, J.R., de vries, D.A., (1957) Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Trans. Am. Geophys.Union*, 38: pp. 222-232.
181. Rose, C.W., (1968) Water transport in soil with a daily temperature wave. *Austr. J. Soil Res.* 6, 31-44, pp. 45-46.
182. Hellwig D.H.R., (1973) Evaporation of water from sand; the influence of the depth of the water table and the particle size distribution of the sand. *J. Hydrol.*, 21:pp. 101-110.
183. Zimmermann, U., Enhalt, D. Munich, K.O.; (1967): Soil water movement and evapotranspiration, changes in the isotopic composition of the water. IAEA. *Proc. Symp. Isotope Hydrology* : pp. 567-583.
184. Gouvea da Silva Rosa, B., (1980) Migration des sels et des isotopes lourds à travers des colonnes de sédiments non saturés sous climat semi-aride. Thèse 3^{ème} cycle, *Univ. Paris-VI*.

185. Barnes, C.J., Allison, G.B., (1988): Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. *J. Hydrol.*, 100: pp. 143-176.
186. Barnes, C.J., Allison, G.B., (1983) The distribution of deuterium and oxygen 18 in dry soils: I, Theory. *J. Hydrol.* 60: pp. 141-156.
187. Dincer, T., Dray, M., Zuppi, G.M., Guerre, A., Tazioli, G.S. Traore, S., (1984) L'alimentation des eaux souterraines de la zone Kolokani-Nara au Mali. In: Isotope Hydrology, 1983: Proc Internat. Symp. On *Isotope Hydrology in Water Resources Development*. pp. 341-365. IAEA. Vienna.
188. Eriksson, E., (1976) The distribution of salinity in groundwater of the Delhi region and recharge rates of groundwater (*In interpretation Environmental Isotope and hydrochemical Data in groundwater Hydrology*). AIEA, 17, pp. 171-177.
189. Allison, G.B. & Hugues, M.W., (1983) The distribution of deuterium and oxygen-18 in dry soils: II. Experimental. *J. Hydrol.* 64, pp. 377-397.
190. Christman, D., Sonntag, C., (1987) Groundwater evaporation from East Saharan depressions by means of deuterium and oxygen-18 in soil moisture. *Proc. IAEA. Int. Symp. Use Isot. Techn. Water Ress. Dev., Vienne, IAEA-SM6 299/037: pp. 189-204*
191. Grunberger, O., (1989) Etude géochimique et isotopique de l'infiltration sous climat tropical contrasté- Massif du Piton des neiges- Ile de la réunion. *Thèse Doct. es Sciences. Uni. Paris sud. Orsay, 269 p.*
192. Zouari, K., Aranyossy, J.F., Mamou, A., Fontes, J C. (1985). Etude isotopique et géochimique des mouvements et de l'évolution des solutions de la zone aérée des sols sous climat semi-aride (sud tunisien). In. *stable and radioactive isotopes in the study of the unsaturated soil zone*. IAEA-TECDOC-357, Vienna. pp. 121-144.
193. Edmunds, W.M. & Tyler, S.W., (2002). Unsaturated zones as archives of past climates: towards a new proxy for continental regions. *Hydrogeology Journal*.
194. Darling, W.G., Edmunds, W.M., Kinniburgh, D.G., Kotoub, S., (1987) Sources of recharge to the Basal Nubian Sandstone Aquifer, Butana Region, Sudan. pp. 205-224. In: *Isotope Techniques in Water Resources Development*. IAEA, Vienna.
195. Gaye, C.B. & Edmunds W.M., (1996). Intercomparison between physical, geochemical and isotopic methods for estimating groundwater recharge in northwestern Senegal. *Environmental Geology*, 27, pp. 246-251.
196. Edmunds, W.M., Smedley P.L., (2000) Residence time indicators in groundwater: The east Midlands Triassic Sandstone Aquifer. *Appl.Geochem.*15, pp. 737-752
197. Moulla, A.S., Guendouz, A., (2003) Étude des ressources en eau souterraines en zones arides (Sahara algérien) par les méthodes isotopiques. In '*Hydrology of the Mediterranean and semi-arid regions*'. (E. Servat, W.Najeem, C.Leduc & A. Shakeel, and eds.): *International Association of Hydrological Sciences (IAHS) Publication 278*, pp. 35-42.
198. Munich, K.O., Roether, W., (1963), A comparison of carbon 14 and tritium ages of groundwater. In *isotopes in hydrology. Proceed Symp.* IAEA. Vienna, pp. 397-406.

199. Moulla, A.S., Guendouz, A., Cherchali, M.E.H., (2002) Contribution des isotopes à l'étude des ressources en eau transfrontalières en Algérie. Contribution des isotopes à l'étude des ressources en eau transfrontalières en Algérie. Proceedings of the International Workshop on Managing shared aquifer resources in Africa held under the auspices of IHP/UNESCO in Tripoli, Libya, 02-04/06/2002, pp. 55-67.
200. Dinçer, T (1980) Use of environmental isotopes in arid zone hydrology. Isotope hydrology, IAEA. Vienna.
201. Margat, J. (1990) Les gisements d'eau souterraine. *La recherche* n°221, pp. 590-596.
202. Margat, J. (1991) Ressources en eau des pays africains. Utilisations et problèmes (IWRA/AIRE, VII Congrès mondial Ress. Eau. Rabat mai – 21 p. édité in « Sustainable Water Resources Management in Arid countries » (*Canadian Journal of Development Studies, Special Issue 1992. Ottawa, pp. 81-102*)
203. Margat, J. (1992) Quelle ressources en eau les grands réservoirs aquifères offrent-ils? Evaluation et stratégie d'exploitation. *Atelier du lancement du projet « SASS »* Système Aquifère du Sahara Septentrional. Le Caire, 22-25 nov.