L'environnement actuel et le fonctionnement hydroclimatique de quelques systèmes lacustres dans le Moyen Atlas marocain : Cas des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh

I Etebaai

▶ **To cite this version:**

I Etebaai. L'environnement actuel et le fonctionnement hydroclimatique de quelques systèmes lacustres dans le Moyen Atlas marocain : Cas des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh . Hydrologie. Universite Abdelmalek Essaadi Faculté des Sciences et Techniques Tanger, 2009. Français. NNT : . tel-01465354

HAL Id: tel-01465354
https://theses.hal.science/tel-01465354

Submitted on 16 Feb 2017

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

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

N° d'ordre : 27

ROYAUME DU MAROC
UNIVERSITE ABDELMALEK ESSAADI
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
TANGER

UFR

Océanologie et Climatologie de part et d'autre du Détroit de Gibraltar

Thèse de Doctorat National

Es Sciences et Techniques

Présentée par :

Issam ETEBAAI

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Géosciences de l'environnement

L'environnement actuel et le fonctionnement hydroclimatique de quelques systèmes lacustres dans le Moyen Atlas marocain : Cas des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh

Soutenue le 27 juin 2009 devant le jury d'examen :

Pr. Bouchta El MOUMNI	**Doyen de la Faculté Polydisciplinaire de Larache**	**Président**
Pr. Larbi BOUDAD	**Faculté des Sciences et Techniques d'Errachidia**	**Rapporteur**
Pr. Abdellah EL HMAIDI	**Faculté des Sciences de Meknès**	**Rapporteur**
Pr. Maurice TAIEB	**CEREGE – Université Aix Marseille III, France**	**Rapporteur**
Pr. Rachida MAHJOUBI	**Faculté des Sciences de Meknès**	**Examinatrice**
Pr. Mustapha MAATOUK	**Faculté des Sciences et Techniques de Tanger**	**Examinateur**
Pr. Brahim DAMNATI	**Faculté des Sciences et Techniques de Tanger**	**Directeur de thèse**

A la mémoire de mon père
qu'Allah ait son âme en sa sainte miséricorde

A ma mère
A tous mes frères et sœurs
En particulier à ma sœur aînée Khadija

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma reconnaissance envers tous ceux qui m'ont prodigué leur aide et leur soutien.

Mes premiers et sincères remerciements vont tout d'abord à mon directeur de thèse Monsieur Brahim DAMNATI (Professeur à la Faculté des Sciences et Techniques de Tanger) qui m'a accordé sa confiance sans faille depuis le stage de DESA. Sa compétence, son sérieux, sa gentillesse et son implication dans ce travail m'ont beaucoup soutenu. Je témoigne ici la reconnaissance que je lui dois et la grande estime que je lui porte.

Toute ma gratitude et tout mon respect s'adressent à Monsieur Maurice TAIEB (Directeur de recherche émérite au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) d'Aix en Provence) pour son implication dans ce travail, pour sa générosité scientifique et pour sa disponibilité au cours de mes stages et séjours en France. Sa présence parmi le jury comme rapporteur est un honneur pour moi.

Je tiens à exprimer mes vifs remerciements à Monsieur Bouchta El MOUMNI, Doyen de la Faculté Polydisciplinaire de Larache et responsable de l'UFR Océanologie et Climatologie de part et d'autre du Détroit de Gibraltar, d'avoir présidé le jury.

Je remercie aussi sincèrement Monsieur Abdellah EL HMAIDI (Professeur à la Faculté des Sciences de Meknès) et Monsieur Larbi BOUDAD (Professeur à la Faculté des Sciences et Techniques d'Errachidia) qui ont bien voulu accepter d'être les rapporteurs de ce travail. Leurs remarques et leurs suggestions pertinentes m'ont été très utiles pour l'amélioration du manuscrit.

Mes remerciements vont également aux examinateurs : Madame Rachida MAHJOUBI (Professeur à la Faculté des Sciences de Meknès) et Monsieur Mustapha MAATOUK (Professeur à la Faculté des Sciences et Techniques de Tanger) qui ont aimablement voulu juger ce travail.

Je tiens à remercier tout le personnel du Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences et Techniques de Tanger pour leur encouragement.

Mes reconnaissances vont également aux chercheurs et techniciens du (CEREGE). Avec qui j'ai eu la chance de travailler et de réaliser la plus grande partie des analyses :

- Madame Hélène MICHE (ingénieur au CEREGE) pour son aide précieuse dans les analyses géochimiques par l'ICP ainsi que pour le temps qu'elle m'a accordé pour le traitement statistique des données.

- Monsieur Daniel BORSCHNECK (Ingénieur au CEREGE) et Monsieur Philippe LAMBERT (Technicien au CEREGE) pour leurs aides dans les analyses minéralogiques par la diffraction des rayons X.

- Monsieur Olivier RADAKOVITCH (Maître de conférence au CEREGE) pour son aide dans les analyses du ^{210}Pb.

- Madame Brigitte CRUBEZY (Bibliothécaire du centre de documentation du CEREGE) pour son aide à mes recherches bibliographiques.

Mes vifs remerciements s'adressent à l'équipe de carottage du CEREGE Monsieur Michel DECOBERT, Monsieur Alain MARAIS (Ingénieurs au CEREGE), Monsieur Daniel ARNAUD (Technicien au CNRS) pour les bons moments qu'on a passés sur le terrain lors des missions de carottage dans les lacs du Moyen Atlas sans oublier également la participation de Monsieur Ali RHOUJJATI (Professeur à la Faculté des Sciences d'EL Jadida) qu'il soit chaleureusement remercié ici.

J'exprime aussi mes remerciements aux gens du CEREGE que j'ai rencontrés au cours de mon séjour en France, en particulier Madame Françoise CHALIE (Chargée de la recherche au CEREGE), Madame Frauke ROSTEK (Ingénieur d'étude au CEREGE) et Monsieur David WILLIAMSON (Chargé de la recherche au CEREGE).

Ce travail a été réalisé dans le cadre de deux projets de recherche : PROTARS III : D15/57 et PICS (N°596/05) financés conjointement par le CNRST du Maroc et le CNRS de la France qu'ils soient vivement remerciés.

Je remercie encore une fois le CNRST du Maroc ainsi que le Ministère de l'Enseignement Supérieures, de la Recherche Scientifique et de la Formation des Cadres pour la bourse qu'ils m'ont octroyée durant les trois premières années de recherche.

Le soutien technique du CEREGE-CNRS France et de l'Unité d'Appui Technique à la recherche Scientifique (UATRS) du CNRST Maroc était primordial pour la réalisation de ce travail qu'ils soient chaleureusement remerciés ici.

Je tiens également à remercier Monsieur Mohamed BENABID (Chef du Centre d'hydrobiologie et de Pisciculture d'Azrou) et Monsieur Hassan ELIDRISSI (Ingénieur forestier) qui ont bien voulu m'apporter leur aide logistique pour l'échantillonnage des eaux dans les lacs étudiés.

J'adresse mes remerciements aussi à tous mes collègues du département des Sciences de la Terre pour leur amitié en particulier Narjis, Saïda, Hanane, Hafida Ouafa, Ahmed et Lhoussin.

Enfin, Ma gratitude et mon respect vont à ma mère, à tous mes frères et sœurs pour leur soutien inconditionnel tout au long de mes études.

Un grand remerciement est adressé aussi aux familles ; ALAOUI, AMRANA, ELBOUKDAOUI et HOUNAIN pour leur encouragement.

L'environnement actuel et le fonctionnement hydroclimatique de quelques systèmes lacustres dans le Moyen Atlas marocain : Cas des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh

RESUME

Le présent travail apporte une meilleure compréhension du fonctionnement hydroclimatique récent des bassins lacustres du Moyen Atlas marocain. Les lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh ont été retenus pour cette recherche dans le but de caractériser l'impact climatique et anthropique sur leur fonctionnement. La méthodologie entreprise au cours de cette recherche est basée sur l'analyse physico-chimique saisonnière des eaux et de l'analyse sédimentologique, géochimique et minéralogique des sédiments d'interface. Le taux d'accumulation des sédiments et la chronologie des événements ont été déterminés par l'analyse radio-isotopique du ^{210}Pb.

L'impact climatique et anthropique sur le fonctionnement hydrogéochimique des trois lacs est représenté par la diminution importante du niveau lacustre et la dégradation de la qualité des eaux au cours des trois dernières décennies. Ce déficit hydrique s'est manifesté essentiellement par l'augmentation de la salinité des eaux et la sursaturation en alcalino-terreux responsables de la précipitation des carbonates. L'état trophique des lacs est en relation avec l'enrichissement en éléments nutritifs, l'augmentation de la charge particulaire et la dégradation de l'oxygénation des eaux. La forte évaporation et la consommation anthropique des eaux ont entraîné un assèchement temporaire des lacs Ifrah et Afourgagh particulièrement entre 2005 et 2006 et en été 2008.

Généralement épisodique, le mode de la sédimentation actuelle est considérablement influencé par la variabilité climatique et les perturbations anthropiques. Ceci est représenté principalement par la prédominance de la fraction organo-carbonatée sous l'effet de l'avancement de l'état trophique des lacs et l'augmentation de la précipitation des carbonates endogéniques. Un tel processus est lié à la succession des sécheresses et à l'élévation relative de la température moyenne au cours du dernier siècle. L'augmentation périodique des éléments détritiques alumino-silicatés et ferromagnésiens enregistrés au niveau des carottes des trois lacs paraît synchrone avec la forte hydrolyse des sols (déjà fragilisés par l'activité anthropique) au cours des années pluvieuses. La diminution du taux d'accumulation pendant les trois dernières décennies est due à la réduction de l'écoulement de surface et à l'assèchement de quelques affluents. La sédimentation actuelle dépend essentiellement de l'action éolienne qui redistribue les matériaux au niveau des sols et des terrasses exondées surtout au niveau des bassins versants des lacs Ifrah et Afourgagh.

Le dysfonctionnement actuel que connaissent les trois lacs suscite une attention particulière pour atténuer l'impact climatique et anthropique sur leur équilibre. En faisant intervenir tous les secteurs concernés, un plan d'aménagement d'urgence doit être mis en œuvre pour le suivi, la gestion et la préservation de ces milieux lacustres. Un tel aménagement doit être accompagné par une amélioration des conditions socio-économiques de la population locale très attachée à son environnement.

Mots clés : Moyen Atlas ; Lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh ; Physico-chimie des eaux ; Sédimentologie, géochimie et minéralogie des sédiments modernes ; Variabilité climatique ; Impact humain.

The current environment and Hydroclimatic functioning of some lake systems in the Moroccan Middle Atlas: the case of lakes Ifrah, Iffer and Afourgagh

ABSTRACT

This work provides a better understanding of recent Hydroclimatic functioning of lake basins in the Moroccan Middle Atlas. Lakes Ifrah, Iffer and Afourgagh were selected for this research in aim to characterize the climate and anthropogenic impact on their functioning. The methodology undertaken during this research is based on a seasonal physico-chemical analysis of water and sedimentological, geochemical and mineralogical analysis of interface sediment. The rate of sediment accumulation and chronology of events were determined by analysis of radio-isotope ^{210}Pb.

The climate and anthropogenic impact on the hydrogeochemical functioning of the three lakes is represented by the significant decrease in lake level and degradation of water quality in the past three decades. This water deficit was manifested primarily by increased salinity of water and supersaturation in alkaline earth responsible for the precipitation of carbonates. The trophic status of lakes is associated with nutrient enrichment, the increase in the particle and the deterioration of the oxygenation of the water. The high evaporation and human consumption of water resulted in a temporary drying up of Ifrah and Afourgagh lakes particularly between 2005 and 2006 and summer 2008.

Generally episodic, the mode of the present sedimentation is considerably influenced by climate variability and anthropogenic disturbances. This is mainly represented by the predominance of the organic carbon fraction as a result of the progress of the trophic status of lakes and increased the precipitation of endogenous carbonates. Such a process is linked to the succession of droughts and relative rising of the average temperature during the last century. The periodic increase of the detrital alumino-silicate and ferromagnésiens elements made in cores of the three lakes appear synchronous with the high hydrolysis of soils (already weakened by human activity) during the wet years. The decrease in the rate of accumulation over the past three decades is due to the reduction of surface runoff and to the drying up of some tributaries.

The current dysfunction taking experienced by three lakes arouses special attention to minimize the climate and anthropogenic impact on their equilibrium. Involving all sectors concerned, an emergency plan must be implemented for monitoring, management and preservation of this lacustrine environment. Such an arrangement must be accompanied by an improvement to socio-economic conditions of local people who are very attached to their environment.

Keywords: Middle Atlas; Lakes Ifrah, Iffer and Afourgagh; Physico-chemistry of water; Sedimentology, geochemistry and mineralogy of interface sedimentation; climate variability, human impact.

البيئة الحالية و الأداء الهيدروميناخي لبعض النظم البحيرية بالأطلس المتوسط (امغرب) : حالة البحيرات إفراح, إفير و أفوركاع

ملخص

يقدم هذا العمل فهما جيدا للأداء الهيدروميناخي الحالي للأحواض البحيرية بالأطلس امتوسط امغربي. حيث تم اختيار البحيرات إفراح, إفير و أفوركاع لهذا البحث من أجل تحديد التأثير المناخي و البشري على توازنهن. تعتمد المنهجية امتبعة خلال هذا البحث على أساس التحليل الفيزيا-كيميائي الموسمي للمياه و على التحليل الرسوبي, الجيوكيميائي و امعدني للرواسب السطحية. ◘ تحديد معدل تراكم الترسبات والتسلسل الزمني للأحداث من خلال تحليل النظائر امشعة للرصاص[210].

يتمثل التأثير المناخي و البشري على الأداء الهيدروجيوكيميائي للبحيرات الثلاث من خلال انخفاض منسوب و تدهور نوعية المياه إبان العقود الثلاثة امامضية. و يتجلى هذا الخصاص الهيدرولوجي في المقام الأول إلى زيادة ملوحة المياه و فرط التشبع بعنصري الكالسيوم و المغنيسيوم و اللذان يتم ترسبهما على شكل معدن الكربونات. يرتبط تقدم امالة الإتخامية للبحيرات (خصوصا إفراح و أفوركاع) إلى تركز العناصر الغذائية (النيرات و الفوسفات), ازدياد الجسيمات العائمة و تدهور نسبة الأوكسجة امذاب في المياه. نسبة التبخر العالية و الاستهلاك البشري للمياه تسبب في الجفاف المؤقت للبحيرتين إفراح و أفوركاع خاصة بة عامي 2005 و 2006 وصيف 2008.

تتأثر عملية الترسب حاليا, التي هي عموما عرضية, بالتقلبات المناخية و الاضطرابات النامة عن تدخل الإنسان. ويتمثل هذا أساسا بالارتفاع نسبة المواد العضوية و الكربونات الناتجين عن تقدم الحالة الإتخامية و أهمية الترسب الجيوكيميائي للكربونات الذاتية في البحيرات. ترتبط هذه العملية بتعاقب فترات امفاف وارتفاع متوسط درجات امرارة خلال القرن امامضي. و يبدو الارتفاع الدوري للعناصر الحتاتية من السليكات و الألومينات و كذالك الحديد و المغنيسيوم متزامنا مع أهمية التحلل امائي للتربة خلال السنوات الرطبة. و يعد انخفاض معدل تراكم الترسبات على مدى العقود الثلاثة امامضية إلى تناقص الجريان السطحي للمياه و جفاف بعض الروافد. يعتمد الترسب حاليا بشكل رئيسي على إعادة توزيع امواد تحت تأثير الرياح خاصة في البحيرتين إفراح و أفوركاع.

يثير امالل الوظيفي الحالي الذي تعاني منه البحيرات الثلاث اهتمام خاص من أجل تخفيف العوامل المناخية و البشرية على توازنهن. و من هذا امنظور يجب وضع خطة, تشارك فيها جميع القطاعات المعنية, لرصد وإدارة و حماية هذه البحيرات. حيث أن كل محاولة لإعادة توازن الأداء الإيكولوجي للبحيرات يجب أن يكون مصحوبا بتحسين الظروف الاجتماعية والاقتصادية للسكان المحليين امرتبطة جدا ببيئتهم الطبيعية.

الكلمات الدالة: الأطلس امتوسط؛ البحيرات إفراح, إفير و أفوركاع؛ فيزيا-كيميائية المياه؛ التحليل الرسوبي, الجيوكيميائي و امعدني للرواسب السطحية ؛ تقلب امناخ؛ تأثير الإنسان.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS ---------- I
RÉSUMÉ ---------- III
TABLE DES MATIÈRES ---------- VI
LISTRE DES FIGURES ---------- XIII
LESTE DES TABLEAUX ---------- XX

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I. Problématique et but du travail ---------- 1
II. Systèmes lacustres du Moyen Atlas ---------- 4
III. Intérêt d'étude des systèmes lacustres ---------- 4
IV. Méthodologie de recherche adoptée ---------- 5
V. Organisation du mémoire ---------- 9

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS SUR LES SYSTÈMES LACUSTRES

I. Introduction et définitions ---------- 10
II. Origine des lacs ---------- 11
II. 1. Lacs d'origine tectonique ---------- 11
II. 2. Lacs d'origine glaciaire ---------- 12
II. 3. Lacs d'origine volcanique---------- 13
II. 4. Lacs formés par effondrement de terrain ---------- 13
II. 5. Lacs d'origine fluviale ---------- 13
II. 6. Lacs d'origine karstique ---------- 13
II. 7. Lacs d'origine interdunaire ---------- 14
II. 8. Lacs d'origine météorique ---------- 14
II. 9. Lacs d'origine mixte ---------- 14
II. 10. Lacs d'origine anthropique ---------- 14
III. Fonctionnement des lacs ---------- 15
III. 1. Sous-système pourvoyeur : le bassin versant ---------- 15
III. 1. 1. Caractéristiques physiques liées à la topographie ---------- 15
III. 1. 2. Caractéristiques climatiques ---------- 16
III. 1. 3. Influence anthropique ---------- 17
III. 2. Sous-système récepteur : le lac ---------- 17
III. 2. 1. Bilan hydrique ---------- 17
III. 2. 2. Temps de résidence de l'eau ---------- 19
III. 2. 3. Composition chimique des eaux lacustres ---------- 19
III. 2. 4. Structuration des lacs en fonction de la profondeur ---------- 21
III. 2. 5. Méromicticité ---------- 26
III. 2. 6. Principaux types de communautés lacustres ---------- 27
IV. Etat trophique des lacs ---------- 29
V. Production sédimentaire lacustre ---------- 31
V. 1. Sédimentation détritique ---------- 31

V. 2. Sédimentation biochimique ---------- 32
V. 2. 1. Cas des lacs d'eau douce ---------- 32
V. 2. 2. Cas des lacs salés ou hypersalés (bassins endoréiques) ---------- 33
V. 3. Sédimentation organique ---------- 33
VI. Archives sédimentaires lacustres ---------- 35

CHAPITRE II

CADRE GÉNÉRAL DES SITES D'ÉTUDE

I. Cadre géologique ---------- 37
I. 1. Lithostratigraphie ---------- 37
I. 1. 1. Le socle paléozoïque ---------- 38
I. 1. 2. Le Trias ---------- 39
I. 1. 3. Le Jurassique ---------- 40
I. 1. 4. Le Crétacé ---------- 40
I. 1. 5. Le Paléogène ---------- 41
I. 1. 5. Le Néogène ---------- 41
I. 1. 6. Les formations quaternaires ---------- 41
I. 1. 6. Le volcanisme quaternaire ---------- 42
I. 2. Grands ensembles structuraux ---------- 42
I. 2. 1. Le Moyen Atlas tabulaire ---------- 43
I. 2. 2. Le Moyen Atlas plissé ---------- 44
I. 3. Contexte géologique local des sites d'étude ---------- 45
I. 3. 1. Lithologie ---------- 45
I. 3. 2. Histoire tectono-karstique des bassins lacustres étudiés ---------- 47
II. Cadre climatique ---------- 49
II. 1. Précipitations ---------- 49
II. 1. 1. La répartition spatiale des précipitations ---------- 50
II. 1. 2. Le régime pluviométrique ---------- 51
II. 1. 3. L'enneigement ---------- 52
II. 2. Température ---------- 52
II. 2. 1. La température hivernale ---------- 52
II. 2. 2. La température estivale ---------- 53
II. 3. Ambiance climatique locale des sites d'étude ---------- 55
III. Cadre hydrologique ---------- 56
IV. Couvert végétal ---------- 58
IV. 1. Formations forestières de la façade ouest et des plateaux occidentaux -------- 59
IV. 2. Formations préforestières et steppiques du Moyen Atlas plissé et ses bordures ---------- 61
V. Caractéristiques morphologiques et hydrologiques des lacs ---------- 62
V.1. Lac Ifrah ---------- 62
V.2. Lac Iffer ---------- 63
V. 3. Lac Afourgagh ---------- 63
VI. Caractéristique des bassins versants (BV) ---------- 63
VI. 1. BV du lac Ifrah ---------- 63
IV. 2. BV du lac Iffer ---------- 65
VI. 3. BV du lac Afourgagh ---------- 66

CHAPITRE III

MATÉRIEL ET MÉTHODES

I. Echantillonnage ---------- 68
I. 1. Échantillonnage de l'eau ---------- 68
I. 2. Échantillonnage des sédiments d'interface ---------- 69
II. Analyses physico-chimiques des eaux ---------- 70
II. 1. Mesure sur le terrain ---------- 70
II. 1. 1. La température ---------- 70
II. 1. 2. Le pH ---------- 71
II. 1. 3. La conductivité électrique ---------- 71
II. 1. 4. L'oxygène dissous ---------- 71
II. 1. 5. La turbidité ---------- 71
II. 2. Mesure au laboratoire ---------- 71
II. 2. 1. Matière en suspension : MES ---------- 71
II. 2. 2. Analyse des cations ---------- 72
II. 2. 3. Technique d'analyse adoptée : ICP-AES ---------- 72
II. 2. 4. Analyse des anions ---------- 74
II. 2. 5. Technique d'analyse adoptée : électrophorèse capillaire ---------- 76
III. Analyses des sédiments d'interface ---------- 77
III. 1. Analyses sédimentologiques ---------- 77
III. 1. 1. Granulométrie par diffraction laser ---------- 78
III. 1. 2. Paramètres granulométriques ---------- 79
III. 2. Analyses géochimiques ---------- 80
III. 3. Analyses minéralogiques ---------- 82
III. 3. 1. Principe de DRX ---------- 82
III. 3. 2. Préparation des lames et identification des minéraux ---------- 83
IV. Mesures de la susceptibilité magnétique ---------- 84
IV. 1. Définition et signification ---------- 84
IV. 2. Méthode de mesure ---------- 85
V. Détermination du taux de sédimentation ---------- 85
V. 1. Le ^{210}Pb et ses isotopes ---------- 86
V. 2. Méthode analytique ---------- 86
V. 3. Calcule du taux de sédimentation ---------- 87
VI. Modèle numérique de terrain (MNT) ---------- 88
VI. 1. Définition ---------- 88
VI. 2. Méthodologie de réalisation du MNT ---------- 88

CHAPITRE IV

RÉSULTATS : A. PHYSICO-CHIMIE DES EAUX

I. Physico-chimie des eaux du lac Ifrah ---------- 89
I. 1. Le faciès hydrochimique ---------- 89
I. 2. La température ---------- 90
I. 3. Le pH ---------- 90
I. 4. L'oxygène dissous ---------- 94
I. 5. La conductivité électrique ---------- 94
I. 6. La turbidité ---------- 94

I. 7. La matière en suspension (MES) ---------- 94
I. 8. Les cations majeurs ---------- 94
I. 9. Les cations mineurs ---------- 96
I. 10. Les anions ---------- 97
II. Physico-chimie des eaux du lac Iffer ---------- 99
II. 1. Le faciès hydrochimique ---------- 99
II. 2. La température ---------- 100
II. 3. Le pH ---------- 100
II. 4. L'oxygène dissous ---------- 100
II. 5. La conductivité électrique ---------- 104
II. 6. La turbidité ---------- 104
II. 7. La matière en suspension ---------- 104
II. 8. Les cations majeurs ---------- 104
II. 9. Les cations mineurs ---------- 106
II. 10. Les anions ---------- 107
III. Physico-chimie des eaux du lac Afourgagh ---------- 108
III. 1. Le faciès hydrochimique ---------- 108
III. 2. La température ---------- 108
III. 3. Le pH ---------- 109
III. 4. L'oxygène dissous ---------- 109
III. 5. La conductivité électrique ---------- 109
III. 6. La turbidité ---------- 109
III. 7. La matière en suspension ---------- 112
III. 8. Les cations majeurs ---------- 112
III. 9. Les cations mineurs ---------- 113
III. 10. Les anions ---------- 114

RÉSULTATS : B. SÉDIMENTATION ACTUELLE

I. Sol, terrasses et sédiments d'interface du lac Ifrah ---------- 116
I. 1. Sol et terrasses ---------- 116
I. 1. 1. Sédimentologie ---------- 116
I. 1. 2. Géochimie ---------- 118
I. 1. 3. Minéralogie ---------- 120
I. 2. Sédiments d'interface ---------- 121
I. 2. 1. Sédimentologie ---------- 122
I. 2. 2. Géochimie ---------- 124
I. 3. Carotte de bordure ---------- 126
I. 3. 1. Sédimentologie ---------- 126
I. 3. 2. Géochimie ---------- 127
I. 3. 3. Minéralogie ---------- 129
I. 4. Carotte du centre ---------- 131
I. 4. 1. Taux de sédimentation ---------- 131
I. 4. 2. Sédimentologie ---------- 131
I. 4. 3. Géochimie ---------- 133
I. 4. 4. Minéralogie ---------- 135
II. Sol, terrasses et sédiments d'interface du lac Iffer ---------- 135
II. 1. Sol et terrasses ---------- 136
II. 1. 1. Sédimentologie ---------- 136

II. 1. 2. Géochimie ---------- 138
II.1. 3. Minéralogie ---------- 141
II. 2. Carotte de bordure ---------- 141
II. 2. 1. Sédimentologie ---------- 142
II. 2. 2. Géochimie ---------- 142
II.2. 3. Minéralogie ---------- 144
II. 3. Carotte du centre ---------- 145
II. 3. 1. Taux de sédimentation ---------- 145
II. 3. 2. Sédimentologie ---------- 146
II. 3. 3. Géochimie ---------- 147
II. 3. 4. Minéralogie ---------- 149
III. Sol, terrasses et sédiments d'interface du lac Afourgagh ---------- 150
III. 1. Sol et terrasses ---------- 151
III. 1. 1. Sédimentologie ---------- 151
III. 1. 2. Géochimie ---------- 154
III. 1. 3. Minéralogie ---------- 157
III. 2. Carotte de bordure ---------- 158
III. 2. 1. Sédimentologie ---------- 158
III. 2. 2. Géochimie ---------- 160
III. 2. 3. Minéralogie ---------- 162
III. 3. Carotte du centre ---------- 163
III. 3. 1. Taux de sédimentation ---------- 164
III. 3. 2. Sédimentologie ---------- 164
III. 3. 3. Géochimie ---------- 165
III. 3. 4. Minéralogie ---------- 168

CHAPITRE V

DISCUSSION : A. PHYISICO-CHIMIE DES EAUX

I. Physico-chimie des eaux du lac Ifrah ---------- 169
I. 1. La température ---------- 169
I. 2. Le pH ---------- 170
I. 3. L'oxygène dissous ---------- 171
I. 4. La conductivité électrique ---------- 171
I. 5. La turbidité ---------- 172
I. 6. La matière en suspension ---------- 173
I. 7. Les cations ---------- 174
I. 8. Les anions ---------- 175
II. Physico-chimie des eaux du lac Iffer ---------- 180
II. 1. La température ---------- 180
II. 2. Le pH et l'oxygène dissous ---------- 182
II. 3. La conductivité électrique ---------- 182
II. 4. La turbidité ---------- 183
II. 5. La matière en suspension ---------- 184
II. 6. Les cations ---------- 184
II. 7. Les anions ---------- 186
III. Physico-chimie des eaux du lac Afourgagh ---------- 191
III. 1. La température ---------- 191

III. 2. Le pH ---------- 191
III. 3. L'oxygène dissous ---------- 191
III. 4. La conductivité électrique ---------- 192
III. 5. La turbidité et la matière en suspension ---------- 192
III. 6. Les cations ---------- 192
III. 7. Les anions ---------- 193
IV. Conclusion---------- 197

DISCUSSION : B. SÉDIMENTATION ACTUELLE

I. Sédimentation actuelle au niveau du lac Ifrah ---------- 198
I. 1. Apports allochtones ---------- 198
I .1. 1. Le mode de transport ---------- 198
I. 1. 2. La nature des dépôts allochtones ---------- 198
I. 2. Sédimentation autochtone ---------- 207
I. 2. 1. La sédimentation organique ---------- 207
I. 2. 2. La sédimentation carbonatée ---------- 207
I. 2. 3. Les minéraux magnétiques Authigènes ---------- 208
I. 3. Stratigraphie des sédiments d'interface ---------- 208
I. 3. 1. La première phase (1900-1920*)* ---------- 208
I. 3. 2. La deuxième phase (1920-1965) ---------- 209
I. 3. 3. La troisième phase (1965-2000) ---------- 209
I. 3. 4. Analyse en composantes principales (ACP) ---------- 210
I. 4. Conclusion---------- 221
II. Sédimentation actuelle au niveau du lac Iffer ---------- 213
II. 1. Apports allochtones ---------- 213
II.1. 1. Le mode de transport ---------- 213
II.1. 2. La nature des dépôts allochtones ---------- 213
II. 2. Sédimentation autochtone ---------- 215
II. 2. 1. La sédimentation organique ---------- 215
II. 2. 2. La sédimentation carbonatée ---------- 216
II. 2. 3. Les minéraux magnétiques Authigènes ---------- 217
II. 3. Stratigraphie des sédiments d'interface ---------- 217
II. 3. 1. Sédiments de bordures ---------- 217
II. 3. 2. Sédiments du centre ---------- 218
II. 3. 3. Analyse en composantes principales (ACP) ---------- 219
II. 4. Conclusion---------- 228
III. Sédimentation actuelle au niveau du lac Afourgagh ---------- 225
III. 1. Apports allochtones ---------- 225
III.1. 1. Le mode de transport ---------- 225
III.1. 2. La nature des dépôts allochtones ---------- 225
III. 2. Sédimentation autochtone ---------- 228
III.2. 1. La sédimentation organique ---------- 228
III.2. 2. La sédimentation carbonatée ---------- 228
III. 2. 3. Les minéraux magnétiques Authigènes ---------- 228
III. 3. Stratigraphie des sédiments d'interface ---------- 229
III. 3. 1. Sédiments de bordures ---------- 229
III. 3. 2. Sédiments du centre ---------- 231
III. 3. 3. Analyse en composantes principales (ACP) ---------- 233

III. 4. Conclusion---------- 235

CHAPITRE VI

ETUDE SYNTHÉTIQUE

I. Lac Ifrah ---------- 239
I. 1. Histoire hydroclimatique depuis 29000 ans B.P ---------- 239
I. 1. 1. La première unité (antérieur à 29000 ans B.P) ---------- 240
I. 1. 2. La deuxième unité (comprise entre 29 et 10000 ans B.P) ---------- 241
I. 1. 3. La troisième unité (comprise entre 10000 ans B.P et l'actuel) ---------- 242
I. 2. Changements environnementaux au cours du siècle dernier ---------- 243
I. 2. 1. La première phase (comprise entre 1900 et 1920) ---------- 244
I. 2. 2. La deuxième phase (comprise entre 1920 et 1965) ---------- 244
I. 2. 3. La troisième phase (comprise entre 1965 et 2000) ---------- 245
I. 3. Environnement actuel et qualité des eaux ---------- 246
II. Lac Iffer ---------- 247
II. 1. Histoire hydroclimatique depuis 5 000 ans B.P ---------- 247
II. 1. 1. L'unité A (entre 6000 et 4600 ans B.P environ) ---------- 247
II. 1. 2. Les unités B, C, D et E (entre 4600 et 2000 ans B.P environ) ---------- 249
II. 1. 3. L'unité F (entre 2000 ans B.P et l'actuel) ---------- 249
II. 2. Changements environnementaux entre 1845 et 1985 ---------- 252
II. 3. Changements environnementaux entre 1976 et 2000 ---------- 253
II. 4. Environnement actuel et qualité des eaux ---------- 255
III. Lac Afourgagh ---------- 257
III. 1. Histoire hydroclimatique depuis 4 500 ans B.P ---------- 257
III. 1. 1. L'unité A (entre 4500 et 4000 ans B.P) ---------- 258
III. 1. 2. L'unité B (entre 4000 et 2500 ans B.P) ---------- 258
III. 1. 3. L'unité C (entre 2500 et 1500 ans B.P) ---------- 260
III. 1. 4. L'unité D (entre 1500 ans B.P et l'actuel) ---------- 260
III. 2. Changements environnementaux au cours de 140 ans jusqu'à 1984 ---------- 261
III. 3. Changements environnementaux entre 1962 et 2006 ---------- 263
III. 4. Qualité des eaux au cours de 2006 ---------- 265

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

I. Fonctionnement hydrogéochimique ---------- 266
II. Processus de sédimentation d'interface ---------- 267
III. Changements environnementaux au cours des dernières décennies ---------- 269
IV. Principales conclusions ---------- 272
V. Recommandations ---------- 273
VI. Perspectives de recherche ---------- 274

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES ---------- 277

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Figure introduction-1 : Représentation schématique des facteurs humains de l'évolution du climat, des effets sur le changement climatique et des réponses apportées, ainsi que de leurs corrélations (GIEC, 2007). 1

Figure introduction-2 : Localisation des sites lacustres étudiés. Lac Ifrah, Iffer et Afourgagh (Moyen Atlas central marocain). 3

Figure introduction-3 : Schémas montrant l'ensemble des facteurs et processus environnementaux qui contrôlent le mouvement de la matière entre les différentes composantes du système lac / bassin versant (d'après Foster et al, 1988 modifié par Dearing, 1991), traduit et modifié.. 8

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS SUR LES SYSTÈMES LACUSTRES

Figure I-1 : E : Distribution quantitative globale des principaux types de lacs, d'après leur origine (d'après Mebeck, 1995) ; F : Lacs d'origine tectonique (d'après Macaire et Campy, 2003). 12

Figure I-2 : Le système limnologique et les transferts de matériaux dissous et particulaires issus de son bassin versant (d'après Meybeck, 1985). 15

Figure I-3 : Bilan hydrique d'un système lacustre (d'après Meybeck, 1985). 18

Figure I-4 : Principaux types de bilans hydriques des systèmes lacustres (d'après Lévêque, 1996). 18

Figure I-5 : Echelle des salinités et des concentrations moyennes en éléments dissous des lacs (d'après Kelts, 1988). 20

Figure I-6 : Température et brassage saisonnier des eaux dans les lacs (d'après Campy et Macaire, 2003). 22

Figure I-7 : Répartition latitudinale et altitudinale de types de lacs (d'après Hutchinson et Löffler, 1956 Modifiée par Wedzel, 1975). 23

Figure I-8 : Type de lacs (d'après Dussard, 1966). 24

Figue I-9 : Effet d'un courant sur un lac non stratifié et courant convectifs qui ont résultent (d'après Lemmin, 1995). 24

Figure I-10 : Stratification des processus biologiques en fonction de la profondeur dans un milieu lacustre (P = production, R = respiration) (d'après Lévêque, 1996). 25

Figure I-11 : Rôle de la morphologie et de la force moyenne du vent sur la micticité d'un lac (d'après Olszewski, 1953 in Dussard, 1966). 27

Figure I-12 : Succession de la végétation en fonction de la profondeur de l'eau sur le littoral des lacs (d'après Lévêque, 1996). 29

Figure I-13 : Niveaux trophiques des lacs : comparaison entre un lac oligotrophe et un lac eutrophe en fin d'été (d'après Berner, 1990). 30

Figure I-14 : Schéma fonctionnel simplifié du système lacustre (d'après Campy et Macaire, 2003). 31

Figure I-15 : Rôle de la stratification thermique dans la répartition des matériaux détritiques (d'après Strum et Matter, 1978). 32

Figure I-16 : Type d'agencement sédimentaire dans un lac hypersalé en milieu semi-aride (d'après Eugster et Kelts, 1983). 33

Figure I-17 : Différentes phases de comblements d'une dépression lacustre et son évolution en tourbière (Campy et Macaire, 2003). 34

CHAPITRE II

CADRE GÉNÉRAL DES SITES D'ÉTUDE

Figure II-1 : Carte structurale du Moyen Atlas (d'après Arboleya et al, 2004 in Rhoujjati, 2007). 38

Figure II-2 : Bloc diagramme théorique représentant la lithostratigraphie du Moyen Atlas (d'après Martin, 1981). 42

Figure II-3 : Bloc diagramme montrant l'opposition entre les causses et le Moyen-Atlas plissé (d'après Martin et al. 1964 : in : Lecompte, 1986 et Benkaddour, 1993). 44

Figure II-4 : A : Carte géologique simplifiée du Moyen Atlas (d'après la carte géologique du Maroc au 1/1 000 000). B : Carte géomorphologique du Moyen Atlas central (région de Sefrou au 1/1 000 000) et localisation des sites d'étude (d'après Martin, 1981). 46

Figure II-5 : Carte structurale du lac Ifrah et paléocontraintes identifiées (d'après Hinaje et Ait Brahim, 2002). 47

Figure II-6 : Carte structurale du lac Afourgagh et paléocontraintes identifiées (d'après Hinaje et Ait Brahim, 2002). 48

Figure II-7 : Carte des isohyètes du Moyen Atlas central pour la période 1933-1963 (d'après Kabbaj et Combe, 1977). 49

Figure II-8 : Diagrammes ombrothermiques de la station d'Ifrane-aviation (1663 m) pour la période 1995-2006. 55

Figure II-9 : Carte hydrologique du Moyen Atlas central (d'après Martin, 1981). 57

Figure II-10 : Etages de végétation dans la région méditerranéenne. Les altitudes mentionnées ne sont valables que pour le Maroc. 59

Figure II-11 : Les formations végétales du Moyen Atlas central (d'après Lecompte, 1986). 62

Figure II-12 : Modélisation numérique de terrain (MNT) du bassin versant du lac Ifrah. 65

Figure II-13 : Modélisation numérique de terrain (MNT) du bassin versant du lac Iffer. 66

Figure II-14 : Modélisation numérique de terrain (MNT) du bassin versant du lac Afourgagh. 67

CHAPITRE III

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Figure III-1 : Récupération des carottes de sédiment d'interface dans le lac Afourgagh (déc. 2006). 69

Figure III-2 : Plate forme de la barge de carottage à gauche et déroulement du carottage dans le lac Iffer à droite (photos Damnati. 2004). 69

Figure III-3 : Demi-sections des carottes après leur ouverture. Carotte du lac Iffer à gauche et du lac Ifrah à droite. 70

Figure III-4 : Représentation schématique du système d'introduction de l'échantillon dans l'ICP-AES (Jarvis et Jarvis, 1992). 73

Figure III-5 : Représentation schématique des deux types de spectromètres utilisés en ICP – AES ; le polychromateur (a) et le monochromateur (b). 74

Figure III-6 : Schémas des équilibres du système carbonaté dans le milieu aquatique. 75

Figure III-7 : Principaux processus de transformation de l'azote par catalyse biologique. 76

Figure III-8 : Schémas du système d'électrophorèse capillaire. 77

Figure III-9 : Schémas synoptique d'un granulomètre laser. 78

Figure III-10: Schéma d'un diffractomètre de poudre classique. 83

CHAPITRE IV

RÉSULTATS : A. PHYSICO-CHIMIE DES EAUX

Figure IV-1 : Représentation de la composition chimique à l'aide du diagramme de Piper (a) et de Schöller Berkaloff (b) des eaux du lac Ifrah au cours de l'année 2006. 90

Figure IV-2a : Répartition spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission d'août 2006). 95

Figure IV-2b : Répartition spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission d'août 2006). 97

Figure IV-3a : Répartition spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission de novembre 2006). 98

Figure IV-3b : Répartition spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission de novembre 2006). 99

Figure IV-4 : Représentation de la composition chimique des eaux du lac Iffer au cours de l'année 2006 à l'aide du diagramme de Piper (a) et de Schöller Berkaloff (b). 100

Figure IV-5 : Répartition verticale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Iffer (mission d'août 2006). 105

Figure IV-6 : Répartition verticale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Iffer (mission de novembre 2006). 107

Figure IV-7 : Représentation de la composition chimique des eaux du lac Afourgagh au cours de l'année 2006 à l'aide du diagramme de Piper (a) et de Schöller Berkaloff (b). 109

Figure IV-8 : Répartition verticale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Afourgagh (mission d'août 2006). 113

Figure IV-9 : Répartition verticale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Afourgagh (mission de novembre 2006). 114

RÉSULTATS :* B. *SÉDIMENTATION ACTUELLE

Figure IV-10 : Sites de prélèvement : des terrasses inférieures (A), des terrasses supérieures (B), du sol arable (C), de la carotte de bordure (1) et du centre (2) du lac Ifrah. 116

Figure IV-11 : Répartition des fractions granulométriques dans le sol et les terrasses du lac Ifrah. 117

Figure IV-12 : Valeurs moyennes des paramètres granulométriques du sol et des terrasses du lac Ifrah. 117

Figure IV-13 : Valeurs moyennes des teneurs en eau liée, en matière organique et en carbonates, de la susceptibilité magnétique et des teneurs en strontium du sol et des terrasses du lac Ifrah. 118

Figure IV-14 : Valeurs moyennes des teneurs en éléments majeurs du sol et des terrasses du lac Ifrah. 120

Figure IV-15 : Composition minéralogique du sol et des terrasses cultivées et récentes du lac Ifrah. 121

Figure IV-16 : Composition des minéraux argileux des terrasses cultivées du lac Ifrah. 121

Figure IV-17 : Topographie et sites de prélèvement des sédiments d'interface du lac Ifrah. 122

Figure IV-18 : Diagramme ternaire argile-silt-sable des sédiments d'interface du lac Ifrah. 123

Figure IV-19 : Répartition des fractions granulométriques, de la susceptibilité magnétique massique (Suss mass), de la matière organique (MO) et des carbonates au niveau des sédiments d'interface du lac Ifrah. 123

Figure IV-20 : Répartition des paramètres granulométriques des sédiments d'interface du lac Ifrah. 124

Figure IV-21 : Répartition des teneurs en éléments majeurs des sédiments d'interface du lac Ifrah. 125

Figure IV-22 : Diagrammes ternaires argile-silt-sable des carottes de bordure (A) et du centre (B) du lac Ifrah. 126

Figure IV-23 : Distribution des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Ifrah. 127

Figure IV-24 : Distribution de quelques paramètres sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure du lac Ifrah. 128

Figure IV-25 : Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Ifrah. 129

Figure IV-26 : Variation des minéraux non argileux en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) et du centre (carotte 2) du lac Ifrah. 130

Figure IV-27 : Variation des minéraux argileux en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) et du centre (carotte 2) du lac Ifrah. 130

Figure IV-28 : Distribution des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Ifrah. 132

Figure IV-29 : Distribution de quelques paramètres sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Ifrah. 133

Figure IV-30 : Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Ifrah. 134

Figure IV-31 : Site de prélèvement : des terrasses récentes (A), du sol arable dolomitique (B), du sol dolomitique forestier (C), de la carotte de marge (1) et de la carotte du centre (2) au niveau du lac Iffer. 136

Figure IV-32 : Diagrammes ternaires argile-sil-sable des sols et des terrasses du lac Iffer. 136

Figure IV-33 : Répartition des fractions granulométriques du sol et des terrasses du lac Iffer. 137

Figure IV-34 : Valeurs moyennes des paramètres granulométriques du sol et des terrasses du lac Iffer. 138

Figure IV-35 : Valeurs moyennes des teneurs en eau liée, en matière organique et en carbonates, de la susceptibilité magnétique et des teneurs en strontium du sol et des terrasses du lac Iffer. 139

Figure IV-36 : Valeurs moyennes des teneurs en éléments majeurs du sol et des terrasses r du lac Iffer. 140

Figure IV-37 : Composition minéralogique du sol et des terrasses du lac Iffer. 141

Figure IV-38 : Composition des minéraux argileux du sol arable du lac Iffer. 141

Figure IV-39 : Diagrammes ternaires argile-silt-sable des carottes de bordure (A) et du centre (B) du lac Iffer. 142

Figure IV-40 : Distribution des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Iffer. 143

Figure IV-41 : Distribution de quelques paramètres sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Iffer. 143

Figure IV-42 : Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Iffer. 144

Figure IV-43 : Variation des minéraux non argileux en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) et du centre (carotte 2) du lac Iffer. 145

Figure IV-44 : Distribution des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Iffer. 147

Figure IV-45 : Distribution de quelques paramètres sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Iffer. 147

Figure IV-46 : Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Iffer. 149

Figure IV-47: Variation des minéraux argileux en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Iffer. 150

Figure IV-48 : Site de prélèvement : des terrasses inférieures (A), des terrasses supérieures (B), des terrasses cultivées (C), du sol cultivé (D), du sol arable (E), de la carotte de bordure (1) et de la carotte du centre (2) au niveau du lac Afourgagh. 151

Figure IV-49 : Diagrammes ternaires argile-silt-sable des sols et des terrasses du lac Afourgagh. 151

Figure IV-50 : Répartition des fractions granulométriques des sols et des terrasses du lac Afourgagh. 152

Figure IV-51 : Valeurs moyennes des paramètres granulométriques des sols et des terrasses du lac Afourgagh. 153

Figure IV-52 : Valeurs moyennes des teneurs en eau liée, en matière organique et en carbonates, de la susceptibilité magnétique et des teneurs en strontium du sol et des terrasses du lac Afourgagh. 155

Figure IV-53 : Valeurs moyennes des teneurs en éléments majeurs des sols et des terrasses du lac Afourgagh. 156

Figure IV-54 : Composition minéralogique des sols et des terrasses du lac Afourgagh. 157

Figure IV-55 : Composition des minéraux argileux du sol cultivé du lac Afourgagh. 158

Figure IV-56 : Diagrammes ternaires argile-sil-sable des carottes de bordure (A) et du centre (B) du lac Afourgagh. 158

Figure IV-57 : Distribution des fractions et des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Afourgagh. 159

Figure IV-58 : Distribution de quelques paramètres sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Afourgagh. 160

Figure IV-59 : Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Afourgagh. 161

Figure IV-60 : Variation des minéraux non argileux en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) et du centre (carotte 2) du lac Afourgagh. 162

Figure IV-61 : Variation des minéraux argileux en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) et du centre (carotte 2) du lac Afourgagh. 163

Figure IV-62 : Distribution des fractions et des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Afourgagh. 165

Figure IV-63 : Distribution de quelques paramètres sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Afourgagh. 166

Figure IV-64 : Variations des teneurs en éléments majeurs en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Afourgagh. 167

CHAPITRE V

DISCUSSION : A. PHYISICO-CHIMIE DES EAUX

Figure V-1 : Profil thermique vertical de la colonne d'eau du lac Iffer au cours de la mission d'avril 2004 (A) et Mai 2007 (B) d'après Rhoujjati, 2007 et de la mission d'Août 2006 (C). 181

DISCUSSION : B. SÉDIMENTATION ACTUELLE

Figure V-2 : Projection des variables sédimentologiques et géochimiques (A) et des profondeurs d'échantillonnage (B) sur les axes F1 et F2 de l'ACP de la carotte de bordure du lac Ifrah. 211

Figure V-3 : Projection des variables sédimentologiques et géochimiques (A) et des profondeurs d'échantillonnage (B) sur les axes F1 et F2 de l'ACP de la carotte du centre du lac Ifrah. 211

Figure V-4 : Corrélation entre les deux carottes du centre et de bordures du lac Iffer en se basant sur les mesures de l'Al_2O_5 et le Fe_2O_5. 219

Figure V-5 : Projection des variables sédimentologiques et géochimiques (A) et des profondeurs d'échantillonnage (B) sur les axes F1 et F3 de l'ACP de la carotte de bordure du lac Iffer. 220

Figure V-6 : Projection des variables sédimentologiques et géochimiques (A) et des profondeurs d'échantillonnage (B) sur les axes F1 et F2 de l'ACP de la carotte du centre du lac Iffer. 220

Figure V-7 : Corrélation entre la carotte du centre et de bordures du lac Afourgagh en se basant sur des mesures de la susceptibilité magnétique (X). 233

Figure V-8 : Projection des variables sédimentologiques et géochimiques (A) et des profondeurs d'échantillonnage (B) sur les axes F1 et F3 de l'ACP de la carotte de bordure du lac Afourgagh. 234

Figure V-9 : Projection des variables sédimentologiques et géochimiques (A) et des profondeurs d'échantillonnage (B) sur les axes F1 et F2 de l'ACP de la carotte du centre du lac Afourgagh. 234

CHAPITRE VI

ETUDE SYNTHÉTIQUE

Figure VI-1 : Ages ^{14}C non calibrés (ans BP) et reconstitution du taux de sédimentation au niveau du lac Ifrah (A) et reconstitution des températures de janvier avec expression de la cédraie par rapport aux autres espèces identifiées dans les analyses palynologiques (B). 239

Figure VI-2 : Distribution des fractions granulométriques et de la susceptibilité magnétique au niveau du sondage marginal du lac Ifrah (d'après Rhoujjati, 2007). 240

Figure VI-3 : Figure VI-3 : Distribution des paramètres de la géochimie organique, des carbonates et des pollens au niveau du sondage marginal du lac Ifrah (d'après Rhoujjati, 2007). 241

Figure VI-4 : Distribution des paramètres de la géochimie minérale en fonction de la profondeur au niveau du sondage marginal du lac Ifrah (d'après Rhoujjati, 2007). 243

Figure VI-5 : Distribution des paramètres géochimiques, magnétiques et palynologiques au niveau du sondage central du lac Iffer (8,7 m de profondeur) (d'après Lamb et al, 1991). 248

Figure VI-6 : Corrélation entre les deux carottes du lac Iffer : carotte Iffer-A non datée (d'après Rhoujjati, 2007) et la carotte datée (d'après Lamb, 1991). 248

Figure VI-7 : Distribution des paramètres sédimentologiques au niveau du sondage central du lac Iffer (d'après Rhoujjati, 2007). 250

Figure VI-8 : Distribution des fractions granulométriques et de la susceptibilité magnétique au niveau du sondage central du lac Iffer (d'après Rhoujjati, 2007). 250

Figure VI-9 : Distribution des paramètres de la géochimie organique et des carbonates au niveau du sondage central du lac Iffer (d'après Rhoujjati, 2007). 251

Figure VI-10 : Distribution des paramètres de la géochimie minérale au niveau du sondage central du lac Iffer (d'après Rhoujjati, 2007). 251

Figure VI-11 : Mesure du taux de sédimentation en fonction de la profondeur au niveau de sédiments d'interface du centre du lac Iffer (160 m de profondeur) (d'après Maxted, 1989). 255

Figure VI-12 : Reconstitution de la bathymétrie du lac Iffer entre 1845 et 1985 en se basant sur une modélisation par DOTMAP (d'après Maxted, 1989). 256

Figukre VI-13 : Distribution des paramètres géochimiques, magnétiques (A) et palynologiques (B) au niveau du sondage central du lac Afourgagh (8,7m de profondeur) (d'après Lamb et al, 1991). 257

Figure VI-14 : Distribution de l'abondance et de la diversité des populations d'Ostracodes (I), des carbonates et des rapports Sr/Ca et Mg/Ca (II), Fe/Ca et Mn/Ca (III) de la calcite des valves de *Candena fabaeformis* au niveau du sondage central du lac Afourgagh (8,7 m de profondeur) (d'après Bryan, 1993). 259

Figure VI-15 : Distribution des paramètres magnétiques au niveau des sédiments d'interface du centre du lac Afourgagh (120 cm de profondeur) (d'après Flower et al, 1989). 262

Figure VI-16 : Distribution de la densité, du pourcentage des Diatomées selon le type d'habitat (en haut) et selon les taxons (en bas) au niveau des sédiments d'interface du centre du lac Afourgagh (100 cm de profondeur) (d'après Flower et al, 1989). 263

Figure VI-17 : Distribution des pourcentages des Pollens selon les types de plantes (arborées, herbacées et aquatiques) et selon leurs taxons au niveau des sédiments d'interface du centre du lac Afourgagh (100 cm de profondeur) (d'après Flower et al, 1989). 264

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Figure conclusion-1 : Corrélations entre les carottes de sédiments d'interface des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh en se basant sur des paramètres magnétiques et géochimiques. 275

Figure conclusion-2 : Évolution des précipitations annuelles (I), de la température moyenne annuelle (II) et de l'évapotranspiration potentielle (III) de la ville d'Ifrane au cours de la période 1961-2004 (d'après Stour et Agoumi, 2008). 276

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS SUR LES SYSTÈMES LACUSTRES

Tableau I-1 : Comparaison de caractères des lacs oligotrophes et eutrophes (Campy et Macaire, 2003). 30

Tableau I-2 : Principales informations contenues dans le message sédimentaire lacustre (Pourriot et Meybeck, 1995 *in* Damnati, 2006). 36

CHAPITRE II

CADRE GÉNÉRAL DES SITES D'ÉTUDE

Tableau II-1 : Précipitations moyennes annuelles (P m a) et température minimale du mois le plus froid (T min) de quelques stations du Moyen Atlas central. * relevés d'après Martin, 1981 ; ** relevés d'après Lecompte, 1969. 50

Tableau II-2 : Le coefficient pluviométrique d'Emberger Q, l'indice de sécheresse estivale de Giaccobe-Emberger S, la continentalité thermique C T, la continentalité pluviale C P et l'indicatif saisonnier I S de la station d'Ifrane pour la période 1995-2006. 53

Tableau II-3 : Définitions et formules de calcul des paramètres caractérisant le climat méditerranéen. 54

Tableau II-4 : Caractéristiques Morphologiques des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh 63

Tableau II-5 : Caractéristiques Morphologiques des bassins versants des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh. 64

CHAPITRE III

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Tableau III-1 : Calendrier des compagnes d'échantillonnage des eaux des lacs Iffer, Ifrah et Afourgagh. 68

Tableau III-2 : Description et limites des fractions granulométriques en fonction de la Moyenne géométrique et logarithmique selon la méthode Ward et Folk (1957). 79

Tableau III-3 : Formules logarithmiques du Sorting, du Skewness et du Kurtosis selon la méthode de Ward et Folk (1957) et description des limites correspondantes. 80

CHAPITRE IV

RÉSULTATS : A. PHYSICO-CHIMIE DES EAUX

Tableau IV-1 : Physico-chimie des eaux du lac Ifrah au cours des années 2003-2005. 91

Tableau IV-2 : Physico-chimie des eaux du lac Ifrah au cours de 2006 92

Tableau IV-3 : Caractéristiques chimiques des eaux du lac Ifrah au cours de 2006. 93

Tableau IV-4 : Physico-chimie des eaux du lac Iffer au cours des années 2003-2005. 101

Tableau IV-5 : Physico-chimie des eaux du lac Iffer au cours de 2006. 102

Tableau IV-6 : Caractéristiques chimiques des eaux du lac Iffer au cours de 2006. 103

Tableau IV-7 : Physico-chimie des eaux du lac Afourgagh au cours de 2006. 110

Tableau IV-8 : Caractéristiques chimiques des eaux du lac Afourgagh au cours de 2006. 111

RÉSULTATS : B. SÉDIMENTATION ACTUELLE

Tableau IV-9 : Chronologie de la carotte centrale (carotte 2) du lac Ifrah et estimation du taux de sédimentation par l'analyse du ^{210}Pb en excès calculé par le modèle C.F/C.S. 131

Tableau IV-10 : Chronologie de la carotte centrale (carotte 2) du lac Iffer et estimation du taux de sédimentation par l'analyse du ^{210}Pb en excès calculé par le modèle C.F/C.S. 146

Tableau IV-11 : Chronologie de la carotte centrale (carotte 2) du lac Afourgagh et estimation du taux de sédimentation par l'analyse du ^{210}Pb en excès calculé par le modèle C.F/C.S. 164

CHAPITRE V

DISCUSSION : A. PHYISICO-CHIMIE DES EAUX

Tableau V-1 : Corrélation entre les paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission de février 2006). 177

Tableau V-2 : Corrélation entre les paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission d'Aout 2006). 178

Tableau V-3 : Corrélation entre les paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission de novembre 2006). 179

Tableau V-4 : Corrélation entre quelques paramètres physico-chimiques des eaux du lac Iffer (mission de février 2006). 188

Tableau V-5 : Corrélation entre les paramètres physico-chimiques des eaux du lac Iffer (mission d'aout 2006). 189

Tableau V-6 : Corrélation entre quelques paramètres physico-chimiques des eaux du lac Iffer (mission de novembre 2006). 190

Tableau V-7 : Corrélation entre quelques paramètres physico-chimiques des eaux du lac Afourgagh (mission de mai 2006). 194

TableauV-8 : Corrélation entre les paramètres physico-chimiques des eaux du lac Afourgagh (mission d'aout 2006). 195

Tableau V-9 : Corrélation entre quelques paramètres physico-chimiques des eaux du lac Afourgagh (mission de novembre 2006). 196

DISCUSSION : B. SÉDIMENTATION ACTUELLE

Tableau V-10 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, géochimiques et minéralogiques des sols et des terrasses du lac Ifrah. 203

Tableau V-11 : Corrélation entre les paramètres sédimentologiques et géochimiques des sédiments de surface du lac Ifrah. 204

Tableau V-12 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, géochimiques et minéralogiques de la carotte des bordures du lac Ifrah. 205

Tableau V-13 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, géochimiques et minéralogiques de la carotte du centre du lac Ifrah. 206

Tableau V-14 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, minéralogiques et géochimiques des échantillons de sol et des terrasses du lac Iffer. 222

Tableau V-15 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, minéralogiques et géochimiques des sédiments d'interface de bordure du lac Iffer. 223

Tableau V-16 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, minéralogiques et géochimiques des sédiments d'interface du centre du lac Iffer. 224

Tableau V-17 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, minéralogiques et géochimiques des échantillons de sol et des terrasses du lac Afourgagh. 236

Tableau V-18 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, minéralogiques et géochimiques de la carotte de bordures du lac Afourgagh. 237

Tableau V-19 : Tableau V-19 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, minéralogiques et géochimiques de la carotte du centre du lac Afourgagh. 238

INTRODUCTION

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I. Problématique et but du travail

Le réchauffement du système climatique au cours du siècle denier est sans équivoque. La tendance linéaire au réchauffement global entre 1906–2005 atteint 0,74 [0,56-0,92] °C (GIEC, 2007). L'impact de ce réchauffement, amplifié par les émissions d'origine anthropique des gaz à effet de serre (GES) aura sans doute des conséquences sévères sur l'équilibre des systèmes naturels et la stabilité des sociétés humaines. La convergence des prévisions futuristes vers l'accroissement de ce réchauffement au cours du 21ème siècle nécessite des stratégies d'adaptation bien adéquates pour atténuer l'impact de ce réchauffement (figure I-1).

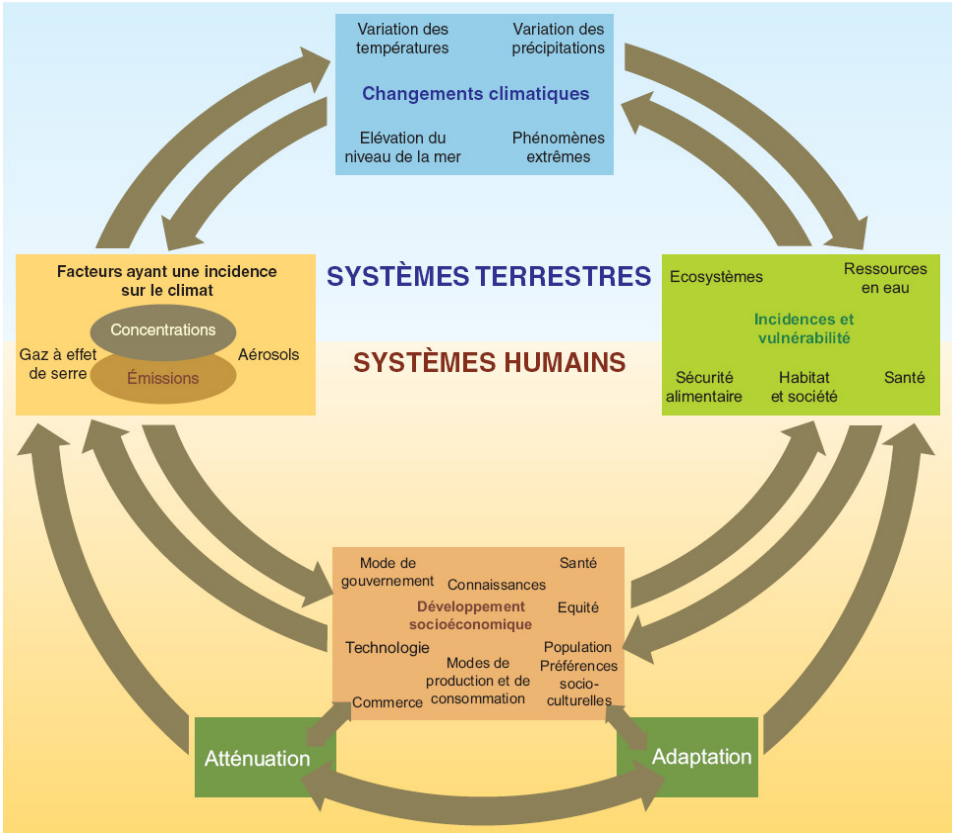


Figure introduction-1 : Représentation schématique des facteurs humains, de l'évolution du climat, des effets sur le changement climatique et des réponses apportées, ainsi que de leurs corrélations (GIEC, 2007).

Caractérisé par une grande variabilité spatio-temporelle, le climat du Maroc, à l'instar des pays du Maghreb, a connu également un réchauffement durant le siècle dernier estimé à plus de 1°C avec une tendance accentuée au cours des 30 dernières années (Agoumi, 2003 ; Agoumi et Debbarh, 2005). Ceci a été accompagné par l'augmentation de la récurrence et la

sévérité des sécheresses suivies par des brusques et violentes inondations au cours des 50 dernières années. Les ressources en eau et du sol ont été les deux composantes les plus touchées par ces contraintes climatiques malgré les efforts déployés par l'état depuis l'indépendance. Ces deux ressources sont soumises actuellement, en plus à la variabilité climatique, à une forte pression liée à la poussée démographique et à l'extension de l'agriculture irriguée, ainsi qu'au développement urbain, industriel et touristique. Une gestion appropriée de ces ressources, pour un pays en voie de développement, est devenue actuellement une nécessité urgente compte tenu de l'accroissement continu des besoins et de la dégradation de la qualité de ces ressources au cours des dernières décennies.

Malgré le potentiel hydrique assez important de la région du Moyen Atlas, les ressources en eaux superficielles et profondes ainsi que celles du sol sont très sollicitées actuellement pour satisfaire les besoins agricoles, domestiques et industriels de la région. La succession des sécheresses au cours des dernières décennies, associée à une surexploitation anthropique de plus en plus prépondérante, a eu des conséquences sensibles sur la disponibilité et l'abondance des ressources en eau ainsi que sur la qualité des sols dans la région moyenne atlasique. Ces conséquences sont manifestées essentiellement par une tendance à la baisse du débit et une altération de la qualité des eaux superficielles et profondes (Gourari et *al*, 2000 ; Amraoui, 2005) ainsi que par une dégradation parfois irréversible du potentiel pédologique des sols. Cet état de lieu a rendu urgent le recours à une gestion adéquate des ressources hydriques et pédologiques aussi bien sur le plan qualitatif que quantitatif. Une telle gestion nécessite au préalable une bonne connaissance du fonctionnement des écosystèmes terrestres vis-à-vis des contraintes climatiques et anthropiques.

Le présent travail s'inscrit dans cette perspective et vise à étudier le fonctionnement actuel de trois systèmes lacustres endoréiques du causse moyen atlasique soumis depuis un siècle à une forte variabilité climatique et une pression anthropique de plus en plus poussée. Ces systèmes lacustres, d'origine tectono-karstique sont constitués des lacs Ifrah (33° 33 N ; 04° 55 W), Iffer (33° 36 N ; 04° 54 W) et Afourgagh (33° 36 N ; 04° 52 W) (figure I-2). Cette étude a été réalisée dans le cadre des projets de recherche "PROTARS III : D15/57 et PICS (N°596/05) du CNRS-France et CNRST-Maroc" (direction Damnati). L'objectif global de ce programme est de faire d'une part une reconstitution des changements paléoclimatiques au cours du Quaternaire récent par l'étude sédimentologique, géochimique et paléobiologique des sédiments lacustres (Cheddadi, 2004 et 2006 ; Rhoujjati, 2007, Damnati et al, 2008) et de caractériser d'autre part le fonctionnement actuel des systèmes lacustres du Moyen Atlas par

l'analyse physico-chimique saisonnière des eaux et par l'analyse sédimentologique, géochimique et minéralogiques des sédiments d'interface qui est le sujet de cette thèse.

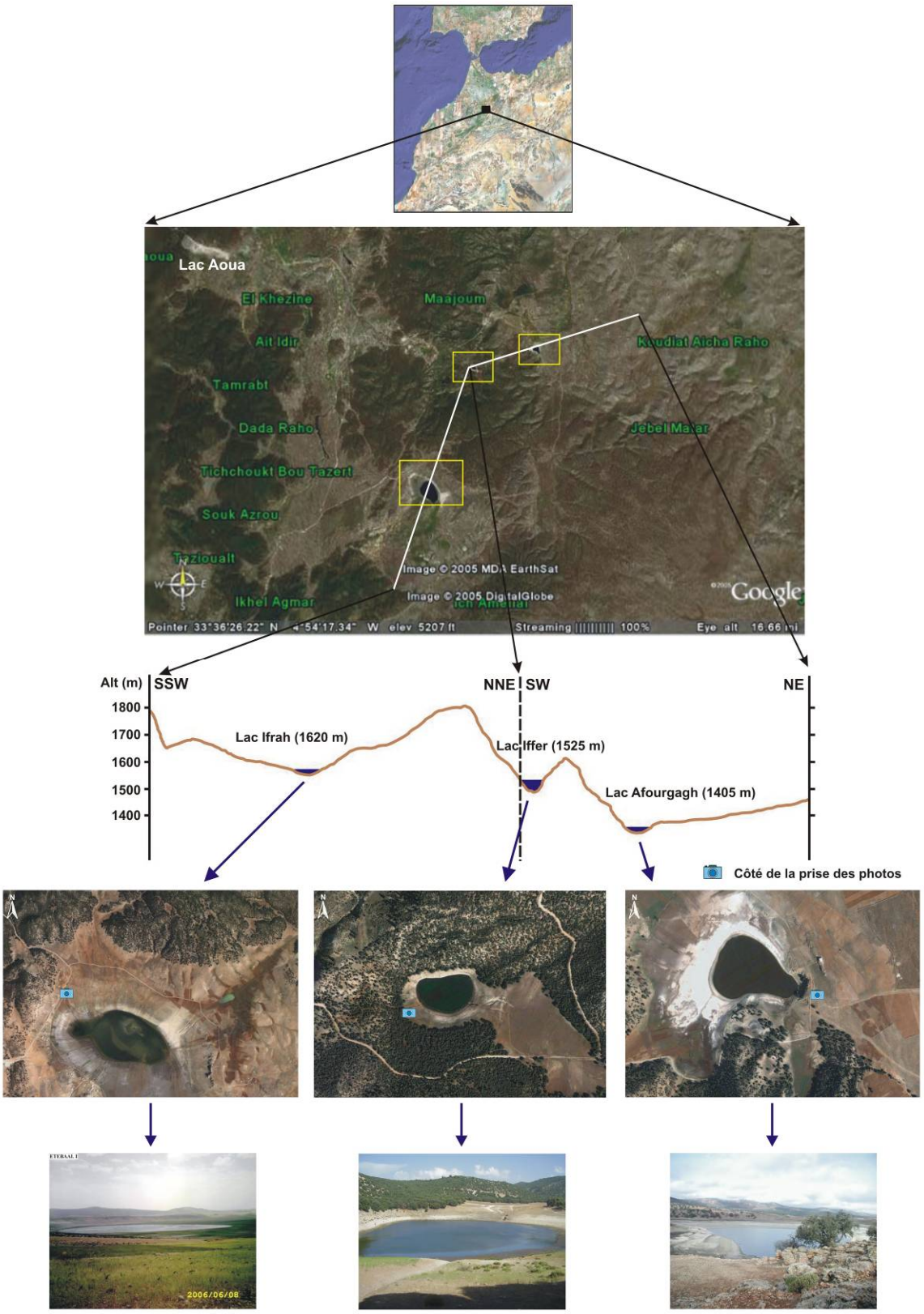


Figure introduction-2 : Localisation des sites lacustres étudiés. Lac Ifrah, Iffer et Afourgagh (Moyen Atlas central marocain).

II. Systèmes lacustres du Moyen Atlas

Le Moyen Atlas, château d'eau par excellence, est la montagne nord-africaine la plus riche en zones humides, notamment en lacs naturels, en rivières et en sources fraîches. Ces écosystèmes limniques occupent des fonctions socio-économiques et écologiques très remarquables à l'échelle du pays (Mouslih, 1984 (a, b) et 1987 ; Mouslih et *al*, 1994 ; Amhaouch, 1995 **;** Azeroual et *al*, 2000 ; Chillasse et *al*, 2001 ; Chillasse et Dakki, 2004). Le statut original de leur biodiversité leur confère un intérêt mondial, conformément aux critères de la convention de Ramsar relative aux zones humides (Ramsar, 1990). La majorité de ces lacs présentent l'avantage de n'avoir aucun exutoire, ainsi on peut les considérer comme de gigantesques pluviomètres très sensibles aux variations climatiques (Benkaddour, 1993 ; Damnati, 1997). De nombreux travaux de recherche paléolimnologiques ont été menés sur des séquences lacustres du Moyen Atlas marocain depuis la fin des années 80 du siècle dernier incluant des approches pluridisciplinaires (sédimentologie, géochimie, minéralogie et paléobiologie). Ces travaux ont confirmé que les variations hydroclimatiques du Moyen Atlas marocain prennent une ampleur générale en relation avec les grands changements de la circulation atmosphérique et océanique au Quaternaire récent (Lamb et *al*. 1989 ; El Hamouti et *al*, 1991 ; Benkaddour, 1993 ; Barker et *al*, 1994 ; Lamb et *al*, 1995 ; Henry et *al*, 1995 ; Cheddadi et *al*, 1998 ; Cheddadi et *al*, 2004 ; Rhoujjati, 2007 ; Damnati et *al*, 2008). L'approche actualiste basée sur l'étude des sédiments d'interface, montre une réponse directe des systèmes lacustres vis-à-vis de la variabilité climatique et de l'action anthropique (Foster et *al*, 1986 ; Flower et *al*, 1989 ; Maxted, 1989 ; Flower et Foster, 1992 ; Damnati et Taieb, 2003 ; Etebaai et *al*, 2008 a et b). Le Moyen Atlas marocain en particulier est le siège d'action et rétroaction du climat-environnement-Homme (Damnati et Taieb, 2003). L'étude des systèmes lacustres engagée permettra donc de repérer les signaux anthropiques liés à la déforestation et aux exploitations agricoles d'une part et le rôle du climat d'autre part.

III. Intérêt de l'étude des systèmes lacustres

Les lacs sont des systèmes aquatiques en échange permanent avec le milieu extérieur dont ils dépendent (Foster et al, 1988 ; Dearing, 1991) (figure I-3). Ce sont à la fois des systèmes de transfert, de stockage et de recyclage pour l'eau, la matière (minérale et organique) et l'énergie (cinétique, thermique, lumineuse et potentielle) (Gasse, 1992; Damnati, 2000). Ce sont des milieux complexes et uniques (Kratz et al, 1997). Cette complexité est liée aux fonctionnements qui résultent de l'interaction de nombreux

compartiments biotiques (ichtyofaune, macrophytes, communautés d'invertébrés) et abiotiques (physique et chimique, eau/sédiment). Une telle particularité de ces écosystèmes les rend très sensibles aux variations environnementales et climatiques (Kelts et Talbot, 1990 ; Damnati, 1997 ; Damnati et *al*, 2007). Cette sensibilité est fréquemment influencée par d'autres facteurs comme l'activité tectonique et/ou volcanique et l'action anthropique, (Bertrand, 2005). Etant donné le taux de sédimentation élevé (Noel, 2001), les lacs présentent l'alternative de fournir un bon enregistrement local des variations du climat et de l'impact humain au cours du temps (Street-Perrott et *al*, 1989 ; Battarbee, 2000 ; Damnati, 2000 ; Lotter et Birks 2003 ; Guiot et Chaddadi, 2004 ; Wanner et *al*, 2008). Ils peuvent répondre au rapport précipitation-évaporation avec un changement principalement dans le niveau et la qualité des eaux (Flower & Foster, 1992 ; Winiarski, 2000 ; Bergonzini, 2002). L'enregistrement sédimentaire, induit par les fluctuations climatiques et les changements environnementaux sur le système lacustre, est révélé par les techniques paléolimnologiques qui incluent généralement une large gamme de disciplines (Lerman, 1978; Margraf et *al*, 1986; Gasse et *al*, 1987; De Deckker et Forester, 1988 ; Damnati, 1993 ; 1997 1998 ; 2000 ; Meyers, 2003). De telles investigations menées pour reconstituer l'histoire des lacs dans le temps, s'appellent une étude multi-proxy (Birks et Birks, 2006). Les premières études multi-proxy (Wright, 1966 par exemple) disposaient de très peu de données statistiques et d'analyses numériques. Aujourd'hui, elles constituent un grand défi aux paléolimnologistes pour faire de nouveaux progrès pour comprendre la dynamique des lacs (Deevey 1984; Likens 1985 ; Delcourt et Delcourt, 1991 ; Smol, 1992, 2002 ; Cohen, 2003 ; Pienitz et *al*, 2004). Les 25 dernières années ont connu des avancées majeures dans la paléolimnologie grâce au développement des techniques d'analyses et de traitement statistique et numérique des données. L'approche multi-proxy est devenue la norme actuelle pour toute étude paléolimnologique dont l'objectif principal s'oriente d'avantage vers la reconstitution paléoenvironnementale et paléoclimatique (Lotter, 2003 ; Birks et Birks, 2006).

IV. Méthodologie de recherche adoptée

Le présent travail propose une méthodologie d'étude paléolimnologique qui s'articule autour de deux composantes principales ; les eaux et les sédiments d'interface. Deux composantes qui déterminent l'existence et l'évolution d'un système lacustre (figure I-3).

L'eau lacustre constitue la matrice physique et le siège de toutes les réactions biogéochimiques qui se déroulent entre les substances dissoutes et particulaires inertes ou vivantes. L'approche limnologique entreprise dans cette étude a été réalisée par un suivi

saisonnier de la physico-chimie des eaux des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh. Il s'agit d'appréhender l'évolution de certains paramètres (tels que la température, le pH, l'oxygène dissous, la conductivité électrique, la turbidité et la matière en suspension) conjointement aux analyses des ions (anions et cations). Les indices de saturation vis-à-vis de certains minéraux précipités ont été calculés. Ceci était dans le but de caractériser l'impact de la variabilité inter et intra annuelle du climat ainsi que de l'activité anthropique sur la qualité des eaux d'une part et de comprendre les processus hydrogéochimiques intimement liés à la sédimentation d'interface d'autre part.

La sédimentation est un des processus fondamentaux qui gouvernent le fonctionnement d'un lac. Les particules déposées au fond des lacs sont la résultante de toutes les interactions s'exerçant dans et sur le système lacustre. La distribution spatiale, latérale et verticale, ainsi que la nature physique, minéralogique et chimique des sédiments sont déterminées par l'ensemble des caractéristiques du bassin versant et de la cuvette lacustre (Chairi, 2005) (figure I-3). La compréhension des processus de la sédimentation actuelle revêt une importance fondamentale dans la reconstitution de l'histoire de la sédimentation passée dans un milieu lacustre (Lambert, 1997). L'étude sédimentologique, géochimique et minéralogique entreprise sur les sédiments d'interface des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh nous permettra donc de caractériser les sources d'apport, le mode de transport ainsi que les conditions de dépôt des sédiments dans les lacs étudiés. La variation selon la profondeur de ces paramètres, en se basant sur une chronologie radio-isotopique du ^{210}Pb, nous permettra également de reconstituer les changements environnementaux récents qui ont affectés les bassins versant des trois lacs. Des prélèvements au niveau du sol et des terrasses ont été également analysés pour la comparaison.

Les volets développés pour l'étude des sédiments d'interface et des échantillons du sol des trois lacs concernent :

- L'étude sédimentologique ; L'analyse granulométrique des sédiments et des échantillons du sol nous permettra de caractériser les facteurs responsables de la distribution spatiale des particules à savoir la taille et l'origine du matériel ainsi que les processus hydrodynamiques (pendant le transport et le dépôt) (Lewis et Conchie, 1994 ; Cojan et Renard, 1995 ; Chamley, 2000).
- L'étude géochimique ; La matière organique ainsi que les carbonates constituent une bonne part des sédiments lacustres (Damnati et *al*, 2007). Leur variation qualitative et quantitative est influencée par la productivité du lac. Elle-même dépend des conditions climatiques (température principalement) et des flux sédimentaires

terrestres (Rhoujjati, 1995 ; Buillit et *al*, 1997 ; Meyers et Lallier-Vergès, 1999 ; Noel, 2001 ; Meyers, 2003 ; Damnati et *al*, 2007). Les apports en éléments majeurs comme Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, P, Ti et Mn sont issus de la dissolution et lessivage des couvertures pédologiques et des affleurements du substrat. Les flux de ces éléments chimiques sont contrôlés principalement par la variabilité climatique (pluviosité et température) mais également par l'action anthropique (Gac, 1979 ; Sondag et al, 1993 ; Schoellammer, 1997). L'analyse géochimique nous permettra donc de caractériser l'influence climatique et anthropique sur la distribution de la matière organique, des carbonates et des éléments majeurs au niveau des sédiments d'interface des trois lacs.

- L'étude minéralogique ; La nature, la composition et l'origine des différents composants minéraux des sédiments sont à l'image des apports, des processus sédimentaires et des conditions climatiques au moment du dépôt (Schoellammer, 1997). Les sources différentes, que se soient allochtones ou autochtones, conditionnent la composition minéralogique des sédiments d'interface. La variation des minéraux allochtones permet de repérer les épisodes de reprise d'érosion du bassin versant, tandis que celle des minéraux autochtones renseigne sur la réponse sédimentaire vis-à-vis des changements climatiques ou de l'impact anthropique sur la productivité du lac. En revanche, l'analyse détaillée des minéraux argileux revêt une grande importance vue le rôle que jouent ces derniers comme traceurs naturels de la variabilité climatique sur les processus de pédogenèse et d'hydrolyse du sol (Keller, 1970 ; Singer, 1984 ; Chamley, 1989 ; Curtis, 1990).
- L'étude de la susceptibilité magnétique ; La relation directe entre l'érosion des sols et la concentration de minéraux magnétiques dans les sédiments des lacs a été démontrée dans plusieurs études, réalisées dans différents environnements géologiques et climatiques (Thompson et *al*, 1975 ; Thompson et Morton, 1979 ; Walling et *al*, 1979 ; Dearing et *al*, 1985 ; Foster et *al*, 1986 ; Flower et *al*, 1989 ; Snowball et Thompson, 1990 ; Oldfield, 1991 ; Sandgren et Fredskild, 1991). La variation de la susceptibilité magnétique renseigne sur le changement de l'intensité d'érosion du sol au cours du temps (Caitcheon, 1993).

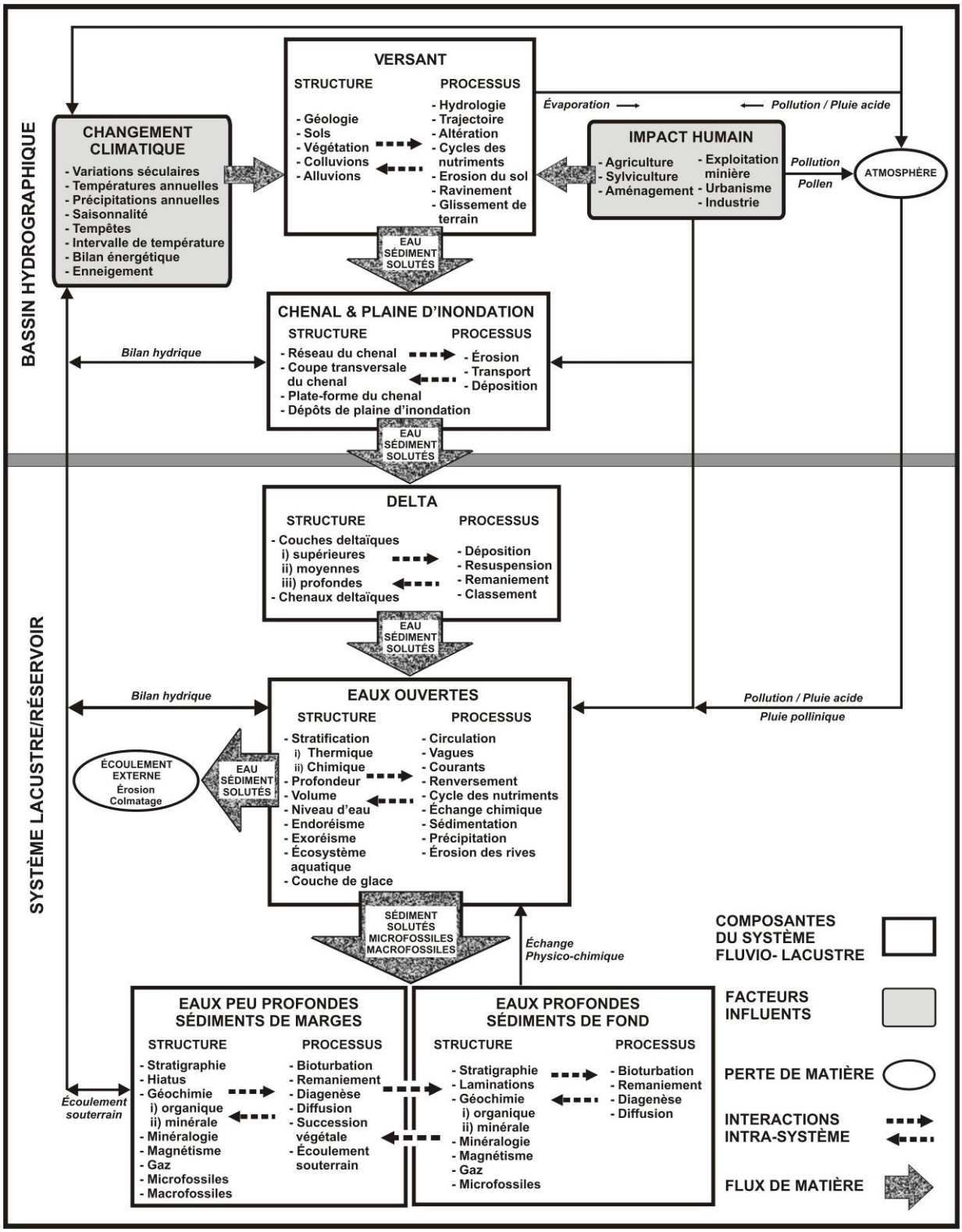


Figure introduction-3 : Schémas montrant l'ensemble des facteurs et processus environnementaux qui contrôlent le mouvement de la matière entre les différentes composantes du système lac / bassin versant (d'après Foster et al, 1988 modifié par Dearing, 1991), traduit et modifié.

V. Organisation du mémoire

Ce mémoire est organisé en six chapitres :

- Le premier chapitre constitue une synthèse sur les systèmes lacustres. Six points essentiels ont été développés : la définition des lacs ; leurs origines ; leur fonctionnement (bassin de drainage et lac proprement dit) ; leur état trophique ; leur production sédimentaire et enfin leur intérêt comme archives environnementales.
- Le deuxième chapitre est consacré à la présentation des sites lacustres étudiés dans leur cadre géologique et bioclimatique. Certaines caractéristiques morphologiques des lacs étudiés et de leurs bassins versants sont entamées par la suite à l'aide d'une étude de modélisation numérique de terrain (MNT).
- Le troisième chapitre indique la méthode et le calendrier d'échantillonnage des eaux et des sédiments. Les techniques d'analyse des paramètres physico-chimiques des eaux, sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques des sédiments d'interface sont abordées par la suite.
- Le quatrième chapitre, consacré à la présentation des résultats, comprend deux parties. La première partie présente les résultats des analyses physico-chimiques des eaux des trois lacs. La deuxième partie présente les résultats des analyses sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques des échantillons du sol, des terrasses et des sédiments d'interface de bordures et du centre de chaque lac.
- Le cinquième chapitre constitue la discussion des résultats. Il comprend deux parties également : la première partie pour l'interprétation des résultats de la physico-chimie des eaux des trois lacs, la deuxième partie pour l'interprétation des résultats sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques des échantillons du sol, des terrasses et des sédiments d'interface de bordures et du centre des trois lacs.
- Le sixième chapitre fait l'objet d'une synthèse de l'état du fonctionnement actuel des lacs en question précédé par une synthèse sur l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique de chaque site lacustre d'après des travaux déjà réalisés.
- Au niveau de la conclusion générale, trois points récapitulatifs sont développés : le fonctionnement hydrogéochimique, les processus de la sédimentation d'interface et les Changements environnementaux au cours des dernières décennies. Des recommandations d'aménagements des bassins lacustres étudiés ainsi que des perspectives de recherche sont proposées à la fin.

CHAPITRE I :

GENERALITES SUR LES SYSTEMES LACUSTRES

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS SUR LES SYSTÈMES LACUSTRES

I. Introduction et définitions

Un lac est un système aquatique en échange permanent avec le milieu extérieur dont il dépend. C'est à la fois un système de transfert, de stockage et de recyclage pour l'eau, la matière (minérale et organique) et l'énergie (cinétique, thermique, lumineuse et potentielle) (Gasse, 1991; Damnati, 2000). Le terme lac, du latin «lacus» lui-même du grec «lakkos» désigne étymologiquement une déchirure de la croûte terrestre remplie d'eau. Le lac désigne ainsi, au départ, une masse d'eau sise dans une dépression fermée originelle, si bien que le terme exclut les masses d'eaux retenues par un barrage, qu'il soit naturel ou artificiel. Mais le sens a évolué et l'acceptation contemporaine du lac est née de la double définition de l'inventeur de la limnologie : *lato sensu*, « on désigne par lac une masse d'eau stagnante sans communication directe avec la mer, située dans une dépression du sol fermée de tout côté » Forel, 1901 in Touchard, 2003).

Par convention, on considère qu'un plan d'eau du moins d'un hectare en surface ou 10^4 m^3 en volume (ce qui correspond à une profondeur moyenne d'un mètre) n'a pas un réel fonctionnement de système lacustre. En dessous de ces dimensions, les plans d'eaux sont souvent envahis par la végétation et sont plutôt considérés comme des zones humides marécageuses, dites palustres (Campy et Macaire, 2003).

La limnologie fut créée par le suisse François-Alphonse Forel (1892) pour la première fois sous la définition «océanographie des eaux des lacs». Elle est considérée aujourd'hui comme la science de toutes les eaux continentales, stagnantes et courantes. On distingue :

- La limnologie du solide ou géomorphologie lacustre, établit et classe les différentes origines des lacs, décrit et explique les formes de modelés littorales et des grands fonds lacustres, quantifie les entrées et sorties de sédiments (Touchard, 2003).
- La limnologie du fluide, ou limnologie physique ou dynamique, étudie les masses d'eaux lacustres, selon leur : salinité, température, densité, bilans thermique et hydrologique, temps de renouvellement, régime de marnage saisonnier et enfin leur mouvement sous l'effet des courants et d'ondes de différentes périodes (Touchard, 2003).

- Limnologie du vivant, ou limnologie biologique, parfois dite, à tort, limnologie *stricto sensu*, étudie les végétaux et animaux des lacs, étangs, mares, marécages et autres zones humides, leur caractère lentique, leur systématique, leur écologie, leur éthologie et leur répartition spatiale (Touchard, 2003).

La limnologie s'intéresse également au rôle de l'homme, rôle de constructeur (lacs artificiels), de transformateur (aménagement) et de destructeur (pollution) du milieu lacustre (Dussart, 1966).

La limnicité est définie comme étant la proportion de superficie d'un territoire donné occupée par des lacs. Elle varie de moins de 0,02 % dans les régions subarides, à plus de 13 % pour certaines régions abandonnées récemment par les glaciers comme la Norvège (Macaire et Campy, 2003). Cet indice de densité des lacs sur un territoire, dépend du nombre des lacs de petite taille (10-100 km^2), de la géologie et de la perméabilité du sol, de l'activité glaciaire et des aménagements hydroélectriques. Le nombre de lacs, d'une superficie supérieure à 1 ha, est estimé à 7 millions. Ils couvrent au total 2,7 millions de Km^2, soit 1,8 % des terres émergées (Meybeck, 1985 et Macaire et Campy, 2003).

II. Origine des lacs

Divers par leurs dimensions, les lacs le sont aussi par leur origine. L'existence d'un lac est due à une inversion de la pente naturelle par une contre-pente ou un barrage dans la topographie, isolant une cuvette dont le fond présente une certaine imperméabilité. De nombreuses causes naturelles peuvent entraîner la mise en place d'une cuvette lacustre. Hutchinson (1957) a répertorié 76 types différents de lacs, liés à 9 situations environnementales (tectonique, glaciaire, volcanique, effondrement, fluviatile, karstique, interdunaire, marin côtier, cratère météorique, etc.). Cependant 90 % des lacs Mondiaux sont d'origine tectonique ou glaciaire (Macaire et Campy, 2003) (figure I-1 ; E).

II. 1. Lacs d'origine tectonique

Ils occupent une zone affaissée du substrat, isolant un compartiment faillé de type rift continental (figure I-1 ; F) (comme le Baïkal en Sibérie, Tanganyika en Afrique de l'Ouest, la mer morte en proche orient) ou par affaissement sans cassure marginale nette (figure I-1B) (comme le lac Tchad en Afrique, la mer Caspienne et la mer d'Aral en Asie). Ces lacs sont souvent profonds et volumineux.

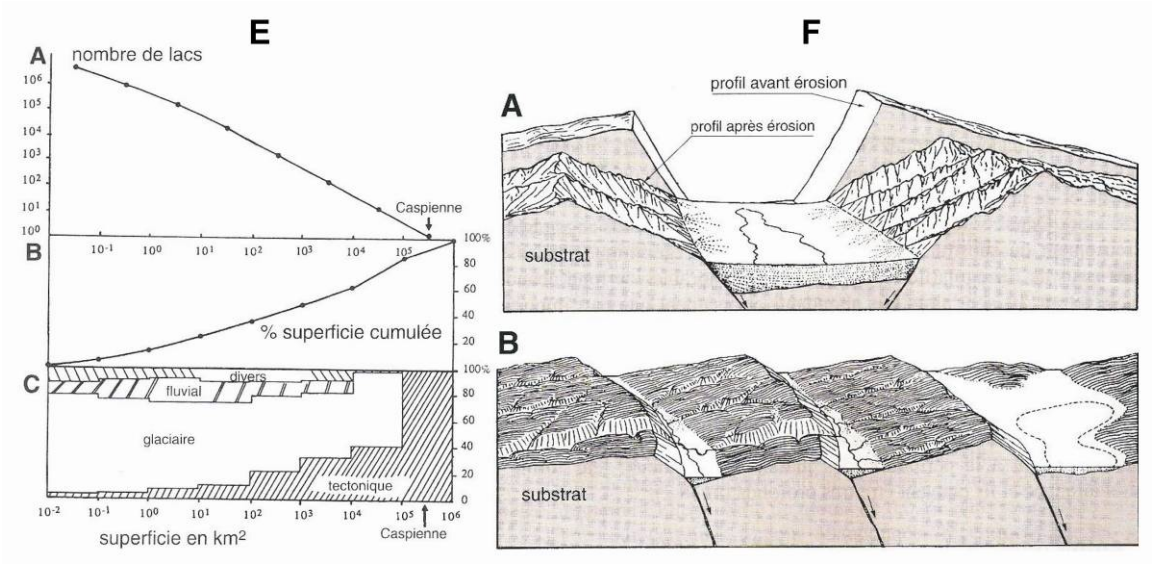


Figure I-1 : E : Distribution quantitative globale des principaux types de lacs, d'après leur origine (d'après Mebeck, 1995) ; F : Lacs d'origine tectonique (d'après Macaire et Campy, 2003).

II. 2. Lacs d'origine glaciaire

Ils sont installés dans des bassins creusés par les glaciers. Les processus d'érosion et de dépôts glaciaires sont générateurs de deux types de contre-pente, à l'amont desquelles se développent des cuvettes rapidement envahies par les eaux de fonte après le retrait glaciaire. D'une part le surcreusement du substratum engendre des bassins fermés dans le lit des anciennes vallées glaciaires, et d'autre part les dépôts morainiques, en particulier les moraines terminales constituent des reliefs formant un barrage aux écoulements en engendrant une retenue d'eau. On peut distinguer deux types de régions naturelles riches en lacs d'origine glaciaire (Macaire et Campy, 2003) :

- Les régions de hautes latitudes occupées lors de la dernière glaciation par les grandes calottes glaciaires nord-européennes (Norvège, Suède, Finlande, Nord de la Russie et de la Pologne) et nord-américaines (Bouclier canadien et région des grand lacs). Dans ces régions, les lacs occupent les dépressions engendrées par le surcreusement du substratum imperméable (bouclier granitique) et les bassins fermés issus de l'irrégularité topographique des moraines de fond abandonnées après le retrait. Ils sont très abondants, de dimensions et de formes très variables mais en générale de faible profondeur (Macaire et Campy, 2003).
- Les régions montagneuses occupées lors de la dernière glaciation par des glaciers de type alpin (en France : Alpes, Jura, Pyrénées, Vosges). Les lacs occupent alors le fond de vallées surcreusées ou barrées par les moraines terminales. Les plus grands se situent au piedmont des massifs montagneux, leur forme est en général allongée et ils peuvent être très profonds (Macaire et Campy, 2003).

II. 3. Lacs d'origine volcanique

Il y a des lacs de cratère de type maar, formés lors de l'explosion phréatomagmatique comme le lac du Bouchet ou Saint Front en France (Rhoujjati, 1995), le Crater Lake dans l'Orégon aux Etats Unies d'Amérique. Le volcanisme peut également engendrer des barrières formées de coulées volcaniques au fond des vallées fluviatiles donnant naissance à des retenues naturelles comme le lac d'Aydat en France, le lac Kivu en Afrique (Lévéque, 1996) ou le lac Aguelmam Sidi Ali au moyen Atlas marocain (Rhoujjati, 2007).

II. 4. Lacs formés par effondrement de terrain (éboulement)

Les glissements de terrain ou les dépôts d'éboulis peuvent donner naissances à des barrières opposantes à l'écoulement d'eau au fond des vallées. Ces barrières naturelles entrainent la formation de lacs si le débit des affluents dans le bassin d'alimentation en amont est suffisant (Dussart, 1966).

II. 5. Lacs d'origine fluviatile

Ce sont des lacs, souvent peu profonds, associés à des cours d'eaux. Il y a formations de barrages dues à l'action fluviatile, lorsque les fleuves ont une charge suffisante pour provoquer des amoncellements de sédiments et alluvions tel que le lac Bluvis (Jura, France,) produit par le Rhône. C'est le cas également des lacs dont l'origine est due à l'avancement de deltas dans des bassins préexistants tels le lago di Mergozzo en Italie, les lacs du Lake District en Angleterre et le lac de Thun en Suisse. Dans les régions de plaine, il peut y avoir formation de masses d'eaux produites par les divagations, l'oblitération de certains méandres de rivières, ou bien par suite de formation de bras mort de rivière (Dee arm) (Dussart, 1966).

II. 6. Lacs d'origine karstique

Ces lacs se forment suite aux dissolutions par les eaux météoriques de certaines roches notamment le calcaire, le gypse et le sel. La dissolution des ces roches en profondeur entraine la formation de doline. Celle ci naît d'un effondrement du plafond de cavités karstiques souterraines créant une dépression où l'eau s'accumule plus facilement donnant ainsi naissance aux lacs d'origine karstique. On rencontre également des lacs tectonokarstiques formés principalement par l'action combinée de la tectonique et la dissolution (karstification) tels que le lac de Narlay dans le Jura (France) et quasiment tous les lacs du Moyen Atlas marocain (Hinaje et Ait Brahim, 2002). Certains sédiments contenant des aluminates ou des sels de fer, en particulier de l'hydroxyde de fer, peuvent être partiellement dissous par les

eaux acides et provoquer ainsi la naissance d'un bassin pouvant constituer un lac (Dussart, 1966).

II. 7. Lacs d'origine interdunaire

Ces lacs sont dus à l'action directe ou indirecte de la mer liée à l'action éolienne. Ils sont produits par l'oblitération de la côte par des dunes sableuses consolidées tels, le lac Sidi Boughaba dans la région de Kenitra au Maroc. Ce phénomène peut d'ailleurs se rencontré directement au niveau du même lac, et donner, en quelque sorte, naissance à un lac adjacent à un grand lac par la suite de l'action concurrente d'un transport de matériaux lacustre ; c'est le cas du lac Nabugabo sur la côte nord-orientale du lac Victoria en Afrique centrale (Dussart, 1966).

II. 8. Lacs d'origine météorique

C'est une catégorie de lacs assez rare. Ils sont produits par l'impact d'une météorite. Quand celle-ci est suffisamment importante pour provoquer une grande cavité, il peut y avoir formation d'un bassin lacustre ; c'est le cas dans certaines régions canadiennes et africaines (Dussart, 1966).

II. 9. Lacs d'origine mixte

De nombreux lacs ont une origine moins simple ; plusieurs phénomènes peuvent en effet être la cause d'une cuvette lacustre. Le lac Supérieur (Etats Unies d'Amérique), l'un des plus grand lacs au monde, est à la fois un lac d'origine tectonique et glaciaire. Le lac du Mont-Cenis est un lac dû à la dissolution de la roche en place et un lac de barrage par le cône de déjection du torrent de Ronce (Dussart, 1966).

II. 10. Lacs d'origine anthropique

Ces lacs sont édifiés par l'homme en construisant une barrière en béton qui s'oppose à l'écoulement d'un cours d'eau. L'endroit d'édification s'effectue généralement au niveau d'une vallée très étroite ayant un substrat relativement imperméable. On reconnaît ainsi des lacs de barrage de dimensions variées, à usage hydroélectrique comme la retenue de Serre-Ponçon sur la Durance ou le lac Nasser sur le Nil. On assiste également à la prolifération des retenues collinaires destinées à l'irrigation et à l'alimentation en eau dans de nombreuses régions du monde où l'homme doit se prémunir contre la sécheresse (Lévêque, 1996) et surtout des inondations ; c'est le cas des retenus d'eaux construits au Maroc.

III. Fonctionnement des lacs

Les lacs jouent un rôle particulier dans la dynamique de la surface terrestre. Leur fonctionnement peut être envisagé comme celui du système limnologique, résultant de l'interaction de deux sous-systèmes : en amont le bassin versant pourvoyeur de matière et en aval le bassin sédimentaire récepteur (dépression lacustre) où sont stockés les apports sédimentaires (Campy et Macaire, 2003).

III. 1. Sous-système pourvoyeur : le bassin versant

Le bassin versant (BV) correspond à la surface totale de l'aire drainée par écoulement de surface (ruissellement et cours d'eau) ou par écoulement sous terrain (infiltration, sources sous-lacustres) (figure I-2). Le BV apporte au lac l'essentiel de ses flux hydriques transportant eux mêmes des matières dissoutes et particulaires ainsi que de l'énergie thermique et mécanique. L'influence du BV sur le fonctionnement limnologique s'exprime par ces caractères physiques, climatiques et anthropiques.

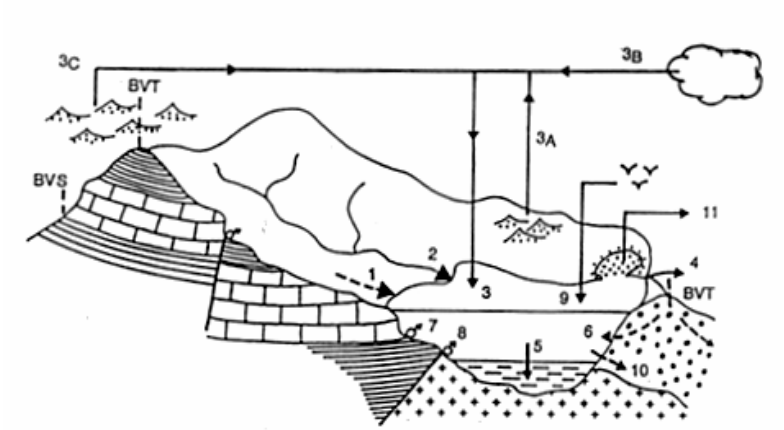


Figure I-2 : Le système limnologique et les transferts de matériaux dissous et particulaires issus de son bassin versant (d'après Meybeck, 1985).

BVT et BVS : limites de bassins versants topographiques et souterrains. 1 ; ruissellement direct. 2 : tributaires. 3 : retombées atmosphériques de poussières proches (3A) ou lointaines (3C) et d'aérosols d'origine océaniques (3B). 4 : exutoire. 5 : sédimentation. 6 : apports souterrains diffus. 7 : sources sous-lacustres (karstique). 8 : sources sous-lacustres hydrothermales. 9 : apport d'organismes terrestres. 10 : pertes sous-lacustres. 11 : érosion éolienne des plages.

III. 1. 1. Caractéristiques physiques liées à la topographie

a) Le relief

Dans un bassin versant à forte irrégularité topographique, de type montagneux, les processus d'érosion mécanique dominants, produisent et livrent au lac une grande part de matériaux solides. C'est en particulier le cas des lacs préalpins d'origine glaciaire. Au contraire un BV à faible relief produit essentiellement des matériaux en solution, issus d'une

érosion chimique dominante. C'est le cas des lacs comblant les dépressions des boucliers canadiens suite au retrait glaciaire (Campy et Macaire, 2003).

b) La nature lithologiques des roches en affleurement

Elle conditionne le type d'érosion, mécanique ou chimique. Les roches meubles (lœss, sols, marnes, sables, etc.), à structure feuilletée (schistes, micaschistes…) ou fracturées produisent de matériels détritiques en abondance. Au contraire, les roches sédimentaires solubles (calcaires, évaporites, etc) fournissent des apports sous formes dissoutes (Campy et Macaire, 2003).

c) Le rapport entre la surface du bassin versant (sBV) et la surface du lac (sLac)

Un petit lac, alimenté par un BV de superficie 10, 100, voire 1 000 fois plus grand, est fortement influencé par ce dernier. Les tributaires fournissent l'essentiel des apports sous formes dissoutes et particulaires, en réglant le fonctionnement de l'écosystème lacustre (bilan hydrique, sédimentation, minéralisation, flore, faune, etc.). Au contraire un lac dont le rapport sBV/sLac est faible (égale ou inférieur à 1) reçoit peu d'apports de son BV et donc plus dépendant des apports éoliens (Macaire et Campy, 2003), comme par exemple des lacs de cratère ou d'origine météorique.

III. 1. 2. Caractéristiques climatiques

a) Le régime hydrologique

Les précipitations sur le lac et sur le bassin versant dépendent des conditions atmosphériques. Ces précipitations conditionnent le débit des tributaires constituants le réseau hydrographique du BV. On sait que la charge sédimentaire, véhiculée par les cours d'eau, est fonction du débit des affluents. Les fluctuations saisonnières de débit ont également une influence sur les apports. En effet, l'essentiel de matériel particulaire arrive dans le lac au moment des crues (Campy et Macaire, 2003).

b) Le déficit hydrologique

La plus part des lacs évacuent leurs eaux par deux voies principales : d'une part au niveau de leur exutoire dont l'altitude règle le niveau du lac, d'autre part par évaporation. Les zones assurant ce type d'écoulement des eaux superficielles sont appelées exoréiques. Le surplus d'eau qui s'écoule de l'exutoire rejoint *in fine* les océans. Certains lacs présentent un déficit hydrologique, ne leur permettant pas d'alimenter un exutoire, de manière pérenne ou temporaire. Les zones ou bassins de ce type sont appelés endoréiques. L'évaporation assure, au moins temporairement, la totalité de l'évacuation. Ce fonctionnement particulier entraîne le

maintien dans le lac de toutes les substances dissoutes qui précipitent en cas de concentration dépassant la limite de solubilité (Campy et Macaire, 2003).

c) Couvert végétal

La densité du couvert végétal conditionne la production sédimentaire, liée à l'intensité des processus d'érosion. En effet, l'absence du couvert végétal entraine la fragilisation des sols et deviennent vulnérable aux ruissellements. Un BV dépourvu de couvert végétal (haute montagne, désert, déboisement, etc.) fournit plus de matériaux au lac contrairement à un BV ayant les mêmes caractères topographiques et lithologiques, mais largement couvert par la végétation (Campy et Macaire, 2003).

III. 1. 3. Influence anthropique

La densité de l'occupation humaine et les aménagements associés dans le BV peut avoir également un rôle sur le fonctionnement du système limnologique :

- les effluents domestiques issus des zones urbaines modifient la composition des eaux du système induisant un enrichissement en éléments nutritifs notamment le phosphore et l'azote
- les espaces défrichés puis cultivés augmentent la production sédimentaire donc la vitesse de comblement des lacs.
- les barrages édifiés sur le cours d'eau, à l'amont des lacs naturels limitent au contraire les apports de particules.
- la surexploitation par pompage des eaux de la nappe phréatique entraine inéluctablement à la baisse du niveau lacustre voire son assèchement (cas des lacs hachlaf, Aoua, et Afourgagh dans le moyen Atlas marocain).

III. 2. Sous-système récepteur : le lac

Le fonctionnement du système limnologique est conditionné par les caractéristiques propres de chaque lac (origine, morphologie, hydrologie, etc.) en liaison étroite avec son bassin versant.

III. 2. 1. Bilan hydrique

L'hydrologie joue un rôle primordial dans la vie d'un système lacustre. Chaque lac possède son propre bilan hydrique qui exprime le rapport entre la somme des entrées et des sorties de l'eau (figure I-3). Ce bilan hydrique est fortement influencé par le climat local et le climat qui règne sur le bassin d'alimentation, ainsi que par la morphologie et la géologie de la cuvette lacustre.

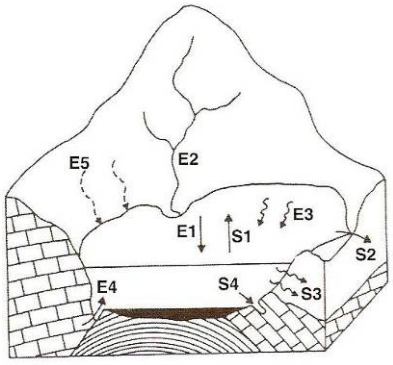


Figure I-3 : Bilan hydrique d'un système lacustre (d'après Meybeck, 1985).

Entrées. E1 : précipitations atmosphériques directes. E2 : apports des tributaires. E3 : apports d'eau souterrains. E4 : sources sous-lacustres (karst, hydrothermalisme). E5 : ruissellement direct.

Sorties. S1 : évaporation et évapotranspiration des végétaux. S2 : exutoire aérien. S3 : infiltration souterraine. S4 : perte souterraine ponctuelle (karst).

On peut distinguer globalement trois types de bilan hydrique (figure I-4) :

a) Le type atmosphérique

Dominé par le couple précipitation-évaporation. Ce type est caractéristique de nombreux plan d'eau en zone semi-aride y compris les milieux temporaires. Ces lacs, dont l'alimentation dépend essentiellement de pluie, montrent une grande sensibilité aux fluctuations interannuelles de la pluviométrie.

b) Le type fluviatile

Il correspond à la prédominance des apports et des sorties par les tributaires et les émissaires de surface.

c) Le type phréatique

Les apports en eaux souterraines jouent un rôle important dans l'alimentation du lac.

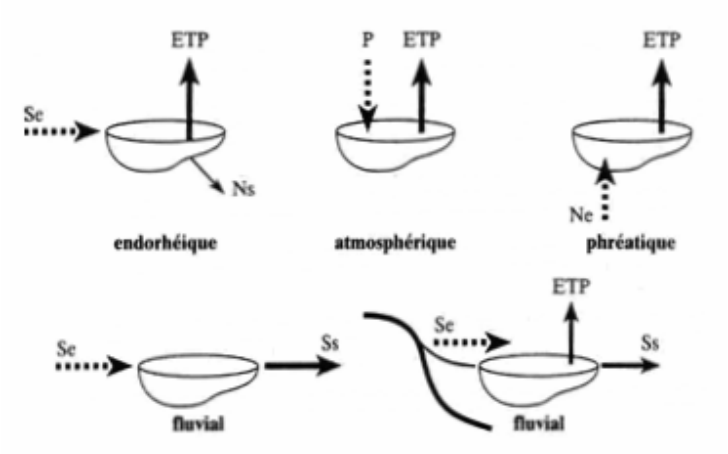


Figure I-4 : Principaux types de bilans hydriques des systèmes lacustres (d'après Lévêque, 1996).

P : précipitations, ETP : évapotranspiration, Se : tributaires superficiels, Ss : exutoires de surface, Ne : entrées d'eau souterraines, Ns : sortie d'eau souterraines par infiltration.

Il existe de nombreux type de bilans hydriques souvent plus complexe. Ce bilan hydrique conditionne les variations de volume et de superficie du lac, et l'importance des variations du niveau de marnage. Il a une influence prépondérante également sur la salinité du milieu aquatique, le recyclage des nutriments, et le taux de sédimentation. Les lacs de type fluvial recevront les eaux de fleuves qui ont lessivé les bassins versants et se sont chargées en éléments nutritifs mais aussi en polluants divers. Au contraire, les lacs de type atmosphérique ne recevront que les eaux de pluie faiblement minéralisées. Dans les lacs dont les pertes sont principalement dues aux exutoires de surface, il y a exportation de matériaux, alors que, dans ceux dont les pertes sont dues essentiellement à l'évaporation, les matériaux s'accumulent et provoquent, par exemple, une hypersalinité des eaux (Lévêque, 1996).

III. 2. 2. Temps de résidence de l'eau

Le temps de résidence moyenne des eaux d'un lac peut être calculé en divisant le volume du lac sur le volume des apports ou celui des pertes durant une période donnée. Ce temps peut varier de quelques semaines à plusieurs siècles. Les temps de séjour longs correspondent le plus souvent à des lacs profonds alimentés principalement par les précipitations et par les affluents superficiels. Au contraire, les lacs peu profonds alimentés par les fleuves ont des temps de séjour cours (Lévêque, 1996).

III. 2. 3. Composition chimique des eaux lacustres

Elle varie beaucoup en fonction des caractères propres au bassin versant (nature pétrographiques des roches en affleurement, type d'érosion), du bilan hydrique et du temps de séjour. En ce qui concerne les ions majeurs (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-} et CO_3^{2-}), la composition chimique reflète l'origine des apports détritiques du BV et éoliens (Campy et Macaire, 2003) (figure I-5).

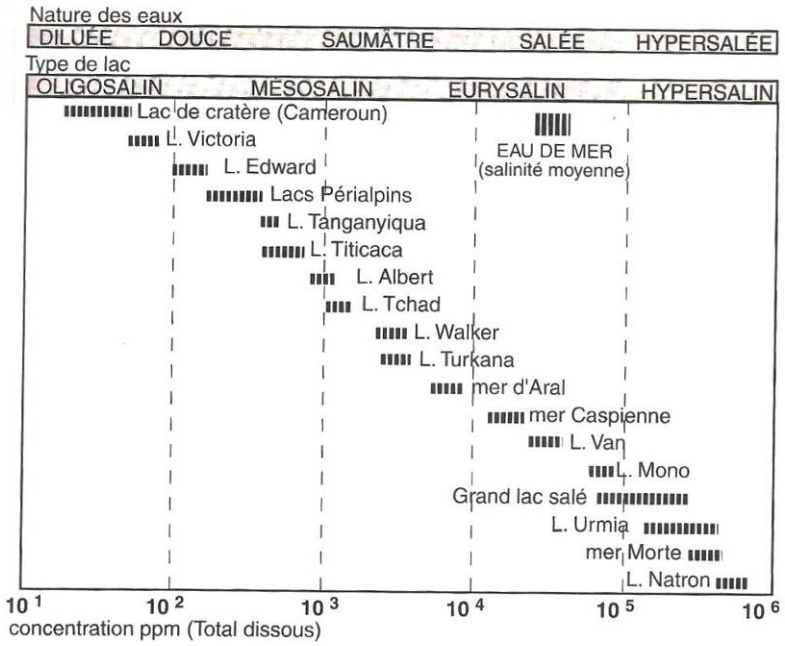


Figure I-5 : Echelle des salinités et des concentrations moyennes en éléments dissous des lacs (d'après Kelts, 1988).

a) Lacs d'eau douce

La minéralisation y est faible (inférieur ou égale à 1 g/l). Les lacs oligosalés (< 1g/l) sont soit des lacs dont sBV/sLac est voisin de 1, donc essentiellement alimenté par les précipitations (lacs de cratère, tourbière), soit des lacs dont le bassin versant est faiblement productif (roche cristalline). Les lacs mésosalés (minéralisation voisine de 1g/l) ont un rapport sBV/sLac supérieur à 1 et leur BV comporte des roches solubles (calcaires ou volcaniques). Ils constituent la majorité des lacs et concernent en particulier l'essentiel des lacs jurassiens et périalpins, certains lacs du Rift africain (Tanganyika, Albert), le lac Titicaca, le lac Tchad, etc. (Macaire et Campy, 2003).

b) Lacs saumâtres ou lagunes

La minéralisation y est plus importante, de plusieurs g/l à 35 g/l (salinité moyenne de l'eau de mer). Ce sont des lacs côtiers qui ont une liaison partielle avec la mer ou dont le BV comporte des roches calcaires ou évaporitiques. Ce sont des lacs eurysalés dont le bilan hydrique est temporairement négatif, et les eaux peuvent se concentrer en sels. Dans certaines régions volcaniques actives, la salinité des lacs peut être due à des apports hydrothermaux profonds. C'est le cas de certains lacs du rift africain (Damnati, 1993), de Nouvelle-Zélande et du parc de Yellowstone aux états Unis (Campy et Macaire, 2003).

c) Lacs salés et hypersalés

La minéralisation y est supérieure à celle de l'eau de mer (35 g/l). Il s'agit surtout de lacs endoréiques, où l'essentiel des sorties d'eau se fait par évaporation. Les sels dissous, transportés par les tributaires de surface et l'atmosphère, s'y concentrent en saumures et

peuvent précipiter à saturation. Ils sont surtout présents sous climats arides ou semi-arides : chotts et Sebkhas au Maghreb, mer morte en Proche-Orient, etc. (Macaire et Campy, 2003).

III. 2. 4. Structuration des lacs en fonction de la profondeur

Alors que les fleuves et rivières sont caractérisés par une structuration longitudinale marquée, la structuration des lacs en fonction de la profondeur constitue un élément déterminant de leur fonctionnement écologique. La profondeur de pénétration de la lumière, l'action du vent ainsi que la stratification de la température et de l'oxygène de l'eau contribuent à la structuration verticale des milieux lacustres (Lévêque, 1996).

a) Stratification verticale de l'éclairement

En arrivant à la surface de l'eau, une partie de l'énergie lumineuse est réfléchie dans l'atmosphère. La fraction pénétrante dans l'eau est progressivement absorbée par l'eau et/ou réfractée et dispersée par les particules en suspension. La lumière s'atténue rapidement avec la profondeur. Elle est réduite de moitié environ dans le premier mètre au niveau des eaux pures. La pénétration de la lumière en profondeur dans la couche d'eau dépend, en outre, de la teneur en particules en suspension (inertes ou vivantes) et en substances dissoutes. On distingue une couche supérieure, dite *euphotique*, où s'effectue la photosynthèse. Elle s'étend par convention, jusqu'à une profondeur à laquelle on peut encore mesurer 1% de la lumière incidente. La profondeur de la zone euphotique varie selon les situations. Elle atteint plusieurs dizaines de mètres dans les lacs profonds et calmes, alors qu'elle n'excède pas quelques centimètres dans les lacs turbides et peu profonds. Au delà de la zone euphotique, se trouve la zone *aphotique (ou disphotique)*, où la lumière n'est plus suffisante pour la photosynthèse (Lévêque, 1996).

b) Stratification thermique

En absence de turbulence, une colonne d'eau a naturellement tendance à se stratifier thermiquement, selon un gradient vertical. Cette stratification dépend de la forme du bassin et notamment de sa profondeur. Le principal facteur de réchauffement des eaux est l'absorption des radiations solaires, mais compte tenu de la faible pénétration de celles ci, le réchauffement est significatif que dans les premiers mètres.

En période estivale, surtout en zone tempérée, les lacs suffisamment profonds possèdent trois zones appelées structures thermiques (figure I-6) :

- la zone superficielle chaude et plus légère, ou *épilimnion* ;
- une zone intermédiaire où la température décroît rapidement avec la profondeur, appelée *métalimnion* ;

La zone profonde où la température reste basse et relativement homogène avec la profondeur, ou *hypolimnion*. Dans les lacs profonds, la température de l'hypolimnion avoisine 4° C.

La thermocline, dans le métalimnion, est la zone où l'on observe le plus fort gradient de température (figure I-6). Dans les lacs tempérés, ce gradient de température peut atteindre 10 à 15° C en quelques mètres durant l'été, alors que dans les lacs tropicaux, où les variations saisonnières sont moins marquées, la thermocline n'est que de quelques degrés. Cette thermocline joue un rôle majeur dans le fonctionnement des systèmes lacustres, car elle constitue une barrière au transfert vertical entre l'épilimnion et l'hypolimnion (Lévêque, 1996).

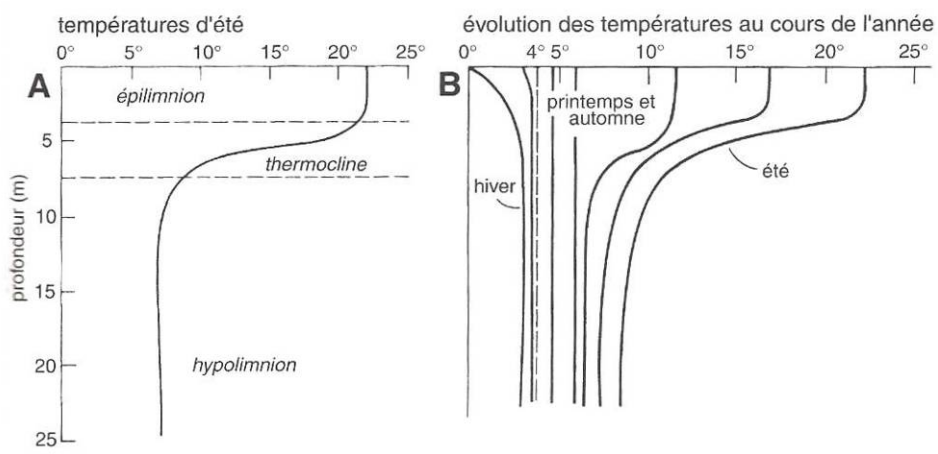


Figure I-6 : Température et brassage saisonnier des eaux dans les lacs (d'après Campy et Macaire, 2003).

A. Stratification thermique dans un lac en été. L'eau chaude de faible densité définit l'épilimnion, tandis que l'eau froide définit l'hypolimnion.
B. Evolution de la thermocline au cours d'une année dans un lac dimictique. De l'été à l'automne, l'eau de l'épilimnion se refroidit et lors du passage à 4°C, elle s'enfonce alors que l'eau de l'hypolimnion monte en surface (premier brassage d'automne). De l'hiver au printemps, l'eau de l'épilimnion se réchauffe et lors du passage à 4°C elle s'enfonce alors que l'eau de l'hypolimnion monte en surface (deuxième brassage de printemps).

Cette stratification thermique, dite directe, des lacs n'est pas un phénomène absolument général. En saison froide, il peut y avoir formation d'une stratification inverse avec superposition d'un épilimnion froid ($T < 4°C$) voire glacée et un hypolimnion chaud ($T > 4°C$) en profondeur (Dussard, 1966).

Selon la fréquence du mélange des eaux superficielles et profondes, on distingue d'après Hutchinson et Löffler, 1956 in Dussard, 1966 :

- ***Des lacs amictiques*** sans échange thermique appréciable entre les eaux superficielles et les eaux profondes anoxiques. C'est le cas des lacs très profonds comme le lac Baikal.
- ***Des lacs monomictiques froids (ou psychromonomictiques d'après Paschalski, 1964)*** à température ne dépassant jamais 4°C en surface en saison chaude, et dénommés parfois lacs de type polaire (Forel, 1895, 1904 ; Yoshimura, 1936 ; Ruttner, 1952). Pendant la saison

froide, ils présentent en surface, une épaisse couche de glace dont la débâcle ne dure que peu de temps.

- ***Des lacs dimictiques*** à deux périodes de stratification (une directe en saison chaude et l'autre inverse en saison froide) et deux périodes de brassage des eaux. Ce sont des lacs de types tempérés et plus fréquents.
- ***Des lacs monomictiques chauds (ou thermomonomictiques d'après Paschalski, 1964)*** dont la température ne descend jamais ni en surface ni en profondeur en dessous de 4°C et ne comportant de ce fait qu'une période de circulation en saison froide et une période de stratification directe en saison chaude. Ce sont des lacs de type tropical de Forel (1895), subtropical de Yoshimura (1936), de Ruttner (1952), et chauds de Vivier (1961)
- ***Des lacs oligomictiques*** dans lesquels l'eau est toujours chaude au niveau de toute la colonne d'eau. Les périodes de circulation sont rares, courtes, irrégulières et sans grande importance. Ce sont des lacs de type tropical de Yoshimura (1936) et de Ruttner (1952). Ces lacs se rencontrent dans les régions de faible altitude et latitude (Equateur) (Dussard, 1966).
- ***Des lacs polymictiques*** à température relativement basse dans toute la masse d'eau, quoique toujours au-dessus de 4°C, et présentent de nombreuses (voire quotidienne) périodes de circulation dues à la perte de la chaleur emmagasinée empêchant ainsi l'installation d'une stratification stable. C'est le cas de nombreux lacs de haute altitude de régions intertropicales, voire tempérées (Dussard, 1966).

Ces divers types de lacs sont répartis à la surface du globe terrestre en fonction des climats, donc de la latitude et de l'altitude (figure I-7).

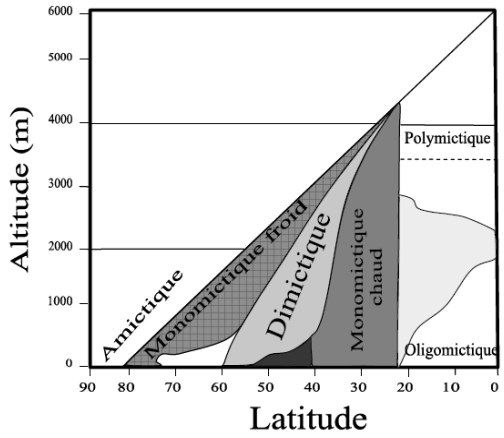


Figure I-7 : Répartition latitudinale et altitudinale de types de lacs (d'après Hutchinson et Löffler, 1956 Modifiée par Wedzel, 1975).

Les lacs monomictiques et dimictiques peuvent être répartis en ordres, d'après Whipple (1927) in Dussard (1966) qui distingue (figure I-8) :

- les lacs de premier ordre dont la température en profondeur reste toujours voisine de 4°C.

- les lacs de second ordre dont la température en profondeur varie largement de 4°C.
- les lacs de troisième ordre dont la stratification thermique n'est pas accusée ; ce sont des lacs amictiques, oligomictiques et polymictiques de Hutchinson.

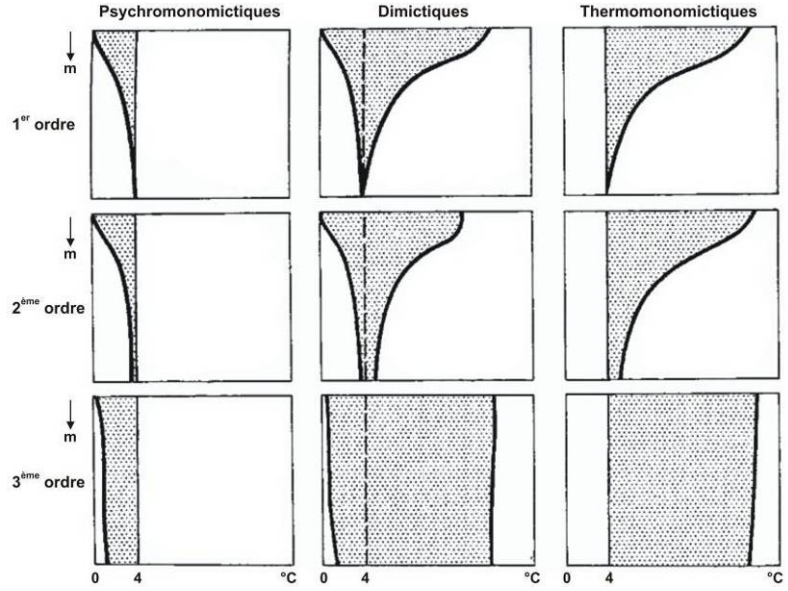
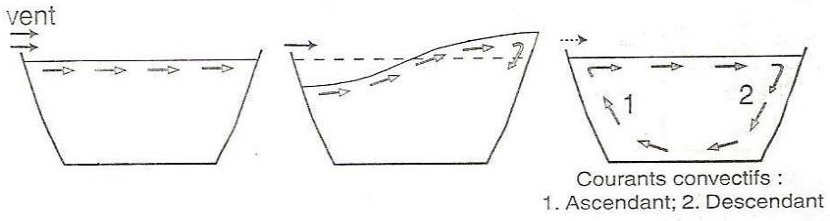


Figure I-8 : Type de lacs (d'après Dussard, 1966).

En plus du brassage des eaux dû aux variations thermiques saisonnières, les mouvements de l'eau peuvent également être liés à des arrivées d'eaux froides par les affluents. Lors de crues provoquées par des phases de dégel glaciaire ou de fortes précipitations d'altitude, l'eau froide plonge dés son arrivée, créant un courant profond (*underflow*) dans le lac et provoque un brassage général de ses eaux (Campy et Macaire, 2003).

Les vents de forte intensité régulière peuvent entraîner le déplacement des eaux de surface à des vitesses de plusieurs $cm.s^{-1}$, engendrant des courants convectifs en profondeur (figure I-9). Le côté du lac exposé au vent, subit un mouvement convectif descendant susceptible d'enrichir les eaux profondes en oxygène. A l'opposé, un courant convectif ascendant permet aux eaux froides riches en nutriments d'atteindre la surface et d'y stimuler l'activité biologique. Ces courants ont donc un rôle déterminant sur le fonctionnement écologique du lac et en particulier sur son état trophique (Lemmin, 1995).



Figue I-9 : Effet d'un courant sur un lac non stratifié et courant convectifs qui ont résultent (d'après Lemmin, 1995).

c) Stratification de la teneur en oxygène

La teneur en oxygène peut varier considérablement dans le temps et dans l'espace, avec des conséquences importantes sur la distribution des organismes. Dans la couche euphotique, la production de l'oxygène est importante avec des sursaturations temporaires, notamment en l'absence de brassage par le vent. Dans les zones plus profondes, au contraire, la teneur en dioxygène est souvent plus faible, car les processus respiratoires l'emportent sur la photosynthèse, et l'on peut même atteindre des conditions anaérobiques.

On distingue globalement deux types de distribution verticale du dioxygène. Dans le premier cas, la valeur de saturation est à peu près la même sur toute la colonne d'eau. Ce type de profil se rencontre dans des lacs oligotrophes profonds, mais également dans des lacs très productifs et peu profonds dont la colonne d'eau est brassée régulièrement par le vent. Dans le second type, on constate une forte saturation de l'épilimnion, et inversement une forte désoxygénation de l'hypolimnion. De nombreux lacs eutrophes présentent ce profil, quelle que soit la profondeur, si le brassage des eaux est peu important (Lévêque, 1996).

d) Stratification des processus biologiques

A la stratification des facteurs abiotiques correspond une stratification des processus biologiques dans la colonne d'eau (figure I-10). C'est dans l'épilimnion, chaud et éclairé, que s'effectue la production primaire en période estivale. La production de l'oxygène l'emporte sur la consommation due à la respiration des organismes aquatiques et à la dégradation de la matière organique. L'épilimnion, bien oxygéné, est ainsi propice à la vie animale. Au contraire, sous la thermocline, dans l'hypolimnion froid et peu éclairé, les processus de décomposition et de minéralisation prédominent. La dégradation du matériel organique sédimentant depuis l'épilimnion provoque une forte consommation d'oxygène que ne compense pas une production équivalente. Les eaux sont anoxiques et donc peu favorable au développement des espèces animales aérobiques (Lévêque, 1996).

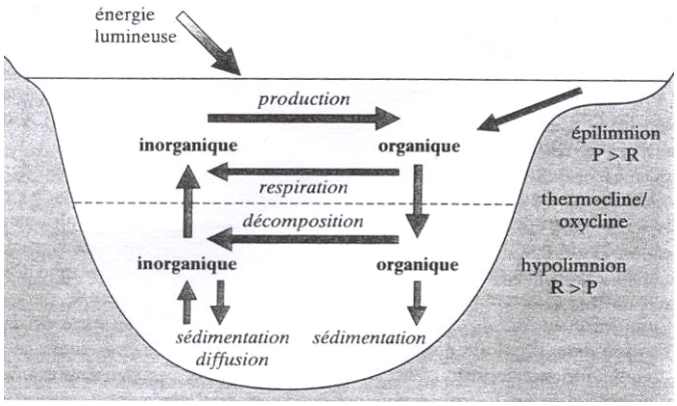


Figure I-10 : Stratification des processus biologiques en fonction de la profondeur dans un milieu lacustre (P = production, R = respiration) (d'après Lévêque, 1996).

III. 2. 5. Méromicticité

Touts les lacs sont soumis plus ou moins à l'action du soleil et du vent et sont obligés d'être périodiquement en stratification et en circulation. Mais tous ne réagissent pas de la même manière. Certains lacs dont l'eau présentant une densité suffisamment peu variable en fonction de la profondeur, arrivent à entrer entièrement en circulation et s'homogénéisent ainsi régulièrement ; il s'agit de lacs *holomictiques* (Findenegg 1964). D'autres, au contraire, n'entrent que partiellement en circulation et les couches profondes sont ainsi hors de toute atteinte régulière par les eaux de surface ; ce sont les lacs dits *méromictiques* (Dussard, 1966).

Un lac méromictique peut être considéré comme deux lacs ou parties de deux lacs superposés, un lac supérieur appelé mixolimnion (parfois appelé circulimnion) et un lac inférieur, isolé ou monimolimnion. Entre les deux se situe la chemocline (ou lytocline) caractérisé par une variation rapide de la densité des eaux (Dussard, 1966).

La méromicticité des lacs peut avoir plusieurs origines. On distingue d'après Hutchinson (1937) in Dussard (1966) :

a) Méromicticité éctonique

Elle est constituée de la superposition fortuite de deux eaux de salinités différentes : la cuvette se remplie progressivement par des eaux salées au-dessus desquelles subsistent des eaux douces préexistantes, ou bien l'inverse. Cette méromicticité tend à diminuer avec le temps par le mélange des eaux.

b) Méromicticité crénogénique

L'alimentation par des sources salées profondes se fait de façon continue. Il se forme alors un équilibre entre les eaux profondes salées et les eaux produites par le mélange des eaux douces affluentes superficielles ainsi que les eaux salées au niveau de la chemocline. L'effluent, compensant les sources, permet à l'ensemble d'être assez stable en général.

c) Méromicticité biogénique

La couche profonde est modifiée par l'apport des organismes, apport plus ou moins minéralisé par les bactéries et suffisant pour qu'en une année relativement calme, il provoque un gradient de densité plus accusé que celui constitué par la stratification thermique. La circulation intersaisonnière n'est alors plus complète et une méromicticité de plus en plus stable s'établit. C'est le cas de nombreux lacs des pays chauds.

Dans un lac peu profond, ayant sa surface non protégée du vent en période de stratification, il y a circulation complète dés que les conditions le permettent (refroidissement automnal) le lac est dit tachymictique par Olszewski (1953) (figure I-11). Si au contraire, par

suite de facteurs divers climatiques (vent faibles) ou géographiques (collines ou montagnes environnantes) le vent n'a pas de prise sur le lac, la circulation sera beaucoup plus lente ; le lac sera bradymictique. Quand la circulation des eaux est intermédiaire, on dira que le lac est eumictique.

Si le lac est profond, les phénomènes sont un peu différents. En effet, au cours du cycle annuel et dans un lac dimictique, il y a deux périodes avant circulation au cours desquelles on peut considérer dans le lac deux couches : une supérieure sous l'influence directe des conditions extérieures (vent) et une couche inférieure qui ne reçoit qu'indirectement cette influence.

Suivant que la surface du lac est protégée ou non par des écrans naturels et suivant la force des vents générateurs de courants, il y aura donc un mélange faible (bradymicticité), moyen (eumicticité) ou fort (tachymicticité) dans la couche supérieure (Dussard, 1966). Le diagramme suivant montrera tous les cas possibles (figure I-11).

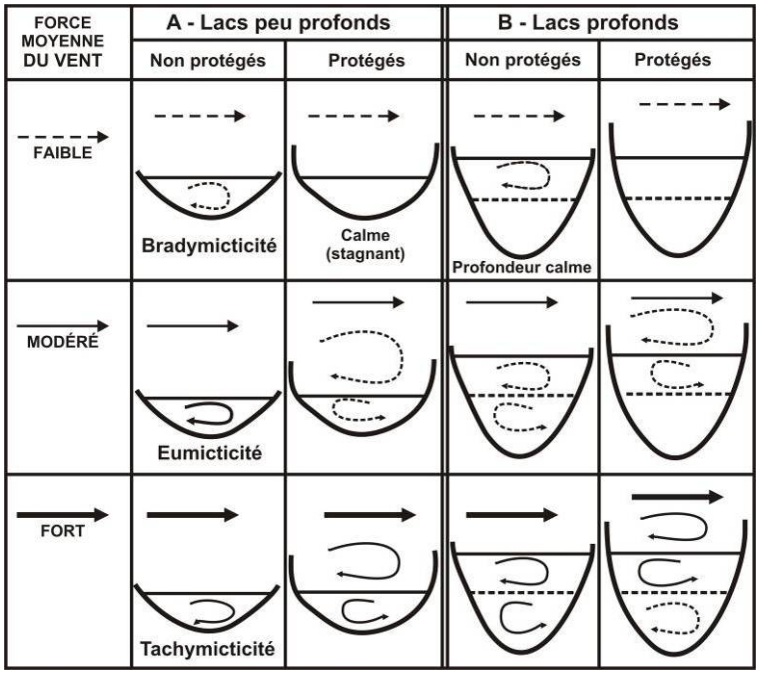


Figure I-11 : Rôle de la morphologie et de la force moyenne du vent sur la micticité d'un lac (d'après Olszewski, 1953 in Dussard, 1966).

III. 2. 6. Principaux types de communautés lacustres

Dans presque tous les lacs et réservoirs, on distingue trois grands types de communautés : la communauté pélagique, benthique et littorale.

a) La communauté pélagique

La communauté pélagique comprend deux composantes principales : le plancton et le necton.

- Le plancton, est constitué d'algues et d'animaux de petite taille qui vivent en suspension relativement passive dans la colonne d'eau dans laquelle ils ne peuvent effectuer que des déplacements de faible ampleur et très lents. On distingue :

* le phytoplancton, constitué d'organismes végétaux libres, en suspension dans la colonne d'eau. Il comprend une grande variété de groupes et d'espèces (cyanobactéries, algues vertes ou Chlorophycées, Diatomées ou Bacillariophycées, Euglène). Ces algues sont des cellules isolées et peuvent constituer des colonies visibles à l'œil nu dans certains cas.

* le zooplancton, regroupe les animaux dont la taille ne dépasse pas en générale quelques millimètres. On rencontre les rotifères, les cladocères (daphnies et bosmines) et les copépodes.

- Le necton, comprend des animaux qui nagent librement et se déplacent activement. Ainsi les poissons sont les vertébrés aquatiques les plus abondants, généralement prédateurs. On mentionne également la présence des amphibiens.

b) La communauté benthique

La communauté benthique comprend les organismes vivant sur, ou à proximité, du fond. Ils peuvent vivre en surface ou s'enfoncer dans le sédiment meuble ou encore utiliser les irrégularités du substrat pour se protéger. On trouve les insectes aquatiques et les larves d'insectes qui vivent en milieu aérien à l'état adulte, les mollusques (Gastéropodes et Lamellibranches), les vers annélides (Oligochètes et Hirudinées) et en fin les crustacés (Malacostracés : aselles, gammares et écrivisses).

c) La communauté littorale

La communauté littorale colonise les zones de bordures peu profondes des systèmes aquatiques. Il s'agit le plus souvent de végétaux de grande taille, ou Macrophytes.

Il existe une succession bien marquée des formations végétales répartie entre la berge et les eaux plus profondes (figure I-12) :

- Au bord de l'eau, on trouve des plantes de grande taille (les pieds dans l'eau) comme les roseaux (*Phragmites*). Puis viennent les massettes (*Thypha*) et les joncs de tonneliers (*Scirpus*) jusqu'à environ 1,5 m de profondeur.

- Au-delà, c'est le domaine des hydrophytes, avec les potamots (*Potamogeton*) et les nénuphars (*Nymphéa*). Ces plantes peuvent s'enraciner jusqu'à 5 m de profondeur.

- Puis viennent les prairies submergées de myriophylles (*Myriophylum*), d'élodées (*Elodia*), de cératophylles (*Ceratophyllum*) Des mousses (*Fontinalis*) et des algues (*Characea*) marquent la limite de la zone littorale.

- Il y a relativement peu de plantes flottantes. Les plus connues dans les milieux tempérés sont les lentilles d'eau (*Lemna*). Dans les milieux tropicaux, il faut mentionner les laitues d'eau (*Pistia*) et les jacinthes d'eau (*Eichornia*).

Les communautés littorales abritent divers groupes d'animaux aquatiques dont beaucoup appartiennent également à la communauté pélagique et benthique. Le littoral constitue donc une zone où se mélangent la faune et la flore de différentes zones.

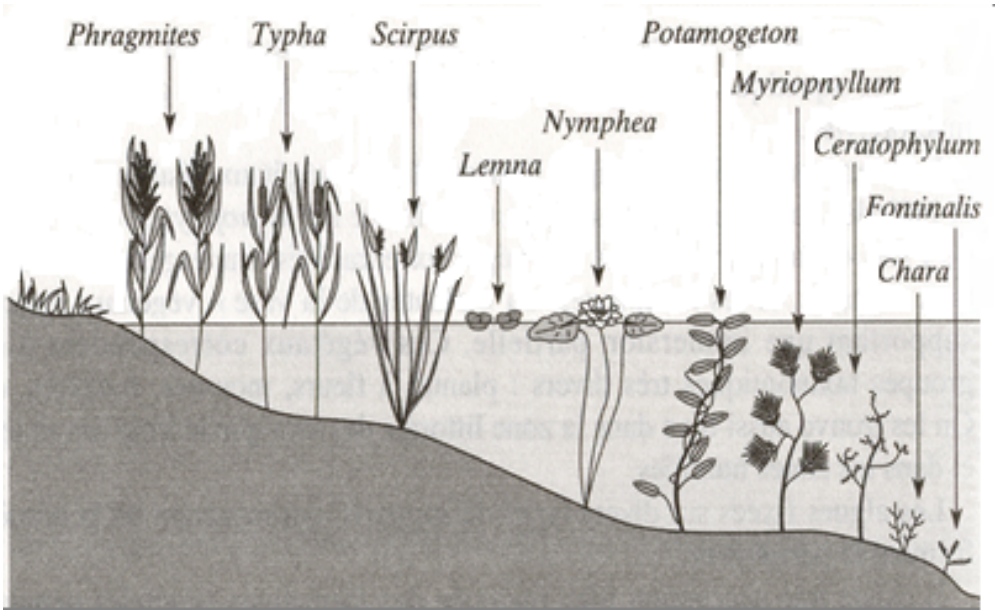


Figure I-12 : Succession de la végétation en fonction de la profondeur de l'eau sur le littoral des lacs (d'après Lévêque, 1996).

IV. Etat trophique des lacs

L'état trophique d'un lac reflète l'équilibre physique, chimique et biologique de son écosystème et en particulier sa capacité à dégrader la matière organique qu'il reçoit (allochtone) ou qu'il produit (autochtone). Le contexte général de la cuvette lacustre, incluant les apports de son bassin versant, conditionne son état trophique. On distingue classiquement deux état trophiques extrêmes : les lacs oligotrophes et les lacs eutrophes distincts par la qualité de nutriments et de la matière organique, la productivité biologique, le volume, la qualité de l'eau et l'oxygénation (tableau I-1). Ces caractéristiques induisent la présence de faunes piscicoles différentes et la production de sédiments particuliers à chaque type (Campy et Macaire, 2003) (figure I-13).

Tableau I-1 : Comparaison de caractères des lacs oligotrophes et eutrophes (Campy et Macaire, 2003).

Critères	Lac oligotrophe	Lac eutrophe
Alimentation Nutriments (P, N)	- « sous-alimenté » - P < 10 mg/l	- « bien alimenté » - P > 20 mg/l
Matière organique	- faible concentration	- forte concentration (origine allochtone et autochtone)
Productivité biologique	- faible (phytoplancton) - prod. Primaire < 150 g/m^2/an - chlorophylle A < 3 mg/l	- forte (phytoplancton + macrophytes) - prod. Primaire > 250 g/m^2/an - chlorophylle A > 6 mg/l
Volume du lac	- en général grand volume - profondeur > 15/20 m	- en général faible volume - profondeur < 10 m
Qualité de l'eau	- claire et transparente	- sombre et trouble
Oxygène d'été (épilimnion)	- bonne oxygénation - O_2 > 50 % - faible demande de la MO	- mauvaise oxygénation - O_2 < 10 % - forte demande pour la décomposition
Faune piscicole	- très diversifiée - exigeante en O_2 - salmonidés (truite)	- peu diversifiée - tolérance en déficit d'O_2 - cyprinidés (carpe)
Sédiments	- détritique minéral dominant - couleur claire	- forte concentration en MO - gris, brun, noir

La grande variabilité des facteurs interférant sur le fonctionnement des lacs, fait de chacun d'entre eux un géosystème limnologique unique. À cette variabilité du fonctionnement correspond une extrême variabilité de la sédimentation (Campy et Macaire, 2003).

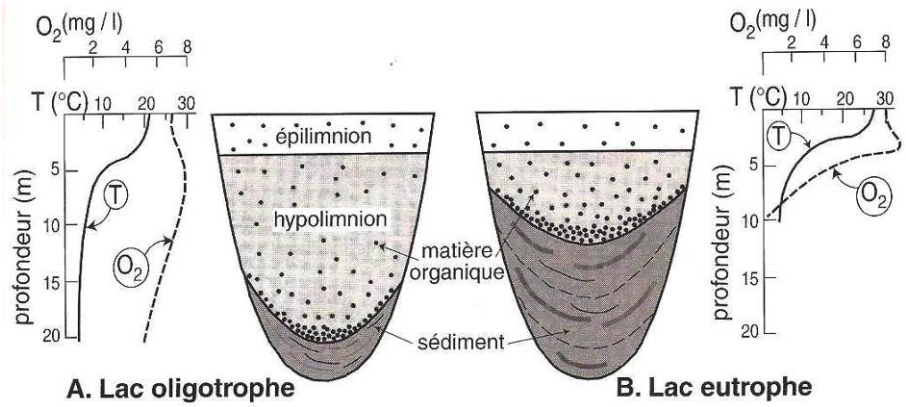


Figure I-13 : Niveaux trophiques des lacs : comparaison entre un lac oligotrophe et un lac eutrophe en fin d'été (d'après Berner, 1990).

A. Lac oligotrophe. La stratification thermique est bien exprimée. Le taux d'oxygène est fort et varie peu sur la hauteur d'eau. Les apports de nutriments sont faibles et le réseau trophique équilibré permet la dégradation et la minéralisation de l'essentiel de la matière organique produite qui participe faiblement au remplissage.

B. Lac eutrophe. Moins profond, la stratification y est plus brutale, et l'amplitude thermique est plus forte entre l'épilimnion (30°C) et l'hypolimnion (5°C). Le taux d'oxygène est faible surtout en profondeur. Les apports de nutriments sont importants (N et P) et le réseau trophique déséquilibré ne permet pas la minéralisation de la matière organique produite dont l'essentiel participe au remplissage basal.

V. Production sédimentaire lacustre

Un lac constitue un réceptacle sédimentaire où s'accumulent à la fois des produits issus de son bassin versant (sources allochtones) et des produits issus du fonctionnement du lac proprement dit (sources autochtones) (figure I-14). Les différents facteurs (encadrés) contrôlent les caractères du lac (en gras) responsables des divers processus affectant le fonctionnement du système lacustre. La sédimentation constitue le produit final issu de ce fonctionnement, faisant intervenir les apports autochtone et allochtones, les flux d'énergie et de matière, les courants… (Campy et Macaire, 2003).

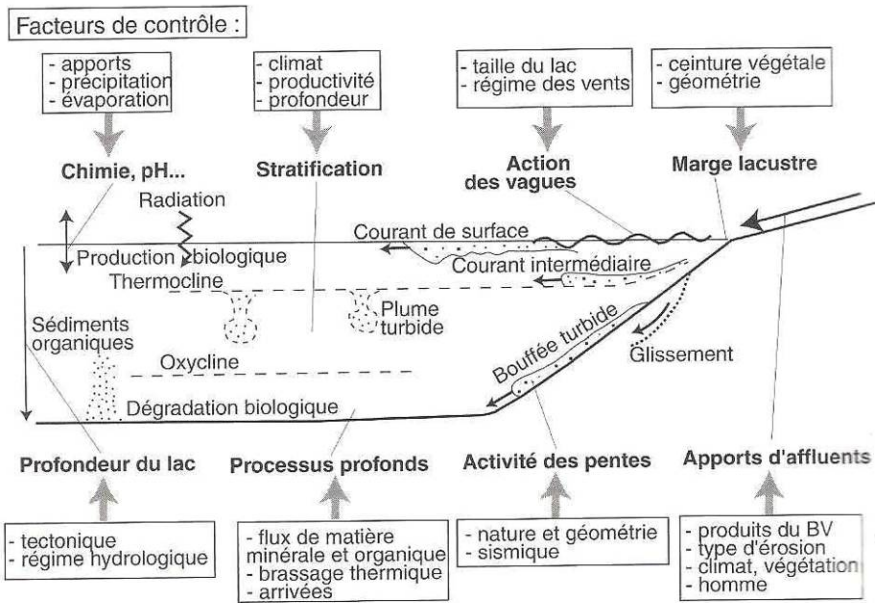


Figure I-14 : Schéma fonctionnel simplifié du système lacustre (d'après Campy et Macaire, 2003).

Selon le type de lac et la part respective des apports allochtones et autochtones, trois types principaux de production sédimentaires peuvent être distingué (Campy et Macaire, 2003):

V. 1. Sédimentation détritique

Elle se produit le plus souvent dans les lacs oligotrophes dont le bassin versant est essentiellement affecté par l'érosion mécanique. À cause de la rugosité de son relief (versants montagneux instables), de son climat présence de glaciers, aridité, ruissellement intense…), de la nature des roches affleurantes (meubles ou fracturées) ou de l'absence de végétation. Les charges de fond et en suspension apportées par les tributaires constituent l'essentiel du remplissage sous forme de particules piégées dans le lac (Campy et Macaire, 2003).

Le cheminement des particules fines en suspension et les processus de sédimentation peuvent être influencés par la stratification thermique des eaux du lac (Sturm et Matter, 1978). En été, les arrivées d'eau relativement chaudes donc légères entraînent des panaches superficiels (*overflows*) qui se décantent au large et produisent des dépôts laminés granoclassés souvent riche en matière organique. Lorsque l'eau pénétrant dans le lac est de température intermédiaire entre celle de l'épilimnion et celle de l'hypolimnion, soit en raison de sa température, soit de sa charge en suspension, les courants se stabilisent au niveau de la thermocline (*overturn*). Les apports d'eau dense, c'est-à-dire froide (hiver ou dégel), ou chargée en suspension plongent directement en profondeur (*underflows*). Elles peuvent également déstabiliser le talus du delta, sous forme de courants de turbidité limités qui ajoutent au transfert de matière en direction de la zone profonde (figure I-15) (Campy et Macaire, 2003).

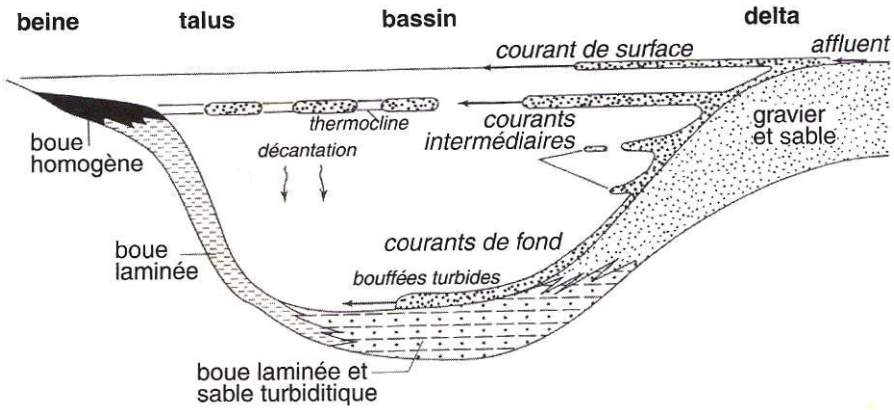


Figure I-15 : Rôle de la stratification thermique dans la répartition des matériaux détritiques (d'après Strum et Matter, 1978).

V. 2. Sédimentation biochimique

Ce type de sédimentation prédomine dans les lacs oligotrophes largement alimentés par les apports en solution dus à la présence de roche solubles dans le bassin versant (carbonates, évaporites…). Elle résulte d'une précipitation des éléments dissous, soit sous l'effet de processus physico-chimiques (sursaturation) ou biologiques (encroûtement) (Campy et Macaire, 2003).

V. 2. 1. Cas des lacs d'eau douce

Dans les lacs d'eau douce dont le bassin versant (BV) est formé de roches calcaires (lacs karstiques), l'eau est alcaline (pH>8) et riche en bicarbonates dissous. L'épilimnion bien oxygéné et éclairé est le siège, surtout en été, d'un développement important de phytoplancton dont la fonction prédominante est la photosynthèse. Celle-ci consomme le CO_2

dissous disponible, dont la diminution entraîne une sursaturation des carbonates qui précipitent sous forme de calcite. Dans les eaux profondes, où le pH s'abaisse à cause de la respiration bactérienne, il y a redissolution, partielle ou totale, des précipités. Dans la zone littorale, plusieurs sources de carbonates autochtones entrent en jeu (Kelts et Hsü, 1978). La plus part des précipitations sont liées à des causes biologiques : algues encroûtantes, oncolites, charophytes, formation de croûtes sur les feuilles et les tiges de plantes. Les tests en aragonite des mollusques (gastéropodes et lamellibranches) et en calcite des ostracodes peuvent aussi constituer des sources importantes de carbonates.

Dans certains lacs acides, dont le BV est riche en silice, permettent le développement de colonies de Diatomées. Lorsque les apports allochtones sont limités, les frustules de diatomées peuvent constituer la majeure partie du sédiment (appelé diatomite) (Campy et Macaire, 2003).

V. 2. 2. Cas des lacs salés ou hypersalés (bassins endoréiques)

En contexte climatique aride à semi-aride, l'évaporation excède souvent la somme des apports hydriques issus du BV et des précipitations directes ainsi que la nappe phréatique. Le bilan hydrique déficitaire entraîne une concentration en éléments dissous et leur précipitation sous forme de salins de type évaporitique, alternant avec des apports détritiques grossiers (figure I-16) (Campy et Macaire, 2003).

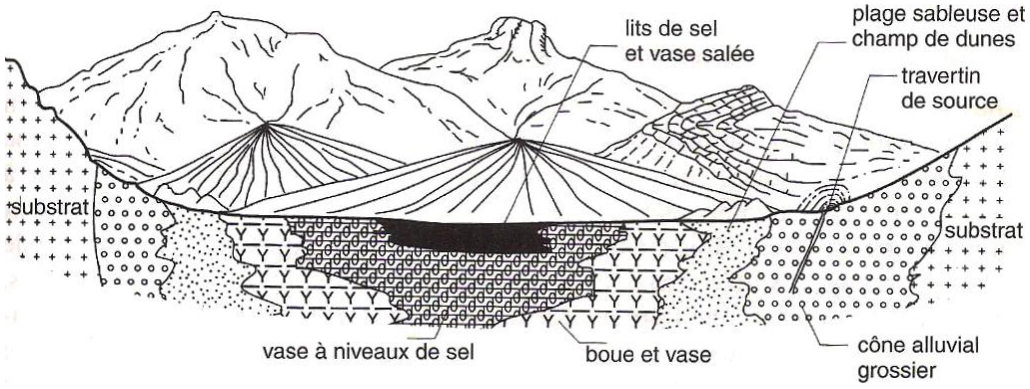


Figure I-16 : Type d'agencement sédimentaire dans un lac hypersalé en milieu semi-aride (d'après Eugster et Kelts, 1983).

Les dépôts détritiques sont piégés sur les marges sous forme de cônes à granulométrie décroissantes vers le centre. Les dépôts vaseux riches en sels occupent le centre du bassin

V. 3. Sédimentation organique

La matière organique (MO) constitue une fraction mineure mais importante fraction des sédiments lacustres (Muri et al, 2004 in Rhoujjati, 2007). Il existe deux sources en MO : une source externe ou allochtone, issue de la MO produite dans le bassin versant et livrée au

lac par les affluents (et le vent) à la suite de la chute des feuilles, du ravinement de la litière des sols…et une source autochtone produite dans le lac par les organismes (populations planctoniques et benthiques, ceinture végétale…). Ces deux types de MO alimentent la chaîne trophique du lac en nutriments. Dans le cas d'un lac bien oxygéné et à chaîne trophique équilibrée, la MO est largement consommée et dégradée en éléments minéraux. En revanche, si la quantité de la MO disponible est excédentaire, les agents de dégradations et de consommation ne parviennent pas à l'éliminer totalement. C'est le cas des lacs eutrophes dans lesquels l'oxygène, nécessaire à la respiration des organismes, constitue le facteur limitant de la dégradation (Campy et Macaire, 2003). La MO constitue une mixture de lipides, de protéines, des hydrates de carbones et autres composés biochimiques produit par une variété d'organismes vivant à l'intérieur et à l'extérieur du lac (Meyers, 2003 in Rhoujjati, 2007).

La MO peut être présente en faibles quantités dans les remplissages à dominance détritique fine (lamines de dépôts profonds) ou à dominance biochimique (craies lacustre). Dans ces cas, elle excède rarement quelques pourcentages du remplissage total. Cependant, la composante organique domine dans les sédiments de lacs eutrophe avant leur disparition par comblement. Les faibles profondeurs ne permettent pas les mouvements d'eaux nécessaires à une bonne oxygénation et à l'existence d'une chaîne trophique complète. La ceinture de végétation bordière gagne peu à peu la zone centrale et le lac se transforme en tourbière (figure I-17) (Campy et Macaire, 2003).

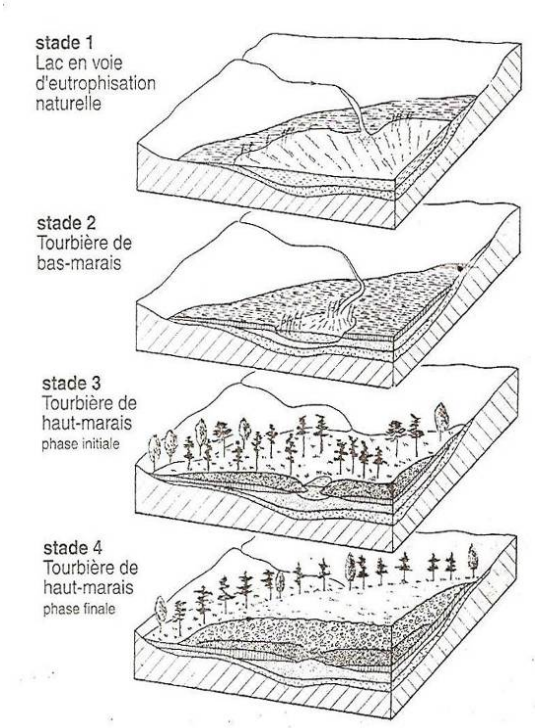


Figure I-17 : Différentes phases de comblements d'une dépression lacustre et son évolution en tourbière (Campy et Macaire, 2003).

VI. Archives sédimentaires lacustres

À la différence du système océanique qui fournit de longs enregistrements continus des changements climatiques globaux mais à des niveaux de résolution souvent larges, les remplissages lacustres représentent des enregistrements immédiats et non moyennés des processus climatiques qui affectent leurs bassins versants. Les lacs présentent une grande sensibilité aux interactions biotiques et abiotiques du milieu (Kelts et Talbot, 1990). Considérés comme des milieux de sédimentation riche en biomarqueurs (Pollen, Diatomées, Ostracodes…) et indicateurs inorganiques (minéraux authigènes, d'altération ou détritiques, lamination…) de l'environnement (Benkaddour, 1993) les lacs présentent une réelle capacité d'enregistrer les changements du fonctionnement (climat, érosion, anthropisation…) de leur bassin versant au cours du temps (Campy et Macaire, 2003).

Les sédiments lacustres constituent une source importante d'information locale à haute résolution. Ils peuvent même servir pour tester les modèles et comprendre les mécanismes qui régissent le comportement de l'environnement à l'échelle régionale (Damnati, 1993, 1997, 2000, 2006). Les carottes lacustres ont été l'objet d'une étude multidisciplinaire (stratigraphie, sédimentologie, minéralogie, géochimie, paléomagnétisme, isotopie, radiochronologie, etc.) au cours des dernières décennies.

Vu la vitesse de remplissage assez importante, les lacs restent fonctionnels peu de temps au regard des temps géologiques. Rare sont les lacs dont l'enregistrement remonte au-delà du Quaternaire, c'est-à-dire de l'ordre de deux millions d'année. Il existe cependant quelques uns (Campy et Macaire, 2003). La plus longue carotte (1400 m) a été prélevée dans le lac Biwa au Japon. Elle recouvre les trois derniers millions d'années. L'enregistrement d'une trentaine de cycle climatique y a été reconnu (Horie, 1987). Dans le continent africain, c'est la séquence de Pretoria Salt Pan prélevée en Afrique du Sud qui est la plus longue. Elle fait 90 m de longueur. Elle couvre environs 200 000 ans B.P d'archives lacustres en considérant un taux de sédimentation constant (Damnati, 2006).

Les sédiments sont le seul moyen d'accéder à l'histoire des systèmes lacustres dont l'intervalle temporel d'intérêt en paléolimnologique va de 1-10 ans au millier d'années (Damnati, 2006). Toutefois, les signaux enregistrés dans les sédiments doivent être déchiffrés attentivement car ils résultent de l'interaction de plusieurs facteurs et le message final risque d'être plus complexe (Damnati, 2006) (tableau 2).

Tableau I-2 : Principales informations contenues dans le message sédimentaire lacustre (Pourriot et Meybeck, 1995 *in* Damnati, 2006).

Etude des sédiments	Informations obtenues
Caractéristiques du bassin versant	
Diatomées, pollens	Climat local, végétation et climat régional
Minéraux allochtones	Erosion mécanique et chimique, érosion éolienne, volcanisme actif
Profils sismiques	Origine et âge de la cuvette, taux de remplissage
Traceurs géochimiques	Climat régional, géologie
Granulométrie	Origine des sédiments, événements catastrophique
Hydrologie, thermique et dynamique	
Granulométrie	Dynamique des eaux
Minéralogie	Bilan hydrique, oxygénation
Marqueurs organiques	oxygénation
^{18}O dans les micro-organismes	Paléotempératures
Production biologique	
Pigments	Production primaire
Diatomées	Eutrophisation
Characées	Production secondaire
Profils de traceurs dans le sédiment	Bioturbation par le benthos
Impacts anthropiques	
Diatomées	Acidification
Teneurs en (C, N, P) organiques	Pollution organique
Teneurs en métaux et micropollutions organiques	micropollutions
Radioéléments	Retombées et accidents nucléaires

CHAPITRE II :

CADRE GENERAL DES SITES D'ETUDE

CHAPITRE II

CADRE GÉNÉRAL DES SITES D'ÉTUDE

I. Cadre géologique

Le Moyen Atlas est l'une des quatre chaînes montagneuses marocaines. Son nom fut donné par le géologue allemand Ritter en 1822, nom rendu populaire par de Foucault (de Dresnay, 1981 in Benkaddour, 1993). C'est une chaîne intracontinentale faisant partie du domaine atlasique (Michard, 1976) délimité au Nord par la plaine de Saïs et le front de la nappe rifaine, au Nord-est par le bassin de Guercif, au Sud et Sud-est par la dépression de la Moulouya, à l'Est par les hauts plateaux ou meseta orano-marocaine et à l'Ouest par la meseta côtière (Arboleya et al, 2004 in Rhoujjati, 2007). Plusieurs travaux ont contribué à la subdivision et la délimitation du Moyen Atlas (Termier, 1936 ; Choubert et Marçais, 1952 ; Colo, 1961 in Martin, 1981). En général, Le Moyen Atlas constitue un domaine orographique et structural composite de hautes terres qui s'étendent de la pleine de Srarhna au Sud-ouest jusqu'à la pleine de Guercif au Nord-est (Martin, 1981) (figure II-1).

Le Moyen Atlas Central (M.A.C) constitue le tronçon médian s'étendant sur 12 000 km^2 avec ses marges et ses piémonts. Il est limité au Sud-ouest par la vallée de Srou qui est une limite morpho-structurale adopté par tous les géologues (Martin, 1981). Au Nord-est, se sont les arguments géomorphologiques qui sont les plus convaincants : la bordure orientale de Jbel Tichouct est tranchée du Sud au Nord par une grande artère hydrographique formé par les Oueds Serrhina, Maassère puis Mdez qui deviennent Sbou à l'entrée dans le Causse (Martin, 1981). Au Nord, c'est la pleine de Sais dominée par les Causses d'Agourai à Sefrou qui marque la limite du M.A.C. A l'Ouest, Le M.A.C. surplombe les bassins et les crêtes appalachiennes d'Azrou, de Mrirt et le sillon de l'Oum-er-Rbia, creusés dans les séries paléozoïques du plateau central. Au Sud-est enfin, le M.A.C. forme une barrière montagneuse au dessus des plaines de la haute Moulouya (Martin, 1981).

I. 1. Lithostratigraphie

Le Moyen Atlas consiste en sa majeure partie en une importante couverture mésozoïque (du Jurassique au Crétacé), qui avec des formations tertiaires, recouvre un socle attribué essentiellement au Carbonifère (Dresnay, 1988 in Benkaddour, 1993) (figure II-2).

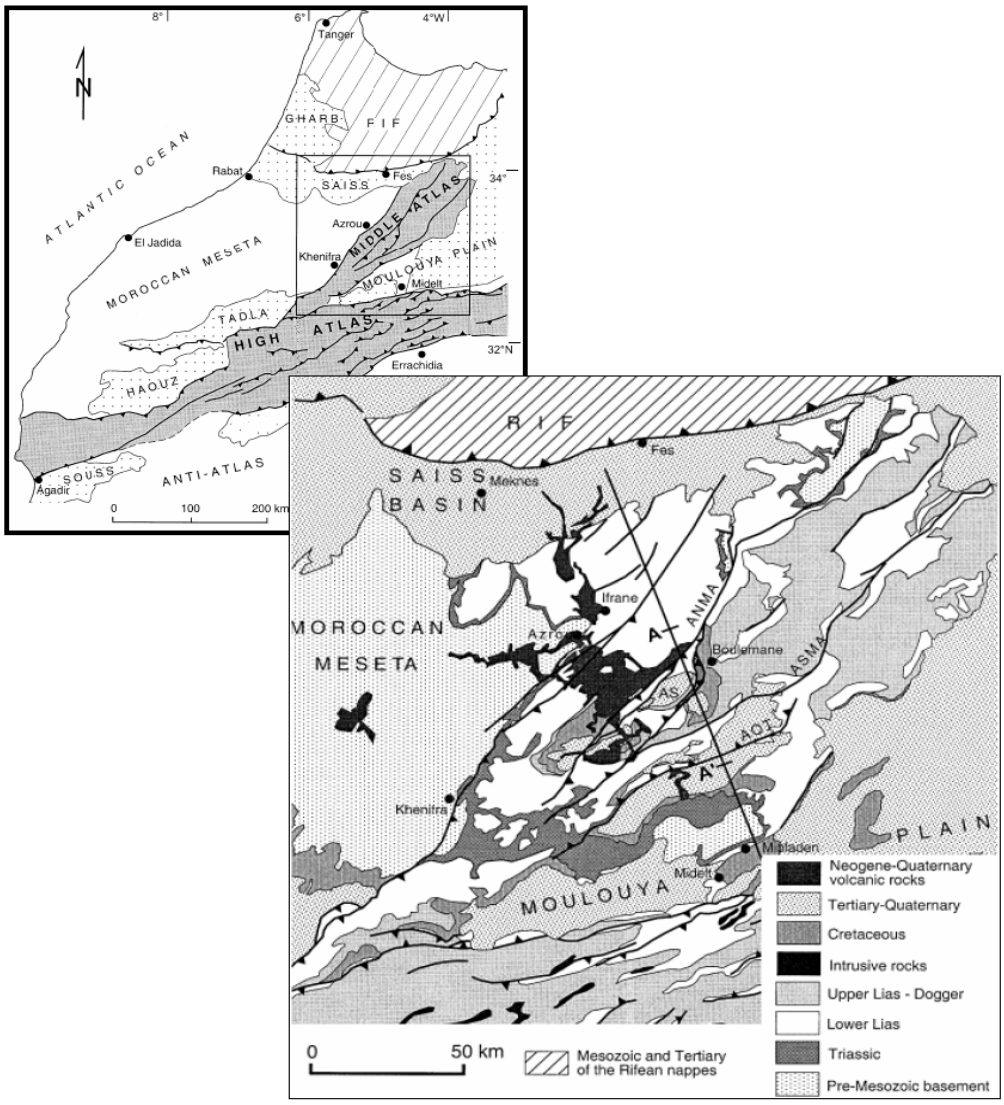


Figure II-1 : Carte structurale du Moyen Atlas (d'après Arboleya et al, 2004 in Rhoujjati, 2007).

I. 1. 1. Le socle paléozoïque

Les terrains primaires côtoient le Moyen Atlas sur sa bordure occidentale. Deux structures complexes d'orientation Sud-ouest Nord-est nivelées dans la Meseta orientale par la surface infra-triasique. Il y a le synclinorium de Fourhal surplombé par le causse d'Agourai et formé par des flyschs namuriens et de filons de dolérite hercyniennes. Et le l'anticlinorium de Kasba-Tadla-Azrou formé par des séries allant du Cambrien à la fin du paléozoïque fortement plissées et faillées. Sur la bordure du bassin permien de Khnifra, on distingue un empilement de couches de grès, de conglomérats, et d'argile datées de l'Autunien, reposant en discordance sur des séries carbonifères fortement accidentées (Martin, 1981).

Les assises paléozoïques apparaissent à l'intérieure de la chaîne moyenne atlasique sous forme de fenêtres à la faveur d'accidents tectoniques et de défoncement accusé des couches triasiques. On distingue : l'amygdale de schistes affleurant sur l'escarpement de faille

d'El-Hajeb, les pointements de quartzites de la bordure nord du Causse de Séfrou et les larges affleurements de schistes et de conglomérats du J. Kanndar, de schistes de Bsabis et d'El-Mannzal. Au Sud-est, la zone de contact entre le Moyen Atlas et les plaines de la Moulouya est caractérisée par des affleurements granitiques rattachés à un seul et même ensemble appelé dôme de Boumia (Martin, 1981). Cet affleurement comporte aussi des micaschistes et des cornéennes (Raynal, 1961) recouverts par les grés rouges de Trias.

I. 1. 2. Le Trias

Les affleurements du Trias apparaissent presque sans interruption sur toute la bordure occidentale des causses moyen-atlasiques de la vallée de Oued El-Kell prés d'Agourai à la vallée de Oued Srou. Leur épaisseur varie de façon progressive de 150 à 300 m. A l'intérieur, leur mise en relief est due soit au creusement des vallées (cas des Oueds Srou, Mererh et Chbouka) soit à l'exploitation d'accidents tectoniques par l'érosion (comme les horsts de Ouiouan et de Senoual, les anticlinaux cassés du Jbel Tichoukt au Nord, les flexures éventrées d'El-Mers à l'Ouest de Bhalil, les escarpements faillés d'El-Hajeb et de Bsabis). La plus part des accidents affectant le Lias (failles, chevauchements) sont jalonnés par des lames de Trias plus ou moins continues comme la bordure Nord du Causse d'Agourai, ou le long des rides cassées du Moyen Atlas plissé ou bien sur la crête du Tichoukt et du Tizi-n-Zid. On discerne habituellement trois faciès du Trias lorsque les affleurements sont suffisamment développés comme dans la vallée d'Oued Srou : à la base, les séries gréseuses, une épaisse couche d'argilites ou de marne rouge par-dessus, et enfin des lits de basaltes doléritiques au sommet (Martin, 1981).

a) Les séries gréseuses

Elles ne sont pas généralisées dans toute la région. Elles sont bien présentées dans le plateau de Talarine au Nord-est de Kerrouchène (Pujos, 1961). On les trouve en dehors sous forme d'affleurements furtifs prés d'Ifrane Zaouïa et d'El-Hammam, le long d'accidents d'Ait-Oufella. L'étude de ce grés montre une forte majorité de grains de quartz émoussés, mais aussi des feldspaths alcalins (Luca, 1962 *in* Martin, 1981).

b) Les argilites et les marnes rouges

Elles sont directement au contact du socle sur les escarpements occidentaux des causses. Les coupes les plus significatives sont celles d'Oued El-Kell au Sud-ouest d'Agourai et d'Ain-Louh. Ces couches argileuses renferment des bancs ou des lentilles de gypse et de sel ; le gypse affleure rarement (au Sud de la dépression de Bsabis, versant d'Oued Defali) alors que les lentilles de sel sont exploitées en plusieurs secteurs (Martin, 1981).

c) les basaltes doléritiques

Ils sont de couleur verdâtre ou brune fortement altérés en surface. Leur épaisseur totale est très variable ; elle atteint 100 m dans la corniche occidentale d'Oued Srou (Martin, 1981).

I. 1. 3. Le Jurassique

Les couches du Lias inférieur et moyen couvrent la plus grande surface du Moyen Atlas central. Dans les Causses, elles recouvrent la quasi-totalité de la topographie et ne sont voilées que par les épanchements basaltiques et les formations quaternaires. Alors que dans le Moyen Atlas plissé, le Lias affleure sur des surfaces plus réduites sous forme d'armature sur les anticlinaux. De point de vue faciès, le Lias est formé par des roches carbonatées, dolomies, calcaires dolomitiques et calcaires (Martin, 1981).

a) Les dolomies du Lias inférieur

Les couches dolomitiques du Lias inférieur reposent en concordance probable sur le Trias (Colo, 1961 in Martin, 1981). Elles couvrent les surfaces les plus étendues notamment dans les Causses d'Agourai, de Sefrou et dominent largement les Causses d'El-Hajeb, d'Imouzzère, d'El-Mannzel, d'Amkla et d'Ifrane. Leur faciès varie d'un point à l'autre de la chaîne. Dans le Causse d'Ifrane, Colo (1952), distingue trois faciès principaux : les dolomies sableuses résultant d'un broyage tectonique à la base, recouvertes par des dolomies massives et au dessus des dolomies litées.

b) La dominante calcaire du Lias moyen

Les affleurements du Lias moyen occupent une surface moins importante que les dolomies du Lias inférieur. Ils présentent une stratification bien visible. On les trouve dans les fonds et les flancs des cuvettes synclinales (synclinal d'Ifrane) ou masqués par des terrains plus récents (Iguère-Aourarh, synclinal de Ain Kahla, J Tichoukt, Serrhina, hamda). Les calcaires du Lias moyen sont habituellement très fossilifère et de couleur grise claire, beige, bleuté ou exceptionnellement noirâtre (Martin, 1981).

I. 1. 4. Le Crétacé

Les formations Crétacées sont strictement limitées aux aires synclinales du Moyen Atlas plissé et à la bordure des plaines de la Moulouya. Les assises de la base attribuées au Crétacé moyen reposent en discordance angulaire sur un substratum varié. Les séries du Crétacé moyen et supérieur sont formées en général par la superposition de dalles calcaires marneuses séparées ou non par des couches marneuses blanches, grises ou roses.

I. 1. 5. Le Paléogène

Les affleurements paléocènes apparaissent seulement dans le versant nord d'El-Koubbate d'après Rahhali, 1971. La coupe montre une superposition de calcaires sublithographiques, grés friables jaune clair à passées marno-gréseuses, gros bancs de gypse blanc et argile rouge (Martin, 1981).

Les formations éocènes affleurent largement dans la région centrale du Moyen Atlas en discordance intraformationnelle direct sur le Crétacé. Il s'agit d'une série rythmée de marno-calcaires et de marnes roses et blanches coiffées par une couche calcaire plus épais ; au dessus affleurent des marnes rouges gypseuses minces, recouvertes par un niveau de dalles de calcaires à silexites (Martin, 1981).

I. 1. 5. Le Néogène

Les formations marines et continentales néogènes occupent une place respectable au sein du Moyen Atlas central mais surtout dans les régions bordières, plaines du Sais et Haute Moulouya. Les formations marines miocènes caractérisent le sillon sud-rifain qui sépare le domaine rifain de Meseta des Causses moyen-atlasique. On les trouve aussi tout au long des piémonts nord des Causses sous forme de faciès marneux sableux ou gréseux calcaire localement conglomératiques. Les formations continentales sont représentées par deux calcaires lacustres : Le calcaire lacustre inférieur (daté du Pliocène inférieur) affleure en coupe sur la bordure nord du plateau Meknès et constitue le substratum du Sais de Fès et le calcaire supérieur de Meknès, blanc et carié, appartenant au Pliocène supérieur.

I. 1. 6. Les formations quaternaires

Dans son ensemble, le Moyen Atlas n'est pas riche en dépôts quaternaires. Ses montagnes n'ont pas conservé de traces de glaciations mais seulement les dépôts périglaciaires de deux périodes froides (Martin, 1981). Sur toute la superficie du Moyen Atlas, seulement les formations tensiftiennes, soltaniennes et rharbiennes sont observées. D'une façon générale le faciès de ces trois périodes concordent avec les descriptions habituelles : le Rharbien est une basse terrasse grise, le Soltanien, une terrasse rose ou rouge et le Tensiftien est caractérisé par des brèches de versants et des matériaux de terrasses très consolidés, surmontées d'une croûte (Martin, 1981).

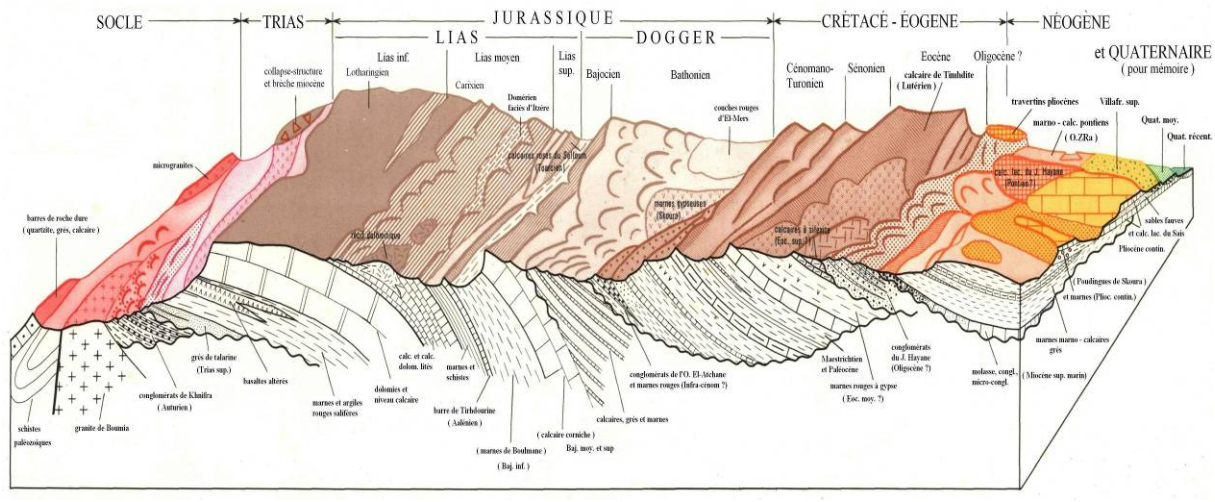


Figure II-2 : Bloc diagramme théorique représentant la lithostratigraphie du Moyen Atlas (d'après Martin, 1981).

I. 1. 6. Le volcanisme quaternaire

Un volcanisme quaternaire important, de direction perpendiculaire NW SE recouvre une assez grande surface du centre du Moyen Atlas (Benkaddour, 1993). Les coulées basaltiques se présentent sous plusieurs formes et sont pour la plupart très bien conservées (Saaïdi, 1987). Les plus anciennes datent du pléistocène inférieur. Les plus importantes émissions (plateau d'Azrou, plaine et vallée de Guigou), sont antérieures au Tensiftien.

Sur le Causse et les plateaux, s'étalent de vastes cheires au-dessus desquelles s'érigent des cônes réguliers ou égueulés (Koudiat d'Ifrane ; Jbel Hebri ; volcan de Timhdite). On trouve également des diatrèmes et caldeiras"lechmine"(comme le diatrème de Michlifène, creusé dans le Lias, avec quelques placages de brèches volcaniques ; la caldeira du Lechmine n'Ikettane, ouverte dans un empilement de brèches et de coulées). Ces diatrèmes et caldeiras sont le résultat de phénomènes explosifs (Michard, 1976).

Une particularité curieuse du volcanisme du Moyen Atlas est la présence de groupes de dépressions abruptes circulaires de 10 à 50 m de diamètre moyen, pour quelques mètres de profondeur. Ces trous qui parsèment la surface des coulées volcanique sont attribués, soit à des effondrements du toit de tunnels de laves (comme Chedifate, Ifri-Ouska), soit à l'évolution karstique des plateaux sous-jacents, par effondrement à l'aplomb de dolines (Benkaddour, 1993).

I. 2. Grands ensembles structuraux

Le Moyen Atlas s'individualise en deux grandes unités géomorphologiques et structurales de direction SW-NE : le Moyen Atlas tabulaire ou Causse moyen atlasique et le Moyen Atlas plissé (figure II-3).

I. 2. 1. Le Moyen Atlas tabulaire

Le Causse moyen atlasique se présente sous forme d'une plate-forme de structure sub-tabulaire plus faillée que plissée. De point de vue lithologique, le Causse moyen atlasique est formé principalement par une importante couverture de calcaires et de dolomies liasiques reposant sur des formations tendres (argilites) triasiques. L'ensemble est parsemé par des épanchements volcaniques épars d'âge quaternaire (Texier et al, 1985 ; Herbig, 1988). Les limites du Moyen Atlas tabulaire sont caractérisées au Nord par le sillon sud-rifain suivant la ligne de l'oued Inaoune, au Sud par la ligne de crête en rive gauche du bassin versant de l'Oum-er-Rbia, à l'Ouest par l'interruption brutale du Causse qui domine les terrains primaires de la Meseta (falaises d'Ito, d'Azrou et d'Ain-Leuh) (Benkaddour, 1993).

La relative compétence des dolomies et des calcaires liasiques a facilité la retransmission des accidents tectoniques du socle paléozoïque selon de grands alignements découpant le Causse en deux tronçons principaux orientés SW NE et une série de panneaux de moindre dimension.

a) Le tronçon Sud-ouest

Il correspond à l'ensemble des causses d'El-Hajeb, d'Imouzzère et d'Ifrane, à la partie occidentale du Causse de Séfrou, auquel s'adjoint, en appendice nord-ouest, le Causse de d'Agouraï. À l'Est, ce tronçon est limité par le grand accident du Taïliloute (appelé encore accident du Tizi-n-trettène) dont la dorsale faillée prend en écharpe toute la partie centrale du Causse, selon une direction SSW-NNE ; l'accident se poursuit vers le NE jusqu'à le Saïs oriental (Martin, 1981).

b) Le tronçon central et Nord-est

Le tronçon central et Nord-est du Causse moyen-atlasique s'étire entre l'accident du Taïliloute et l'escarpement occidental d'une part, et la zone de contact avec l'Atlas plissé d'autre part, depuis le Causse d'Aïn-Louh jusqu'aux plateaux d'El-Mennzel et de Tahala. Il comprend la région du Sebou et les Causses de Tahala et d'El-Mannzel- Ahermoumou à l'extrême Nord-est ; les Causses de Séfrou et d'Amkla à l'Est de l'accident du Taïliloute, le Causse de Guigou, le Causse d'Azrou et le Causse d'Aïn-Louh (Martin, 1981).

C'est dans le Causse d'Amkla et la partie orientale du Causse de Séfrou où se trouvent nos sites d'étude (les lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh). Ce panneau correspond à un grand quadrilatère composite très tectonisé et broyé par un réseau de failles très dense qui a donné naissance à ces lacs encore associé à des petites ondulations synclinales (Martin, 1981).

c) Les panneaux du Sud-ouest

À partir de l'accident du Mermel, les Causses du Sud-ouest dessinent une grande guirlande de plateaux moulée contre la terminaison Sud-ouest du Moyen Atlas plissé. Il comprend le Causse d'El-Hammam, le Causse d'Arhbal, le Causse de Srou et le Causse d'Ajdir. Ce dernier marque la transition vers les structures plissées (Martin, 1981).

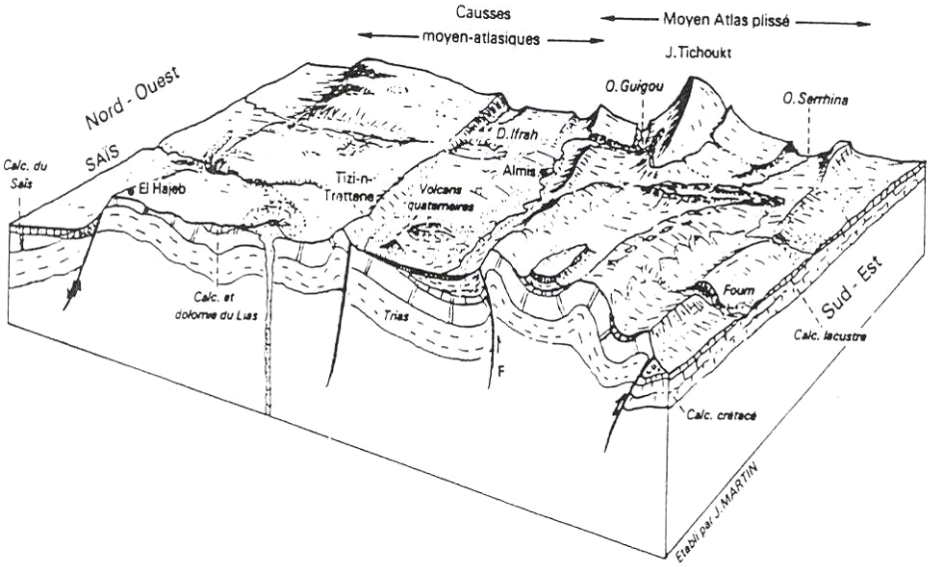


Figure II-3 : Bloc diagramme montrant l'opposition entre les causses et le Moyen-Atlas plissé (d'après Martin et al. 1964 : in : Lecompte, 1986 et Benkaddour, 1993).

I. 2. 2. Le Moyen Atlas plissé

À demi-ceinture par le Causse, le Moyen Atlas plissé forme toute la frange Sud-est et orientale de la chaîne moyen atlasique. Cette partie de la chaîne comprend les terres les plus élevées : Jbel Bounacer, 3340 m d'altitude à l'Est dominant la plaine de la haute Moulouya et Jbel Moussa ou Salah, 3190 m d'altitude dans le domaine de Bou Iblan (Dresnay, 1988). Martin (1981) distingue trois grands ensembles structuraux marqués tant par le style tectonique que par leurs faciès sédimentaires ; ce sont les synclinaux cloisonnés du centre, les plis de la bordure Sud-est et l'anticlinal du Jbel Tichouct avec ses synclinaux bordiers.

a) Les synclinaux cloisonnés du centre

Ils sont composés :

- du synclinal de Bekrit-Timhdite, étiré sur environ 70 km du Sud-ouest au Nord-est. Ce domaine présente une structure dissymétrique bien visible entre le volet Nord-ouest très épanoui et le volet Sud-est où les séries sont amincies et laminées sous l'effet essentiel du jeu tectonique de la première ride anticlinale (Martin, 1981) ;
- de la première ride anticlinale qui correspond à des paléoreliefs anté-crétacés redressés et déversés par les rejeux tectoniques (Martin, 1981) ;

- de l'air synclinal de Bou-Angar–Ain-Nokra et les dômes transverses, situés au Sud-est de la première ride anticlinale où s'allongent parallèlement du Sud-ouest au Nord-est ;
- du sillon tectonique de l'Oued Zad à l'Oued Malah qui s'étire en un couloir plus ou moins déprimé dont l'origine est structural. Il correspond à la zone de l'accident Moyen-atlasique;
- et du synclinal méridien de Tirhboula (Oudiksou), fortement tectonisé, et séparé de celui d'Aïn-Nokra par la faille Moyen-Atlasique et par la deuxième ride anticlinale (Colo, 1961 *in* Herbig, 1988).

b) Les plis de la bordure Sud-est

Cette frange Sud-est constitue avec les plaines de la Moulouya un domaine de largeur irrégulière, limité par le sillon du Zad (ou accident Moyen-atlasique), la branche de Taourech et le synclinal d'El-Mers. Deux tronçons peuvent être distingués : le tronçon Sud-ouest de Talarine à Taouerda et le tronçon Nord-est de Taouerda au Jbel Serrhina (Martin, 1981).

c) L'anticlinal de Jbel Tichouct et ses synclinaux bordiers

Cette région constitue la marge orientale du domaine atlasique. Elle est limitée au Sud par la ride du Jbel Serrhina, à l'Ouest par le synclinal de Traboulas et au Nord et Nord-ouest par les Causses. Étendue sur prés de 12 000 km^2, elle est caractérisée par la dimension de ses unités structurales, par la vigueur du plissement, par l'épaisseur de la sédimentation du Dogger mais aussi par l'absence de toute trace de formation crétacées et paléogènes (Martin, 1981).

I. 3. Contexte géologique local des sites d'étude

I. 3. 1. Lithologie

Le Causse d'Amkla où se trouve les sites lacustre étudiés est essentiellement dominée par le faciès dolomitique et calcaro-dolomitique attribués au Lias inférieur et moyen reposant en concordance probable sur des formations tendres (argilites) du Trias (Colo, 1961). Ces dernières n'apparaissent que sous forme d'une petite fenêtre au Sud-ouest du lac Ifrah. On distingue deux types d'affleurement dolomitiques : la dolomite sableuse à la base du Lias et la dolomite compacte plus réduite, passant localement à des calcaires dolomitiques. Les calcaires francs couvrent des superficies peu étendues. Il s'agit de pénéplaines éocènes qui affleurent essentiellement au Sud-est de J. Ich-Amellal et des surfaces partiellement miocènes qui couvrent en partie le plateau de Dahar qui domine le lac Ifrah par une corniche au sud-est mais jalonnent essentiellement le syclinales de l'Oued El-Kanntra du Nord au Sud jusqu'au lac Hachlaf (figure II-4) (Martin, 1964). Les formations quaternaires sont très réduites et se présentent sous forme d'alluvions, de colluvions et des cônes de déjection fluvio-lacustres qui

descendent vers les fonds des dépressions occupées généralement par les lacs en question. Des tufs et des travertins pliocènes et quaternaires sont présentent au Nord du lac Afourgagh et au Nord-est du lac Aoua (figure II-4).

Les formations lithologiques sont caractérisées par une structure sub-tabulaire plus faillée que plissée. La région est parcourue par un réseau de failles dont l'orientation la plus fréquente est SW-NE.

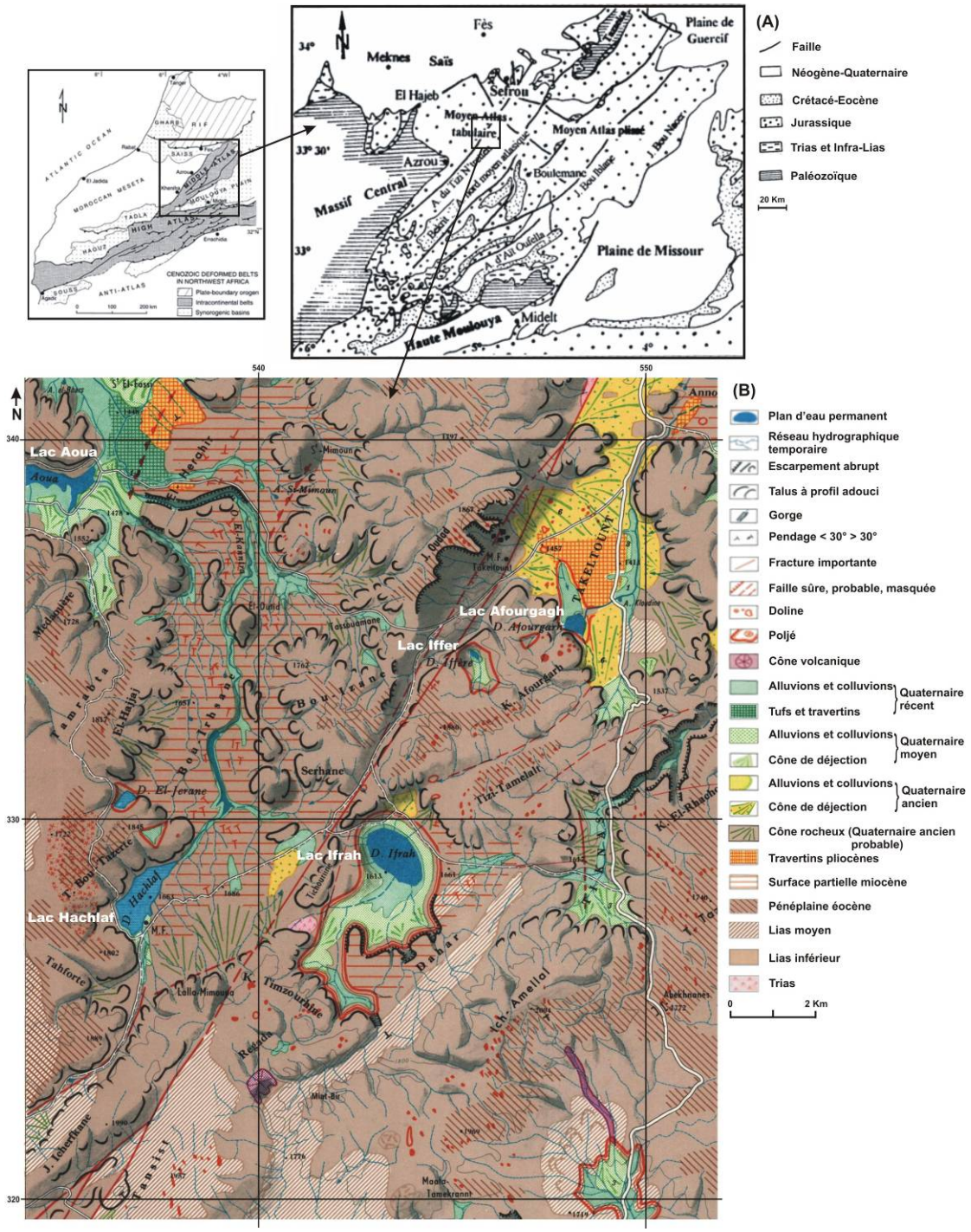


Figure II-4 : A : Carte géologique simplifiée du Moyen Atlas (d'après la carte géologique du Maroc au 1/1 000 000). B : Carte géomorphologique du Moyen Atlas central (région de Sefrou au 1/1 000 000) et localisation des sites d'étude (d'après Martin, 1981).

I. 3. 2. Histoire tectono-karstique des bassins lacustres étudiés

Le Moyen Atlas est le siège d'une activité tectonique, néotectonique et sismique importante (Michard, 1976 ; Ramdani et Tadili, 1985 ; Charriere, 1990 ; Hinaje et Ait Brahim, 2001 et 2002). Cette activité s'est manifestée à la fois dans le Causse moyen atlasique et dans le Moyen Atlas plissé par différents marqueurs microtectoniques (failles striées, failles cachetées, stylolithes, fente de tension…) et probablement par l'installation d'un ensemble de bassins fluvio-lacustres et travertineux (Hinaje et Ait Brahim, 2002).

a) Le cas du lac Ifrah

Le creusement karstique de surface a fonctionné conjointement avec les mouvements tectoniques depuis la fin du tertiaire et au cours du quaternaire pour donner naissance au lac Ifrah. La cuvette a une profondeur de 45 m environ et mesure 2 km de l'est à l'ouest et 5 km du nord au sud (Martin, 1981). Le lac Ifrah est encadré par un réseau de failles. La première à orientation N 140° présente un premier jeu normal et un deuxième jeu décrochant dextre. Au sud et au nord, le lac est limité par des failles normales de direction ENE-WSW. Le côté ouest est caractérisé par la zone de passage de l'accident de Tizi N'Tretten orienté N 030°, et présentant un premier jeu normal et un deuxième jeu décrochant senestre. Les failles les plus récentes sont subméridiennes à jeu normal (figure II-5). La forme subarrondie du lac est dû à l'intervention des jeux normaux de toutes ces failles depuis le Miocène supérieur jusqu'au Quaternaire récent (Hinaje et Ait Brahim, 2002) (figure II-5).

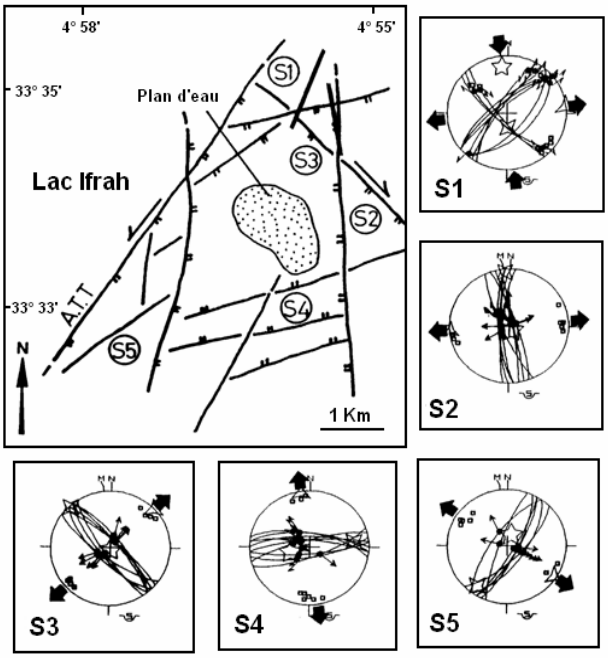


Figure II-5 : Carte structurale du lac Ifrah et paléocontraintes identifiées (d'après Hinaje et Ait Brahim, 2002). A. T. T. : accident de Tizi N'Tretten S1, S2, S3, S4 et S5 : sites de mesures microtectoniques et stéréogrammes.

b) Le cas du lac Iffer

Le lac Iffer s'encaisse dans une doline de 35 m de profondeur à partir du seuil et qui mesure 1,5 km de diamètre. Le creusement karstique de la cuvette a bénéficié de la présence de fractures mais a été freiné ensuite par l'affleurement des dolomies sableuses sous la série des dolomies massives ce qui laisse penser à une sorte d'épigénie karstique (Martin, 1965).

c) Le cas du lac Afourgagh

La cuvette de Takeltount où se trouve le lac Afourgagh est considérée comme la plus grande dépression de la région. Ses dimensions font 6×5 km. Caractérisée par une dissymétrie d'origine structurelle, la cuvette est occupée dans sa majeure partie par des cônes de déjection et des formations travertineuses (Martin, 1965). L'évolution tectono-karstique de cette cuvette est complexe. Le premier effondrement est dû au jeu normal de la faille bordière SW, de direction N 130° (figure II-6). Elle est marquée par une karstification très intense en relation avec une circulation des eaux souterraines du sud vers le nord. La deuxième famille de failles normales est orientée ENE-WSW, constituant les bords nord et sud de la dépression. Au quaternaire ancien et moyen, l'accident de Tizi N'Tretten a rejoué en faille normale en accentuant ainsi l'effondrement vers le sud-est. Ce jeu est enregistré par les premiers dépôts fluvio-lacustres. Cet accident présente au quaternaire moyen et récent un jeu décrochant senestre. Les dernières failles qui influencent la géométrie du bassin sont orientées NNW-SSE à N-S dont le jeu est normal (Hinaje et Ait Brahim, 2002).

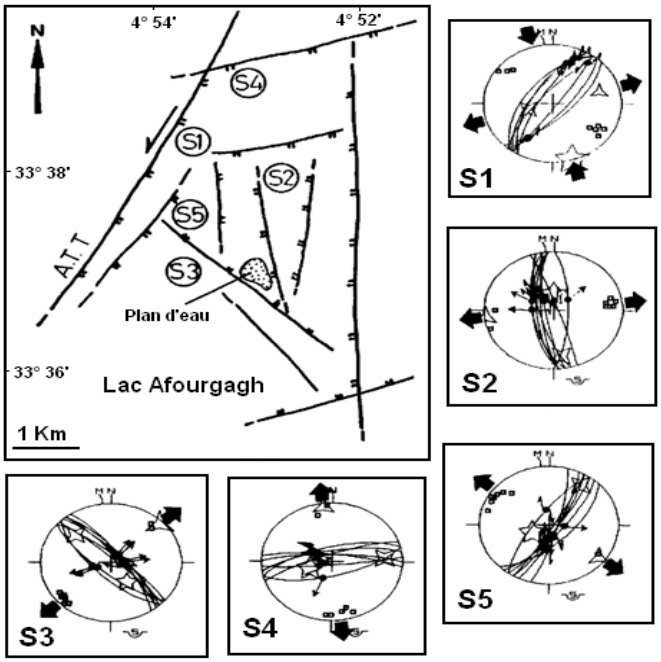


Figure II-6 : Carte structurale du lac Afourgagh et paléocontraintes identifiées (d'après Hinaje et Ait Brahim, 2002). A. T. T. : accident de Tizi N'Tretten S1, S2, S3, S4 et S5 : sites de mesures microtectoniques et stéréogrammes.

II. Cadre climatique

Le Maroc, bordant à la fois l'Atlantique, la méditerranée occidentale et le Sahara, constitue avec son ossature montagnarde rifaine et atlasique une zone d'intersection où la plupart des variétés du climat méditerranéen sont représentées. Le Moyen Atlas central, par son altitude, sa situation géographique et son exposition aux influences océaniques, est caractérisé généralement par un climat humide et froid classé comme climat méditerranéen de montagne (Martin, 1981).

II. 1. Précipitations

Le Moyen Atlas est une masse de haute terre plus arrosée que les bas pays voisins (figure II-7). Ses escarpements, qui s'étalent entrent 1200 et 2000 m dans les Causses et culminent jusqu'à 3300 m environ dans le Moyen Atlas plissé, constitue une barrière orographique face aux perturbations d'origine océanique. Par temps instable, ces barrières permettent le déclenchement des précipitations pluviales ou neigeuses par ascendance orographique d'air humide.

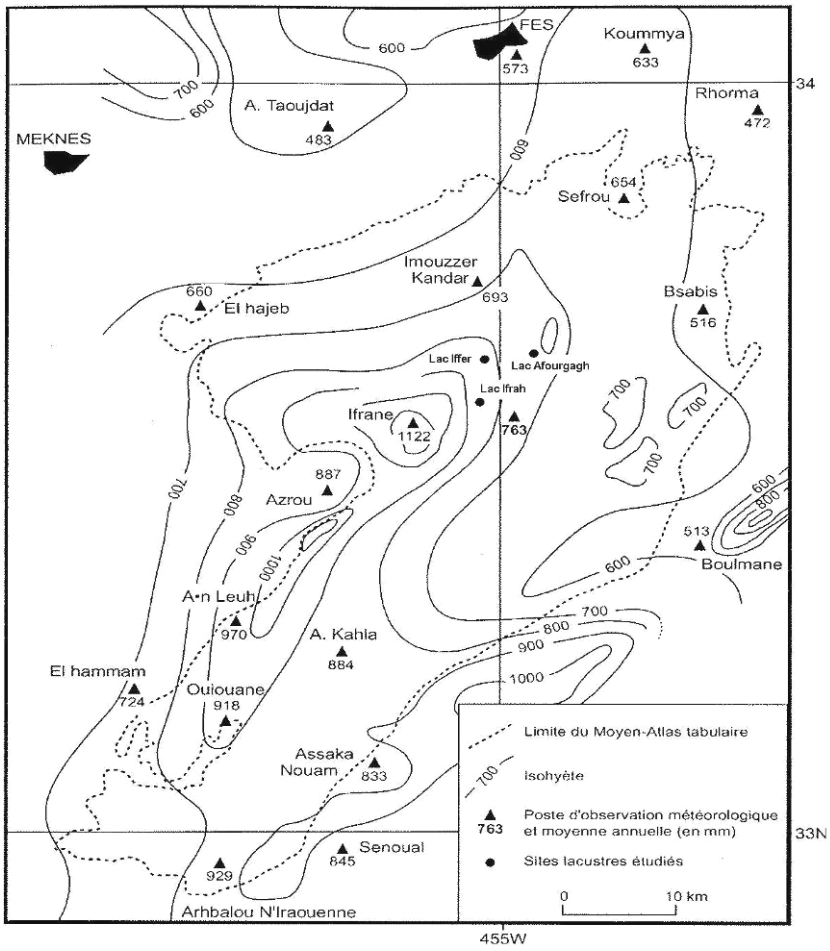


Figure II-7 : Carte des isohyètes du Moyen Atlas central pour la période 1933-1963 (d'après Kabbaj et Combe, 1977).

II. 1. 1. La répartition spatiale des précipitations

La figure II-7 montre des contrastes bien marqués des précipitations, principalement à l'ouest et au nord-ouest. Les isohyètes sont calquées sur les premiers reliefs du Causse contre lesquels viennent buter les perturbations de secteur ouest générateurs de précipitations en saison froide (Martin, 1981).

Dans les bas-pays voisins les précipitations ne dépassent pas 700 mm (stations Khnifra, Meknès et Fès). Au niveau des premiers reliefs, les précipitations sont sensiblement plus élevées (stations d'El-Hajeb, Imouzzère, Séfrou, Azrou, El-Hammam). Au dessus de ces stations, les précipitations deviennent plus importantes (stations d'Ifrane, Toumliline, Ouiouane, Senoual). Dans les Causses du nord-ouest, l'accroissement des précipitations est relativement faible. C'est le cas des stations situées en positions d'abris (Martin, 1981) (Stations Dayat Aoua et Dayat Hachlaf) (tableau II-1).

Tableau II-1 : Précipitations moyennes annuelles (P m a) et température minimale du mois le plus froid (T min) de quelques stations du Moyen Atlas central. * relevés d'après Martin, 1981 ; ** relevés d'après Lecompte, 1969.

Stations	Altitude (m)	P m a (mm)	T min (°C)
Khnifra	830	666* ; 660**	+1,5**
Meknès	530	573* ; 570**	+4,9**
Fès	415	573* ; 540**	+4,5**
El-Hajeb	1050	655*; 660**	+2,7**
Imouzzère	1440	693* ; 690**	-0,1**
Séfrou	850	827* ; 600**	+3,2**
Azrou	1250	827* ; 830**	+2,6**
El-Hammam	1440	730* ; 680**	0,0**
Toumliline	1550	1043* ; 1050**	-0,7**
Ifrane	1650	1122* ; 1120**	-4**
Ouiouane	1635	918* ; 950**	—
Senoual	2000	845*	—
Dayat Aoua	1510	624* ; 620**	-2,3
Dayat Hachlaf	1760	666* ; 660**	-3,8
Boulmane	1600	513* ; 550**	-3,5
Bsabis	1385	516* : 500**	—

Au contraire, l'escarpement d'Azrou fait figure de barrière orographique et les précipitations dépassent 1000 m dans le Causse d'Ifrane et une partie du plateau d'Azrou. En

se dirigeant vers l'intérieur des Causses en direction du Moyen Atlas plissé, les précipitations diminuent rapidement. La dégradation puis la disparition progressive de la cédraie remplacée par l'iliçaie puis par la steppe d'armoise marque la tendance du climat vers des conditions plus arides.

Cependant, les premiers chaînons du Moyen Atlas plissé sont le domaine de nouvelles formations nuageuses qui déclenchent des précipitations sur les barrières orographiques pouvant dépassées 1000 m (Martin, 1981). En position d'abris, on trouve des îlots d'aridité qui se localisent derrière les couloirs (station de Boulmane et de Bsabis) (tableau II-1).

II. 1. 2. Le régime pluviométrique

Le régime des précipitations dans le Moyen Atlas Central est de type méditerranéen. Quels que soient les secteurs, les précipitations s'étalent de septembre à juin. Le mois le plus pluvieux est presque toujours décembre, de manière plus nette dans les stations du nord-ouest et de l'ouest. La pluviométrie est marquée généralement par deux maximas novembre-décembre ou décembre-janvier et mars-avril comme le montre la station d'Ifrane (la figure II-8). La saison d'été est marquée dans toutes les stations par des minimas de précipitations. Juillet et août correspondent à deux mois relativement secs (figure II-8). Il s'agit de pluies orageuses, très fréquentes au-dessus de 1600 m et notamment sur les chaînons du Moyen Atlas plissé. Les averses sont concentrées et brutales, pouvant déclencher des écoulements même dans les vallées sèches et des processus de ravinement spectaculaire (Martin, 1981).

Le calcul d'un certain nombre d'indices et de paramètres du climat méditerranéen pour la station d'Ifrane durant la période 1995-2006 (tableau II-2) montre que :

- D'après le coefficient d'Angot (décrit par Taleb, 1992), qui donne le régime pluviométrique saisonnier, on constate que l'indicatif saisonnier (I S) dans la plupart des cas est de type H. P. A. E (Hiver, Printemps, Automne, été) caractérisant le climat méditerranéen typique (Musset, 1935 in Atmani et al, 2004) et ceci pour les années 1995, 1996, 1998, 2001, 2004 et 2006. Les années 1997, 1999, 2000 et 2003 sont caractérisées par un indicatif saisonnier H. A. P. E. En 2002 où les précipitations ont été très faibles en hiver (figure II-8), l'indicatif saisonnier est de type A. P. H. E alors qu'en 2005 il est de type A. H. P.E.

- Le classement de la continentalité totale définie par la continentalité thermique (C T) et pluviale (C P) dans le tableau de discrimination des climats méditerranéens établi par Daget (1968, 1977) montre que le climat de la région d'Ifrane est de type méditerranéen océanique. Ce qui prouve l'influence directe des courants océaniques d'origine atlantique sur les façades occidentale du Moyen Atlas.

II. 1. 3. L'enneigement

Une bonne partie des précipitations dans le Moyen Atlas, parvient au sol sous forme de neige à partir de 1400 m. les chutes les plus importantes se répartissent en décembre Janvier et février (Noin, 1961 in Martin, 1981). La majorité des chutes de neige s'effectuent avec des températures modérées, entre -2° et + 1° à basse altitude, de -5° à -6° à 2000 m (Pujos, 1966). La répartition des précipitations neigeuses est contrôlée essentiellement par l'exposition des versants surtout dans les zones de transitions (Martin, 1981). Les crêtes du Moyen Atlas plissé restent les secteurs qui connaissent l'enneigement le plus prolongé.

II. 2. Température

Les températures moyennes dans le Moyen Atlas central se tiennent entre 3°C et 16°C. Tous comme les précipitations, les températures sont sensiblement influencées par l'altitude moyenne du massif. Les températures sont relativement plus basses par rapport aux régions voisines et confèrent à la région une allure de climat tempéré (Benkaddour, 1993). La température moyenne annuelle sur l'ensemble des Causses est de 12°C (Kabbaj et Combe, 1977 in Benkaddour, 1993). Des valeurs voisines sont observées dans quelques stations du Moyen Atlas plissé.

II. 2. 1. La température hivernale

L'influence des températures de la saison froide est importante aussi bien du point de vue biogéographique que morphologique (Martin, 1981). Le mois le plus froid est généralement janvier et plus rarement décembre.

En admettant d'après Martin (1981) que les mois à m < 4°C sont des mois froids. La saison froide dans le Moyen Atlas central peut durer deux mois jusqu'à six mois. Par effet de la continentalité, les températures croissent d'ouest en est. Ce réchauffement peut être modulé, par temps fortement perturbé, sous l'effet de foehn qui provoque de gros écarts thermiques. Par temps faiblement perturbé, les écarts sont plus légers (Martin, 1981).

Les températures les plus basses interviennent par temps anticyclonique et c'est janvier qui détient le record du nombre moyen de jours de gel. C'est à ce mois que sont enregistrées les températures minimales absolues. Pujos (1966) cite les valeurs de -18,4°C à Aïn-Kahla, -23,0°C à Toumliline, -29,8°C au cratère de Michlifène.

Les cuvettes fermées du Moyen Atlas (dolines, cratères) sont le domaine d'inversion thermique particulière. Les mesures faites par Pujos sur les bords et au fond du cratère de Michlifène montrent que les minimas peuvent atteindre au fond (1900 m), chaque hiver, -

25°C ou plus. Les températures relevées prés du sommet (2025 m) sont plus élevées de 10 à -23°C. Cette inversion thermique et l'accumulation d'air froid dans les fonds des cuvettes créent des conditions écologiques et morphologiques bien particulière.

II. 2. 2. La température estivale

Les moyennes mensuelles des maximas et des minimas montrent bien l'atténuation du gradient altitudinal : les journées sont presque aussi chaudes à Ifrane (1635 m) 30,7°C qu'à Meknès (530 m) 32,7°C. Par contre, les températures nocturnes suivent fidèlement les différences d'altitude. Deux autres facteurs influencent la température estivale :

- L'effet de cuvette où l'amplitude thermique est forte comme le cas de la ville de Khnifra M-m = 20°C environ ;
- L'effet de la continentalité, moins marqué que l'effet de cuvette (comme entre Ifrane et Itzère).

La relative homogénéité des maximas des mois d'été a pour origine l'extension de hautes pressions stables sur tout le pays. Ce qui explique l'importance de l'évaporation estivale. Bentayeb et Leclerc (1977) estiment que sur une moyenne de 730 mm tombés sur les Causses du nord, 510 mm/an sont évaporées et seulement 220 mm s'infiltrent ou ruissellent (Martin, 1981).

Tableau II-2 : Le coefficient pluviométrique d'Emberger Q, l'indice de sécheresse estivale de Giaccobe-Emberger S, la continentalité thermique C T, la continentalité pluviale C P et l'indicatif saisonnier I S de la station d'Ifrane pour la période 1995-2006. H : hiver, P : printemps, A : automne, E : été.

Année	Q	S	C T	CP	I S
1995	98,76	2,10	6,39	0,18	H. P. A. E
1996	257,16	3,29	3,92	0,18	H. P. A. E
1997	150,89	1,25	5,30	0,34	H. A. P. E
1998	78,08	1,17	6,96	0,29	H. P. A. E
1999	81,59	0,69	6,98	0,39	H. A. P. E
2000	84,65	0,97	7,25	0,48	H. A. P. E
2001	77,43	0,37	7,19	0,19	H. P. A. E
2002	136,66	1,12	6,69	0,31	A. P. H. E
2003	136,85	1,74	5,64	0,24	H. A. P. E
2004	93,08	1,37	6,33	0,50	H. P. A. E
2005	65,26	2,17	7,44	0,38	A. H. P. E
2006	89,58	2,84	6,22	0,30	H. P. E. A

Tableau II-3 : Définitions et formules de calcul des paramètres caractérisant le climat méditerranéen.

Paramètres climatiques	Formules
Q : Coefficient pluviométrique d'Emberger	**$Q = (2000\ P) / (M^2 - m^2)$** P : Précipitations moyennes annuelles en mm ; M : Température moyenne maximale mensuelle du mois le plus chaud ; m : Température moyenne minimale mensuelle du mois le plus froid. M et m sont exprimés en degrés absolus.
S : Indice de sécheresse estival de Giaccobe-Emberger	**$S = PE / M$** PE : Précipitation estivale en mm ; M : Température moyenne maximale mensuelle du mois le plus chaud en degré °C
CT : Continentalité thermique définie par la concentration de la température estivale, évaluée par le coefficient de Gorzinski et modifié par Daget, 1968	**$CT = [1{,}7\ A / \sin (a + 10 = 9\ h)] - 14$** a : Latitude ; h : Altitude en km ; A : Amplitude thermique moyenne annuelle en degré °C.
CP : continentalité pluviale définie par la concentration estivale des précipitations (Daget, 1968). Exprimée par le rapport des coefficients pluviométriques relatifs mensuels (C. P.R. M) des six mois les plus chauds sur la somme des C. P.R. M des six mois les plus froids.	**$CP = \sum$ C. P.R. M. $^{(*)} / \sum$ C. P.R. M. $^{(**)}$** (*) des six mois les plus chauds ; (**) des six mois les plus froids. Le C. P.R. M. d'un mois quelconque se calcule de la façon suivante : **C. P.R. M. du mois du rang i = 365 Pi / ni P** P : Précipitations moyennes annuelles en mm ; Pi : précipitation du mois du rang i ; ni : nombre de jours du mois de rang i.
IS : indicatif saisonnier, évalue le régime pluviométrique saisonnier et défini en calculant le coefficient d'Angot CA (décrit par Taleb, 1992)	**$CA = (PS / PA).\ K$** CA : coefficient d'Angot ; PS : pluviométrie saisonnière ; PA : pluviométrie annuelle ; K : coefficient correctif égal à 1000/247 pour l'hiver, 1000/252 pour le printemps et l'été et enfin 1000/249 pour l'automne. Les précipitations mensuelles sont classées en quatre valeurs saisonnières : l'hiver (décembre, janvier, février), le printemps (mars, avril, mais), l'été (juin, juillet, août), l'automne (septembre, octobre, novembre). Après le calcul du coefficient d'Angot, les saisons sont classées par ordre décroissant de ce coefficient.

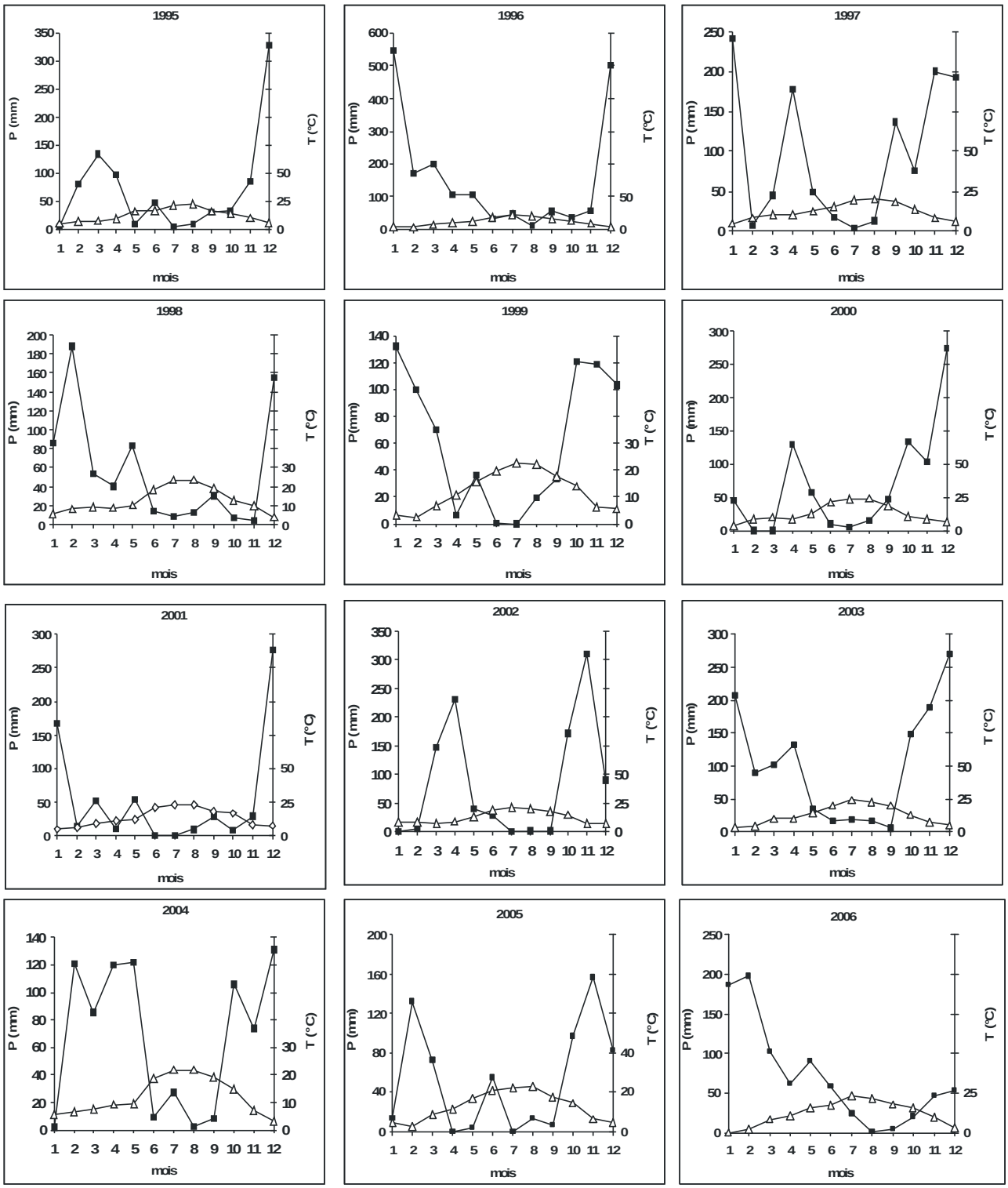


Figure II-8 : Diagrammes ombrothermiques de la station d'Ifrane-aviation (1663 m) pour la période 1995-2006.

II. 3. Ambiance climatique locale des sites d'étude

La région des Dayates où se trouvent les sites d'étude fait partie d'un secteur relativement bien arrosé du Causse moyen-atlasique. Sensiblement mois humide que la région

d'Ifrane qui reçoit plus de 1000 mm de précipitation par an, elle est cependant plus arrosée que la partie orientale du Causse : plateau d'Amekla et du moyen Guigou (Martin, 1964).

Aucune station météorologique ne se trouve dans notre zone d'étude. La maison forestière de Dayat Hachlaf, situé au Sud-ouest, relève une moyenne annuelle de 666 mm. Situé en position d'abris aux vents d'Ouest par les hauteurs dépassant les 1800 m, la station de Dayat Hachlaf peut être considérée comme étant moins arrosée que la majeure partie de la moitié occidentale où se trouvent les lacs étudiés. La zone peut recevoir une tranche d'eau bien supérieure à 900 mm/an au cours des années humides. Le climat est subhumide à hiver froid. En schématisant, on pourrait dire que la pluviométrie, approchant 1000 mm au Sud-ouest et au Sud, décroît un peu vers le nord et surtout vers l'est, et diminue notablement dans les cuvettes (Martin, 1964).

La période des pluies s'étend de novembre à avril. En été, des orages suivis d'averses peuvent se déclencher comme nous l'avons constaté au cours de nos missions de terrain.

L'enneigement est fréquent et plus durable sur les hauteurs méridionales (Regada, Jbel Ich-Amllal) que dans Jbel Bou-Izane et le secteur Nord. Éphémère entre 1400-1480 m d'altitude, la neige tombe chaque année, sauf exception, à partir de 1800 m (Noin, 1961). La température moyenne varie de 3 à 16°C.

Les températures minimales sont enregistrées de septembre à juin (Martin, 1981). Le mois le plus froid est généralement janvier. Des phénomènes d'inversion thermique se créent au fond des dépressions par l'accumulation d'air froid au cours des périodes de gèle.

III. Cadre hydrologique

Le Moyen Atlas est considéré à juste raison comme le "château d'eau" du Maroc. Les deux plus importants fleuves du pays y prennent naissance : L'Oum-er-Rbia (555 km) et Sebou (458 km) auxquels s'ajoutent Oued Moulouya (Martin, 1981). Cette caractéristique est due d'une part, à la pluviométrie bien élevée du Moyen Atlas central et d'autre part à la nature hydrogéologique des terrains caractérisés essentiellement par une très forte rétention karstique dans les assises jurassique (Martin, 1981).

Le Moyen Atlas se réparti en trois bassins hydrographiques d'importance inégale : le bassin hydrographique d'Oued Sebou, d'Oum-er-Rbia et de Moulouya (figure II-9). On s'intéresse plutôt au premier où se trouve notre site d'étude.

Le bassin hydrographique de Sebou (39 000 Km^2) englobe presque la totalité des Causses du centre et du Nord ainsi que la majeure partie du Moyen Atlas plissé.

Oued Guigou constitue la branche supérieure la plus longue de Oued Sebou, appelé communément le haut Sebou. Il se rassemble dans la cuvette de Skoura avec l'oued Serrhina-Maassère pour former oued Mdez. Ce dernier devient Sbou à partir de l'énorme exsurgence de l'Aïn-Sebou située dans les gorges à l'aval de la confluence avec l'oued Zloul (Martin (1981).

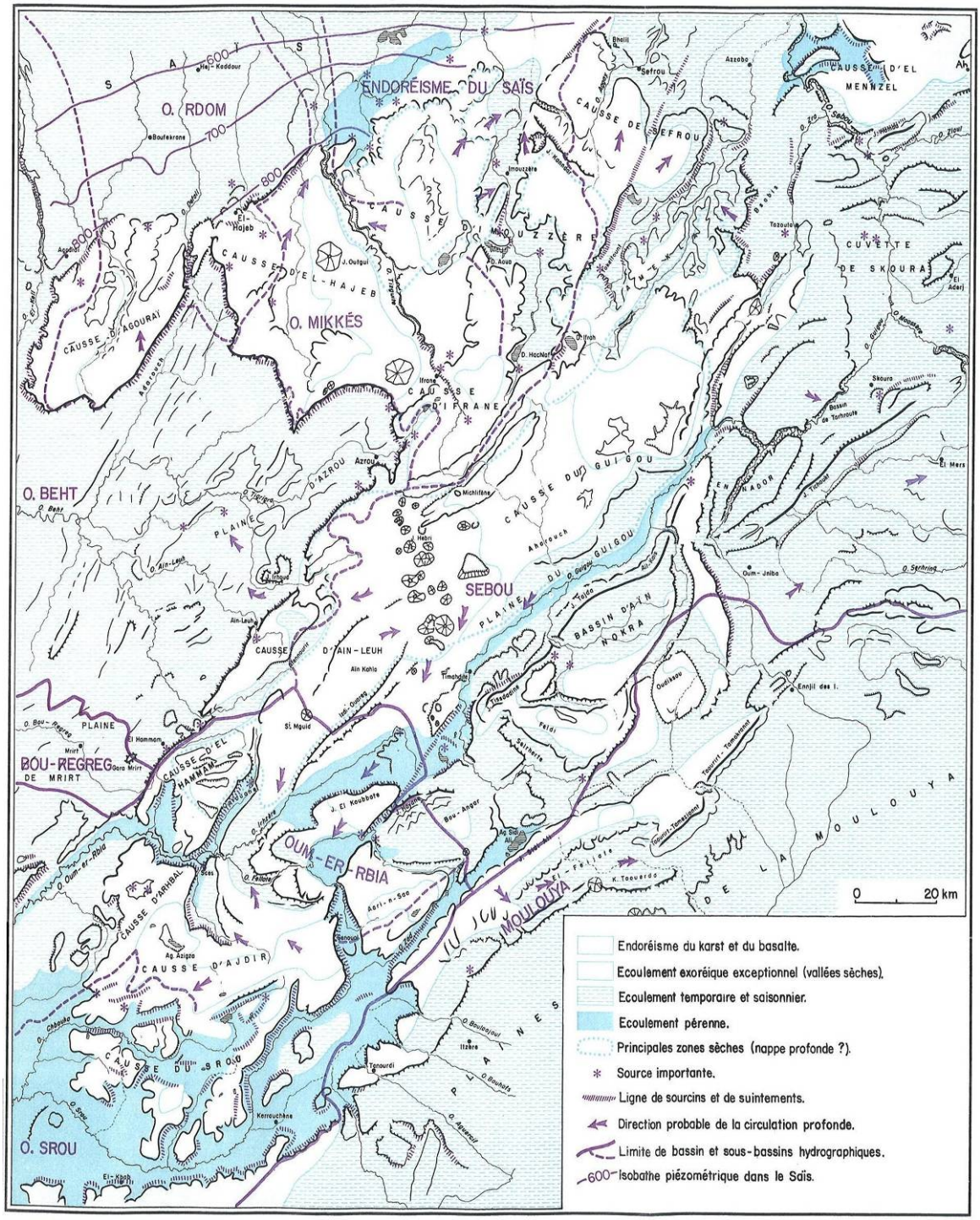


Figure II-9 : Carte hydrologique du Moyen Atlas central (d'après Martin, 1981).

Le bassin de l'Oued Guigou-Mdez-Sebou s'étend à cheval sur les Causses du centre (Causse d'Aïn-Leuh, plateau d'Azrou, Causse de Gouigou et d'Amkla) et sur la région plissé du centre et du Nord-est. Le reste des Causses se partagent en plusieurs sous bassins des grands affluents du moyen et bas Sebou. Les branches supérieures d'oued Baht et d'oued El-Kell collectent les eaux de la bordure occidentale des Causses.

Le régime d'Oued Sebou est de type pluvio-nival. La courbe des débits moyens mensuels indique une saison de haute eau qui dure de novembre à juin. Le maximum se situe en mars. Au cours de la saison d'été, l'Oued conserve un débit moyen de base de l'ordre de 6-7 m^3/s, qui est assuré par Aïn Sebou et Aïn Timedrine (Martin, 1981). La régularisation du régime d'Oued Sebou est influencée par l'apport de ses sources ainsi que par l'infiltration dans la nappe profonde du Lias des Causses traversés.

IV. Couvert végétal

Par sa position géographique entre deux mers, le Maroc offre une orographie et un climat Méditerranéen original auquel répondent une flore et une végétation originale aussi. Avec des montagnes qui dépassent largement 4000 m d'altitude et des pleines de grandes étendues, le Maroc est considéré parmi les pays circum-méditerranéen les plus riches en espèces végétales avec un taux d'endémisme de 25 % (Quézel, 1999 et 2000, Fennane et Ibn-Tatou, 1998). Du Nord au sud, on a une compensation entre l'altitude et la latitude :

Latitude : Nord $\xrightarrow[T\nearrow]{P\searrow}$ Sud

Altitude : Bas $\xrightarrow[P\nearrow]{T\searrow}$ Sommet

En effet, un control de la végétation est géré par ces deux paramètres. En Altitude c'est le facteur thermique qui contrôle la végétation. En latitude, c'est le facteur hydrique qui agit. Une zonation altitudinale de la végétation, en fonction d'analyses floristiques et phytosociologiques, est établie pour la région méditerranéenne (figure II-10).

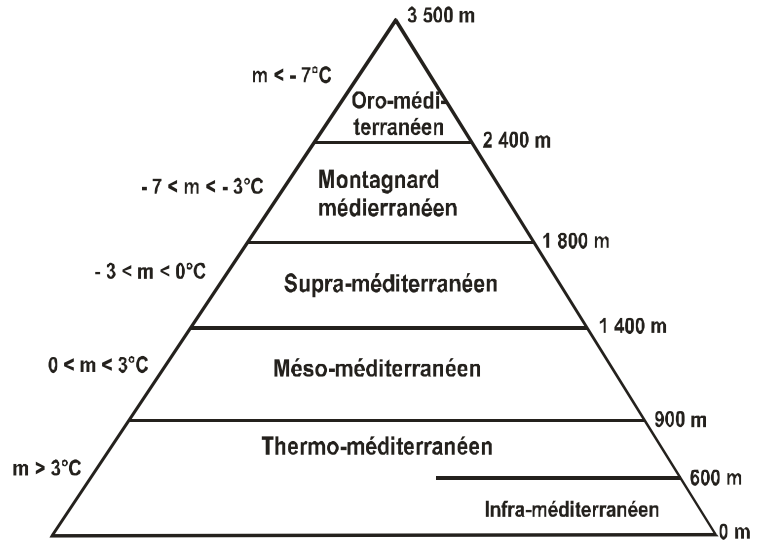


Figure II-10 : Etages de végétation dans la région méditerranéenne. Les altitudes mentionnées ne sont valables que pour le Maroc.

Cette biodiversité floristique est représentée sous formes d'écosystèmes forestiers où se développent plus de 2/3 des plantes vasculaires. Le 1/3 restant se partage surtout entre les formations steppiques et les biotopes humides.

Les formations végétales du Moyen Atlas ont fait l'objet de plusieurs travaux (Emberger, 1939 ; Maire, 1952 ; Nègre, 1952 ; Lepoutre, 1963 et 1964 ; Pujos, 1966 ; Lecompte, 1969 *in* Martin 1981).

Influencées par les conditions climatiques avec des facteurs altitudinaux, d'exposition, de continentalité, et les conditions édaphiques et enfin l'action anthropique, les formations végétales du Moyen Atlas s'organisent en formations forestières, préforestières, présteppiques et steppiques.

Lecompte (1986) distingue deux grands domaines biogéographiques dans le Moyen Atlas central (figure II-11) :

- Domaine occupé par les formations végétales marquant les conditions les plus humides et s'étend à l'ouest et au nord-ouest de la pleine de Guigou, sur les causses du Moyen Atlas tabulaire et leur piémont septentrional ;
- Domaine des formations végétales xérophytiques, qui correspondent au Moyen Atlas plissé entouré de ses bordures de Moulouya et de Sebou.

IV. 1. Formations forestières de la façade Ouest et des plateaux occidentaux

Les formations forestières les plus vigoureuses se développent sur les versants de l'ouest et du nord-ouest des Causses supérieurs (au dessus de 1500 m). Ces terres tournées

vers l'océan, reçoivent un total de précipitations dépassant 1000 mm, et en tout cas rarement 800 mm.

Lecompte (1986) mentionne pour ce domaine l'existence de quatre essences qui constituent des formations pures ou mélangées. On trouve :

- Le cèdre (*Cedrus atlantica*). Il est installé sur basaltes quaternaires ou sur dolomies sableuses. Les degrés de maturité les plus évolués sont atteints au niveau des séries supraméditerranéennes développées entre 1600 et 2000 m sur substrats basaltiques qui offrent des bilans hydroédaphiques très favorables, et sur des revers nord, nord-ouest et ouest bien arrosés. Ailleurs, la densité des cédraies les plus conservés s'atténue progressivement sous l'effet négatif des facteurs topoclimatiques et hydroédaphiques : revers sud et est moins arrosés et substrats calcaires ou dolomitiques filtrants (Benabid et Fennane, 1994, Fennane et Ibn-Tatou, 1998). On distingue une cédraie de basse altitude (1600-1700 m) mélangée avec le chêne vert et une cédraie de moyenne altitude (1700-2000 m) généralement pure où le chêne vert se réfugie vers les versants sud (Pujos, 1966 in Martin, 1981).

- Le chêne zène (*Quercus faginea*). Installé sur substrats basaltiques, il est souvent associé au chêne vert. Les peuplements du chêne zène se développent, sur sols profonds, dans les séries mésoméditerranéennes et supraméditerranéennes jusqu'à 1800 m. la strate arbustive est composée par *Arbitus unedo, Erica arboria, Cytisus triflorus*.

- Le chêne vert *(Quercus rotundifolia*). Sa plasticité et sa résistance lui permettent de coloniser tous les types de substrats géologiques et de se situer dans les zones bioclimatiques très variées (Barbero et al, 1981 ; Benabid, 1984 ; Benabid et Fannane, 1994). Développé dans les séries mésoméditerranéennes et supraméditerranéennes, la chênaie verte constitue dans les Causses supérieurs du Moyen Atlas central, surtout à bioclimat humide, des futaies élevées et très denses. Leur cortège floristique est comparable à celui de la cédraie voisine.

- Le pin maritime (*Pinus pinaster* subsp *hamiltoni* var *maghrébiana*). Il occupe une aire plus réduite que les autres essences. On le trouve notamment dans le secteur de Tamrabta sur dolomies sableuses.

Sur les Causses inférieurs (1400 et 1500 m d'altitude), où le total des précipitations reste aux alentours de 800 mm, on trouve une forêt uniforme mois dense et moins haute que les Causses supérieurs. En dehors de quelques boisements de pin maritime, de pin d'Alep (Pinus halipensis) et de Cèdre isolés sur les dolomies sableuses dans le massif d'Izane, le chêne vert domine sans partage (Benkaddour, 1993). Ses arbres peuvent atteindre 7 à 10 m dans les vallons les plus humides (Lecompte, 1986).

Dans les piémonts septentrionaux, entre El-Hajeb et Sefrou, on trouve des formations forestières dégradées voir même préforestières marquées par la coexistence d'espèces thermophiles avec le chêne vert. Ces terres s'étageant entre des altitudes de 800 et 1200 m, correspondent à une zone de transition entre les climats de plaines et de ceux des plateaux. À côté du chêne vert qui reste largement dominant, on a des matorrals de pistachier lentisque (*Pistacia lentiscus)*, de térébinthe, d'oléastre (*Olea europaea* var *oleaster)*, du caroubier (*Ceratonia siliqua)* etc.

IV. 2. Formations préforestières et steppiques du Moyen Atlas plissé et ses bordures

Dans ce domaine, le paysage floristique change complètement de physionomie. On assiste à un éclaircissement très net du couvert végétal sous l'effet de la sévérité des conditions climatiques d'une part et de l'action anthropique d'autre part.

Au niveau de l'étage de végétation montagnard méditerranéen entre 1800 et 2000 m, la forêt commence déjà à souffrir de la rugosité du climat. Elle se réfugie sur les chaînons qui atteignent rarement 2400 m. le chêne vert est généralement bas et peu dense. Néanmoins, il reste le fond commun de la forêt. Le cèdre se trouve à sa limite supérieure (cédraie de haute altitude). Toujours associé au chêne vert, le cèdre se maintient difficilement et se trouve confronté à de sévères conditions thermiques. Il se cantonne sur dolomies et parfois sur calcaire à silexites (Lecompte, 1986). Au planché du montagnard méditerranéen apparaît le genévrier thurifère (*Juniperus thurifera*). C'est la formation arborée la plus culminante qui résiste aux conditions thermiques tellement rigoureuses. Ses peuplements offrent des structures bien aérées au sein desquelles les thurifères parsèment des formations steppiques des hautes altitudes qui prennent la relève dans l'étage oroméditerranéen. Ces steppes froides sont constituées par les xérophytes épineuses en coussinets appartenant à plusieurs familles. Il s'agit en particulier de : *Arenaria pungens, Erinacea anthyllis*, *Alyssum spinosum, Cytisus anthyllis* etc (Emberger, 1939 ; Quézel, 1952 et 1957).

Sur les terres les plus basses (en dessous de 1800 m du côté occidental et 2000 m du côté oriental de la chaîne plissée), on parle d'un paysage préforestier parsemé de genévrier rouge (*Juniperus turbinata)* et de chêne vert se présentant sous forme de matorral ouvert, dans lequel deux formations steppiques prennent de l'ampleur :

- La steppe d'armoise (*Artemisia spp*) dans les hauts bassins de Guigou et de la bordure de la Moulouya ;

- La steppe d'alfa (*Stipa tenacissima*) sur les chaînons calcaro-dolomitiques de la bordure de la Moulouya.

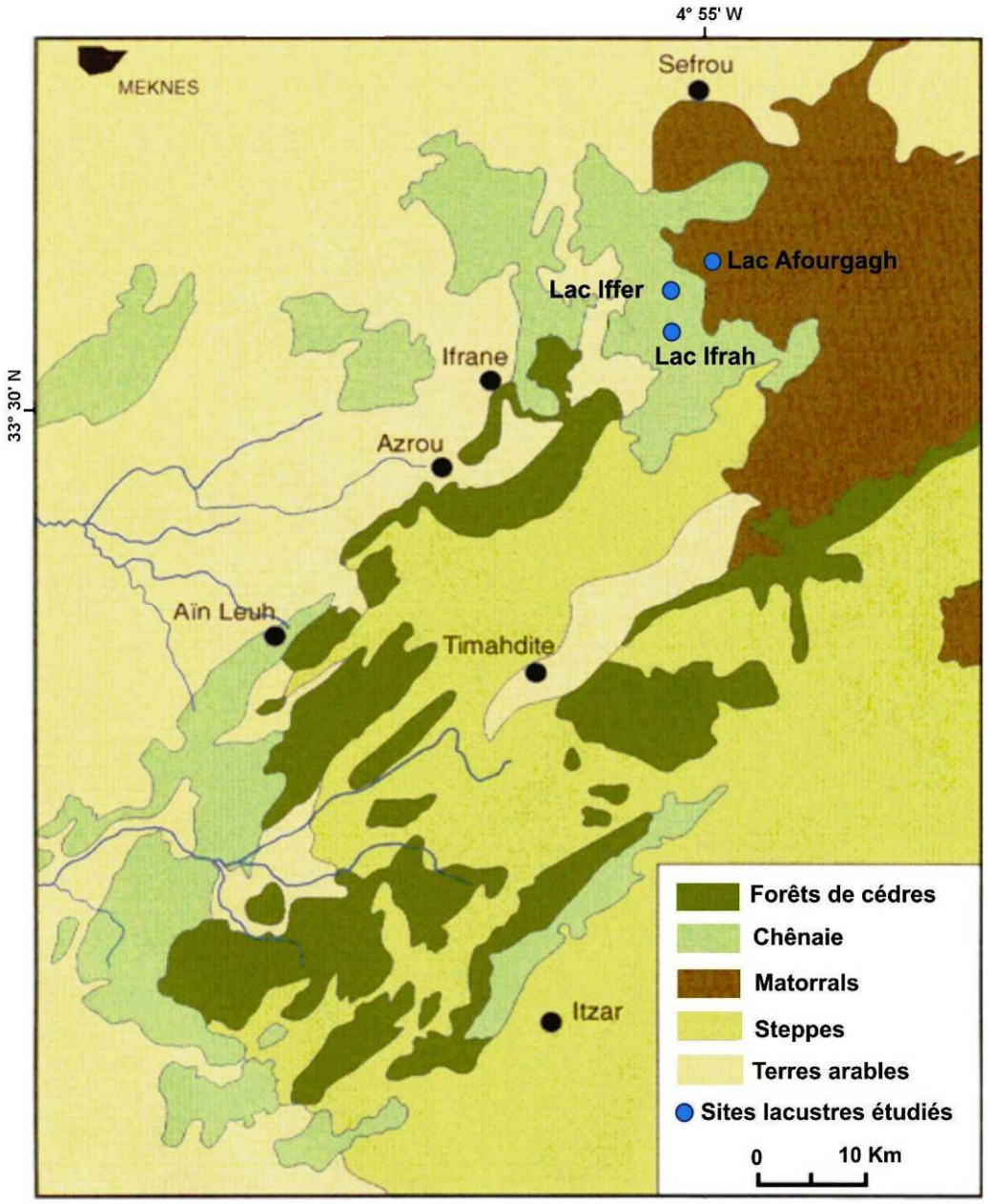


Figure II-11 : Les formations végétales du Moyen Atlas central (d'après Lecompte, 1986).

V. Caractéristiques morphologiques et hydrologiques des lacs

V.1. Lac Ifrah

C'est le lac le plus étendu de la région. Il a une forme plus ou moins ovale. Il connaît d'importantes fluctuations selon les années et les saisons. Il constitue actuellement un étang d'eau d'une faible profondeur (1,5 m au maximum au cours des années 2003/2004). La profondeur moyenne est de 0,5 m. La superficie atteint 200 ha environ à son extension

maximale avec un périmètre de 5,6 km et diminue à quelque dizaine ha au cours d'étiage. (tableau II-4). Il est alimenté essentiellement par l'émergence de la nappe phréatique au cours des années humides, les précipitations directes (neiges et pluies) ainsi que par l'écoulement temporaire pendant la saison humide. La cuvette lacustre de type endoréique ne permet pas l'évacuation des eaux. Les pertes sont dues essentiellement à l'évaporation et aux prélèvements d'eau par les riverains.

Tableau II-4 : Caractéristiques Morphologiques des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh

Caractéristiques	Lac Ifrah	Lac Iffer	Lac Afourgagh
Coordonnées	33° 33' N ; 04° 55' W	33° 36' N ; 04° 54' W	33° 36' N ; 04° 52' W
Altitude (m)	1620	1520	1360
Superficie (ha)	≈200	3,5	6
Volumes (m^3)	$\approx 10^6$	$14\ 10^4$	$9\ 10^4$
Prof max (m)	≈1	6,5	2
Prof moy (m)	≈0,5	4	1,5

V.2. Lac Iffer

C'est le lac le plus petit de la région. Il présente une forme sub-circulaire. La superficie est de 3,5 ha. C'est un lac relativement profond. Les variations du niveau d'eau ne sont pas importantes au cours des saisons. La profondeur maximale atteint 6,5 m à l'ombilic au Sud-est du lac (tableau II-4). Il présente des berges abruptes avec une nette réduction de la zone littorale. L'alimentation en eau est en partie souterraine. Les apports externes de surface (pluie directe et réseau hydrographique) contribuent également à l'alimentation en eau. Les pertes sont dues essentiellement à l'évaporation et en moins aux prélèvements d'eau par les riverains.

V. 3. Lac Afourgagh

Le niveau du lac Afourgagh a considérablement diminué au cours des trois dernières décennies. La profondeur maximale est de 2m environ au cours de l'année 2006. La superficie est de 6 ha environ. L'alimentation en eau est tributaire des apports externes. Les apports souterrains jadis importantes ont fortement diminués. Les pertes sont dues essentiellement à l'évaporation et aux prélèvements d'eau par les riverains.

VI. Caractéristique des bassins versants (BV)

VI. 1. BV du lac Ifrah

Le bassin versant du lac s'étale sur une surface de 45,77 km^2 avec un périmètre de 32,9 km. Cette surface se répartit entre 1 620 m et 1 941 m d'altitude. La topographie du bassin versant est caractérisée par des versants plus ou moins escarpés au Nord et au Sud

(figure II-11). L'indice de compacité (1,36) montre que le BV est de forme allongée. Le rectangle équivalent mesure 12,9 Km en longueur et 3,55 Km en largeur (tableau II-5). Le réseau hydrographique de surface est caractérisé par des ruisseaux à écoulement temporaire limité aux périodes pluvieuses. Ces ruisseaux s'infiltrent aisément dans les substrats calcaro-dolomitiques. La végétation est fonction plutôt du climat que du sol (Lecompte, 1969 ; Martin, 1981 ; Benabid, 1982) (figure II-12). L'espèce végétale dominante est le chêne vert. La chênaie est plus dense au sud et au sud-ouest du bassin versant où se mélange avec la cédraie de basse à moyenne altitude (vers 1800 m). L'absence de la végétation au fond de la cuvette est due au froid instauré par les phénomènes d'inversion thermique (Pujos, 1962). Une activité agricole vivrière est pratiquée aux alentours du lac.

Tableau II-5 : Caractéristiques Morphologiques des bassins versants des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh. RE : rectangle équivalent ; L : longueur ; l : largeur ; s(BV)/s(L) : rapport de la surface du bassin versant sur la surface du lac.

Caractéristiques		Lac Ifrah	Lac Iffer	Lac Afourgagh
Altitude min (m)		1620	1520	1357
Altitude max (m)		1940	1830	1830
Altitude moy (m		1743,5	1678,6	1540,9
Superficie (km^2)		45,77	4,73	49
Périmètre (km)		32,9	8,69	37
Indice de compacité Kc		1,36	1,15	1,48
RE (km)	L (km)	12,90	2,64	15,30
	l (km)	3,55	1,70	3,20
s(BV)/s(L)		≈22,89	128,51	816,66

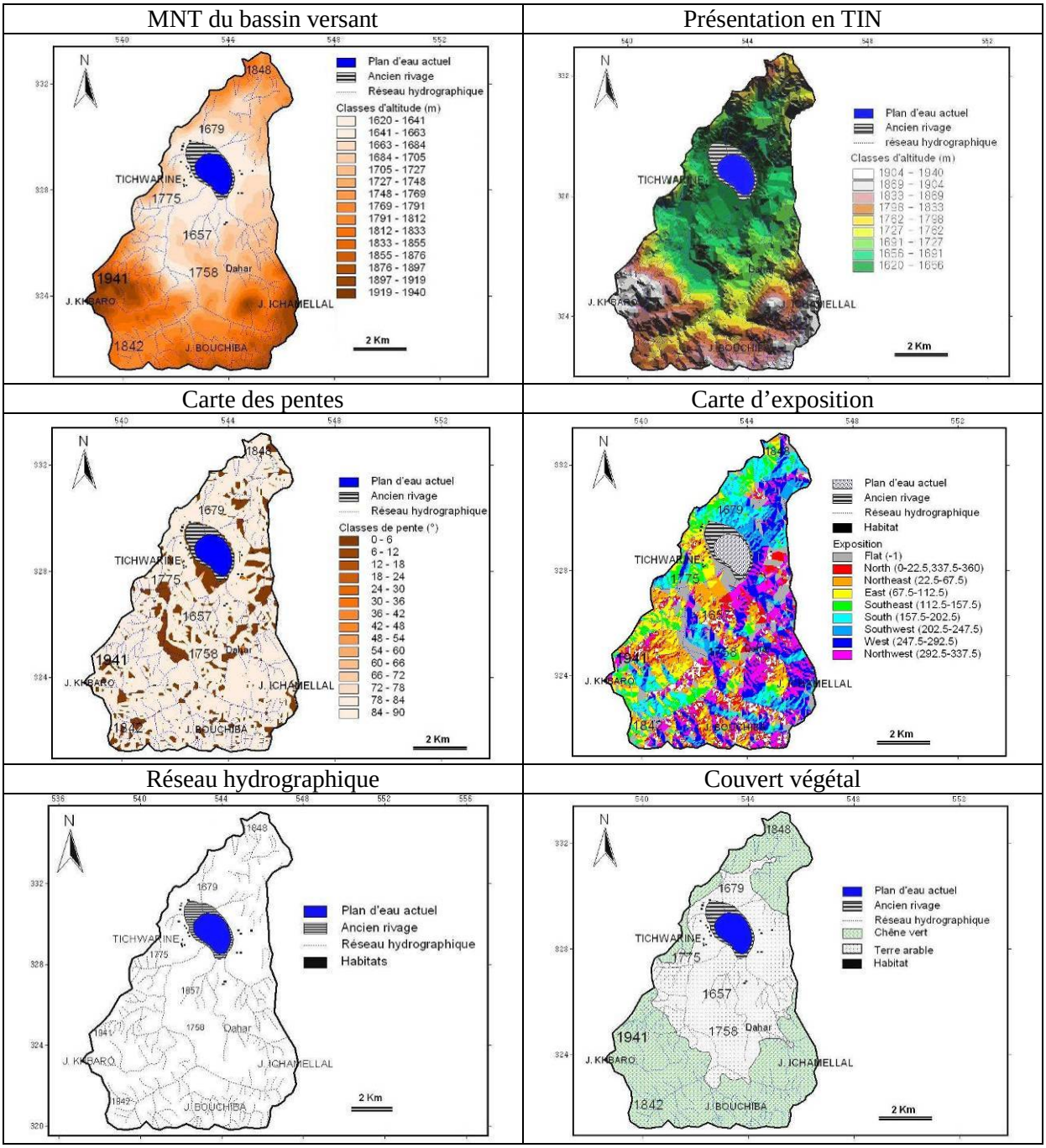


Figure II-12 : Modélisation numérique de terrain (MNT) du bassin versant du lac Ifrah. TIN : Triangular Irregular Network.

IV. 2. BV du lac Iffer

Le lac Iffir est entouré par un petit bassin versant d'une superficie de 4,5 km^2 et d'un périmètre de 8,69 km. La surface du bassin versant est comprise entre 1500 et 1846 m d'altitude. Le bassin versant est caractérisé par une topographie escarpée à très escarpée du côté est de la cuvette (figure II-13). L'indice de compacité moins élevé (1,15) montre une forme plus ramassée plus compacte du BV. Le rectangle équivalent mesure 2,64 Km en longueur et 1,7 Km en largeur (tableau II-5). Le réseau hydrographique est constitué de

ruisseaux temporaires fonctionnant pendant la période des crues. La forêt du chêne vert, à laquelle s'ajoute des pieds du pin d'Alep, est plus ou moins dense. Au niveau de la cuvette, généralement déboisée, on rencontre des touffes de quelques xérophytes.

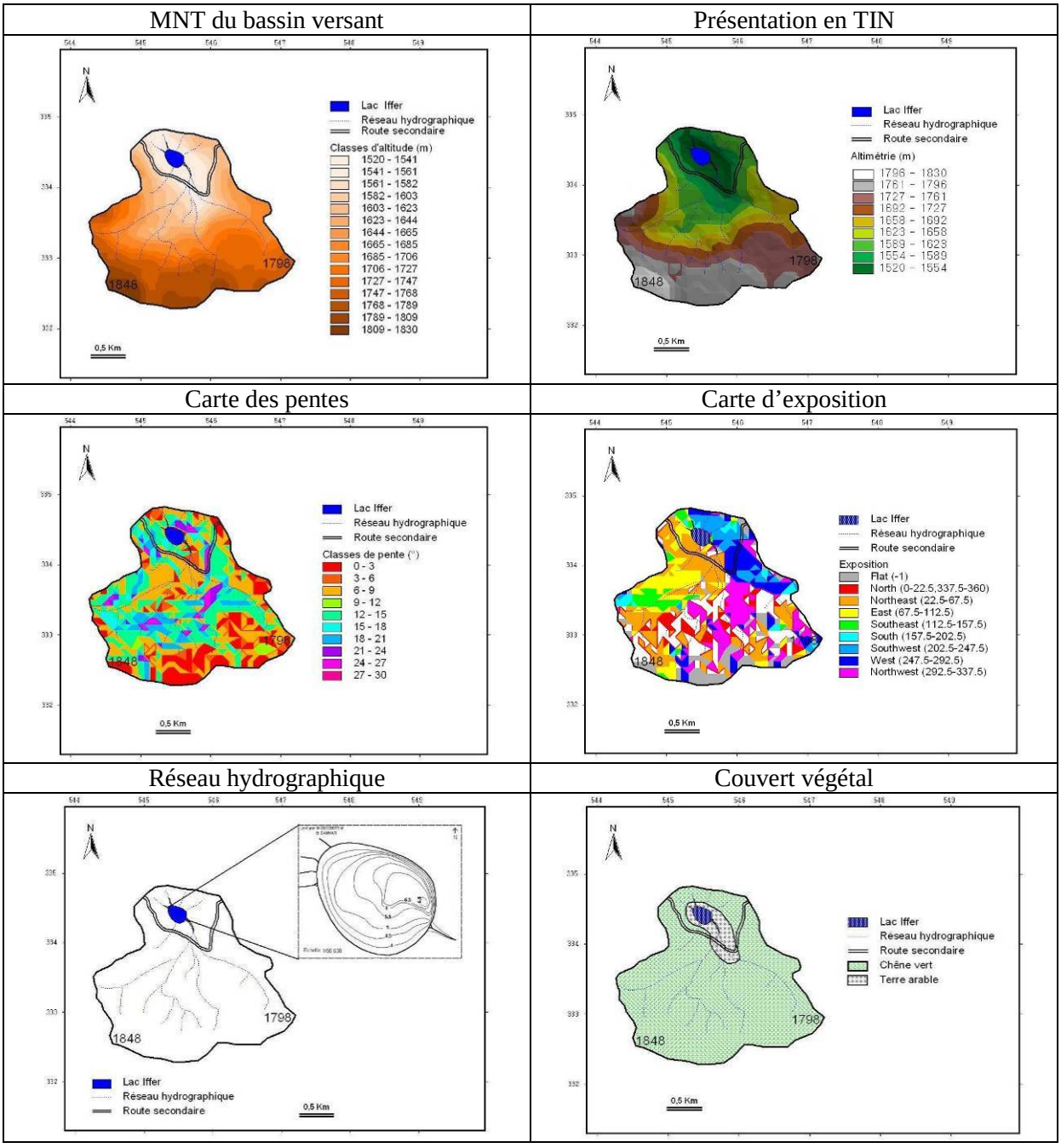


Figure II-13 : Modélisation numérique de terrain (MNT) du bassin versant du lac Iffer.

VI. 3. BV du lac Afourgagh

Le bassin versant du lac Afourgagh s'étale sur une superficie de 49 km^2 avec un périmètre de 37 km. Cette surface se répartit entre 1 357 m et 1 830 m d'altitude (. L'indice de compacité (1,48) assez élevé montre que le BV est de forme allongée moins compacte. Le rectangle équivalent mesure 15,3 Km en longueur et 3,2 Km en largeur (tableau II-5). Les

versants à l'intérieur du bassin présentent une dissymétrie structurale : à l'ouest les hauteurs et les escarpements de K. Afourgagh, J. Tiamrhine et J. Oudad n'ont à l'est que des répondants aux versants adoucis (figure II-14). Le réseau hydrographique est intermittent. Les artères qui descendent des hauteurs de J. Oudad et de J. Tiamrhine s'infiltrent dans leur grande partie dans les calcaires dolomitiques. Le principal oued qui alimente le lac est actuellement à sec. La forêt du chêne vert, toujours dominante, est assez dense au niveau des hauteurs et se dégrade assez notablement vers la dépression. Des formations de pin d'Alep et quelques pieds de genévrier oxycèdre fortement perturbés par l'action anthropique se mélangent avec le chêne vert. Une activité arboricole et maraîchère est présente dans le BV du lac.

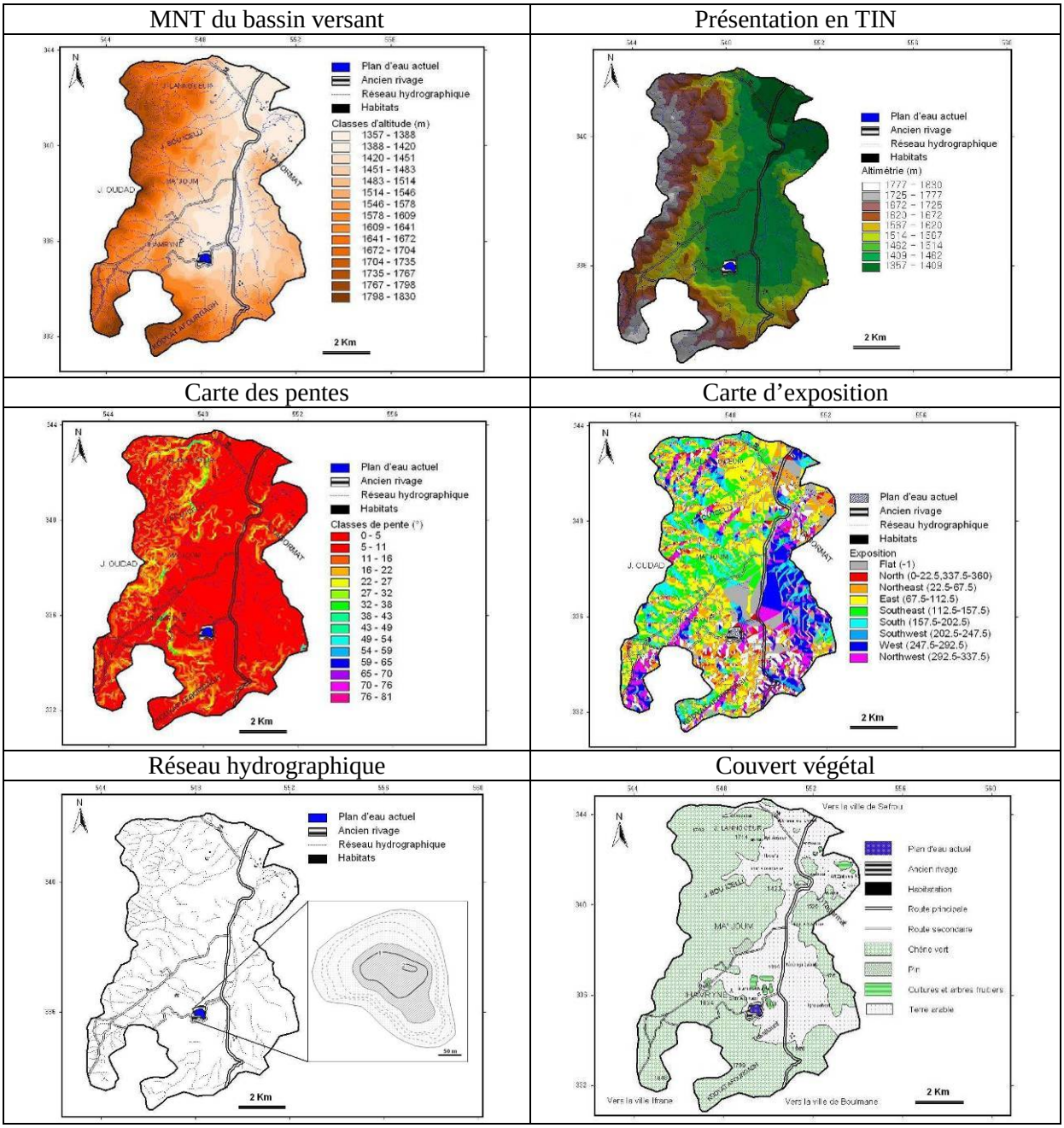


Figure II-14 : Modélisation numérique de terrain (MNT) du bassin versant du lac Afourgagh.

CHAPITRE III :

MATERIEL ET METHODES

CHAPITRE III

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Nous présentons dans ce chapitre la méthodologie et le calendrier d'échantillonnage des eaux et des sédiments. Les techniques d'analyse des paramètres physico-chimiques des eaux, sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques des sédiments d'interface sont abordées par la suite. La signification de chaque paramètre relatif aux analyses d'eaux et des sédiments est définie avant la présentation des protocoles et des techniques d'analyse adoptées.

I. Échantillonnage

I. 1. Échantillonnage de l'eau

Huit compagnes saisonnières d'échantillonnage des eaux ont été organisées au cours des années 2003, 2004, 2005 et 2006 aux sites d'étude (tableau III-1). Les échantillons d'eau sont prélevés dans des flacons de polyéthylènes de faible densité préalablement traités (selon Rodier, 2000). Après la mesure *in situ* du pH, de la température, de la conductivité électrique, de l'oxygène dissous et de la turbidité), les flacons sont conservés dans une glaciaire réfrigérée pour l'analyse des ions au laboratoire. Une bouteille océanographique menue d'un câble gradué a été utilisée au cours des deux dernières compagnes. Un suivi saisonnier de la physico-chimie des eaux est en cours de réalisation dans les lacs en question (Raddad, thèse en cours).

Tableau III-1 : Calendrier des compagnes d'échantillonnage des eaux des lacs Iffer, Ifrah et Afourgagh.

Date des compagnes	Lacs
Août 2003	Iffer et Ifrah
Janvier 2004	Iffer et Ifrah
Avril 2004	Iffer et Ifrah
Avril 2005	Iffer et Ifrah
Février 2006	Iffer et Ifrah
Mai 2006	Iffer, Ifrah et Afourgagh
Août 2006	Iffer, Ifrah et Afourgagh
Septembre 2006	Iffer, Ifrah et Afourgagh

I. 2. Échantillonnage des sédiments d'interface

Des carottes de sédiments d'interface ont été prélevées au centre et aux bordures des lacs au cours de la mission 2000 (pour les lacs Ifrah et Iffer) et 2006 (pour le lac Afourgagh). Le carottier Cajack gravitaire maintenue par câble a été mis en œuvre (figure III-1). Après leur récupération, les carottes sont décrites avant d'être découpées *in situ* dans des sacs plastiques puis conservées au froid. L'échantillonnage a été fait à chaque centimètre.

Des profils des sols et des terrasses ont été prélevés également. Un décamètre a été utilisé pour la mesure des distances entre les points d'échantillonnage.

Figure III-1 : Récupération des sédiments d'interface du lac Afourgagh (déc. 2006).

Une carotte de 9 m de longueur a été extraite en 2000 dans le lac Ifrah. En 2004, trois carottes de 9 m de longueur ont été prélevées dans le lac Iffer. Une seule carotte, prélevée sous une tranche d'eau de 6,20 m, a été étudiée (Rhoujjati, 2007). Le carottier utilisé est de type Sgelem en acier inoxydable, de 150 cm de longueur et de 8 cm de diamètre. Il est équipé d'une trousse coupante et un corps cotcher qui permet l'entraînement du sédiment dans une chemise en PVC. Le sondage se fait à partir d'une plateforme montée sur une barge fixée (Figure III-2).

Figure III-2 : Plate forme de la barge de carottage à gauche et déroulement du carottage dans le lac Iffer à droite (photos Damnati. 2004).

Les carottes récupérées ont été ouvertes en demi-sections au Laboratoire de Paléobotanique à Montpellier (Figure III-3). Une demi-section a été conservée pour servir comme référence. L'autre a été échantillonnée après la description lithologique (cf. Rhoujjati, 2007).

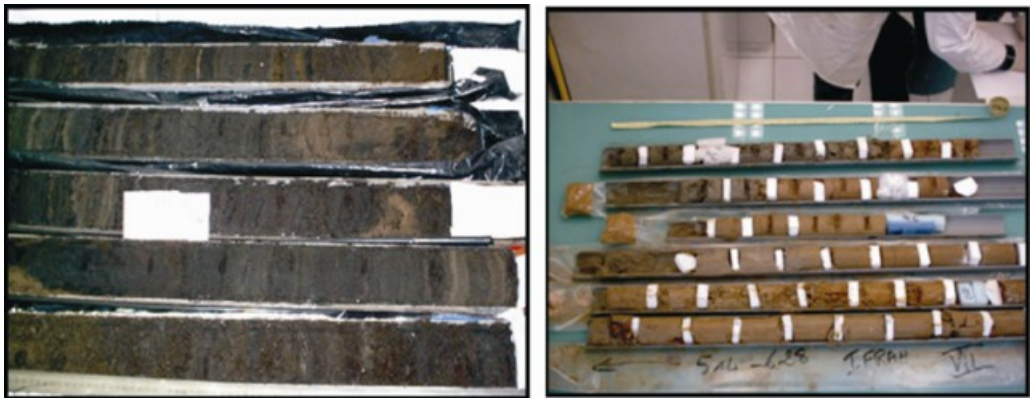


Figure III-3 : Demi-sections des carottes après leur ouverture. Carotte du lac Iffer à gauche et du lac Ifrah à droite.

II. Analyses physico-chimiques des eaux

L'eau, par ses propriétés électriques et sa constitution moléculaire, est particulièrement apte à permettre la mise en solution de corps divers. En fait, la plupart des substances minérales peuvent se dissoudre dans l'eau ainsi qu'un certain nombre de gaz et de produits organiques.

II. 1. Mesure sur le terrain

Quelques paramètres physico-chimiques non conservatifs de l'eau ont été mesurés *in situ* à l'aide d'un équipement portatif directement après le prélèvement. Il s'agit de la température, du pH, de la conductivité électrique, de l'oxygène dissous et de la turbidité.

II. 1. 1. La température

La température est un facteur important pour l'étude de la physico-chimie des eaux naturelle. Elle agit sur certaines caractéristiques physiques des eaux telles que : la densité, la viscosité et la solubilité des gaz en particulier l'oxygène et le gaz carbonique mais également des éléments chimiques. Elle contrôle également toute les réactions chimiques et biochimiques qui se déroulent dans l'eau (Bremond et Perrodon, 1979). C'est un facteur écologique important qui permet la structuration et la répartition des communautés planctoniques (Shirleye et al, 1984). Elle renseigne également sur le mode d'alimentation en eau.

II. 1. 2. Le pH

Le pH est défini par : $pH = -\log\{H_3O^+\} = -\log\{H^+\}$

Le pH d'une solution aqueuse est une mesure de l'équilibre acide-base réalisé par différents composés dissous. Dans la plupart des eaux naturelles, il est contrôlé par le mécanisme d'équilibre anhydride carbonique – bicarbonate – carbonate (Goldman, 1972) :

$$H_2O \Leftrightarrow H^+ + OH^-,\ pK_w = 14{,}0$$
$$CO_2(g) \Leftrightarrow CO_2(aq)$$
$$CO_2(aq) + H_2O \Leftrightarrow H_2CO_3,\ pK_a \cong 2{,}8$$
$$H_2CO_3 \Leftrightarrow H^+ + HCO_3^-,\ pK_1 = 6{,}35$$
$$HCO_3^- \Leftrightarrow H^+ + CO_3^{2-},\ pK_2 = 10{,}3$$

Les valeurs de pK sont à 25 °C. Le pH donne une idée sur le degré d'acidité ou d'alcalinité de l'eau.

II. 1. 3. La conductivité électrique

Elle traduit le degré de minéralisation de l'eau et reflète la densité de l'eau. Elle est proportionnelle à la teneur en sels dissous totaux. Son unité est le siemens (Lévêque, 1996).

II. 1. 4. L'oxygène dissous

Sa teneur résulte d'un équilibre dynamique entre les échanges gazeux avec l'atmosphère, la production par les organismes autotrophes lors de la photosynthèse et la consommation par les organismes hétérotrophes lors de la respiration et la décomposition (Lévêque, 1996). Il joue un rôle capital dans la régulation des réactions biochimiques s'effectuant dans le déterminisme de la composition et de la structure des biocénoses (Rodier, 2000). Il est exprimé en pourcentage ou en concentration (mg/l).

II. 1. 5. La turbidité

Elle correspond à la teneur de la matière en suspension. Elle est liée à la fois au séquences hydrologiques saisonnières (crue et étiage) (Fontvielle, 1987) et à la nature de la charge rejetée. Son unité est le Nephelometric Turbidity Unitis (NTU).

II. 2. Mesure au laboratoire

II. 2. 1. Matière en suspension : MES

En plus des substances dissoutes, les eaux lacustres contiennent des matières en suspension, de toutes tailles et de toutes formes, minérales ou organiques, vivantes ou

détritiques, de nature biogénique, terrigène ou éolienne. Elles présentent une importance vitale pour les nombreux organismes qui se nourrissent en filtrant l'eau. Les mécanismes de sédimentation sont tributaires de l'état de fractionnement des matières en suspension (Bapst, 1987). Un volume de 100 ml d'eau a été filtré sur une membrane de cellulose de 45µm de diamètre. La concentration de la MES a été déterminée par différence du poids du papier filtré avant et après la filtration.

II. 2. 2. Analyse des cations

Il s'agit des alcalins (sodium et potassium) et des alcalino-terreux (particulièrement le calcium et le magnésium).

a) Les alcalins

Le sodium et le potassium sont présents dans les eaux naturelles le plus souvent à raison de quelques milligrammes par litre (dix fois plus de sodium que de potassium) sous forme de sels (chlorures, de sulfates et de carbonates). Le rapport entre ces deux cations est important au point de vue biologique (Dussard, 1966).

b) Les alcalino-terreux

Le calcium et le magnésium jouent un rôle important dans les équilibres carbonates-bicarbonates des eaux naturelles. Ils forment des sels avec les chlorures, les sulfates et les carbonates dont la solubilité diminue respectivement. Alors que les sels formés avec les phosphates varient grandement selon les conditions du milieu (Dussard, 1966). Ces deux alcalino-terreux proviennent de la dissolution des roches calciques et dolomitiques du bassin de drainage.

c) Les oligo-éléments métalliques

Deux cations à l'état de trace, le fer et l'aluminium, ont été dosés lorsque la limite de détection le permet. Ces deux oligo-éléments proviennent de l'altération du sol du bassin versant. En solution aqueuse, ces cations métalliques sont hydratés. Ils entrent également en complexation avec des ligands inorganiques (HCO_3^-, CO_3^{2-}, Cl^-, SO_4^{2-}, F^-, S^{2-}) ou organiques (acides humiques et fulviques, protéines, glucides, …) (Sigg et al, 2006). Très sensible aux variations du pH et à l'oxygène dissous, ces cations forment des hydrates insolubles qui précipitent rapidement et s'incorporent aux sédiments.

II. 2. 3. Technique d'analyse adoptée : ICP-AES

Les cations ont été dosés à l'unité d'appuie technique à la recherche scientifique du CNRST (Rabat) et au laboratoire de chimie analytique du CEREGE (Aix-en-Provence). La

méthode analytique adoptée est l'ICP-AES ou OES (spectrométrie d'émission atomique (ou optique) couplée au plasma d'Argon) (Jarvis et Jarvis, 1992) (figure III-4). Cette méthode est fondée sur les transitions des électrons situés sur les couches extérieures de l'atome ; soit entre les états excités et l'état fondamental, soit entre plusieurs états excités. On observe, suivant les transitions effectuées, des raies atomiques et ioniques. L'apparition ou disparition de certaines raies permettent une analyse qualitative. Alors que l'intensité de certaines raies dans un échantillon en comparaison avec celles d'étalons choisis permet une analyse quantitative. La source d'excitation est un plasma d'Argon (6000-10000° K) qui est un gaz ionisé macroscopiquement neutre et optiquement transparent. Cette source d'émission a pour rôle d'abord l'atomisation de l'échantillon afin d'obtenir des atomes libres puis l'excitation de ces derniers dans des états d'excitation plus élevés. Les raies obtenues sont mesurés dans un spectromètre optique dans la plupart du temps combiné comprenant un système séquentiel monochromateur et un système simultané polychromateur (Moore, 1989; Thompson et Walsh, 1989 ; Jarvis et Jarvis, 1992) (figure III-5). Cette technique nous a permis de doser également le phosphore.

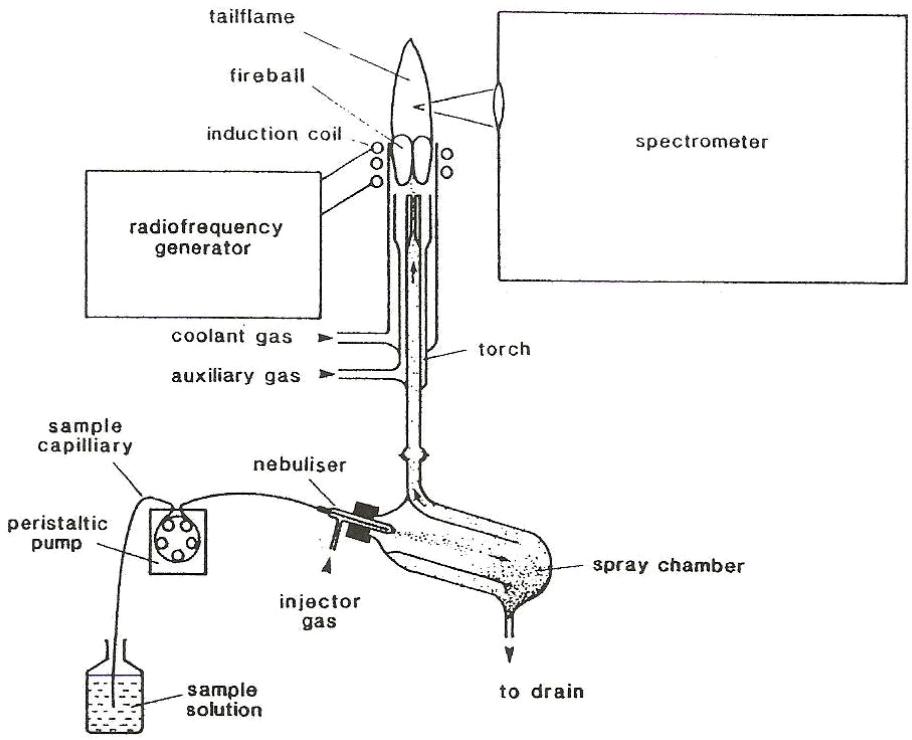


Figure III-4 : Représentation schématique du système d'introduction de l'échantillon dans l'ICP-AES (Jarvis et Jarvis, 1992).

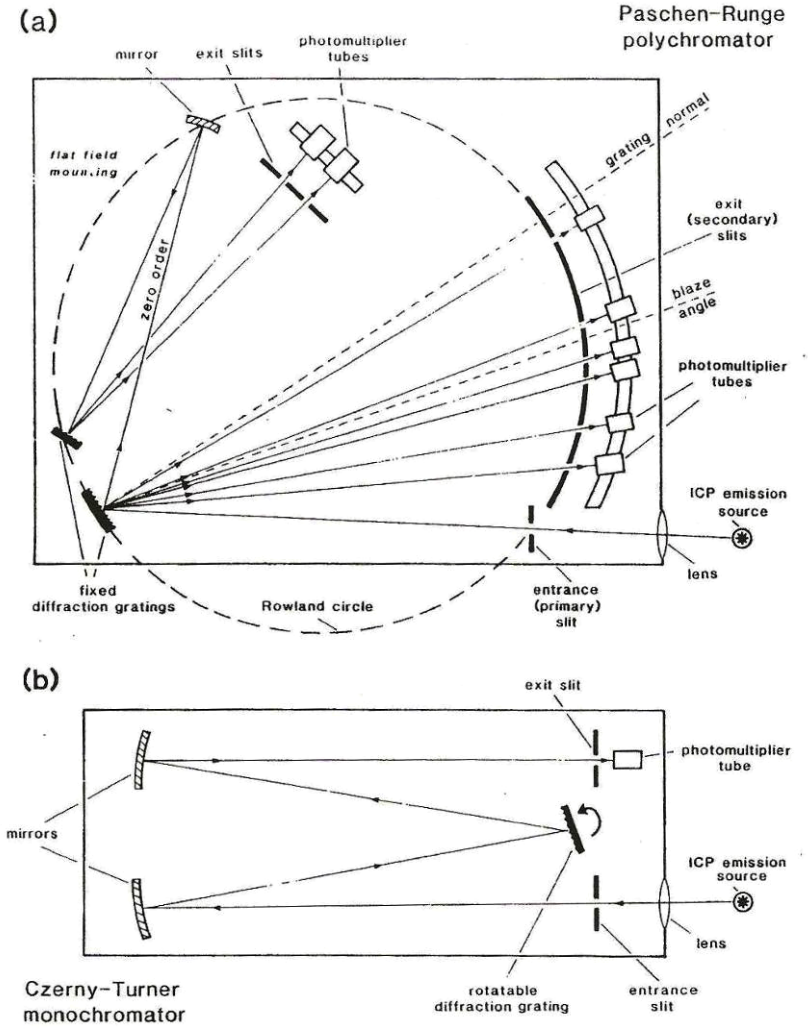


Figure III-5 : Représentation schématique des deux types de spectromètre utilisés en ICP-AES ; le polychromateur (a) et le monochromateur (b) (Jarvis et Jarvis, 1992).

II. 2. 4. Analyse des anions

Les bicarbonates (HCO_3^-) ; les chlorures (Cl^-) ; les sulfates (SO_4^{2-}) et les nitrates (NO_3^-), ont été dosés par électrophorèse capillaire au laboratoire de chimie analytique du CEREGE (Aix-en-Provence).

a) Les carbonates

Le système carbonaté en milieu aquatique joue un rôle important dans les réactions de dissolution et de précipitation des carbonates. L'eau s'équilibre à la fois avec le CO_2 gazeux qui se dissout, et avec le $CaCO_3$ solide des roches (Sigg et al, 2006). De ces équilibres résultent les concentrations en solution des différentes espèces (CO_2, H_2O, H_2CO_3, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Ca^{2+}, H^+, OH^-) (figure III-6). Les principales sources de CO_2 disponible dans le milieu aquatique sont : les eaux de pluies qui se chargent en CO_2 au cours de leur passage dans l'atmosphère ; la dissolution des carbonates insolubles par suite de modifications de pH du

milieu ; la respiration des organismes anaérobiques qui libèrent du CO_2 comme substance de déchet ; la décomposition anaérobique des hydrates de carbone au niveau des boues et vases et enfin l'apport latéral par les eaux de ruissellement et souterraines qui se sont chargées en CO_2 au cours de leur passage à travers les roches et le sol (Dussard, 1966).

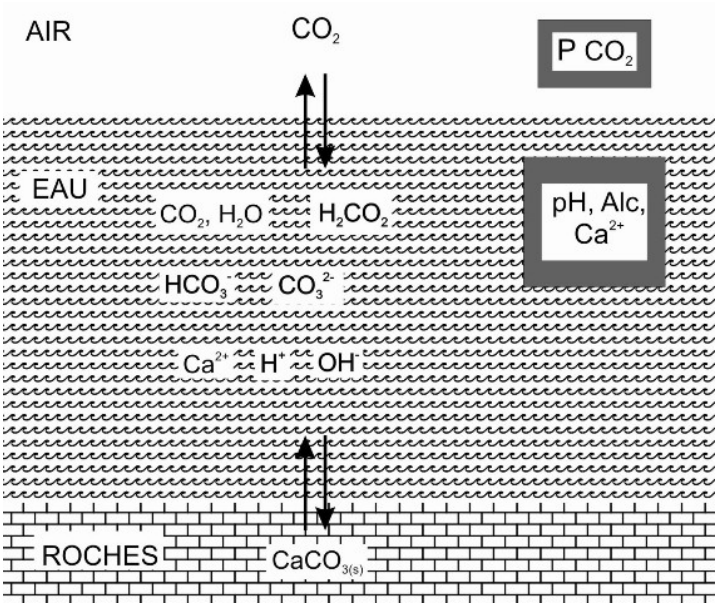


Figure III-6 : Schéma des équilibres du système carbonaté dans le milieu aquatique (Sigg et al, 2006).
L'eau est en contact avec l'air contenant du CO_2, et avec le $CaCO_3$ solide des roches. Les équilibres entre l'eau, l'air et les roches déterminent les concentrations des espèces en solution (CO_2, H_2O, H_2CO_3, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Ca^{2+}, H^+, OH^-).

b) Les chlorures

Parmi les halogènes présents dans les eaux naturelles, les chlorures. Ces derniers sont considérés comme des électrolytes forts responsables de la salinité des eaux. Les chlorures proviennent souvent des eaux de pluie et sont donc d'origine marine (Mackereth, 1957 in Dussard, 1966). Dans d'autre cas, l'apport de chlorures sera du à la dissolution des roches notamment les évaporites fossiles (Dussard, 1966). Il ne faut pas négliger également l'enrichissement des eaux naturelles en chlorures par les apports des animaux et de l'homme, dont les produits d'excrétion contiennent en moyenne plus de 5 g/l d'ions de chlorures (Dussart, 1966).

c) Les sulfates

Les ions SO_4^{2-} se trouvent dans les eaux naturelles à des concentrations très variables. Ils entrent en liaison avec les cations alcalins et alcalino-terreux. Les sulfates proviennent généralement de la dissolution des roches sulfatées comme le Gypse et la pyrite. L'eau de pluie contient également des sulfates. Dans les régions volcaniques, Les eaux peuvent s'enrichirent en soufre sulfurique par les émanations souterraines, tandis que c'est

l'évaporation qui concentre les sulfates dans les bassins lacustres des régions semi-arides (Dussart, 1966). L'activité humaine (principalement industrielle) peut participer à l'enrichissement des eaux par les sulfates. Les micro-organismes jouent un rôle prépondérant dans les échanges sulfates-sulfures selon les conditions d'oxydoréduction qui règnent dans le système lacustre. Les sulfates constituent également un élément nutritif chez les organismes autotrophes et hétérotrophes pour la biosynthèse de certains acides aminés sulfurés tels que la cystine, la cystéine et la méthionine.

d) Les nitrates

Les échanges air-eau permettent l'enrichissement des eaux en azote. Ce dernier grâce à des catalyseurs biologiques (organismes fixateurs d'azote, bactéries nitrifiantes) rentre dans la constitution des molécules oxydées NO_2^- et NO_3^- qui, réduites, fourniront de l'ammonium ou sel d'ammonium. Les principaux processus d'oxydoréduction dans le cycle d'azote sont représentés dans la figure -III-6 ci-dessous :

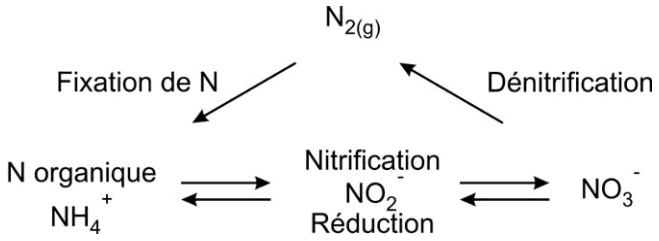


Figure III-7 : Principaux processus de transformation de l'azote par catalyse biologique (Sigg et *al*, 2006).

Dans les eaux naturelles, une grande partie des ions NH_4^+ proviennent des eaux usées domestiques et de celles des élevages des animaux. En présence d'oxygène, l'ion NH_4^+ est oxydé en NO_3^- (nitrification) (figure III-7). La nitrification comprend deux étapes et s'effectue par catalyse enzymatique due à des bactéries, dans les sols aussi bien dans les eaux. L'oxydation de NH_4^+ est réalisée par *Nitrosomonas*, celle de NO_2^- à NO_3^- par *Nitrobacter* (Sigg, 2006). L'inverse de la nitrification c'est à dire dénitrification peut également se produire. Les nitrates sont d'une part assimilés par les plantes et les algues, et transformés en azote organique. D'autre part, la matière organique peut réduire l'ion NO_3^- par des bactéries sous conditions anaérobiques et avec NO_2^- comme intermédiaire (Sigg, 2006).

II.2.5. Technique d'analyse adoptée : électrophorèse capillaire

L'électrophorèse capillaire est une méthode de chromatographie couramment employée pour l'analyse des ions dans les eaux naturelles (Jones et Jandik, 1991). Elle permet la séparation des espèces ioniques de faible poids moléculaire selon leur mobilité relative en relation avec le flux électro-osmotique à travers le capillaire (Jandik et al, 1992 ; Weston et al,

1992). L'appareil d'électrophorèse capillaire du CEREGE est conçu pour l'analyse des anions à savoir Br^-, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_2^-, NO_3^-, F-, HPO_4^{2-}, l'oxalate, les chlorates et les hypochlorates. D'autres conditions expérimentales permettent de connaître la composition ionique d'autres éléments comme les acides organiques en ajoutant un complexant comme le Ca^{2+}, la teneur de quelques substances humiques naturelles (Garrison et al, 1995), quelques substances gaz volatils (Desauziers et al, 2000). Le système est composé d'un capillaire de silice fondu rempli de l'électrolyte approprié, de deux flacons de tampon, d'un générateur de haute tension avec deux électrodes de platine et enfin, d'un détecteur UV haute sensibilité (figure III-8). Un système d'injection automatique introduit l'échantillon dans le capillaire. Après l'injection, une différence de potentiel allant jusqu'à 30 kV est appliquée entre les deux extrémités du capillaire. Sous l'effet du champ électrique, les espèces à analyser vont alors migrer. Le faible diamètre interne du capillaire permet d'éliminer les effets de diffusion. Les ions sont séparés selon leur mobilité intrinsèque qui est proportionnelle à leur conductivité dans l'électrolyte (Jandik et al, 1992).

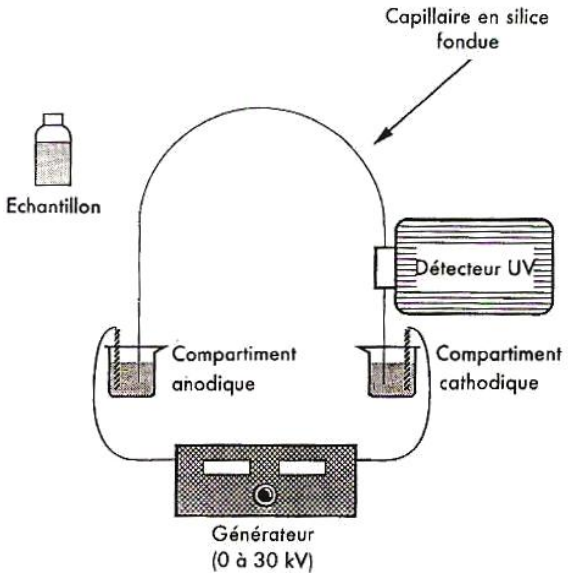


Figure III-8 : Schéma du système d'électrophorèse capillaire.

III. Analyses des sédiments d'interface

III. 1. Analyses sédimentologiques

La définition d'un sédiment implique la connaissance de la nature minéralogique de ses constituants, mais aussi, celle de leurs aspects et de leurs formes (morphoscopie morphométrie), et leurs rapports spatiaux (structurologie) et de leurs dimensions absolues et relatives (granulométrie) (Rivière, 1967).

III. 1. 1. Granulométrie par diffraction laser

Une analyse granulométrique par diffraction et diffusion Laser des sédiments d'interface des lacs en question, a était réalisée au CEREGE (Aix-en-Provence). L'appareil est un granulomètre à faisceau laser MALVERN MASTERSIZER.

La granulométrie par diffraction et diffusion est une technique fréquemment utilisée. Elle vient en complément et souvent en remplacement des autres techniques telles que le compteur de particules, le tamisage, la microscopie et la sédimentométrie (Leydier, 1998). Cette technique est fondée sur la diffraction de la lumière et s'appuie sur la théorie de Fraunhofer. Un faisceau laser parallèle de 18 mm de diamètre et de 633,4 nm de longueur d'onde est obtenu à partir d'un faisceau issu d'un tube à gaz Hélium Néon. Les particules qui doivent être mesurées, sont d'abord diluées dans l'eau osmosée puis homogénéisées à l'ultrason (pour éviter des interférences avec les bulles d'eau naturelle) puis mises en circulation dans une cellule appropriée. Selon la théorie de Fraunhofer, la quantité de lumière déviée et l'importance de l'angle de déviation permettent de mesurer avec précision la taille des particules. Ainsi, les particules de grosses taille dévient des quantités importantes de lumière sur des angles faibles par rapport à l'axe de propagation et les petites particules au contraire dévient des quantités infimes de lumière mais sur des angles beaucoup plus larges. La lumière diffractée et diffusée est ensuite réorientée en traversant une lentille de Fourier qui permet d'obtenir des faisceaux émis parallèles entre eux, puis analysée au moyen de détecteurs photosensibles (photodiodes en silicium) (figure III-9).

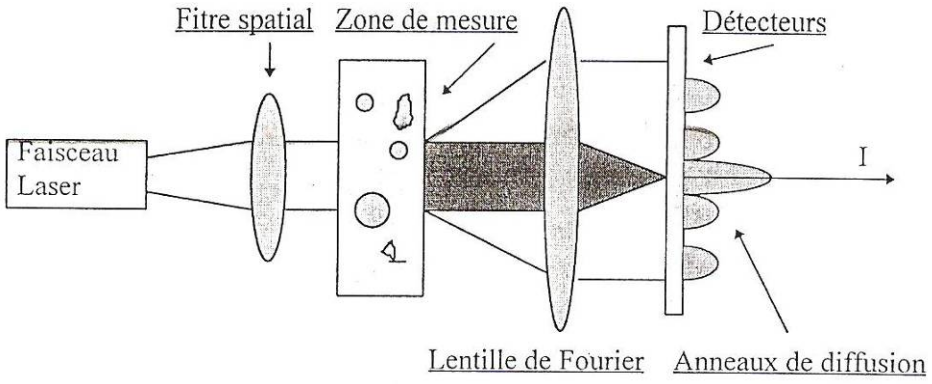


Figure III-9 : Schéma synoptique d'un granulomètre laser.

La gamme des diamètres mesurables s'étend de 0,05 à 900 microns avec une option jusqu'à 3,5 millimètres. L'analyse est faite simultanément sur l'ensemble des particules circulant devant le faisceau. Le résultat du calcul est représenté sous forme d'histogramme et caractérisé le plus souvent par un diamètre médian, un diamètre moyen et un coefficient de variation.

III. 1. 2. Paramètres granulométriques

De nombreux paramètres granulométriques permettent l'évaluation du degré de classement d'un sédiment (Intès et Arnaudin, 1987). Certains paramètres granulométriques ont été calculés selon la méthode de Folk et Ward (1957) à l'aide du logiciel GRADISTAT Version 4.0 (Blott, 2000). Il s'agit de certains fractils (D_{10}, D_{25}, D_{50}, D_{75} e D_{90}), de la moyenne granulométrique, du sorting (indice de classement), du skewness (indice de dissymétrie) et du kurtosis (indice d'acuité ou d'angulosité).

a) La moyenne granulométrique

On appelle moyenne d'une distribution granulométrique la moyenne logarithmique ou arithmétique (suivant la nature de l'échelle des abscisses) des valeurs de la variable indépendante. Elle détermine le grain moyen d'un échantillon. Plusieurs auteurs ont contribué à l'établissement de la formule de calcul de la moyenne granulométrique à fin de caractériser au mieux tous les phénomènes régissant le transport et le dépôt d'un sédiment en fonction de la taille des particules (Otto, 1939 ; Folk et Ward, 1957 ; McCannon, 1962 ; Folk, 1966 ; Friedman, 1967). La formule adoptée est :

$$Mz = \frac{\left(\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}\right)}{3}$$

Tableau III-2 : Description et limites des fractions granulométriques en fonction de la Moyenne géométrique et logarithmique selon la méthode de Ward et Folk (1957).

	Description	Mz phi	Mz mm		Description	Mz phi	Mz mm
Bloc	Très grand	-10	1024	Sable	Très grossier	0	1
	Grand	-9	512		Grossier	1	microns 500
	Moyen	-8	256		Moyen	2	250
	Petit	-7	128		Fin	3	125
	Très petit	-6	64		Très fin	4	63
Gravier	Très grossier	-5	32	Silt	Très grossier	5	31
	Grossier	-4	16		Grossier	6	16
	Moyen	-3	8		Moyen	7	8
	Fin	-2	4		Fin	8	4
	Très fin	-1	2		Très fin	9	2
					Argile		

b) Standard deviation (Sorting index, σ_1)

Il caractérise le degré de classement d'un échantillon sédimentaire étudié, c'est à dire qu'il mesure la dispersion autour de la moyenne d'une courbe gaussienne. La formule et la classification adoptées sont celles de Folk (1966) et Friedemen (1967) (tableau III-3).

c) Le coefficient de dissymétrie (Skewness, Sk)

Il caractérise la déviation de la courbe granulométrique par rapport à la courbe normale de Gauss. Il varie de (-1) à (+1), suivant l'abondance des grains fins ou grossiers. Une courbe symétrique aura un indice nul (Sk = 0), alors que le skewness positif (Sk > 0) montre que le classement est plus sélectif pour les éléments de diamètre supérieur au diamètre moyen, ce qui indique un dépôt calme. Lorsqu'il est négatif (Sk < 0), le classement des grains de diamètre inférieur au diamètre moyen est meilleur, ce qui indique un dépôt agité. La formule et les limites précises sont mentionnées dans le tableau III-3.

d) Le coefficient d'Angulosité (Kurtosis, K_G)

Il mesure le degré d'aplatissement relatif d'une distribution. Les faibles valeurs montrent que la distribution est relativement aplatie, tandis que les valeurs élevées indiquent que la distribution est relativement pointue. Folk et Ward (1957) définissent le Kurtosis comme étant un indice de classement. Plus les valeurs sont fortes, plus l'histogramme de fréquences est étroit, mieux les valeurs sont classées et vis versa (tableau III-3).

Tableau III-3 : Formules logarithmiques du Sorting, du Skewness et du Kurtosis selon la méthode de Ward et Folk (1957) et description des limites correspondantes.

Paramètres	Standard Deviation	Skewness	Kurtosis
Formules	$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$	$Sk_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44\,(\phi_{75} - \phi_{25})}$

	Sorting (σI)		Skewness (Sk_I)		Kurtosis (K_G)	
Description	Très bien classé	< 0.35	Très asymétrique vers les fins	$^{+}0.3$ à $^{+}1.0$	Très platikurtique	< 0.67
	Bien classé	0.35 – 0.50	Asymétrique vers les fins	$^{+}0.1$ à $^{+}0.3$	Platikurtique	0.67 – 0.90
	Moyennement bien classé	0.50 – 0.70	Symétrique	$^{+}0.1$ à $^{-}0.1$	Mésokurtique	0.90 – 1.11
	Modérément classé	0.70 – 1.00	Asymétrique vers les grossiers	$^{-}0.1$ à $^{-}0.3$	Leptokurtique	1.11 – 1.50
	Mal classé	1.00 – 2.00	Très asymétrique vers les grossiers	$^{-}0.3$ à $^{-}1.0$	Trés leptokurtique	1.50 – 3.00
	Très mal classé	2.00 – 4.00			Extrêmement Leptokurtique	> 3.00
	Extrêmement mal classé	> 4.00				

III. 2. Analyses géochimiques

L'analyse de la matière organique et des carbonates a été faite par perte au feu (Dean, 1974). Après élimination de l'eau en excès à 45°C pendant une demi heure environ et l'eau liée à 110°C pendant une demi heure au moins, les échantillons finement broyés sont mis au

four à 550°C pendant deux heures au moins dans des creusets en céramique. La différence du poids permet de calculer le pourcentage de la teneur en matière organique. Ensuite les échantillons sont mis au four entre 800 et 950°C pendant une heure au moins, ce qui permet de calculer le pourcentage de la teneur en carbonates.

Les formules de calcul des teneurs en matière organique et en carbonate sont :

$$MO(\%) = \frac{P_0 - P_1}{P_0}.100$$

$$Carbonates(\%) = \frac{P_1 - P_2}{P_1}.100$$

Avec : P_0 : le poids initial de l'échantillon après élimination de l'eau liée à 110°C ;

P_1 : le poids de l'échantillon après incinération à 550°C ;

P_2 : le poids de l'échantillon après incinération à 950°C.

Des éléments majeurs et en trace (Si, Ca, Mg Al, Fe, Na, K, Ti, P, Mn et Sr) ont été dosé par ICP-AES (voir principe de la technique d'ICP-AES dans le paragraphe II.2 .2). Les échantillons, après élimination de la matière organique et des carbonates, sont mis en solution par fusion alcaline au metaborate de lithium ($LiBO_2$) à 1050°C pendant une demi-heure dans des creusets en graphite (Javis, 1991 ; Todland et al, 1992). On a utilisé 250 mg de l'échantillon avec 500 mg de $LiBO_2$. Après la fusion, chaque échantillon est dissous immédiatement sous agitation magnétique continue dans 20 ml d'HCl à 5 %. Les échantillons sont complétés à 50 ml par HCl 5 % et sont prêts à l'analyse. Une gamme d'étalonnage est faite par des géostandards avant chaque série d'analyse.

Les éléments majeurs et en trace de quelques échantillons des sédiments d'interface du lac Ifrah ont été analysés par fluorescence des rayons X à l'unité d'appuie technique à la recherche scientifique du CNRST (Rabat). La spectrométrie de fluorescence X (SFX) est une méthode d'analyse chimique élémentaire utilisant une propriété physique de la matière : la fluorescence de rayons X. En effet, lorsqu'on bombarde la matière avec des rayons X, la matière réémet de l'énergie sous la forme, entre autres, de rayons X ; c'est la fluorescence X. Le spectre des rayons X émis par la matière est caractéristique de la composition de l'échantillon, en analysant ce spectre, on peut en déduire la composition élémentaire, c'est-à-dire les concentrations massiques en éléments chimiques généralement sous forme oxydées (Beckhoff et al, 2006). Chaque échantillon, préalablement séché et finement broyé, est pressé avec l'acide borique dans une pastille avant d'être soumis à l'analyse.

III. 3. Analyses minéralogiques

Une analyse qualitative et semi-quantitative des minéraux argileux et non argileux ont été réalisées au CEREGE (Aix-en-Provence) par diffraction de rayons X (DRX).

III. 3. 1. Principe de DRX

Cette technique est fondée sur la diffraction des rayons X par le réseau cristallin de chaque minéral (Guinier, 1964, 1984 ; Bouchet et al, 2000) selon la loi de Bragg :

$$2.d.\sin\theta = n\lambda$$

Avec: d : la distance des plans réticulaires;

λ : la longueur d'onde ;

n : l'ordre de la réflexion.

Lorsqu'un matériau est irradié par un rayonnement X, il émet un rayonnement secondaire dont la longueur d'onde est similaire à celle du rayonnement primaire. Ce phénomène, répété sur un grand nombre d'atomes disposés selon un motif répétitif (réseau cristallin d'un minéral par exemple), crée par un phénomène d'interférence un rayonnement dont l'intensité est suffisante pour être enregistrée dans un diffractomètre par exemple (Bouchet et al, 2000). Dans la structure cristalline, les plans d'atomes sont équidistants. Le but de l'analyse par la diffraction des rayons X, est de mesurer cette équidistance (d) qui caractérise une famille de plans atomiques similaire dans le réseau du minéral (Bouchet et al, 2000).

L'appareillage utilisé est un diffractomètre de poudres à goniomètre vertical θ-2θ (figure III-10). Il est constitué :

- d'un tube à vide qui est la source des rayons X. Les radiations utilisées sont des raies Kα du cobalt (Co Kα = 1,790260 A°). Ces radiations monochromatiques sont obtenues par excitation des atomes de l'anode du tube. Les quantités importantes de chaleur dégagées par le bombardement sont évacuées par un système de refroidissement par l'eau. Des protections en plomb absorbent totalement les RX émis dans toutes les directions. Seules les quatre fenêtres du tube en béryllium laissent passer les RX de différentes longueurs d'onde. Après filtration à la sortie des fenêtres, seules les raies Kα sont retenues.
- le goniomètre qui est la partie capitale du diffractomètre car il définit la géométrie de la diffraction. Deux paramètres sont importants : la relation entre les angles d'incidence et de diffraction est de type θ-2θ ; Les distances sources-objet analysées et objet-système de détection sont égales (figure III-10).

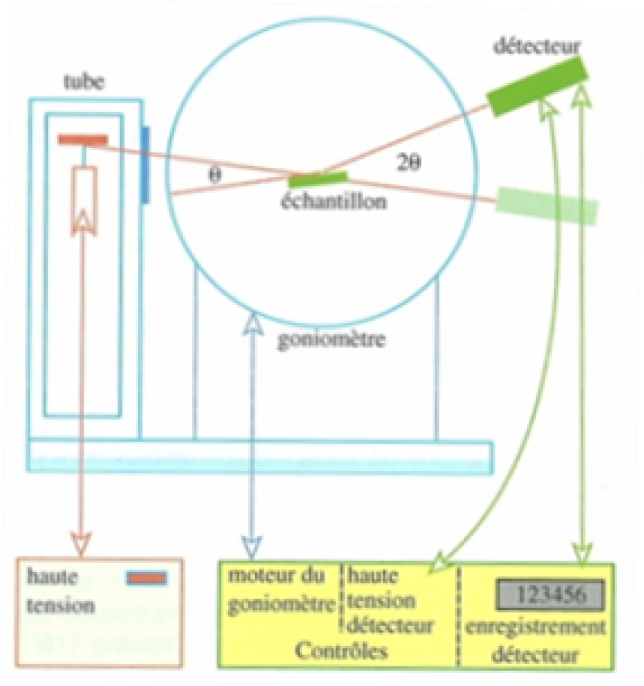


Figure III-10: Schéma d'un diffractomètre de poudre classique (Bouchet et al, 2000).
Les organes essentiels sont : le générateur de haute tension ; le tube ; le goniomètre ; le système de détection et d'enregistrement.

III. 3. 2. Préparation des lames et identification des minéraux

Les lames désorientées ont été utilisées pour l'identification de la minéralogie totale. Quelques milligrammes de l'échantillon à analyser, préalablement séché et finement broyé, sont pressés soigneusement dans une plaque en aluminium dépolie qu'on a mis directement à l'analyse dans le diffractomètre. Le traitement du diffractogramme obtenu par un logiciel d'analyse nous permet d'identifier les minéraux présents dans l'échantillon et de déterminer semi-quantitativement leur proportion.

L'identification des minéraux argileux a été faite sur lames orientées. Par convention la fraction argileuse correspond à la fraction granulométrique inférieure à 2µm (Larqué, 1992). L'identification de ces minéraux argileux par diffractométrie nécessite d'abord leur extraction (Holtzapffel, 1985). Un ensemble de traitement chimique et de lavage doivent être appliqué pour purifier la préparation et éliminer les éléments perturbateurs des diffractogrammes tels que les carbonates et les matières organiques. Les étapes adoptées au CEREGE sont comme suit :

a) Délitage : 5 à 10 g de l'échantillon séché et légèrement broyé sont délités dans l'eau distillée.

b) Décarbonatation : on ajoute progressivement l'HCl à 5 % jusqu'à la disparition des bulles puis on lave trois fois par l'eau distillée en centrifugeant à 4000 tours pendant 5 mn pour éliminer HCl et faciliter la défloculation des minéraux argileux.

c) Elimination de la matière organique : on ajoute l'eau oxygénée (50 ml au maximum). On laisse réagir 24h à froid puis 48h à chaud (50°C). On lave trois fois par l'eau distillée en centrifugeant à 4000 tours pendant 5 mn.

d) homogénéisation : le culot récupéré est homogénéisé à l'ultrason jusqu'à dispersion totale.

e) Extraction de la fraction argileuse : cette opération est basée sur la loi de Stokes :

$$t = \frac{190x}{d^2}$$

Avec : **t** = le temps de sédimentation en mn ;

d = diamètres des particules en µm ;

x = profondeur de descente des particules de diamètre d en cm.

On laisse la suspension décanter pendant 4h. Après on prélève la partie supérieure de la suspension sur 1,5 cm. Enfin, on centrifuge pendant 5 mn à 4000 tours.

f) Préparation des lames orientées : la petite quantité du matériel inférieur à 2 µm obtenue dans le culot est étalée sur des lames de verre usinées à cet effet. Les lames sont ainsi séchées à l'air libre avant d'être analysées par DRX.

g) Enregistrement au DRX : quatre enregistrements sont réalisés par échantillon :

- Diffractogramme sur lame normale, séchée à l'air libre ;
- Diffractogramme sur lame chauffée à 450°C pendant 4h ;
- Diffractogramme sur lame placée une nuit dans une atmosphère saturée en éthylène-glycol ;
- Diffractogramme sur lame placée une nuit dans une atmosphère saturée en hydrazine monohydrate.

La lecture de ces quatre enregistrements permet une détermination qualitative des minéraux argileux de l'échantillon étudié (Larqué, 1992). Une approche semi-quantitative est réalisée par un logiciel d'analyse sur les enregistrements des lames saturées en glycol.

IV. Mesures de la susceptibilité magnétique

IV. 1. Définition et signification

La susceptibilité magnétique d'un sédiment représente la capacité de ce dernier d'être magnétisé devant un champ magnétique (Ruiz-Fernàndez, 2005). C'est le moment

magnétique induit qui est dû au diamagnétisme et au paramagnétisme des minéraux non ferromagnétiques et à la partie réversible du ferromagnétisme des minéraux magnétiques (Westphal, 1986). Les ferromagnétiques incluent la magnétite, l'hématite, les oxydes de fer-titanium, la pyrrhotite, la maghémite, la greigite et la goethite. Les paramagnétiques incluent une large gamme de minéraux contenant les ions Fe^{2+}, Fe^{3+} ou Mn^{2+} comme les minéraux argileux (chlorite, smectite et glauconite), les carbonate de fer et de manganèse (sidérite, rhodochrosite), les silicates ferromagnétiques (olivine, amphibole, pyroxène …) ainsi que d'autres variétés de minéraloïdes oxyhydroxides-ferriques (Ruiz-Fernàndez, 2005). Au niveau des sédiments meubles et des sols, la magnétisation induite est due principalement à la concentration des minéraux ferromagnétiques secondaires (magnétite, goethite et maghémite) associés aux fractions très fines (argile et matière organique) et qui sont formés par processus de pédogenèse (Mullins, 1977 ; Dearing et al, 1985; Williamson, 2004). La susceptibilité magnétique d'un sédiment est contrôlée par la composition minéralogique et précisément la concentration en minéraux magnétique ainsi que par la taille et la forme des particules. Les variations de la susceptibilité magnétique reflètent les changements du climat, du couvert végétal ainsi que les processus d'érosion et de déposition (Thompson et Oldfield, 1986 ; Thouveny, 1991; Verosub et Rberts, 1995 ; Eriksson et Sandgren, 1999 ; Williamson et al, 2004).

IV. 2. Méthode de mesure

La mesure de la susceptibilité magnétique a été effectuée au CEREGE (Aix-en-Provence) à l'aide d'un susceptibilimètre Bartington à Kappabridge. Les échantillons préalablement séchés à 45°C et broyés ont été pesés et mis dans des cubes en polyéthylène. Chaque échantillon est introduit dans une bobine parcourue par un courant alternatif. La valeur enregistrée directement à l'aide d'un logiciel d'analyse correspond à la susceptibilité magnétique. Son unité est 10^{-6} SI (système international). La susceptibilité massique ou susceptibilité spécifique (χ) est calculée en divisant la susceptibilité magnétique totale sur la masse en gramme de l'échantillon analysé. L'unité est 10^{-9} m^3 / Kg.

V. Détermination du taux de sédimentation

Le taux d'accumulation a été estimé par la méthode radio-isotopique du ^{210}Pb sur les carottes du centre des lacs étudiés.

V. 1. Le ^{210}Pb et ses isotopes

Le ^{210}Pb ($T_{1/2}$ = 22,3 ans) est un élément radioactif naturel émetteur β^- et γ qui se situe dans la chaîne de décroissance de l'Uranium-238 ($T_{1/2}$ = 4,5.10^9 ans). Il descend spécifiquement du Radon-222 ($T_{1/2}$ = 3,8 jours), élément fils du Radium-226 ($T_{1/2}$ = 1620 ans), qui s'échappe en permanence de la croûte terrestre sous forme de gaz inerte. L'émission de ^{222}Rn dépend de la nature du sol, de la couverture végétale, de l'humidité et de la teneur des sols en ^{226}Ra (Wilkenning et al, 1975 ; Turekian et al, 1977 : Heyraud et al, 1982 ; Miralles, 2004). Une fois dans l'atmosphère, le ^{222}Rn se désintègre en ^{210}Pb qui s'adsorbe sur des aérosols submicroniques (Gillette et al, 1972 ; Miralles, 2004). Le ^{210}Pb atmosphérique retombe sur la surface terrestre sous forme de précipitations sèches ou humides (de 50 à 75 %) (Turekian et al, 1977 : Heyraud et al, 1982 ; Miralles, 2004). Son temps de résidence dans l'atmosphère est de 1 à 10 jours (Moore et al, 1974 ; Turekian et al, 1977 ; Kritz et Rancher, 1980). L'activité du ^{210}Pb totale (A totale) que l'on mesure dans le sédiment est la somme de l'activité A en excès, due au ^{210}Pb qui arrive de la colonne d'eau (appelé ^{210}Pb en excès), et à l'activité du ^{210}Pb produit par la décroissance in situ du ^{226}Ra contenu dans le sédiment (on appelle ce ^{210}Pb, le ^{210}Pb supporté), A supportée (Miralles, 2004) :

$$A_{totale} = A_{en\ excés} + A_{\sup portée}$$

V. 2. Méthode analytique

L'activité du ^{210}Pb dans les sédiments étudiés a été mesurée par spectrométrie alpha via le ^{210}Po (élément fils du ^{210}Pb) (Schell et Nevissi, 1983). Une quantité de 300 à 400 mg de l'échantillon, séché et finement broyé à laquelle on a ajouté 100µl du ^{209}Po, est soumis à quatre phases d'attaque acide et d'évaporation :

- Ajout de 3 ml d'acide nitrique HNO_3 65%. Chauffage à 60-70°C puis évaporation à sec ;
- Ajout de 3 ml d'un mélange 50% d'acide nitrique et 50% d'acide perchlorique (HNO3 65%-HClO4 70%). Chauffage et évaporation ;
- Ajout de 3ml d'acide fluorhydrique (HF 48%). Chauffage et évaporation ;
- Ajout de 3 ml d'acide chlorhydrique (HCl 34%) chauffage et évaporation.

L'échantillon est repris par 250 ml d'acide chlorhydrique 0,3N. La solution ainsi obtenue est chauffée à 90°C, température à laquelle on ajoute environ de 100 mg d'acide ascorbique en poudre pour réduire le fer. La solution est ramenée à 60°C et un disque d'argent pur est immergé. Ce disque sert pour fixer le ^{210}Po de la solution (Hamilton et Smith, 1986). Cette étape dure quatre heures et le disque est ensuite mis à sécher. Le comptage a été effectué au

CERECE dans des chambres de comptage ORTEC. L'activité mesurée (en Bq. Kg^{-1}) est amenée à la date de collecte.

V. 3. Calcule du taux de sédimentation

En se basant sur des modèles mathématiques qui prédisent la distribution du ^{210}Pb en profondeur, il est possible de donner un âge aux différents niveaux d'une colonne sédimentaire et donc d'estimer le taux de sédimentation (Oldfield et Appleby, 1984). L'activité totale de ^{210}Pb dans le sédiment est définie comme c'est indiqué par :

$$A_{totale} = A_{en\ excés} + A_{\sup portée}$$

Le taux d'accumulation récent a été déterminé par la mesure de la désintégration du ^{210}Pb en excès. Le modèle de calcul appliqué est le C.F/C.S (constant flux, constant sedimentation rate) et qui est basé sur les deux hypothèses suivantes :

- L'activité initiale du ^{210}Pb en excès est constante pour tous les niveaux de la colonne sédimentaire (Appleby et Oldfield, 1983).
- Les profils de ^{210}Pb en excès dans le sédiment sont contrôlés par la décroissance radioactive, l'accumulation des sédiments et les mélanges physiques et biologiques.

Quand le ^{210}Pb en excès est incorporé dans le sédiment, son activité décroît exponentiellement avec le temps

$$A_{excès} = A_{0excès}.e^{-\lambda t} \qquad (1)$$

Avec :

$A_{excès}$: activité au temps t ;

λ : la constante de désintégration

$A_{0excès}$: activité initiale

t : le temps écoulé

On sait que le taux de sédimentation R est le rapport de la profondeur z par le temps t :

$$R = \frac{z}{t}$$

En substituant le temps t et en mettant l'équation (1) sous forme logarithmique, on aura :

$$\ln A_{excès} = \ln A_{0excès} - \frac{\lambda}{R}.z \qquad y = b - ax$$

A partir de la pente obtenue $a = \frac{\lambda}{R}$ on pourra donc calculer le taux de sédimentation R en cm/an : $R = \frac{\lambda}{a}$

VI. Modèle numérique de terrain (MNT)

VI. 1. Définition

Le Modèle numérique de terrain, comme son nom l'indique, est une représentation numérique du terrain en termes d'altitudes ; il fournit des renseignements sur la forme et la position de la surface topographique pour une zone géographique donnée (Charleux–demargne, 2001). Il existe plusieurs méthodes pour calculer et élaborer un MNT :

- MNT calculés à partir de la numérisation et l'interpolation des courbes de niveau et points cotés des cartes topographiques
- La restitution stéréoscopique
- Les méthodes radar

VI. 2. Méthodologie de réalisation du MNT

Un Modèle numérique de terrain (MNT) a été réalisé à partir de la numérisation des courbes de niveau et des points côtés de la carte topographique de 1/50 000 (région d'Youn Snane où se trouve les lacs étudiés) à l'aide d'un logiciel de SIG : ArcView GIS 3.3. Les étapes d'élaboration du MNT sont :

- Le géoréférencement de la carte topographique ;
- La digitalisation des courbes de niveau et des points côtés ;
- La création d'un Triangular Irregular Network (TIN) ;
- L'élaboration du Modèle Numérique du Terrain (MNT).

CHAPITRE IV : RESULTATS

A. PHYSICO-CHIMIE DES EAUX

B. SEDIMENTATION ACTUELLE

CHAPITRE IV

RÉSULTATS

Nous présentons dans la première partie de ce chapitre les résultats relatifs aux analyses physico-chimiques des eaux des trois lacs. Après la caractérisation du faciès hydrochimique des eaux, chaque paramètre est analysé en terme de variations saisonnières au niveau des trois lacs. Dans la deuxième partie, nous présentons succinctement les résultats relatifs aux analyses sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques menés sur les sols, les terrasses et les sédiments d'interface de bordure et du centre de chaque lac.

A. PHYSICO-CHIMIE DES EAUX

I. Physico-chimie des eaux du lac Ifrah

I. 1. Le faciès hydrochimique

Pour une description globale de la composition chimique des eaux du lac Ifrah, on admet la nomenclature de Jäckli (1970) *in* Derron (2002) qui repose sur le principe suivant :

1) Ne sont considérées que les concentrations relatives (en % de meq/l), des cations et anions, supérieures à 10 % ;

2) Les cations sont indiqués en premier, par ordre décroissant d'abondance, puis les anions de la même manière;

3) Les teneurs supérieures à 50 % sont soulignées et celles entre 10 et 20 % sont mises entre parenthèses.

Le faciès hydrogéochimique des eaux du lac Ifrah au cours de l'année 2006 varie d'une façon saisonnière. Il est de type Mg-HCO_3 à l'hiver, devient Mg-(Na)-(Cl)-(HCO_3) à l'été puis revient Mg-HCO_3 à l'automne. Pour une interprétation plus aisée des résultats, nous avons eu recours à la représentation graphique (Fig. IV-1). Les eaux du lac Ifrah sont de type bicarbonaté calcique et magnésien pendant les saisons froides (hiver et automne) et deviennent de type bicarbonaté chloro-sodique magnésien au cours des saisons chaudes (Figure IV-1(a)). Ce sont les ions de bicarbonate qui connaissent une forte fluctuation selon les saisons, suivi par les nitrates, les alcalins, le magnésium et les chlorures (Fig. IV-1(b)).

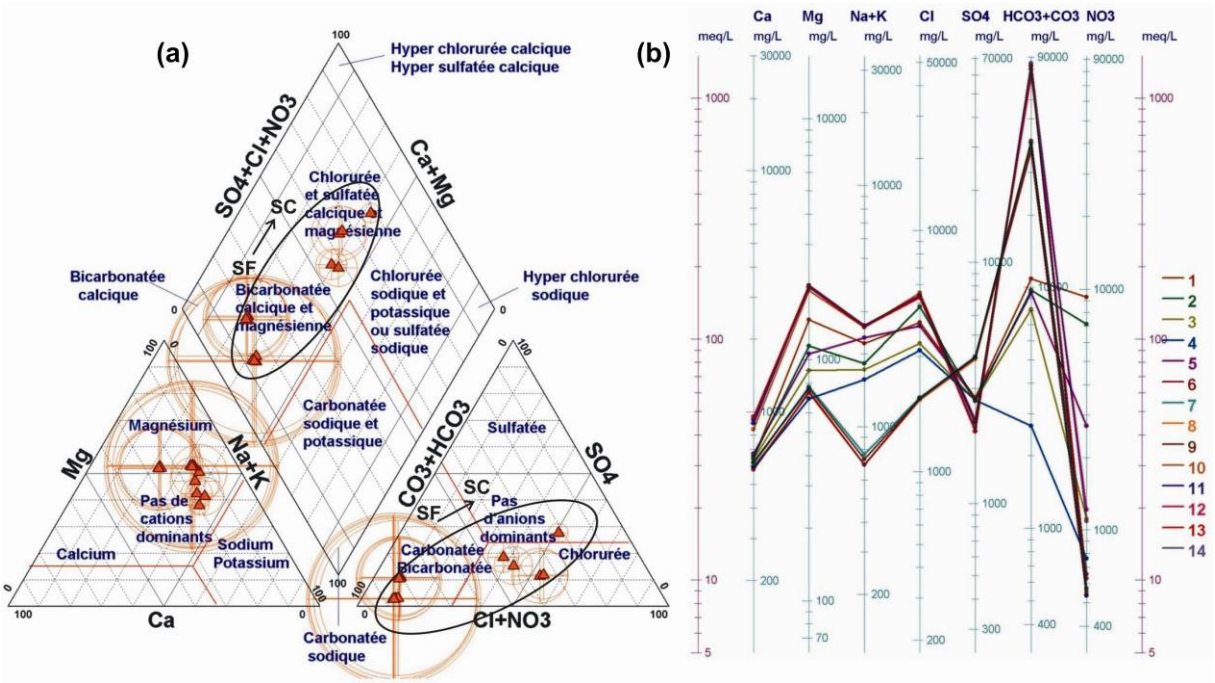


Figure IV-1 : Représentation de la composition chimique à l'aide du diagramme de Piper (a) et de Schöller Berkaloff (b) des eaux du lac Ifrah au cours de l'année 2006. SF : saison froide, SC : saison chaude.

I. 2. La température

Les eaux du lac Ifrah commencent à se réchauffer au début du printemps et au cours de l'été puis se refroidissent progressivement au début de l'automne jusqu'à la fin de l'hiver (tableau IV-2). Le profil thermique horizontal des eaux est marqué par la diminution de la température des eaux vers le centre du lac au cours de la saison chaude (Figure IV-2a) et par leur augmentation au cours de la saison froide (Figure IV-3a). Le profil thermique vertical est moins prononcé. On assiste généralement à une diminution de la température depuis la surface vers l'interface eau/sédiment.

I. 3. Le pH

Le pH des eaux du lac Ifrah est relativement élevé (Tableaux IV-1 et IV-2). Le contraste saisonnier est plus prononcé au cours de 2006 par rapport aux années précédentes. Le pH des eaux diminue sensiblement au cours des saisons froides et augmente au cours des saisons chaudes. La variation spatiale du pH des eaux est marquée par une diminution vers le centre du lac (Figures IV-2a et IV-3a).

Tableau IV-1 : Physico-chimie des eaux du lac Ifrah au cours des années 2003-2005.

	août-03				janvier-04				avril-04				avril-05			
	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET
pH	10,70	10,94	10,36	0,25	9,40	9,80	8,81	0,42	9,88	10,67	9,15	0,62	10,43	10,65	10,18	0,16
CE (µs/cm)	653	681	639	19,19	507	533	490	17,73	545	571	522	20,69	938	1010	870	58
O_2 (mg/l)	8,72	8,90	8,51	0,16	8,81	9,01	8,67	0,14	8,78	8,98	8,54	0,18	8,44	9,94	7,25	0,85
Ca^{2+} (mg/l)	71,30	76,09	68,72	3,28	64,09	79,99	57,04	10,68	115,51	159,64	71,37	37,85	50,20	61,17	32,52	13,44
Mg^{2+} (mg/l)	141,86	158,48	125,05	17,61	100,70	102,04	98,80	1,43	151,97	160,94	143,00	7,39	231,22	251,99	212,67	21,27
Na^{+} (mg/l)	60,38	61,80	58,39	1,43	30,74	30,90	30,64	0,12	34,16	35,78	32,53	1,47	59,27	64,53	53,53	5,88
k^{+} (mg/l)	3,74	5,43	2,31	1,63	2,19	2,29	2,10	0,08	5,46	6,15	4,75	0,65	4,63	6,63	2,99	1,67
Cl^{-} (mg/l)	41,82	47,80	36,49	4,77	18,69	19,22	17,84	0,61	19,25	19,93	18,56	0,60	29,87	33,17	27,76	2,56
TUR (NTU)	11,27	17,04	9,01	3,88	6,30	8,49	3,57	2,08	8,60	10,52	7,08	1,49	21,16	75,20	6,54	23,37
Mg/Ca	3,29	3,71	2,78	0,47	2,64	2,86	2,10	0,36	2,34	3,30	1,66	0,73	8,03	10,80	5,83	2,19
Ca/Mg	0,31	0,36	0,27	0,04	0,39	0,48	0,35	0,06	0,46	0,60	0,30	0,13	0,13	0,17	0,09	0,03
Ca+Mg (méq/l)	15,23	16,56	13,72	1,41	11,49	12,39	10,98	0,62	18,27	21,21	15,33	2,45	21,53	23,79	19,16	2,09
Na/K	32,02	44,60	19,01	14,17	23,91	24,83	22,82	0,87	10,72	11,64	9,89	0,83	23,43	30,45	16,55	6,18
Na+K (méq/l)	2,72	2,78	2,66	0,05	1,39	1,40	1,39	0,01	1,62	1,71	1,54	0,08	2,70	2,98	2,41	0,30
Cl/Na	0,45	0,50	0,41	0,04	0,39	0,41	0,38	0,01	0,37	0,38	0,35	0,01	0,33	0,40	0,28	0,05
Dureté [°THf]	76,17	82,80	68,61	7,03	57,43	61,95	54,89	3,10	91,36	106,06	76,65	12,26	107,66	118,94	95,78	10,45

ET : écart type ; CE : conductivité électrique ; TUR : turbidité

Tableau IV-2 : Physico-chimie des eaux du lac Ifrah au cours de l'année 2006.

	février-06				mai-06				août-06				novembre-06			
	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET
T °C	12,64	15,10	9,65	2,64	26,08	26,90	25,30	0,66	25,15	27,15	23,65	1,37	9,20	9,80	8,40	0,58
pH	7,94	7,97	7,91	0,03	10,15	10,34	10,01	0,12	10,73	10,90	10,49	0,16	8,14	8,23	8,04	0,08
CE (µs/cm)	924	970	895	34,86	667,50	740	540	63,41	979	1264	732	197,24	820	830	810	7,07
O_2 (mg/l)	6,50	6,62	6,35	0,12	7,91	9,38	6,42	1,14	5,37	7,55	3,71	1,51	6,11	6,34	6,03	0,13
Ca^{2+} (mg/l)	29,93	31	28,72	1,02	23,22	25,44	21,10	2,01	31,86	33,51	29,42	1,52	45,44	47,42	42,23	2,01
Mg^{2+} (mg/l)	61,46	63,70	59,55	1,91	58,21	63,10	54,32	3,65	86,23	120	56,61	23,55	164,27	167,77	158,24	3,90
Na^{+} (mg/l)	19,57	20,95	18,50	1,08	38,36	42,31	34,84	3,09	64,41	71,36	56,94	6,38	86,83	88,71	86,04	1,07
k^{+} (mg/l)	6,91	7,23	6,54	0,29	25,89	27,78	22,95	2,10	11,42	17,97	6,41	4,72	15,32	16,24	14,98	0,52
HCO_3^{-}(mg/l)	634,82	662,96	609,95	25,07	na	na	na	na	134,10	178,09	43,55	53,15	1332,72	1396,98	1246,90	56,60
Cl^{-} (mg/l)	56,60	57,14	55,77	0,61	na	na	na	na	110,77	136,55	90,15	18,39	152,18	156,19	148,47	2,74
SO_4^{2-} (mg/l)	83,61	84,39	82,64	0,73	na	na	na	na	56,13	57,30	55,42	0,73	44,15	46,19	41,42	1,99
NO_3^{-} (mg/l)	9,39	10,56	8,62	0,83	na	na	na	na	76,59	181,02	12,34	74,52	12,96	19,56	8,64	5,19
P^{-} (µg/l)	65,61	72,31	58,81	5,64	84,70	114,61	63,78	21,49	663,65	1331,64	128,66	495,71	266,53	392,29	184,88	77,91
Al^{3+} (µg/l)	10,19	12,5	8,21	1,76	845,50	892,64	790,82	50,97	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld
Fe^{3+} (µg/l)	7,33	8,14	6,13	0,87	537,05	608,75	493,43	51,09	7,47	13,26	3,34	4,13	4,66	5,60	3,72	0,70
Si^{4+} (µg/l)	na	na	na	na	na	na	na	na	65,22	72,22	58,22	6,08	297,27	485,43	74,19	147,05
CDT (mg/l)	902,50	935	873	30,62	na	na	na	na	582,60	787	360	167,08	1853,80	1922	1776	55,67
TUR (NTU)	10,98	12,98	8,64	2,25	23,14	58,20	3,35	20,29	7,84	10,79	1,50	3,75	113,64	178	50,2	57,90
MES (mg/l)	261,23	270,60	249	9,75	390	440	340	50	474	560	410	71,62	566,4	740	442	129,42

ET : écart type ; CE : conductivité électrique ; CDT : charge dissoute totale ; TUR : turbidité ; MES : matière en suspension ; na : non analysé ; ld : limite de détection.

Tableau IV-3 : Caractéristiques chimiques des eaux du lac Ifrah au cours de l'année 2006.

	février-06				mai-06				août-06				novembre-06			
	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET
Mg/Ca	3,39	3,46	3,32	0,07	4,14	4,35	3,88	0,20	4,44	6,18	3,17	1,13	5,97	6,18	5,82	0,19
Ca/Mg	0,30	0,30	0,29	0,01	0,24	0,26	0,23	0,01	0,24	0,32	0,16	0,06	0,17	0,17	0,16	0,01
Ca+Mg (méq/l)	6,55	6,76	6,37	0,20	5,95	6,46	5,52	0,39	8,69	11,47	6,13	1,98	15,79	16,17	15,13	0,40
Na/K	4,82	4,93	4,59	0,16	2,52	2,59	2,38	0,10	10,66	15,11	6,70	3,34	9,65	9,99	9,04	0,36
Na+K (méq/l)	1,03	1,10	0,98	0,06	2,33	2,55	2,10	0,18	3,09	3,54	2,64	0,39	4,17	4,25	4,13	0,04
Cl/Na	1,88	1,96	1,77	0,09	nc	nc	nc	nc	1,12	1,43	1,03	0,17	1,14	1,17	1,11	0,02
Is Calcite	0,53	0,58	0,48	0,05	nc	nc	nc	nc	2,83	3,17	2,28	0,35	1,08	1,14	1,02	0,06
Is Aragonite	0,38	0,43	0,33	0,05	nc	nc	nc	nc	2,69	3,03	2,14	0,35	0,92	0,98	0,87	0,05
Is Dolomite	1,54	1,67	1,39	0,13	nc	nc	nc	nc	6,43	7,29	5,18	0,81	2,83	2,95	2,72	0,11
Is Gypse	-1,97	-1,95	-1,98	0,01	nc	nc	nc	nc	-2,10	-2,08	-2,12	0,01	-2,17	-2,14	-2,19	0,02
Is Anhydrite	-2,22	-2,21	-2,23	0,01	nc	nc	nc	nc	-2,32	-2,30	-2,33	0,01	-2,43	-2,40	-2,45	0,02
Dureté [°THf]	32,75	34	32	0,96	29,75	32	28	1,71	43,40	57	31	9,76	79	81	76	1,87
Alc.Rés.Ca (méq/l)	8,91	9,32	8,56	0,36	-1,16	-1,05	-1,27	0,10	0,61	1,32	-0,75	0,81	19,58	20,58	18,13	0,92
Alc.Rés.Ca+Mg (méq/l)	3,85	4,19	3,61	0,25	-5,95	-5,52	-6,46	0,39	-6,49	-5,41	-8,55	1,27	6,06	7,08	4,66	0,89

ET : écart type ; Alc.Rés.Ca : alcalinité résiduelle calcite ; Alc.Rés.Ca+Mg : alcalinité résiduelle calcite et magnésique ; nc : non calculé.

I. 4. L'oxygène dissous

Les eaux du lac Ifrah sont généralement oxygénées. Les concentrations en oxygène dissous présentent une certaine variabilité interannuelle. Les teneurs en oxygène dissous ont diminué au cours de 2006 par rapport aux 2003–2005 (Tableaux IV-1 et IV-2). L'évolution horizontale est marquée par une diminution remarquable des teneurs en oxygène dissous vers le centre du lac au cours de la saison d'été (Figure IV-2a) et reste à peu près stable à l'automne (Figure IV-3a).

I. 5. La conductivité électrique

Les valeurs de la conductivité électrique des eaux du lac Ifrah étaient moins élevées au cours de 2003–2004 que 2005–2006 (Tableaux IV-1 et IV-2). Les variabilités saisonnières sont donc irrégulières. L'évolution du profil horizontal des valeurs de la conductivité électrique montre une diminution vers le centre du lac au cours des saisons chaudes (Figure IV-2a) et une répartition assez hétérogène au cours des saisons froides (Figure IV-3a).

I. 6. La turbidité

Les eaux du lac Ifrah sont généralement assez turbides hormis les valeurs très élevées enregistrées à l'automne 2006 (Tableau IV-2). Les valeurs plus faibles caractérisent les eaux de l'hiver 2004 et de l'été 2006 (Tableaux IV-1 et IV-2). La variation horizontale était marquée, à l'été 2006, par une faible augmentation puis une diminution rapide de la turbidité vers le centre du lac (Figure IV-2a). A l'automne 2006, on assiste à une diminution progressive des valeurs de la turbidité toujours vers le centre du lac (Figure IV-3a).

I. 7. La matière en suspension (MES)

Les eaux du lac Ifrah, au cours de 2006, étaient chargées en matières particulaires et en composés dissous. Les valeurs les plus faibles de la matière en suspension ont été enregistrées à l'hiver et elles augmentent progressivement jusqu'à l'automne (Tableau IV-2). La répartition horizontale de la MES dans le lac est toutefois irrégulière (Figures IV-2b et IV-3a).

I. 8. Les cations majeurs

Les eaux du lac Ifrah sont relativement riches en éléments alcalino-terreux. Les concentrations en magnésium sont plus élevées que celles en calcium. On souligne généralement une diminution des teneurs en ces deux éléments depuis 2003 à 2006 (Tableaux IV-1 et IV-2). La variation spatiale était marquée par leur diminution vers le centre du lac au

cours de la saison chaude (Figure IV-2a) et une répartition inverse au cours de la saison froide (Figure IV-3a).

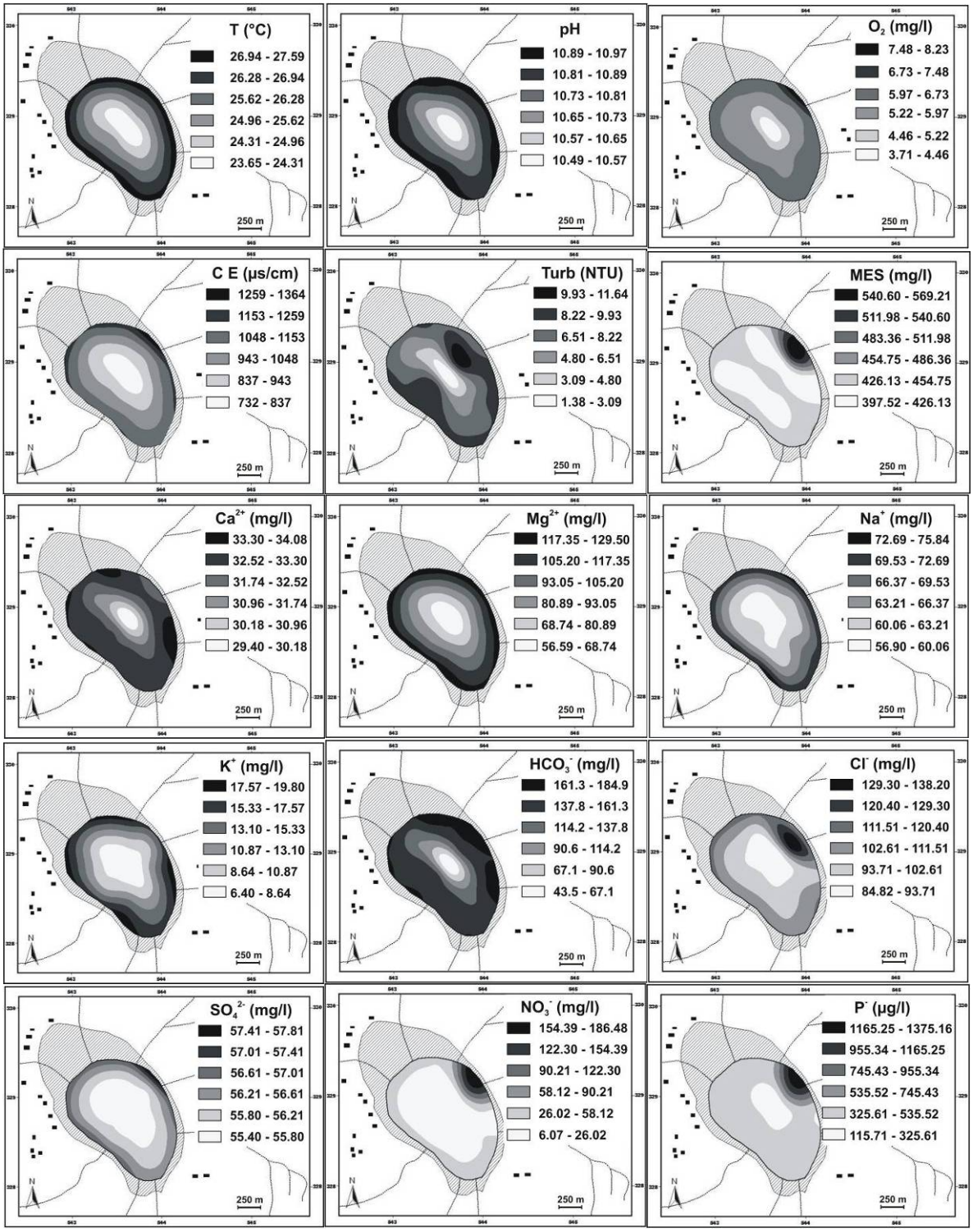


Figure IV-2a : Répartition spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission d'août 2006). O_2 : oxygène dissous ; CE : conductivité électrique ; TUR : turbidité ; MES : matière en suspension.

Les eaux du lac Ifrah sont généralement dures. La variation interannuelle montre une diminution de la dureté des eaux au cours des années 2003–2006 (Tableaux IV-1 et IV-3). Les valeurs les plus faibles ont été enregistrées au printemps 2006. La variabilité spatiale est marquée par une diminution très importante de la dureté des eaux vers le centre du lac au cours de la saison d'été (Figure IV-2b) et par son augmentation progressive à l'automne 2006 (Figure IV-3b).

Les eaux du lac Ifrah sont généralement sursaturées en éléments alcalino-terreux. Les indices de saturation vis-à-vis les principaux minéraux carbonatés (calcite, aragonite et dolomite), calculés pour 2006, sont toujours supérieurs à zéro. Ils sont plus élevés au cours de la saison chaude (été) et diminuent au cours des saisons froides (automne et hiver) (Tableau IV-3). La variation spatiale montre une diminution plus importante de ces indices vers le centre du lac à l'été qu'à l'automne (Figures IV-2b) et IV-3b).

L'alcalinité résiduelle en calcite et en calcite magnésienne calculée pour 2006 varie beaucoup selon les saisons. Ces valeurs sont plus élevées au cours des saisons froides et diminuent au dessous du zéro pendant les saisons chaudes (Tableau IV-3). La variation spatiale est marquée par une évolution inversée de l'alcalinité résiduelle en calcite et en calcite magnésienne au cours de la saison chaude (Figure IV-2b) et par leur variation au cours de la saison froide (Figure IV-3b).

Les concentrations en éléments alcalins (sodium et potassium) sont moins élevées que celles des alcalino-terreux. Contrairement à ces derniers, on observe un enrichissement des eaux en sodium et en potassium entre 2003 et 2006 (Tableaux IV-1 et IV-2). La variabilité spatiale de ces éléments montre une diminution des teneurs en alcalins vers le centre du lac au cours de la saison d'été (Figure IV-2a) et une variation plus ou moins fluctuante à l'automne (Figure IV-3a).

I. 9. Les cations mineurs

Les éléments mineurs analysés dans les eaux du lac Ifrah sont l'aluminium, le fer et la silice. L'aluminium et le fer présentent des valeurs élevées au printemps 2006. Les teneurs en silice sont plus élevées à l'automne 2006 (tableau IV-2).

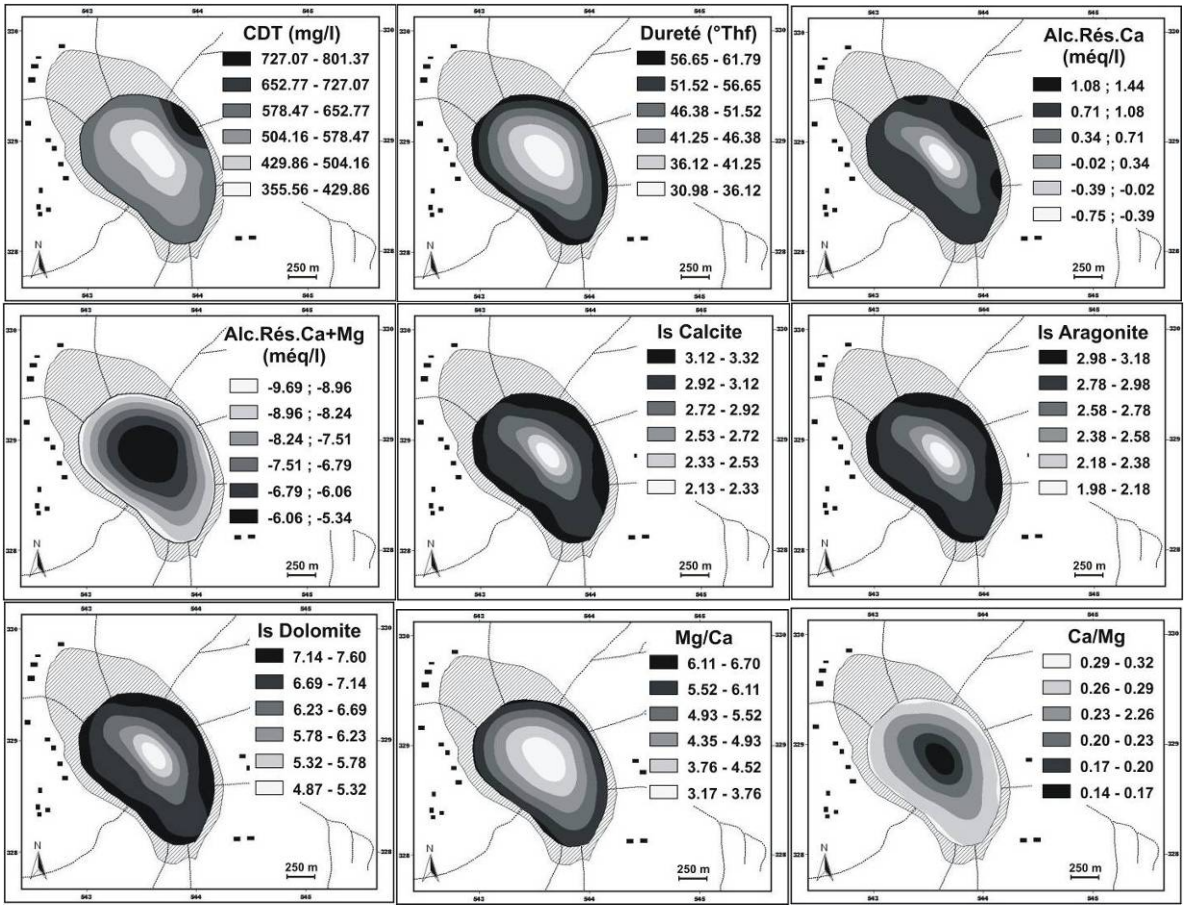


Figure IV-2b : Répartition spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission d'août 2006). CDT : charge dissoute totale ; Alc.Rés.Ca : alcalinité résiduelle calcite ; Alc.Rés.Ca+Mg : alcalinité résiduelle calcite et magnésique ; Is : indice de saturation.

I. 10. Les anions

Les eaux du lac Ifrah sont généralement riches en ions bicarbonates. Les teneurs les plus faibles étaient enregistrées au cours de la saison chaude et les plus élevées au cours de la saison froide (Tableau IV-2). La répartition spatiale des teneurs en bicarbonates était caractérisée par une diminution vers le centre du lac à l'été (Figure IV2a) et par une variabilité à l'automne (Figure IV-3a).

Les concentrations en chlorures des eaux du lac Ifrah étaient moins élevées au cours de 2003–2005 que 2006 (Tableaux IV-1 et IV-2). Les concentrations les plus élevés ont été enregistrées à l'automne 2006 (Tableau Iv-2). La répartition spatiale des chlorures est caractérisée généralement par leur diminution vers le centre du lac (Figures IV-2a et IV-3a).

Les concentrations en sulfates des eaux du lac Ifrah étaient généralement assez faibles au cours de 2006. Les valeurs les plus élevées étaient enregistrées à l'hiver, les plus faibles à l'automne (Tableau IV-2). L'évolution spatiale est marquée, pour cette période, par une diminution vers le centre du lac (Figures IV-2a et IV-3a). Les eaux du lac Ifrah sont sous

saturées en sulfates. Ceci est démontré par des valeurs d'indices de saturation calculés vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite toujours négatifs (Tableau IV-2).

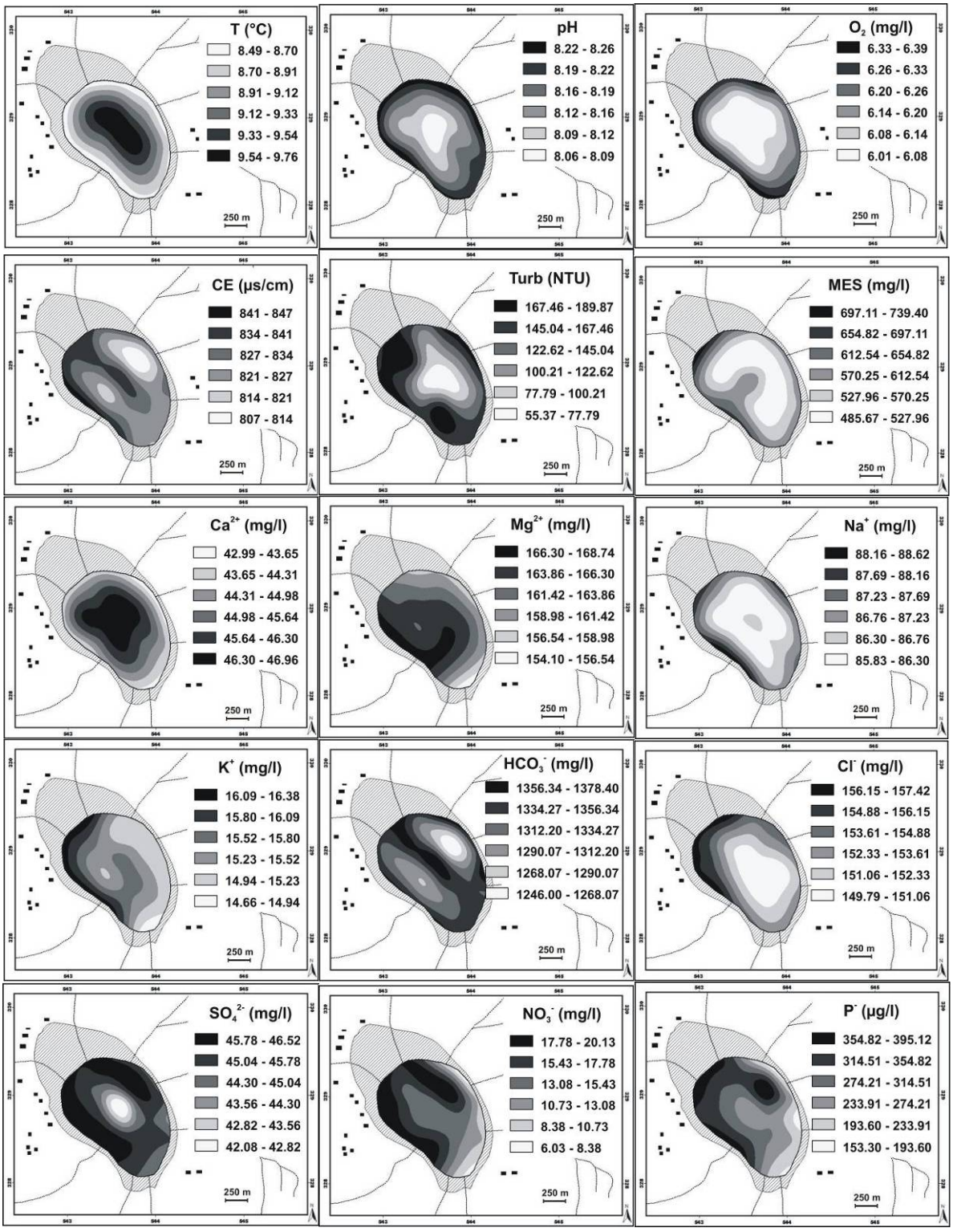


Figure IV-3a : Répartition spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission de novembre 2006). O_2 : oxygène dissous ; CE : conductivité électrique ; TUR : turbidité ; MES : matière en suspension.

Les eaux du lac Ifrah sont riches en éléments nutritifs. Les concentrations les plus élevées en phosphates et nitrates ont été enregistrées à l'été 2006 (Tableaux IV-2). La répartition spatiale montre une diminution très nette des concentrations des deux éléments vers le centre du lac à l'été (Figure IV-2a) et une forte variation à l'automne (Figure IV-3a).

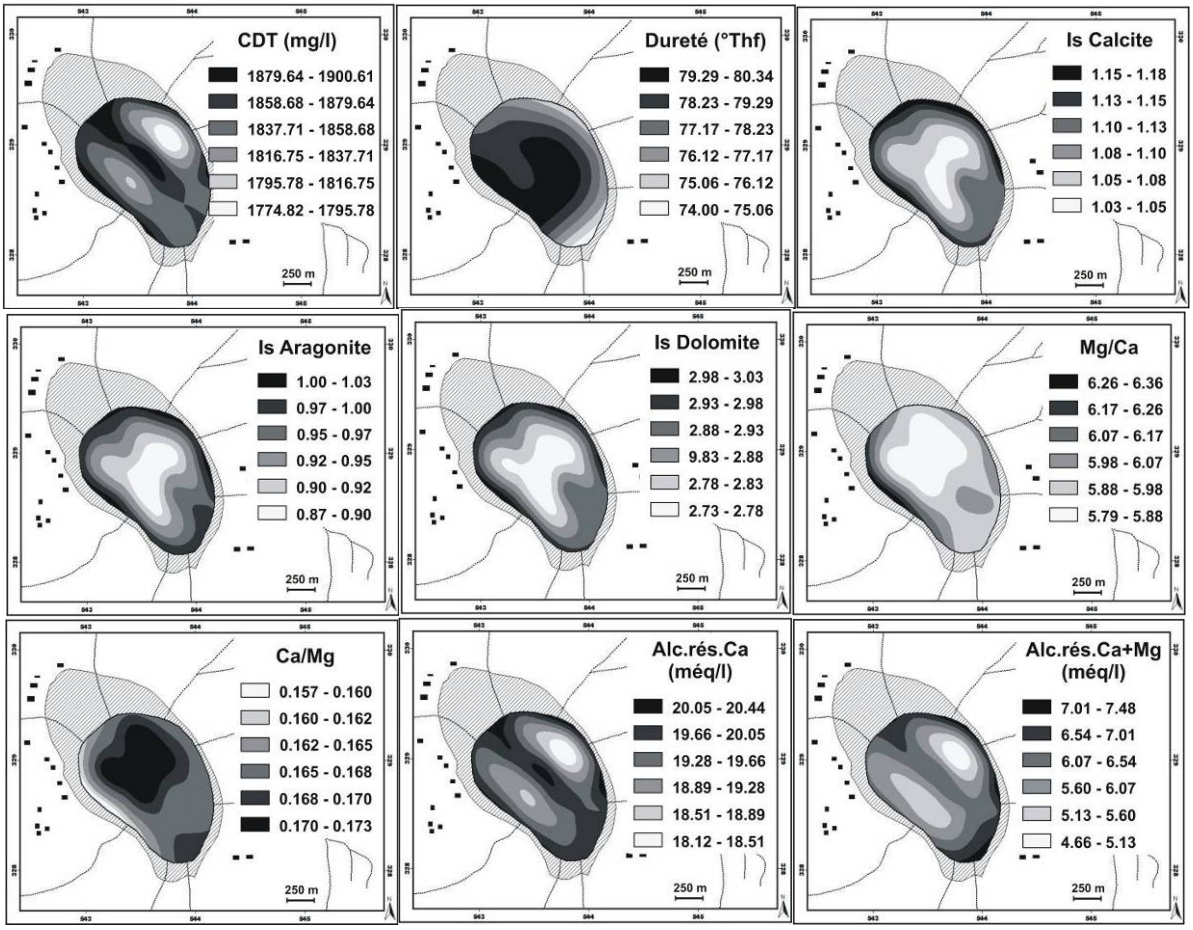


Figure IV-3b : Répartition spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission de novembre 2006). CDT : charge dissoute totale ; Is : indice de saturation ; Alc.Rés.Ca : alcalinité résiduelle calcite ; Alc.Rés.Ca+Mg : alcalinité résiduelle calcite et magnésique.

II. Physico-chimie des eaux du lac Iffer

II. 1. Le faciès hydrochimique

Selon la nomenclature de Jäckli (1970) in Derron (2002), les eaux du lac Iffer sont de type Mg-(Na)-HCO_3-(Cl) à l'hiver avec un TDS de 869,75 mg/l en moyenne. Au printemps, elles sont de type Mg-(Na)-(Ca)-HCO_3-Cl avec un TDS de 622,50 mg/l en moyenne. A l'été et à l'automne, elles sont de type Mg-(Na)-HCO_3-Cl avec un TDS de 708,43 mg/l et 727,14 mg/ l en moyenne respectivement. La représentation en diagrammes de Piper et Schöller Berkaloff montrent que les eaux du lac Iffer sont globalement bicarbonatées chloro-magnésiennes (figure IV-4).

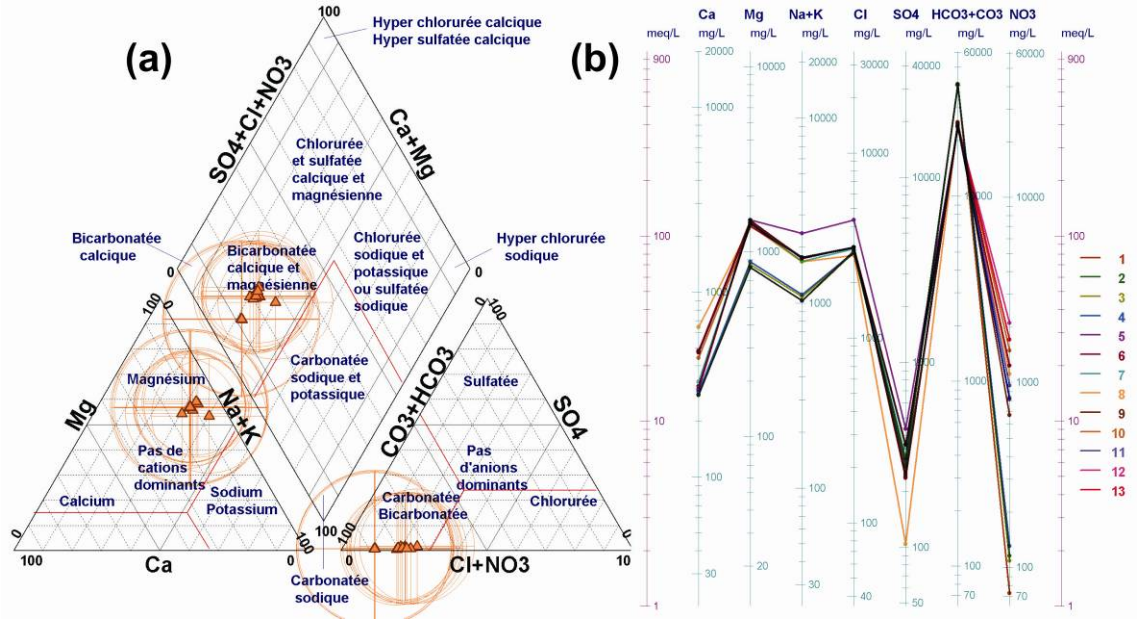


Figure IV-4 : Représentation de la composition chimique des eaux du lac Iffer au cours de l'année 2006 à l'aide du diagramme de Piper (a) et de Schöller Berkaloff (b).

II. 2. La température

Les eaux du lac Iffer sont généralement froides à l'hiver et à l'automne et plus chaudes au printemps et à l'été ((tableau IV-5). La variation verticale de la température est marquée par la stratification de la colonne d'eau à l'été (figure IV-5). L'écart thermique entre la surface et le fond du lac est de 4°C. La température des eaux reste à peu prés constante jusqu'à 3 mètre de profondeur puis diminue progressivement de 24,5 °C à 20,5 °C (figure IV-5). A l'automne, la colonne d'eau s'homogénéise et les eaux sont généralement homothermes (figure IV-6).

II. 3. Le pH

Les eaux du lac Iffer sont généralement alcalines. Le pH augmente légèrement à l'été et au printemps et diminue à l'hiver et à l'automne (tableau IV-5). La variation selon la profondeur est marquée à l'été par la diminution du pH vers le fond (entre 4 et 6 mètre de profondeur) (figure IV-5). A l'automne, le pH est globalement constant (figure IV-6).

II. 4. L'oxygène dissous

Les eaux du lac Iffer sont moyennement oxygénées. Les valeurs les plus faibles sont enregistrées à l'été, les plus élevées à l'automne (tableau IV-5). La variation selon la profondeur est marquée à l'été par la diminution importante des teneurs en oxygène dissous de 5,04 mg/l en surface à 1,94 mg/l au fond (figure IV-5). A l'automne, les teneurs en oxygène dissous sont généralement variables (figure IV-6).

Tableau IV-4 : Physico-chimie des eaux du lac Iffer au cours des années 2003-2005.

	août-03				janvier-04				avril-04				avril-05			
	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET
pH	8,87	8,97	8,72	0,11	8,75	8,82	8,69	0,06	8,67	8,78	8,54	0,10	9,35	9,66	9,16	0,19
CE (µs/cm)	1458	1480	1426	24,49	1015	1026	1008	8,14	952	960	943	7,68	1106	1170	1000	50,97
O_2 (mg/l)	9,04	9,16	8,86	0,13	9,26	9,40	9,02	0,16	8,52	8,90	8,01	0,40	8,70	9,08	8,09	0,36
Ca^{2+} (mg/l)	43,67	47,11	40,22	2,82	76,69	78,42	74,94	1,74	70,52	76,95	64,08	5,30	70,92	75,12	66,74	3,53
Mg^{2+} (mg/l)	225,21	229,22	220,61	3,60	206,41	209,69	203,12	2,94	220,13	227,70	212,58	6,21	220,32	226,75	213,88	5,63
Na^{+} (mg/l)	81,25	84,28	78,21	2,57	74,56	77,64	71,48	2,64	77,65	81,90	73,41	3,51	76,62	80,01	73,22	2,78
k^{+} (mg/l)	8,25	11,14	5,36	2,39	11,43	16,50	8,38	3,52	10,26	12,36	8,15	1,72	11,34	15,56	9,12	2,87
Cl^{-} (mg/l)	40,38	43,16	38,1	2,09	36,84	41,17	32,71	3,48	38	43,34	32,98	4,23	39,20	44,32	34,08	4,18
TUR (NTU)	5,00	6,07	3,92	0,93	3,37	4,16	2,65	0,80	4,15	4,78	3,54	0,64	4,29	17,60	1,15	5,54
Mg/Ca	8,53	9,05	8,03	0,42	4,44	4,48	4,40	0,04	5,16	5,47	4,88	0,24	5,13	5,29	4,98	0,13
Ca/Mg	0,12	0,12	0,11	0,01	0,23	0,23	0,22	0,00	0,19	0,20	0,18	0,01	0,20	0,20	0,19	0,00
Ca+Mg (méq/l)	20,71	21,22	20,16	0,44	20,81	21,17	20,46	0,33	21,64	22,58	20,69	0,77	21,67	22,41	20,93	0,64
Na/K	17,97	26,03	12,27	5,79	11,71	14,50	8,00	2,73	13,08	15,31	11,26	1,67	11,90	13,65	8,74	2,17
Na+K (méq/l)	3,74	3,89	3,60	0,12	3,53	3,80	3,32	0,20	3,64	3,88	3,40	0,20	3,62	3,88	3,42	0,19
Cl/Na	0,32	0,33	0,32	0,01	0,32	0,34	0,30	0,02	0,32	0,34	0,29	0,02	0,33	0,36	0,30	0,02
Dureté [°THf]	103,50	106	101	2,08	104	106	102	1,83	108,25	113	103	4,11	108,50	112	105	3,11

ET : écart type ; CE : conductivité électrique ; TUR : turbidité.

Tableau IV-5 : Physico-chimie des eaux du lac Iffer au cours de l'année 2006.

	février-06				mai-06				août-06				novembre-06			
	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET
T °C	10,85	12,18	9,10	1,54	26,28	26,80	25,40	0,51	23,76	25,40	20,50	1,76	11,64	11,90	11,50	0,15
pH	8,26	8,37	8,17	0,09	9,07	9,11	9,04	0,03	9,04	9,34	7,75	0,59	8,16	8,19	8,11	0,03
CE (µs/cm)	970	983	961	9,31	888	930	860	24,83	1013	1127	958	53,03	1033	1056	1015	13,79
O_2 (mg/l)	5,92	5,96	5,89	0,03	5,45	5,69	5,14	0,22	4,33	5,80	1,94	1,38	6,74	7,17	6,27	0,35
Ca^{2+} (mg/l)	13,95	14,30	13,74	0,24	22,58	26,42	20,03	2,22	18,92	32,15	14,84	6,17	23,76	25,32	22,04	0,98
Mg^{2+} (mg/l)	69,61	72,70	67,60	2,43	67,74	70,18	60,93	3,54	116,27	122,41	104,68	5,84	120,12	123,54	112,95	3,50
Na^{+} (mg/l)	29,16	30,50	28,25	1,10	30,24	31,82	27,54	1,54	56,08	76,24	50,51	9,00	55,56	60,26	54,28	2,10
k^{+} (mg/l)	10,03	10,40	9,69	0,38	8,62	9,55	7,78	0,60	12,91	15,88	11,91	1,35	12,75	13,65	12,25	0,44
HCO_3^{-}(mg/l)	657,30	664,10	649,60	5,97	391,85	404,31	375,59	10,22	393,11	413,66	380,70	10,23	402,02	409,72	392,36	6,31
Cl^{-} (mg/l)	81,95	82,90	81,30	0,68	85,22	87,29	81,07	2,17	89,44	122,03	78,77	14,69	87,41	88,48	86,43	0,59
SO_4^{2-} (mg/l)	5,93	6,30	5,70	0,26	6,28	7,11	5,42	0,60	6,69	9,11	2,16	2,41	5,10	5,50	4,94	0,20
NO_3^{-} (mg/l)	1,73	2,11	1,17	0,40	9,81	11,19	7,01	1,63	14,69	19,91	7,01	4,22	16,75	20,43	10,73	3,38
P^{-} (µg/l)	17,70	20,22	15,56	1,92	19,71	21,54	17,92	1,20	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld
Al^{3+} (µg/l)	0,37	0,81	0,21	0,29	773,05	811,52	722,63	39,19	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld
Fe^{3+} (µg/l)	3,14	4,01	2,51	0,63	427	467,14	408,16	27,04	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld
Si^{4+} (µg/l)	na	na	na	na	na	na	na	na	ld	ld	ld	ld	193,60	237,42	144,70	29,57
CDT (mg/l)	869,75	876	863	6,70	622,50	647	593	18,14	708,43	765	683	27,76	727,14	740	714	8,21
TUR (NTU)	4,85	5,75	3,61	0,90	7,32	12,70	4,97	2,98	7,73	17,95	3,39	5,89	6,12	8,13	4,84	1,34
MES (mg/l)	662,25	672	656	6,85	386,67	425	360	24,43	571,43	660	500	53,98	309,71	774	154	215,71

ET : écart type ; CE : conductivité électrique ; CDT : charge dissoute totale ; TUR : turbidité ; MES : matière en suspension ; na : non analysé ; ld : limite de détection.

Tableau IV-6 : Caractéristiques chimiques des eaux du lac Iffer au cours de l'année 2006.

	février-06				mai-06				août-06				novembre-06			
	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET
Mg/Ca	8,23	8,45	8,03	0,22	4,97	5,37	4,38	0,33	10,87	13,61	5,84	2,78	8,34	8,45	8,05	0,13
Ca/Mg	0,12	0,13	0,12	0,004	0,20	0,23	0,19	0,01	0,10	0,17	0,07	0,04	0,12	0,12	0,12	0,002
Ca+Mg (méq/l)	6,42	6,70	6,25	0,21	6,70	7,09	6,01	0,38	10,51	10,98	9,66	0,43	11,07	11,43	10,39	0,34
Na/K	4,95	4,99	4,89	0,042	5,98	6,57	5,64	0,32	7,36	8,17	6,63	0,46	7,41	7,63	7,28	0,14
Na+K (méq/l)	1,52	1,59	1,48	0,06	1,54	1,62	1,40	0,08	2,77	3,72	2,53	0,42	2,74	2,97	2,69	0,101
Cl/Na	1,83	1,90	1,74	0,08	1,83	2,01	1,75	0,10	1,03	1,06	1,01	0,02	1,02	1,04	0,95	0,032
Is Calcite	0,51	0,63	0,39	0,111	1,57	1,62	1,51	0,041	1,38	1,63	0,30	0,49	0,42	0,46	0,38	0,030
Is Aragonite	0,36	0,48	0,24	0,113	1,43	1,47	1,37	0,039	1,23	1,49	0,16	0,49	0,27	0,31	0,23	0,031
Is Dolomite	1,87	2,14	1,58	0,26	3,99	4,06	3,91	0,053	3,34	3,95	0,88	1,13	1,70	1,77	1,62	0,06
Is Gypse	-3,44	-3,41	-3,46	0,022	-3,17	-3,05	-3,24	0,070	-3,32	-3,20	-3,53	0,105	-3,30	-3,24	-3,32	0,029
Is Anhydrite	-3,70	-3,67	-3,71	0,019	-3,39	-3,27	-3,45	0,068	-3,54	-3,42	-3,77	0,112	-3,56	-3,50	-3,57	0,025
Dureté [°THf]	31,75	33	31	0,96	33,33	35	30	1,86	52,57	55	48	2,30	55,43	57	52	1,72
Alc.Rés.Ca (méq/l)	10,08	10,19	9,96	0,09	5,30	5,40	5,16	0,09	5,50	5,67	5,18	0,19	5,40	5,53	5,23	0,10
Alc.Rés.Ca+Mg (méq/l)	4,35	4,62	4,10	0,26	-0,28	0,14	-0,52	0,24	-4,07	-3,27	-4,40	0,40	-4,48	-3,80	-4,76	0,33

ET : écart type ; Alc.Rés.Ca : alcalinité résiduelle calcite ; Alc.Rés.Ca+Mg : alcalinité résiduelle calcite et magnésique.

II. 5. La conductivité électrique

Les valeurs moyennes de la conductivité électrique des eaux du lac Iffer ont connu généralement une diminution depuis 2003-2005 jusqu'à 2006 (tableaux IV-4 et 5). Les valeurs les plus élevées ont été enregistrées à l'été 2003 avec une valeur moyenne de 1463 µs/cm. Les valeurs les plus faibles ont été enregistrées au printemps 2006 avec une moyenne de 738,33 µs/cm (tableaux IV-5). La variation selon la profondeur est marquée à l'été 2006 par sa diminution dans le premier mètre, sa stabilité jusqu'à 5 mètre puis sa faible augmentation vers le fond (figure IV-5). A l'automne les valeurs de la conductivité électrique sont globalement fluctuantes (figure IV-6).

II. 6. La turbidité

La turbidité des eaux du lac Iffer est généralement faible. Néanmoins, elle a connu une augmentation au cours de 2006 par rapport à 2003-2005 (tableaux IV-4 et IV-5). La variation selon la profondeur est marquée à l'été 2006 par l'augmentation importante de la turbidité des eaux à partir de 4 mètre de profondeur (figure IV-5). A l'automne, la turbidité est globalement fluctuante (figure IV-6).

II. 7. La matière en suspension

La matière en suspension des eaux du lac Iffer a été mesurée au cours de 2006. Les eaux sont généralement chargées en matière en suspension. Les teneurs les plus élevées caractérisent la saison d'hiver, celles les plus faibles la saison d'automne (tableau IV-5). L'évolution selon la profondeur est marquée à l'été par une faible variation de la matière en suspension (figure IV-5). A l'automne, on assiste à sa forte variation à partir de trois mètre de profondeur (figure IV-6).

II. 8. Les cations majeurs

Les eaux du lac Iffer sont moyennement riches en alcalino-terreux. Les teneurs en magnésium sont toujours plus élevées qu'en calcium. Les teneurs en ces deux éléments ont enregistré une diminution depuis 2003-2005 jusqu'à 2006 (tableaux IV-4 et IV-5). L'évolution selon la profondeur est marquée à l'été par une très faible variation des teneurs en calcium et en magnésium jusqu'à 4 m de profondeur. À partir de cette profondeur, les teneurs en calcium ont augmenté pour passé de 16 mg/l à 32 mg/l. Alors que les teneurs en magnésium ont diminué entre 4 et 5 m de profondeur pour augmenter vers le fond (figure IV-

5). A l'automne, les teneurs en calcium et en magnésium son très variables dans les 3 premiers mètres et plus stables au-dessous (figure IV-6).

La dureté des eaux du lac Iffer est plus élevée au cours de 2003-2005 que 2006 (Tableaux IV-4 et IV-6). Sa variation avec la profondeur est marquée à l'été 2006 par sa diminution jusqu'à 5 mètres puis son augmentation vers le fond (Figure IV-5). A l'automne 2006, la dureté des eaux est très variable dans les trois premiers mètres et à peu prés stable au dessous (Figure IV-6).

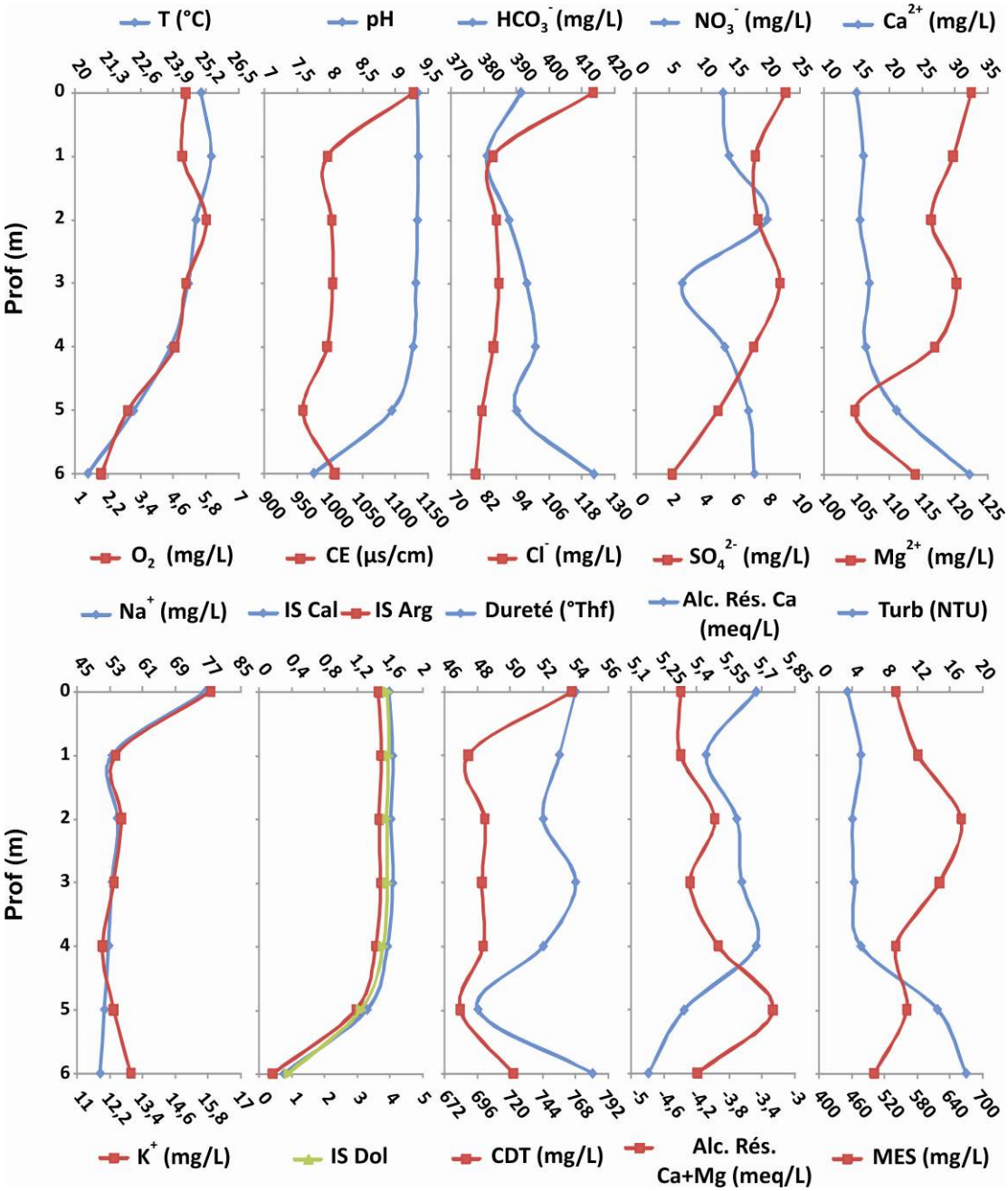


Figure IV-5 : Répartition verticale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Iffer (mission d'août 2006). CE : conductivité électrique ; Is : indice de saturation ; CDT : charge dissoute totale ; Alc.Rés.Ca : alcalinité résiduelle calcite ; Alc.Rés.Ca+Mg : alcalinité résiduelle calcite et magnésique ; turb : turbidité ; MES : matière en suspension.

Les eaux du lac Iffer sont généralement sursaturées en éléments alcalino-terreux. Les indices de saturation vis-à-vis les principaux minéraux carbonatés (calcite, aragonite et dolomite), calculés pour 2006, sont toujours supérieurs à zéro. Ils sont plus élevés au cours des saisons chaudes (printemps et été) que les saisons froides (automne et hiver) (Tableau IV-6). Leur variation selon la profondeur est marquée à l'été par leur diminution dans le dernier mètre (Figure IV-5). A l'automne, les indices de saturation sont variables jusqu'à 3 mètres et plus stables au dessous (Figure IV-6).

L'alcalinité résiduelle en calcite est élevée pendant l'hiver. Tandis que l'alcalinité résiduelle en calcite magnésienne diminue au dessous de zéro pendant le printemps, l'été et l'automne (tableau IV-6). La variation dans la colonne d'eau est marquée à l'été par la diminution de l'alcalinité résiduelle en calcite à partir de quatre mètres de profondeur. Alors que l'alcalinité résiduelle en calcite magnésienne augmente progressivement jusqu'à cinq mètres de profondeur puis diminue (Figure IV-5). A l'automne, l'alcalinité résiduelle en calcite diminue jusqu'à cinq mètres de profondeur puis augmente faiblement vers le fond. L'alcalinité résiduelle en calcite magnésienne est très variable dans les trois premiers mètres et plus stable au dessous (tableau IV-6).

Les teneurs en alcalins sont élevées aux cours de 2003-2005 et plus faibles au cours de 2006 (tableaux IV-4 et IV-6). Les teneurs en sodium sont toujours supérieurs qu'en potassium. Toutefois, on assiste à un enrichissement des eaux en ces éléments alcalins pendant l'été et l'automne de 2006 (tableaux IV-5 et IV-6). La variation selon la profondeur est marquée à l'été par la diminution des teneurs en alcalins dans le premier mètre puis sa stabilité (figure IV-5). A l'automne, les teneurs en sodium et en potassium sont variables dans les deux premiers mètres et stables au dessous (figure IV-6).

II. 9. Les cations mineurs

L'aluminium et le fer ont été analysés au cours de 2006. Les teneurs les plus élevées sont enregistrées au printemps alors que celles les plus faible à l'hiver. A l'été et à l'automne, les concentrations sont sous la limite de détection (tableau IV-5). La silice dissoute, analysée au cours des deux missions d'août et de novembre 2006, est détectable pendant la saison d'automne (tableau IV-5).

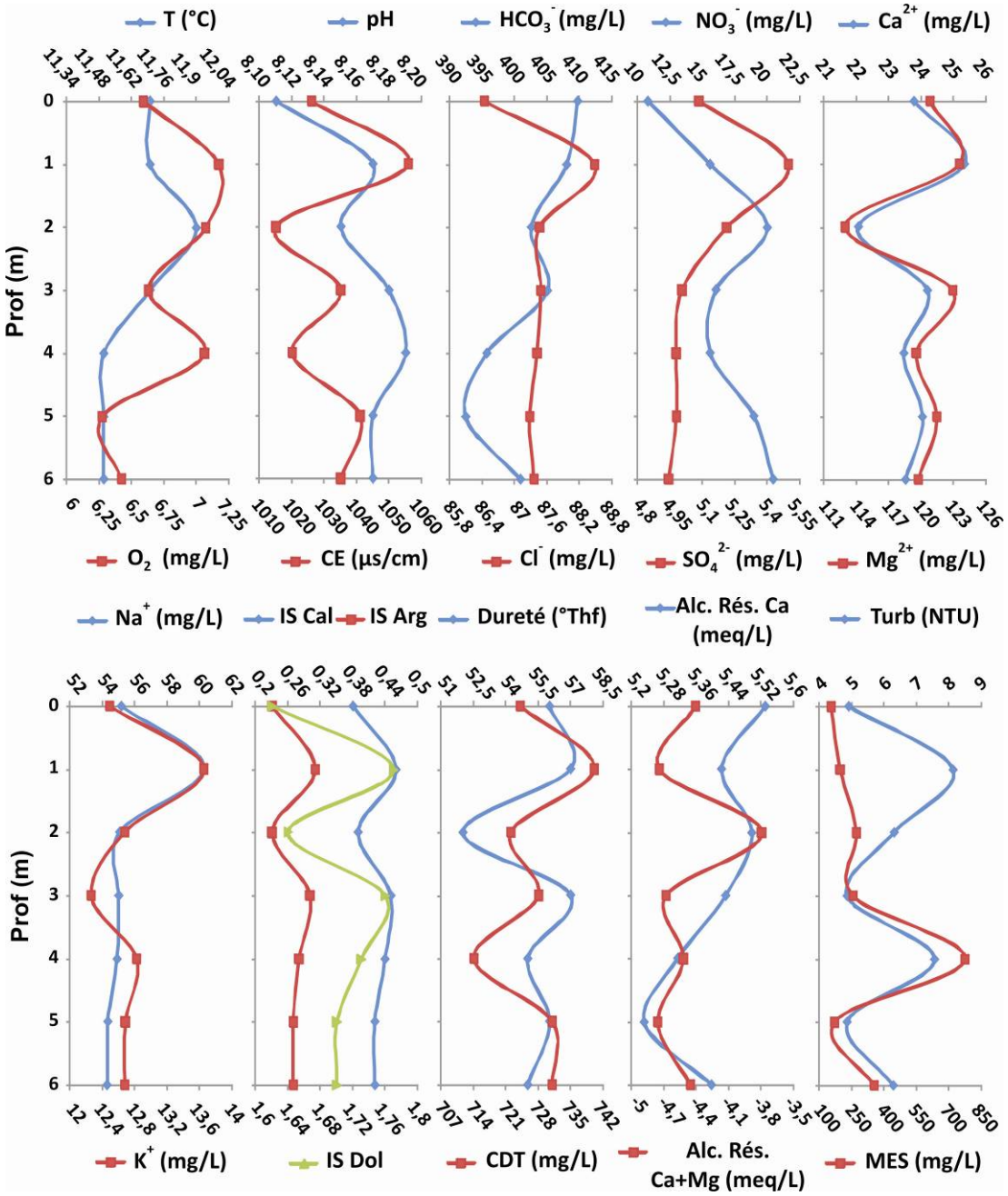


Figure IV-6 : Répartition verticale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Iffer (mission de novembre 2006). CE : conductivité électrique ; Is : indice de saturation ; CDT : charge dissoute totale ; Alc.Rés.Ca : alcalinité résiduelle calcite ; Alc.Rés.Ca+Mg : alcalinité résiduelle calcite et magnésique ; turb : turbidité ; MES : matière en suspension.

II. 10. Les anions

Les eaux du lac Iffer sont riches en bicarbonates. Les teneurs les plus élevées sont enregistrées à l'hiver, les plus faibles au printemps et à l'été (tableau IV-5). La variation selon la profondeur est marquée à l'été par la stabilité relative des teneurs en bicarbonates dans la colonne d'eau puis leur augmentation vers le fond (figure IV-5). A l'automne, on assiste à

leur diminution progressive jusqu'à 5 mètre puis leur faible augmentation vers le fond (figure IV-6).

Les teneurs en chlore ont connu une augmentation notable depuis 2003-2005 jusqu'à 2006 (tableaux IV-4 et IV-5). La variation selon la profondeur, est marquée à l'été par la diminution des teneurs en chlorure dans le premier mètre de la colonne d'eau puis leur stabilité (figure IV-5). A l'automne, les teneurs en chlorure sont variables dans les deux premiers mètres et plus stables au-dessous (figures IV-6).

Les eaux du lac Iffer sont relativement pauvres en sulfates. Les teneurs les plus élevées sont enregistrées au printemps et à l'été (tableau IV-5). La variation selon la profondeur est marquée à l'été par la stabilité des teneurs en sulfates dans les trois premiers mètres puis leur diminution progressive vers le fond (figure IV-5). A l'automne, les teneurs en sulfates sont variables dans les trois premiers mètres et pratiquement stables au dessous (figure IV-6). Les indices de saturation vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite toujours négatifs montrent une sousaturation des eaux du lac Iffer en sulfate (tableau IV-6).

Les eaux du lac Iffer sont moins riches en éléments nutritifs. Néanmoins les teneurs en nitrates augmentent progressivement au cours de 2006. Tandis que les teneurs en phosphore total ne sont détectables qu'à l'hiver et le printemps (tableau IV-5). La variation selon la profondeur est marquée à l'été par une variabilité des teneurs en nitrates (figures IV-5). À l'automne, on assiste à une tendance vers l'augmentation (figure IV-6).

III. Physico-chimie des eaux du lac Afourgagh

III. 1. Le faciès hydrochimique

Selon la nomenclature de Jäckli (1970) in Derron (2002), les eaux du lac Afourgagh sont de type Na-Mg-Cl-HCO_3 au printemps avec un CDT de 3193 mg/l en moyenne. A l'été, elles sont de type Mg-Na-Cl-HCO_3 avec un TDS de 4656,2 mg/l et 727,14 mg/ l en moyenne. A l'automne, elles sont de type Na-Mg-Cl-HCO_3 avec un TDS de 6022 mg/l en moyenne (tableau IV-7). La représentation en diagrammes de Piper et Schöller Berkaloff montrent que les eaux du lac Afourgagh sont bicarbonatées chloro-sodiques magnésiennes (figure IV-7).

III. 2. La température

La température des eaux est fonction de la variabilité climatique saisonnière. Les eaux sont chaudes au printemps et à l'été et froides à l'automne (tableau IV-7). La stratification thermique estivale est moins prononcée. L'amplitude thermique est généralement faible 1,3°C (figure IV-8). A l'automne, les eaux sont généralement homothermes (figure IV-9).

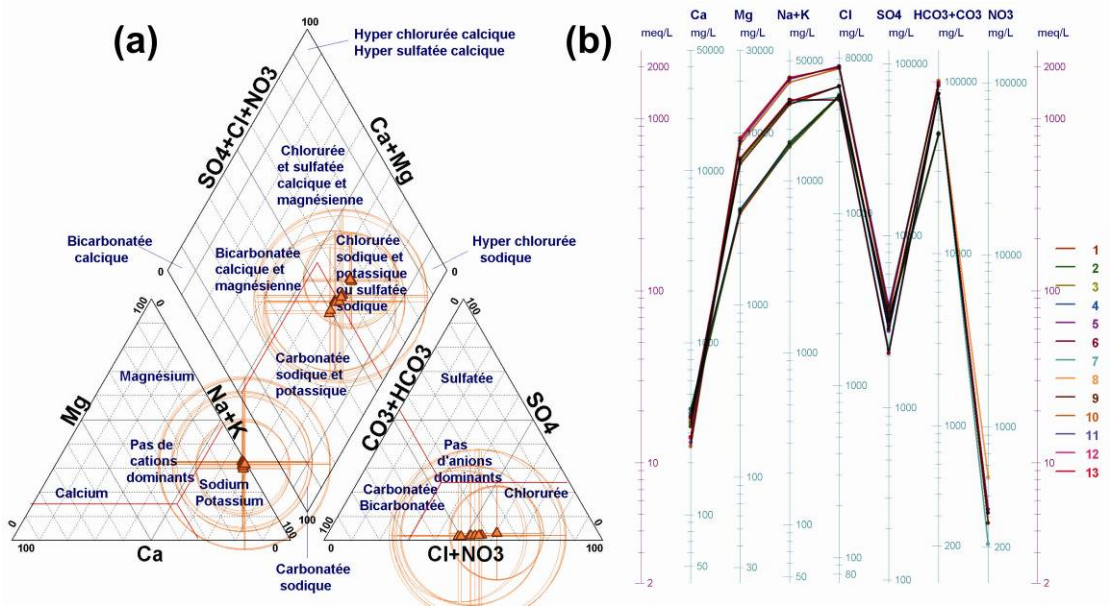


Figure IV-7 : Représentation de la composition chimique des eaux du lac Afourgagh au cours de l'année 2006 à l'aide du diagramme de Piper (a) et de Schöller Berkaloff (b).

III. 3. Le pH

Les eaux sont relativement alcalines. Le pH moyen est plus élevé pendant l'été qu'au printemps et qu'à l'automne (tableau IV-7). Sa variation selon la profondeur n'est pas distincte. À l'été, il augmente légèrement à l'interface eau/sédiment (figure IV-8). A l'automne, il est plus élevé à la surface (figure IV-9).

III. 4. L'oxygène dissous

Les eaux sont faiblement oxygénées au printemps et à l'été et bien oxygénées à l'automne (tableau IV-7). La variation selon la profondeur est moins distincte. Les teneurs en oxygène dissous sont variables à l'été (figure IV-8) et assez stables à l'automne (figure IV-9).

III. 5. La conductivité électrique

La conductivité électrique des eaux du lac Afourgagh est très élevée. Elle présente un gradient croissant avec les saisons (tableau IV-7). La variation selon la profondeur est marquée par sa variation à l'été (figure IV-8) et son augmentation dans le premier mètre à l'automne (figure IV-9).

III. 6. La turbidité

La turbidité des eaux est assez élevée surtout à l'automne (tableau IV-7). Son évolution selon la profondeur est marquée à l'été par sa forte variation dans le deuxième mètre (figure IV-8). A l'automne, elle est pratiquement stable mais augment fortement dans le dernier demi-mètre (figure IV-9).

Tableau IV-7 : Physico-chimie des eaux du lac Afourgagh au cours de l'année 2006.

	mai-06				août-06				novembre-06			
	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET
T °C	24,48	24,80	24,13	0,27	23,92	24,80	23,50	0,52	10,48	10,80	10,30	0,22
pH	8,83	8,85	8,81	0,02	9,15	9,17	9,14	0,01	8,49	8,50	8,47	0,01
CE (µs/cm)	4910	4980	4850	0,06	6760	6940	6550	0,19	8740	8850	8540	0,14
O_2 (mg/l)	5,52	5,57	5,49	0,04	4,87	5,02	4,69	0,16	8,80	8,87	8,71	0,07
Ca^{2+} (mg/l)	19,01	20,53	17,54	1,27	17,41	18,51	16,30	0,94	13,40	14,07	12,47	0,73
Mg^{2+} (mg/l)	289,82	296,70	280,46	6,80	571,24	587,73	546,08	16,60	747,04	772,56	707,33	29,79
Na^{+} (mg/l)	564,95	580,01	550,79	12,49	1054,97	1096,71	1020,21	28,24	1455,46	1505,96	1394,05	46,50
k^{+} (mg/l)	81,91	87,82	75,29	5,50	115,66	121,52	111,08	3,86	140,09	142,19	137,71	2,06
HCO_3^{-} (mg/l)	814,34	825,06	805,90	7,94	1388,97	1397,54	1383,68	5,18	1593,01	1647,03	1545,31	41,81
Cl^{-} (mg/l)	1354,75	1370,36	1340,60	12,31	1448,23	1554,04	1280,28	131,27	1995,75	2022,71	1951,57	32,93
SO_4^{2-} (mg/l)	67,93	69,59	65,87	1,69	54,04	63,16	43,33	9,09	77,16	81,33	74,02	3,12
NO_3^{-} (mg/l)	0,19	0,37	0,13	0,12	5,32	8,27	3,37	1,82	ld	ld	ld	ld
P^{-} (µg/l)	194,25	370	133	117,19	396,73	405,99	383,50	9,29	188,48	248,20	150,70	41,89
Al^{3+} (µg/l)	182,25	212,12	162,15	21,32	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld	ld
Fe^{3+} (µg/l)	220,01	275,47	194,58	37,52	16,91	18,68	15,60	1,41	52,53	57,60	48,50	3,86
Si^{4+} (mg/l)	ld	ld	ld	ld	2,92	2,98	2,88	0,04	ld	ld	ld	ld
CDT (mg/l)	3193	3244	3148	40,97	4656,2	4776	4512	126,59	6022	6085	5924	77,40
TUR (NTU)	18,22	20,51	15,75	2,09	22,83	62,10	7,44	22,62	42,18	49,70	38,80	5,05
MES (mg/l)	504,50	518	490	12,15	824	980	700	102,37	969	1650	630	467,47

ET : écart type ; CE : conductivité électrique ; CDT : charge dissoute totale ; TUR : turbidité ; MES : matière en suspension ; ld : limite de détection

Tableau IV-8 : Caractéristiques chimiques des eaux du lac Afourgagh au cours de l'année 2006.

	mai-06				août-06				novembre-06			
	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET	Xmoy	Xmax	Xmin	ET
Mg/Ca	25,23	27,42	23,33	1,68	54,16	55,25	52,36	1,46	92,03	93,54	90,55	1,44
Ca/Mg	0,040	0,043	0,036	0,003	0,0184	0,0190	0,0180	0,0005	0,0109	0,0110	0,0107	0,0002
Ca+Mg (méq/l)	24,80	25,38	24,00	0,58	47,88	49,29	45,75	1,41	62,14	64,27	58,83	2,48
Na/K	11,76	12,44	11,23	0,54	15,52	16,08	14,63	0,53	17,67	18,42	17,22	0,53
Na+K (méq/l)	26,67	27,48	25,88	0,69	48,85	50,67	47,22	1,26	66,89	69,06	64,16	2,04
Cl/Na	1,56	1,58	1,53	0,022	0,892	0,982	0,757	0,097	0,89	0,91	0,86	0,023
Is Calcite	1,34	1,36	1,32	0,021	1,78	1,82	1,75	0,028	0,77	0,79	0,74	0,022
Is Aragonite	1,20	1,22	1,17	0,024	1,63	1,68	1,61	0,028	0,62	0,63	0,58	0,025
Is Dolomite	4,23	4,26	4,17	0,039	5,43	5,51	5,38	0,05	3,45	3,48	3,38	0,046
Is Gypse	-2,46	-2,42	-2,50	0,035	-2,68	-2,62	-2,76	0,069	-2,72	-2,70	-2,76	0,03
Is Anhydrite	-2,68	-2,64	-2,72	0,035	-2,90	-2,84	-2,98	0,07	-2,97	-2,95	-3,01	0,029
Dureté [°THf]	124	127	120	2,94	239,2	246	229	6,83	310,50	321,00	294	12,40
Alc.Rés.Ca (méq/l)	12,40	12,50	12,33	0,076	21,9	22,06	21,80	0,108	25,44	26,37	24,67	0,70
Alc.Rés.Ca+Mg (méq/l)	-11,45	-10,67	-12,06	0,59	-25,11	-22,99	-26,56	1,43	-36,03	-31,83	-38,28	2,92

ET : écart type ; Alc.Rés.Ca : alcalinité résiduelle calcite ; Alc.Rés.Ca+Mg : alcalinité résiduelle calcite et magnésique.

III. 7. La matière en suspension

La matière en suspension est très élevée et augmente fortement au cours de 2006 (tableau IV-7). Son évolution selon la profondeur est marquée à l'été par son augmentation dans le premier mètre et sa diminution dans le deuxième (figure IV-8). A l'automne, elle diminue fortement dans le premier demi-mètre puis reste stable (figure IV-9).

III. 8. Les cations majeurs

Les eaux du lac Afourgagh sont très riches en magnésium qu'en calcium. Les teneurs en magnésium ont augmentées considérablement au cours de 2006. Tandis que celles en calcium ont diminuées (tableau IV-7). La variation selon la profondeur est marquée par leur diminution à l'été (figure IV-8) et leur augmentation à l'automne (figure IV-9).

La dureté des eaux a triplée vers la fin de 2006 (tableau IV-8). La variation selon la profondeur est marquée par sa diminution vers le fond à l'été (figure IV-8) et son augmentation à l'automne (figure IV-9).

Les eaux du lac Afourgagh sont sursaturées en éléments alcalino-terreux. Les indices de saturation vis-à-vis les principaux minéraux carbonatés (calcite, aragonite et dolomite), calculés pour 2006, sont toujours supérieurs à zéro. Ils sont plus élevés à l'été et faible à l'automne (Tableau IV-8). Leur variation selon la profondeur est marquée à l'été par leur diminution dans le premier demi-mètre puis leur stabilité (Figure IV-8). A l'automne, les indices de saturation vis-à-vis de la calcite et de l'aragonite sont généralement stable alors que celui de la dolomite est variable (Figure IV-9).

L'alcalinité résiduelle en calcite est généralement élevée et augment progressivement au cours de 2006. Cependant, l'alcalinité résiduelle en calcite magnésienne est toujours négative est diminue progressivement (tableau IV-8). La variation dans la colonne d'eau est marquée à l'été par l'augmentation de l'alcalinité résiduelle en calcite et en calcite magnésienne vers le fond (figure IV-8). A l'automne, l'alcalinité résiduelle en calcite et en calcite magnésienne diminuent dans le premier demi-mètre puis restent relativement stables (figure IV-9).

Les teneurs en alcalins sont très élevées avec une nette concentration du sodium qu'en potassium. Elles présentent un gradient croissant au cours de 2006 (tableau IV-7). La variation avec la profondeur est marquée à l'été par la diminution des teneurs en sodium et la variation des teneurs en potassium dans le deuxième mètre (figure IV-8). A l'automne, les teneurs en sodium ont augmenté alors que celle en potassium ont augmenté dans le premier demi-mètre (figure IV-9).

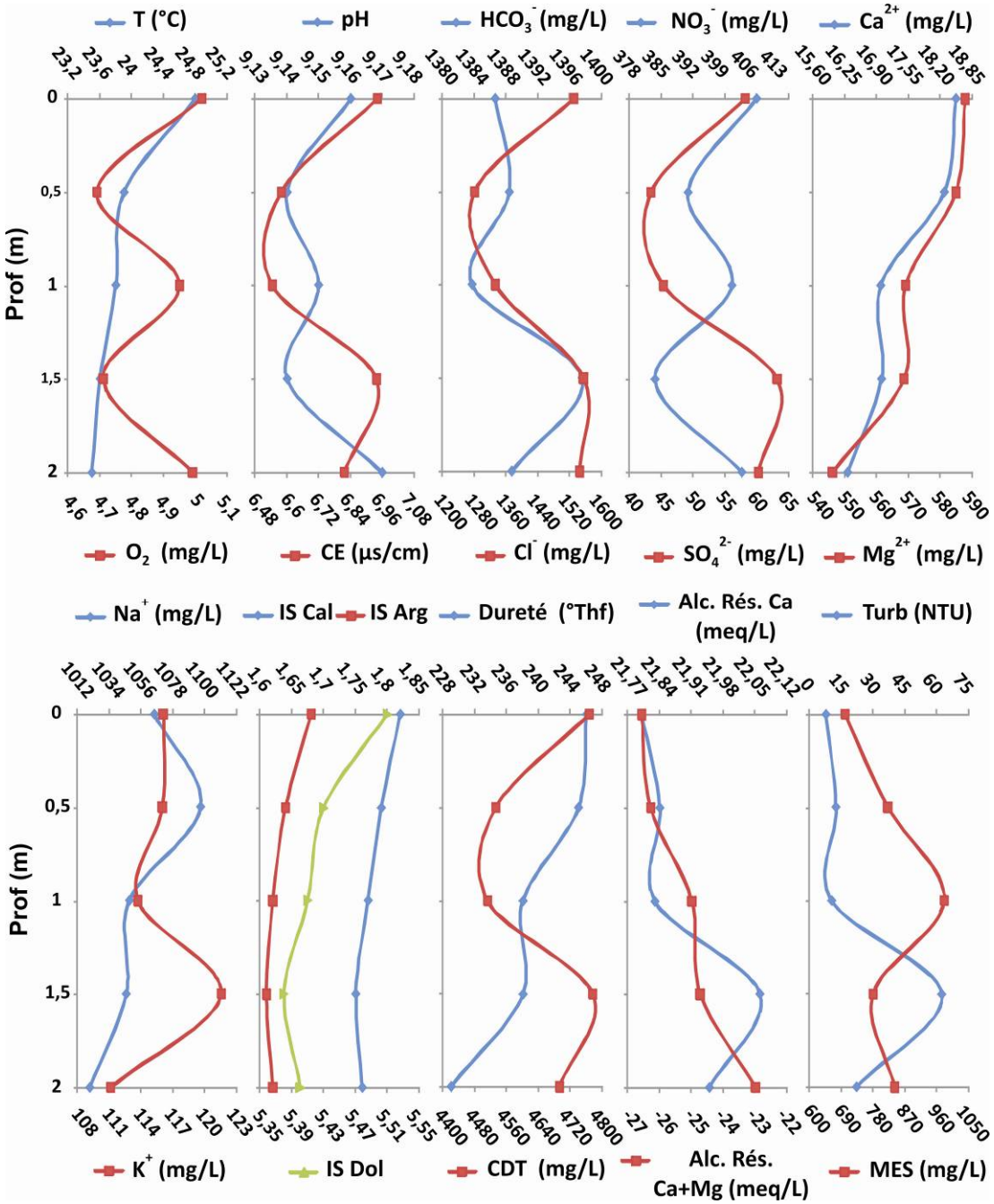


Figure IV-8 : Répartition verticale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Afourgagh (mission d'août 2006). CE : conductivité électrique ; Is : indice de saturation ; CDT : charge dissoute totale ; Alc.Rés.Ca : alcalinité résiduelle calcite ; Alc.Rés.Ca+Mg : alcalinité résiduelle calcite et magnésique ; turb : turbidité ; MES : matière en suspension.

III. 9. Les cations mineurs

Les teneurs en aluminium sont assez élevées au printemps et au dessous de la limite de détection à l'été et à l'automne. Les teneurs en fer sont élevées au printemps et très faibles au à l'été et à l'automne (tableau IV-7). La silice dissoute est détectée à l'été (tableau IV-7).

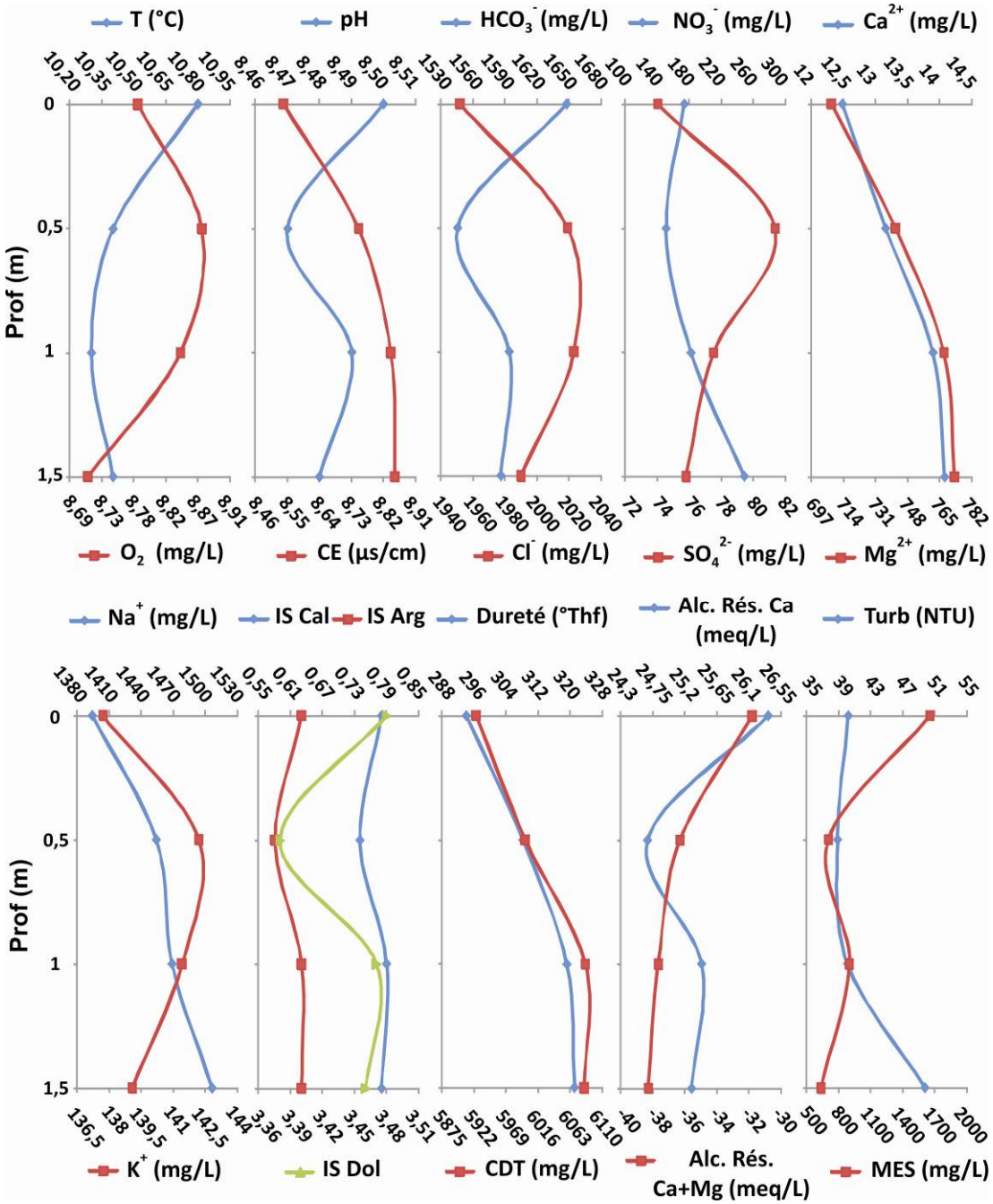


Figure IV-9 : Répartition verticale des paramètres physico-chimiques des eaux du lac Afourgagh (mission de novembre 2006). CE : conductivité électrique ; Is : indice de saturation ; CDT : charge dissoute totale ; Alc.Rés.Ca : alcalinité résiduelle calcite ; Alc.Rés.Ca+Mg : alcalinité résiduelle calcite et magnésique ; turb : turbidité ; MES : matière en suspension.

III. 10. Les anions

Les teneurs en bicarbonates sont très élevées et présentent un gradient croissant au cours de 2006 (tableau IV-7). L'évolution selon la profondeur est marquée à l'été par une grande variation dans le deuxième mètre (figure IV-8). A l'automne les teneurs en bicarbonates sont plus élevées à la surface (figure IV-9).

Les teneurs en chlorure sont les plus élevées de tous les ions. Elles présentent un gradient croissant au cours de 2006 (tableau IV-7). L'évolution selon la profondeur est marquée, à l'été par une grande variation (figure IV-8). A l'automne, la variation n'est pas assez notable (figure IV-9).

Les teneurs en sulfates sont moyennement élevées et augmentent de façon croissante au cours de 2006 (tableau IV-7). L'évolution selon la profondeur est marquée par une grande variation à l'été et à l'automne (figures IV-8 et IV-9). Les eaux sont sousaturées en sulfate. Les indices de saturation vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite sont inférieurs à zéro (tableau IV-8).

Les teneurs en nitrates sont très faibles et au dessous de la limite de détection à l'automne. Tandis que celles en phosphore total sont élevées surtout à l'été (tableau IV-7). L'évolution selon la profondeur est marquée à l'été par une variation des teneurs en phosphore total (figure IV-8). A l'automne, elles sont plus stables et augmentent faiblement vers le fond (figure IV-9).

B. SÉDIMENTATION ACTUELLE

I. Sol, terrasses et sédiments d'interface du lac Ifrah

Le profil du sol et terrasses, prélevé du côté nord-ouest du lac est composé de trois échantillons : terrasses inférieures (A), terrasses supérieures cultivées (B) et sol arable (C) (figure V-1). Deux carottes de 50 cm de longueur ont été prélevées dans le lac : la première au niveau des marges du côté Ouest et la deuxième au centre du lac (figure IV-10).

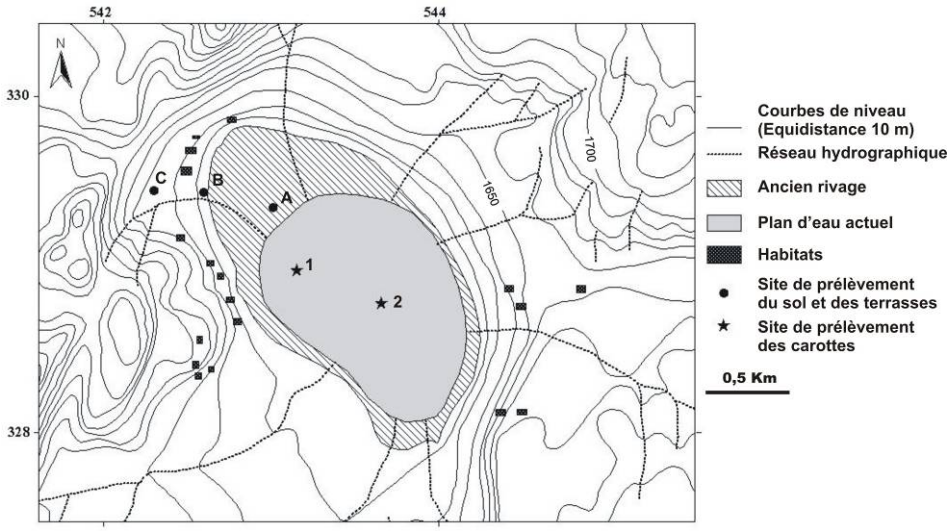


Figure IV-10 : Sites de prélèvement : des terrasses inférieures (A), des terrasses supérieures (B), du sol arable (C), de la carotte de bordure (1) et du centre (2) du lac Ifrah.

I. 1. Sol et terrasses

I. 1. 1. Sédimentologie

La fraction granulométrique est généralement dominée par le silt (le pourcentage est toujours supérieur à 60 %). Le sable est un peu élevé au niveau du sol arable. L'argile est contrairement plus élevée au niveau des terrasses (figure IV-11). La variation verticale des fractions granulométriques au niveau des 10 premiers centimètres des terrasses supérieures (cultivées) est assez homogène alors que celle des terrasses inférieures (récentes) présente une faible augmentation du pourcentage du sable et une faible diminution du pourcentage de l'argile. Le pourcentage du silt reste à peu près constant (figure IV-11). La taille moyenne des grains est plus élevée dans le sol arable (dolomitique) que les terrasses. La structure granulométrique montre que le sol et les terrasses sont très mal classés et asymétrique vers les fractions fines. L'indice d'acuité montre que la distribution granulométrique est moyennement aplatie au niveau du sol dolomitique et aplatie au niveau des terrasses (figure IV-12). L'évolution de ces paramètres dans les 10 premiers centimètres de profondeur est

marquée par une diminution assez faible au niveau des terrasses supérieures et une augmentation respective au niveau des terrasses inférieures de la moyenne granulométrique. L'indice de classement (sorting) diminue légèrement au niveau des deux terrasses. L'indice d'asymétrie diminue au niveau des terrasses supérieures et augmente au niveau des terrasses inférieures. L'indice d'acuité diminue et augmente d'une façon très faible respectivement au niveau des terrasses supérieures et inférieures. (figure IV-12).

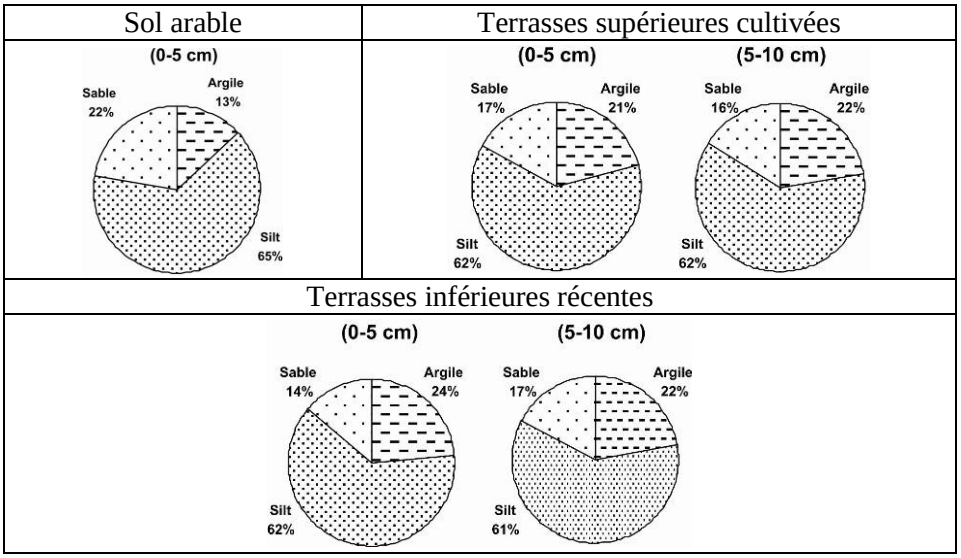


Figure IV-11 : Répartition des fractions granulométriques dans le sol et les terrasses du lac Ifrah.

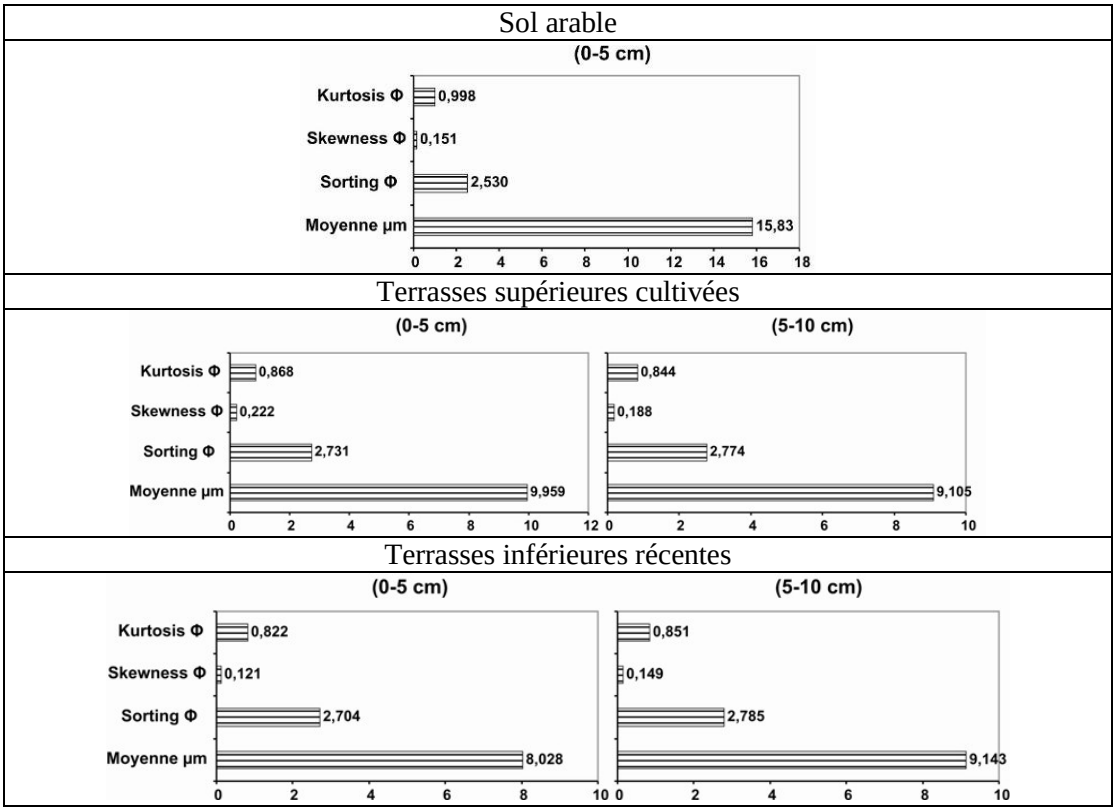


Figure IV-12 : Valeurs moyennes des paramètres granulométriques du sol et des terrasses du lac Ifrah.

I. 1. 2. Géochimie

La teneur en eau liée (interstitielle) dans le sol est assez faible. Il augmente graduellement dans les terrasses supérieures et inférieures. Les teneurs en matière organique sont généralement faibles dans le sol, moyennement élevées dans les terrasses supérieures et élevées dans les terrasses inférieures. Contrairement à la matière organique, les teneurs en carbonates sont très élevées dans le sol et diminuent graduellement dans les terrasses. La susceptibilité magnétique massique est généralement faible dans le sol et les terrasses inférieures et extrêmement faible au niveau des terrasses supérieures. Les variations selon la profondeur dans les 10 premiers centimètres sont marquées par la faible diminution des teneurs en eau liée au niveau des terrasses supérieures et leur légère augmentation au niveau des terrasses inférieures. Les teneurs en matière organique sont généralement constantes. Les teneurs en carbonates augmentent avec la profondeur au niveau des terrasses supérieures (cultivées) et diminuent légèrement au niveau des terrasses inférieures (récentes). La susceptibilité magnétique diminue généralement au niveau des terrasses supérieures mais d'une façon plus importante au niveau des terrasses inférieures (figure IV-13).

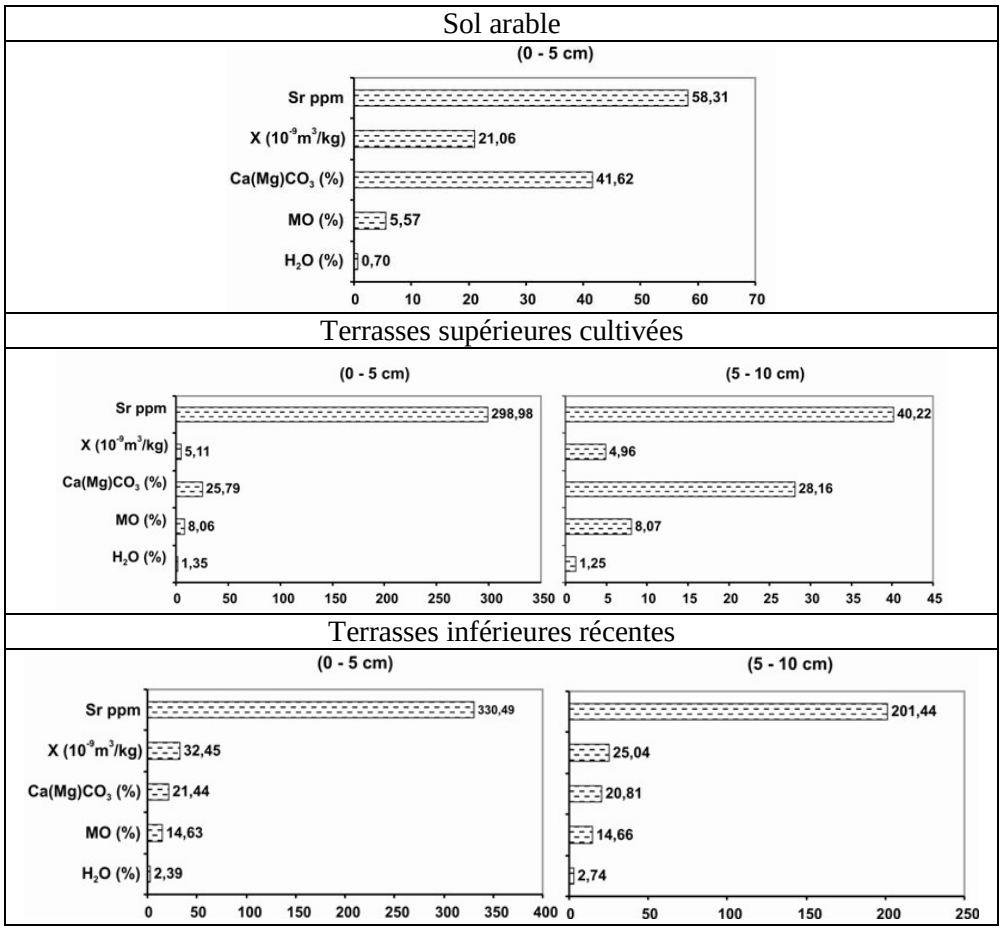


Figure IV-13 : Valeurs moyennes des teneurs en eau liée, en matière organique et en carbonates, de la susceptibilité magnétique et des teneurs en strontium du sol et des terrasses du lac Ifrah.

Les teneurs en éléments majeurs sont marquées au niveau du sol par la prédominance de CaO et MgO suivis par SiO_2, Al_2O_3 et Fe_2O_3. Les teneurs des autres éléments majeurs sont inférieurs à 1 % (figure IV-14). Au niveau des terrasses supérieures, les teneurs en MgO ont diminué de 20 % environ tandis que celles en SiO_2 ont augmenté de la même proportion par rapport au sol. Les teneurs en CaO ont augmenté de 5 % environ alors que celles en Al_2O_3 par 3 % environ. Les autres éléments majeurs ont tous augmenté sauf le P_2O_5 qui a sensiblement diminué (figure IV-14). Au niveau des terrasses inférieures, les teneurs en CaO et MgO ont diminué respectivement de 15 et 5 % par rapport aux terrasses supérieures. Les teneurs en SiO_2 ont augmenté de 10 %, celles en Al_2O_3 de 6 % et celles en Fe_2O_3 de 3 % environ toujours par rapport aux terrasses supérieures. Les autres éléments, présentant les pourcentages les plus faibles, ont tous augmenté par rapport aux terrasses supérieures cultivées (figure IV-14). La variation de ces éléments avec la profondeur au niveau des terrasses supérieures n'est pas significative. Alors qu'au niveau des terrasses inférieures, on assiste à la diminution du CaO et du MgO parallèlement à l'augmentation de SiO_2, de Al_2O_3, de Fe_2O_3, de K_2O et TiO_2 (figure IV-14). Les teneurs en strontium, représentées dans la figure (IV-13), sont assez faibles au niveau du sol arable et élevées au niveau des terrasses. La variation avec la profondeur est marquée par une forte diminution principalement au niveau des terrasses supérieures (figure IV-13).

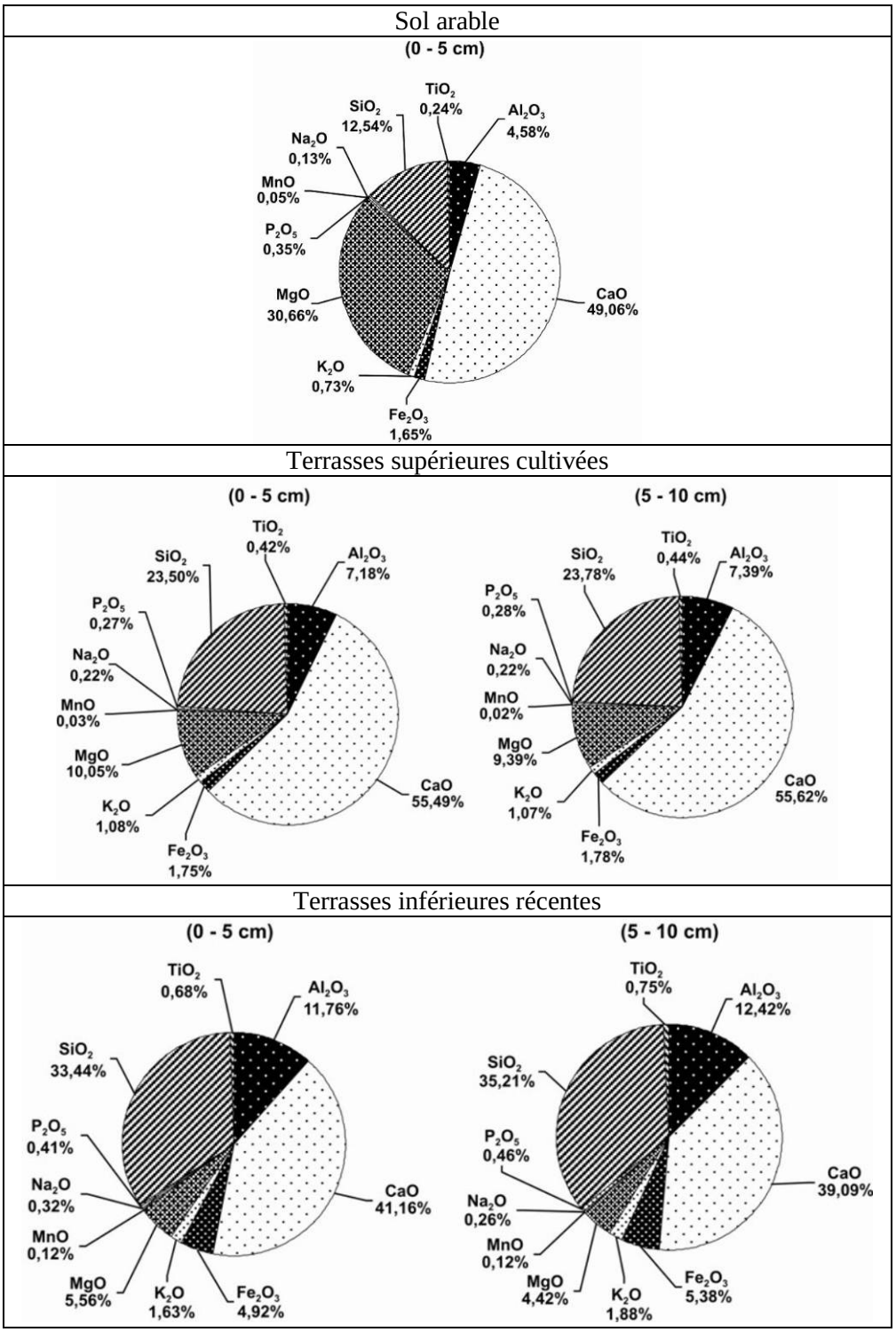


Figure IV-14 : Valeurs moyennes des teneurs en éléments majeurs du sol et des terrasses du lac Ifrah.

I. 1. 3. Minéralogie

La composition minéralogique du sol arable est formée exclusivement de la dolomite (94 %) suivi par la calcite et le quartz en très faible pourcentage (figure IV-15). Au niveau des terrasses supérieures cultivées, la dolomite a diminué de 50 % environ avec l'apparition assez importante de l'aragonite et en faible pourcentage de la calcite magnésienne. La calcite et le

quartz ont légèrement augmenté. Au niveau des terrasses inférieures récentes, c'est le quartz et l'aragonite qui prédominent. La dolomite a fortement diminué tandis que la calcite a augmenté (figure IV-15).

Les minéraux argileux au niveau des terrasses supérieures cultivées révèlent un classement décroissant de la Kaolinite, l'illite, les inter-stratifié illite-sméctite la chlorite et la sméctite (figure IV-16).

Sol arable	Terrasses supérieures cultivées	Terrasses inférieures récentes

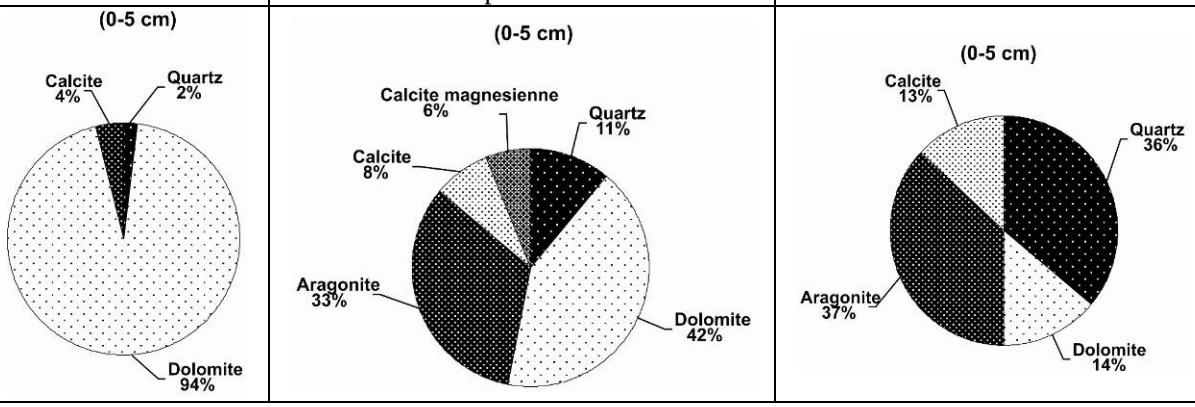


Figure IV-15 : Composition minéralogique du sol et des terrasses cultivées et récentes du lac Ifrah.

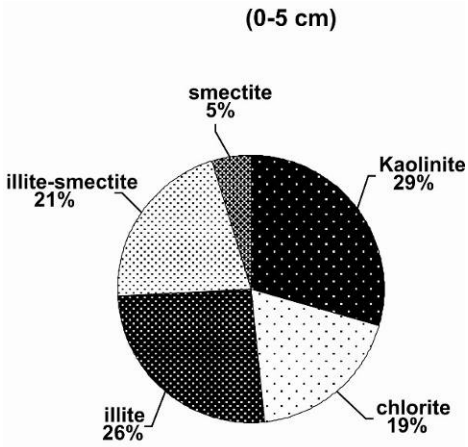


Figure IV-16 : Composition des minéraux argileux des terrasses cultivées du lac Ifrah.

I. 2. Sédiments d'interface

Les sédiments récents du lac Ifrah sont généralement silto-sableux (figures IV-17 et 18). Les premiers centimètres présentent une lithologie plus ou moins hétérogène. Au niveau des bordures, ils sont silto-sableux bruns clairs et riches en tests de coquilles de Gastéropodes et de débris de végétaux. Vers le centre, les sédiments deviennent silto-argileux bruns foncés avec la présence des débris de végétaux et parfois des tests de coquilles.

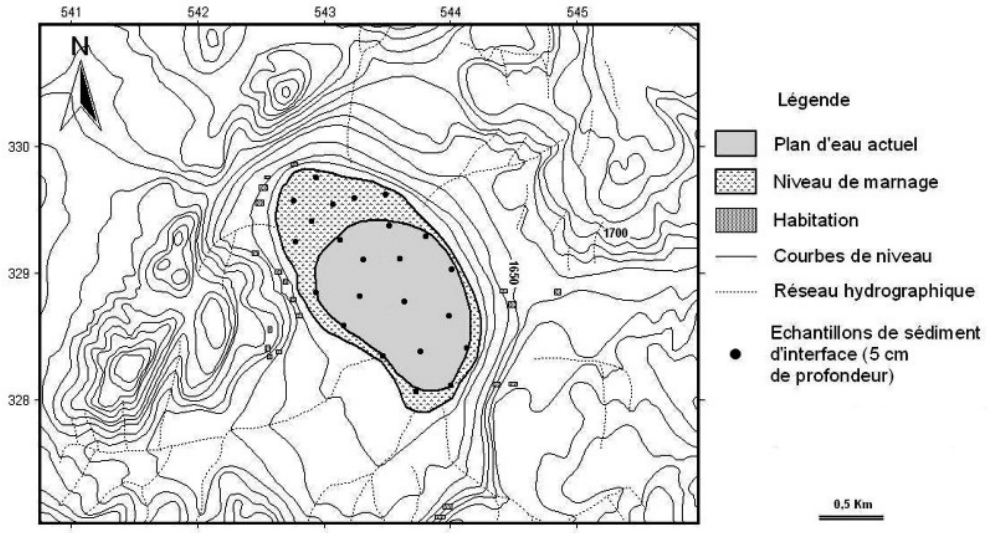


Figure IV-17 : Topographie et sites de prélèvement des sédiments d'interface du lac Ifrah.

I. 2. 1. Sédimentologie

La fraction silteuse est la plus prédominante (48,61 % à 68,37 %). Les pourcentages les plus élevés caractérisent la partie ouest vers le milieu du lac puis diminuent progressivement vers le nord et faiblement vers l'est et le sud du lac. La fraction argileuse est la plus faible (12,21 % à 25,71 %). Elle est plus élevée au centre vers la moitié sud du lac. Elle diminue progressivement vers les bordures et principalement vers le nord du lac. La fraction sableuse (10,81 % à 39,19 %) augmente au niveau des bordures et notamment vers la rive nord. Elle diminue fortement au centre du lac (figure IV-19).

La moyenne granulométrique (7,67 µm à 27,16 µm) présente une répartition assez comparable avec celle de la fraction sableuse. Elle est plus élevée au niveau des bordures, puis diminue vers le centre du lac. Les sédiments sont très mal classés. Le sorting présente une répartition assez hétérogène, la différence entre les valeurs maximales et minimales n'est pas assez grande (2,92 Φ et 2,44 Φ respectivement). Généralement, il est assez élevé et homogène vers la moitié sud-est du lac. Vers la moitié nord-ouest du lac, sa répartition est plus ou moins hétérogène. Par endroit, on assiste à des valeurs élevées aux niveaux des bordures vers le nord-est et le nord-ouest du lac. La variation du skewness (0,02 Φ à 0,39 Φ), montre que les sédiments de surface sont symétriques vers l'est du lac puis deviennent progressivement très asymétriques vers les fins au sud et au nord du lac. Le kustosis (0,81 Φ à 1,08 Φ) indique que les sédiments présentent une distribution faiblement aplatie au centre vers la moitié sud-est du lac. Vers les bordures et la partie nord du lac, la distribution devient moyennement aplatie. Par endroits, on distingue des valeurs assez élevées du kustosis aux niveaux des bordures vers le nord-ouest et le sud-est du lac (figure IV-20).

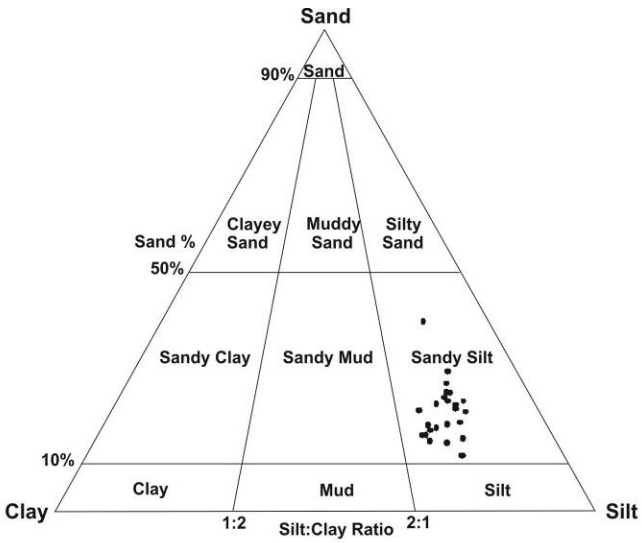


Figure IV-18 : Diagramme ternaire argile-silt-sable des sédiments d'interface du lac Ifrah.

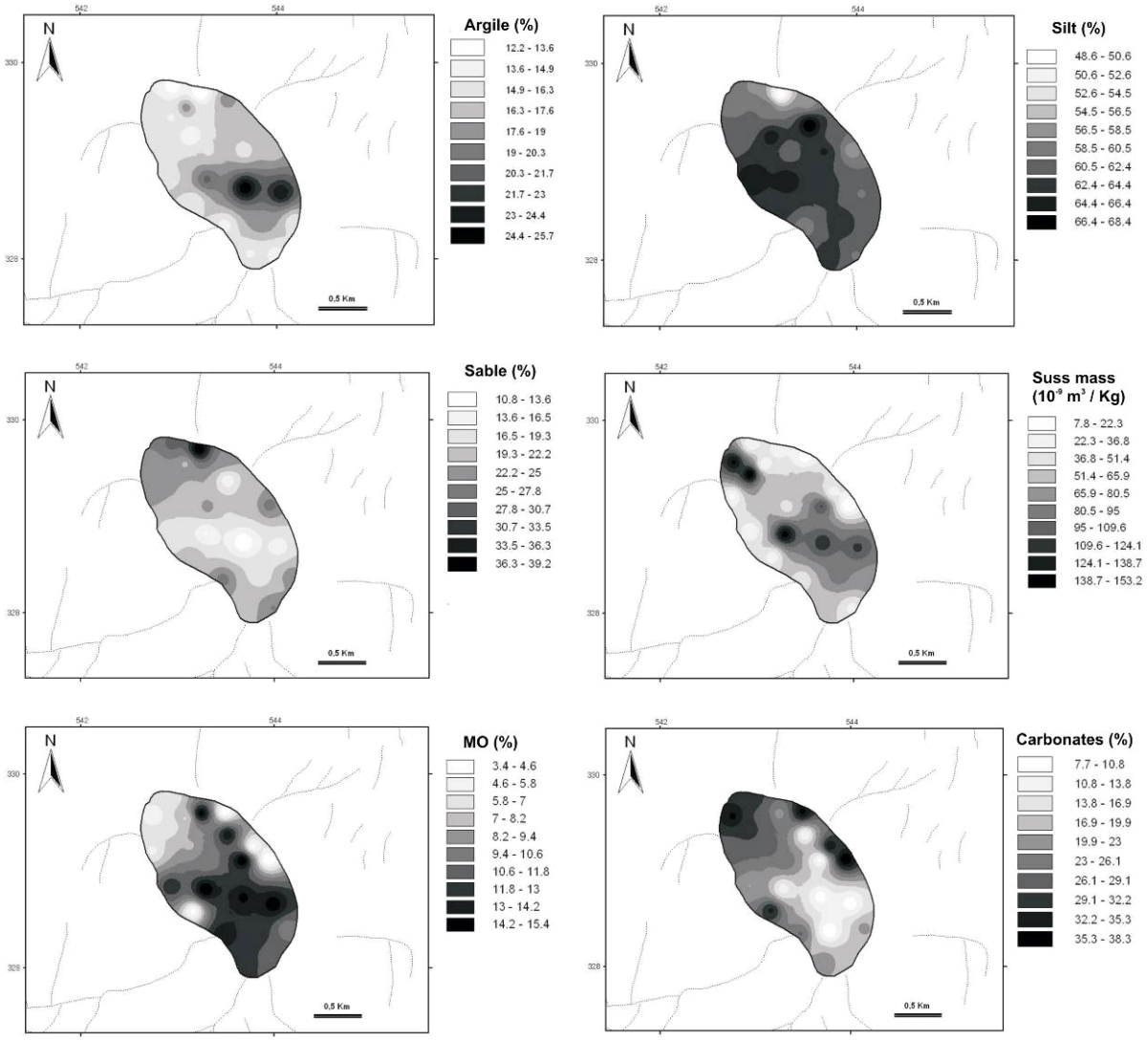


Figure IV-19 : Répartition des fractions granulométriques, de la susceptibilité magnétique massique (Suss mass), de la matière organique (MO) et des carbonates au niveau des sédiments d'interface du lac Ifrah.

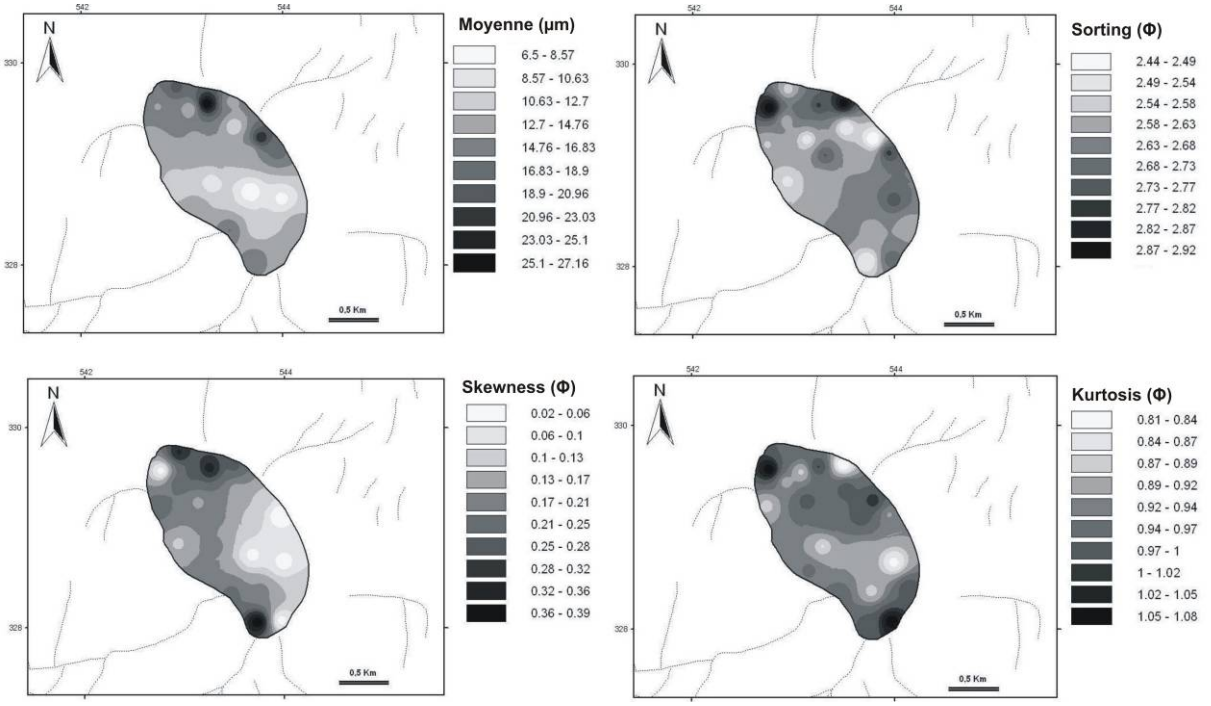


Figure IV-20 : Répartition des paramètres granulométriques des sédiments d'interface du lac Ifrah.

I. 2. 2. Géochimie

Les teneurs en matière organique des sédiments de surface du lac Ifrah sont variables (3,39 % à 15,45 %). elles présentent une répartition assez concentrique. Grossièrement, la matière organique est élevée au niveau du centre du lac. Elle diminue graduellement vers les bordures et principalement vers le nord du lac. Les teneurs en carbonates sont également variables (7,69 % à 38,32 %). Leur répartition est inversement corrélée avec celle de la matière organique. Les valeurs les plus élevées caractérisent les bordures du lac, celles les plus faibles le centre du lac. La susceptibilité magnétique (7,70 $10^{-9}m^3$/Kg à 153,32 $10^{-9}m^3$/Kg) est élevée au centre du lac et très faible au niveau des bordures. On distingue des valeurs très élevées au niveau des bordures vers le nord-ouest du lac (figure IV-19).

Les teneurs en éléments majeurs sont caractérisées par la prédominance du SiO_2 (7,7 à 52,5 %) suivi par Al_2O_3 (3,7 à 22,6 %), CaO (5,9 à 15,6 %), MgO (3,3 à 6,3 %) et Fe_2O_3 (0,7 à 5,5 %). Les teneurs en autres éléments (K_2O, Na_2O, et SO_3) sont généralement faibles. La répartition de ces éléments permet de distinguer grossièrement deux groupes (figure IV-27) :

- Le premier groupe est formé par SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, Na_2O et P_2O_5 dont le pourcentage augmente progressivement du nord au sud du lac.
- Le deuxième groupe est formé par CaO, MgO et SO_3 dont le pourcentage diminue de l'ouest vers l'est du lac et particulièrement vers le nord et le sud du lac pour le CaO et SO_3. Le rapport CaO/MgO diminue progressivement du nord au sud du lac (figure IV-21).

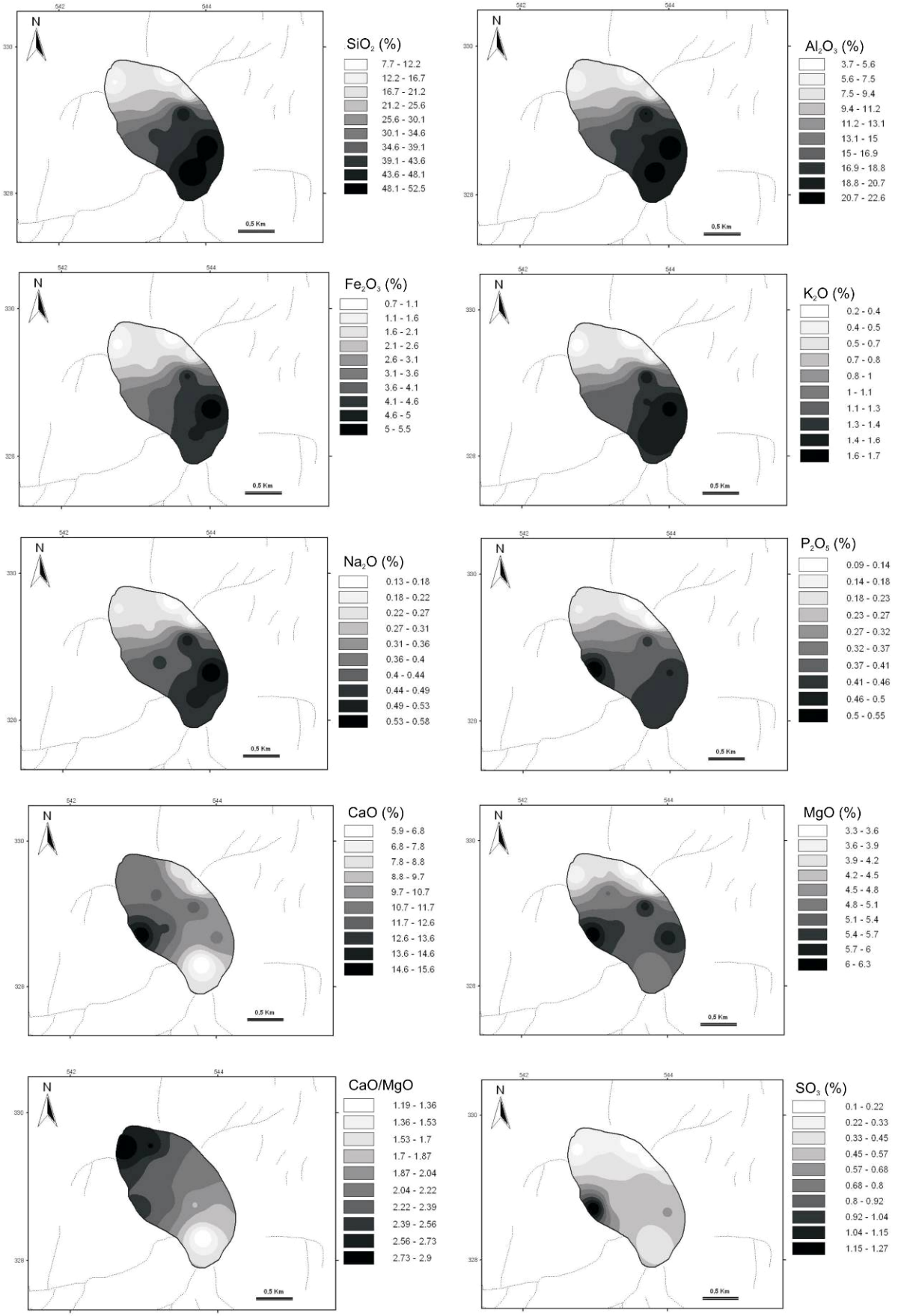


Figure IV-21 : Répartition des teneurs en éléments majeurs des sédiments d'interface du lac Ifrah.

I. 3. Carotte de bordure

La première carotte a été prise au niveau des marges (figure IV-10). Elle présente une lithologie homogène formée du silt sableux brun foncé.

I. 3. 1. Sédimentologie

Les sédiments de la carotte de bordures sont caractérisés par la prédominante de la fraction silteuse (57,53 % à 69,28 %) suivie par la fraction argileuse (14,02 % à 25,18 %) puis sableuse (8,81 % à 23,08 %) (Figure IV-22A). La taille moyenne des grains est relativement faible (4,80 µm à 9,38 µm). La distribution granulométrique des sédiments est généralement très mal classée, asymétrique vers les fractions fines et moyennement aplatie. Le sorting, le skewness et le kurtosis ne présentent par de grandes variations entre les valeurs maximales et minimales. Ils varient respectivement (2,49 Φ à 2,94 Φ ; 0, 12 Φ à 0,25 Φ et 0,81 Φ à 1,01 Φ).

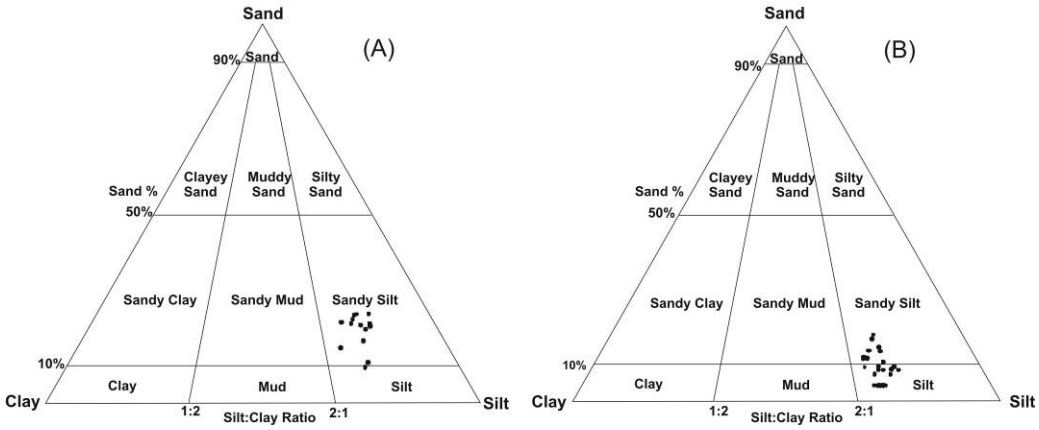


Figure IV-22 : Diagrammes ternaires argile-silt-sable des carottes de bordure (A) et du centre (B) du lac Ifrah.

La variation des fractions et des paramètres sédimentologiques selon la profondeur permet de distinguer trois phases de sédimentation. De bas en haut, on distingue (figures IV-23 et 34) :

- La première phase (unité comprise entre 54-42 cm) est marquée généralement par une grande fluctuation des fractions granulométriques. La distribution granulométrique est marquée par une forte variation de la taille moyenne des grains et une faible variation des indices de classement, d'asymétrie et d'acuité.

- La deuxième phase (unité comprise entre 42-14 cm) peut être subdivisée en deux sous-unités. La première (comprise entre 42 et 30 cm) est marquée généralement par la diminution de l'argile et du silt d'une part et l'augmentation assez importante du sable d'autre part d'où l'augmentation de la moyenne granulométrique. La distribution des grains a tendance à être très mal classée et moyennement aplatie d'où l'augmentation du sorting et du kurtosis. Alors

que l'asymétrie n'était pas affectée du faite que le skewness est resté relativement stable. La deuxième sous-unité (comprise entre 30-18 cm) est marquée par l'augmentation de l'argile et la diminution du silt. Le sable a sensiblement diminué. La variation des paramètres granulométriques est marquée par la diminution de la taille moyenne des grains, la diminution de l'acuité d'une part et l'augmentation du classement d'autre part. L'asymétrie est restée particulièrement invariable (figure IV-23).

- La troisième phase (unité comprise entre 18-0 cm) est marquée par une grande variation anti-corrélative entre les fractions argileuses et sableuses. Le silt diminue vers la surface. Ceci est accompagné par une grande variation de la moyenne granulométrique, de l'asymétrie et de l'acuité de la distribution granulométrique. Alors que le classement des grains a diminué vers la surface (figure IV-23).

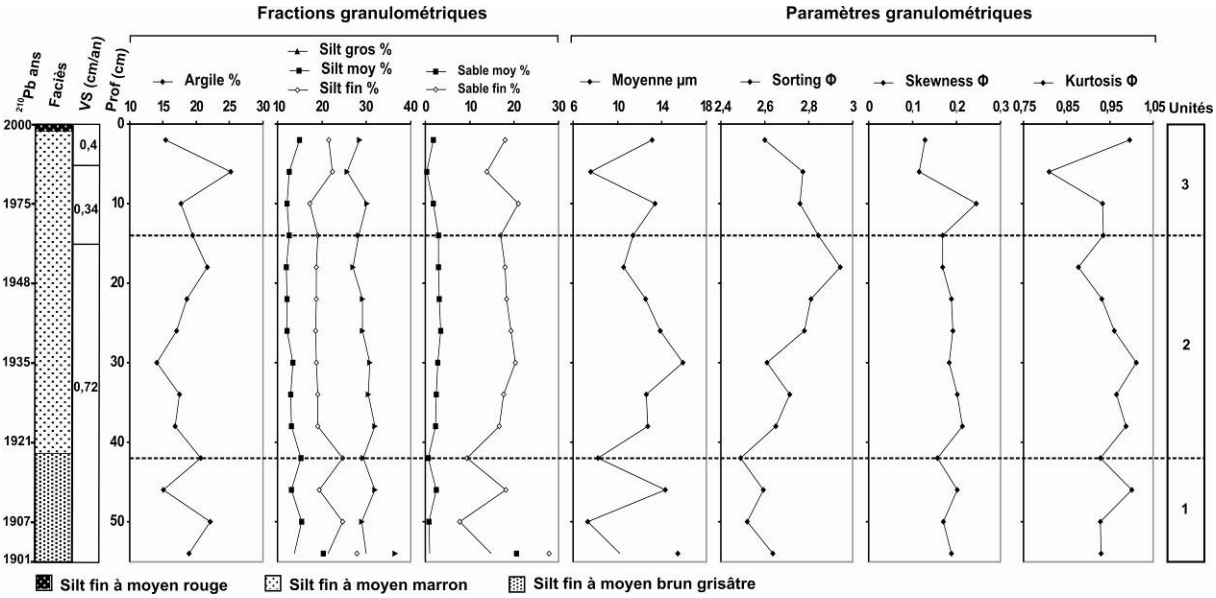


Figure IV-23 : Distribution des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Ifrah.

I. 3. 2. Géochimie

Les teneurs en eau liée au niveau de la carotte de bordures sont généralement faibles (1,81 à 2,64 %). Tandis que les teneurs en matière organiques et en carbonates sont élevées (11,55 % à 20,14 % et 8,16 à 20,98 % respectivement). La susceptibilité magnétique est assez élevée (25,31 $10^{-9}m^3$/Kg à 146,86 $10^{-9}m^3$/Kg). La variation de ces paramètres avec la profondeur est marquée dans (figure IV-24) :

- La première phase par l'augmentation des teneurs en eau liée et la stabilité des teneurs en matière organique. Les teneurs en carbonates ont fortement diminué (de 21% à 8,5 % environ). Cependant la susceptibilité magnétique a fortement augmenté (de 25,2 $10^{-9}m^3$/Kg à 137,5 $10^{-9}m^3$/Kg environ).

- La deuxième phase, au niveau de la première sous-unité, par la stabilité des teneurs en eau liée et en matière organique. Les teneurs en carbonates ont faiblement augmenté. Alors que la susceptibilité magnétique a faiblement diminuée. Au niveau de la deuxième sous-unité, Les teneurs en matière organique ont fortement augmenté (de 15,13 % à 20,01 %). Tandis que la susceptibilité magnétique, les teneurs en eau liée et en carbonates ont faiblement diminué.
- La troisième phase, par une légère augmentation puis une diminution des teneurs en eau liée. Les teneurs en matière organique ont fortement diminué (de 20,01 % à 11,55 %). Les carbonates diminuent puis augmentent vers la surface. La susceptibilité magnétique a connu une forte augmentation (56,57 $10^{-9}m^3$/Kg à 146,86 $10^{-9}m^3$/Kg).

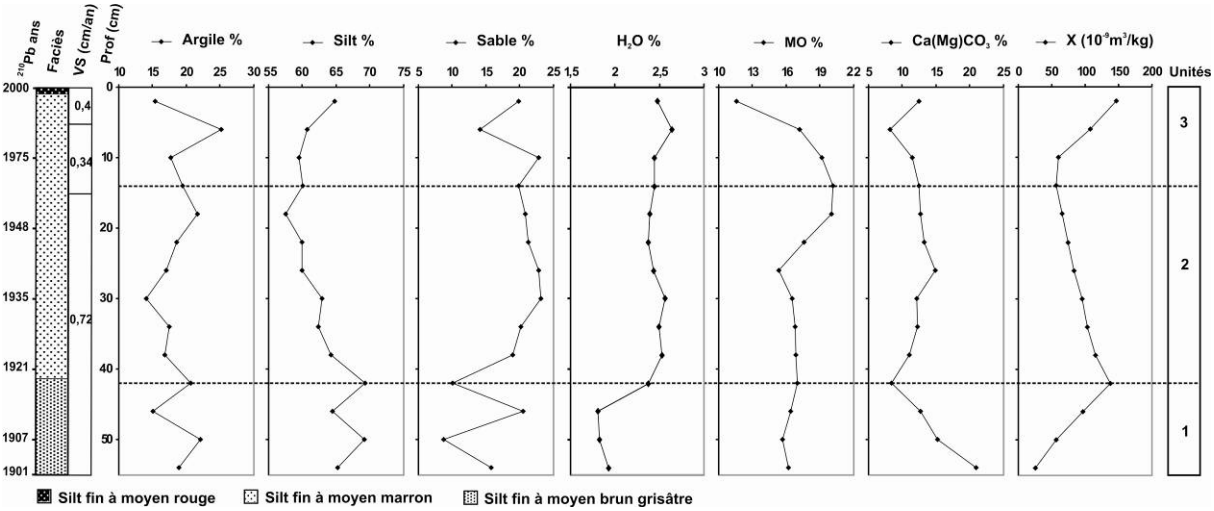


Figure IV-24 : Distribution de quelques paramètres sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure du lac Ifrah. VS : vitesse de sédimentation ; H_2O : Eau liée ; MO : Matière Organique ; $Ca(Mg)CO_3$: Carbonates X ($10^{-9}m^3$/kg) : Susceptibilité Magnétique Massique.

Les teneurs en éléments majeurs sont caractérisées par la prédominance de SiO_2 (36,16 à 53,81 %) suivi par CaO (14,6 à 40,45 %), Al_2O_3 (11,89 à 17,76 %), Fe_2O_3 (4,66 à 7,67 %), MgO (4,35 à 5,51), K_2O (1,18 à 2,36 %) et enfin TiO_2 (0,68 à 1,1 %). Les autres éléments (P_2O_5, Na_2O et MnO) sont présentés par des teneurs inférieurs à 1 %. Les teneurs en Sr varient de 54,42 à 189,69 ppm. La variation des teneurs en éléments majeurs avec la profondeur est marquée au niveau de (figure IV-25) :

- La première phase, par l'augmentation assez importante de SiO_2, TiO_2 Al_2O_3, Fe_2O_3, du rapport MgO/CaO, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO d'une part et la forte diminution de CaO d'autre part. MgO et Sr connaissent une diminution assez faible.
- la deuxième phase, par la faible diminution de SiO_2, TiO_2 Al_2O_3, Fe_2O_3, du rapport MgO/CaO et P_2O_5 d'une part et la faible augmentation de CaO et MgO d'autre part. K_2O, Na_2O, et MnO ne présentent pas de variations notables. Alors que Sr est variable.

- La troisième phase, par l'instabilité des éléments sauf pour le MgO et Sr qui sont peu variables. On assiste généralement à l'augmentation de SiO_2, TiO_2 Al_2O_3, Fe_2O_3, du rapport MgO/CaO, P_2O_5 et MnO et la diminution de CaO alors que K_2O et Na_2O sont très variables.

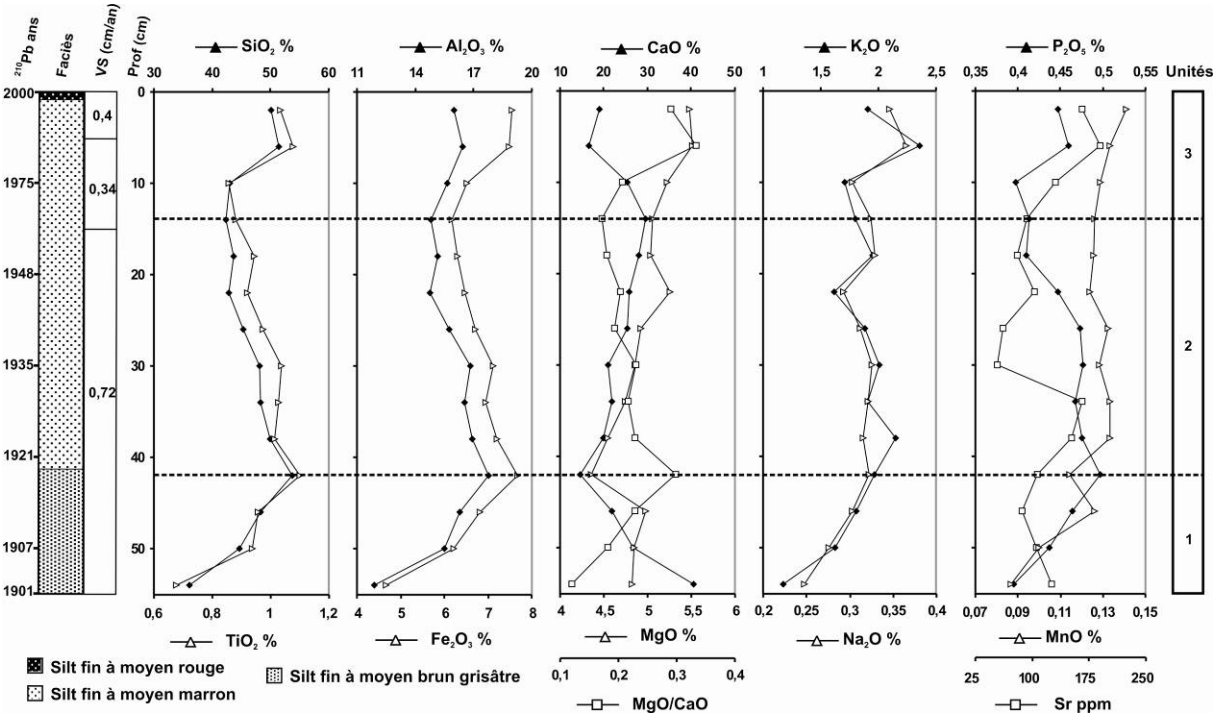


Figure IV-25 : Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Ifrah.

I. 3. 3. Minéralogie

Les minéraux non argileux constituant les sédiments de la carotte de bordure sont par ordre décroissant : le quartz (15 à 68 %), l'aragonite (12 à 30 %), la dolomite (10 à 28 %), la calcite magnésienne (0 à 25 %), la calcite (6 à 12 %) et enfin la titanomagnétite (3 à 9 %). la variation de ces minéraux avec la profondeur est marquée au niveau de (figure IV-26) :

- La première phase, par l'augmentation du pourcentage du quartz et de la dolomite d'une part et la diminution du pourcentage de l'aragonite, de la calcite et de la calcite magnésienne d'autre part. Le pourcentage de la titanomagnétite augmente puis diminue à l'intervalle des deux phases 1 et 2.
- La deuxième phase, par une faible augmentation du pourcentage de l'aragonite. Le quartz et la dolomite ont diminué au début puis restent peu variables. La calcite, la calcite magnésienne et la titanomagnétite sont également peu variables.
- La troisième phase, par l'augmentation assez importante du quartz et la diminution de la dolomite, de l'aragonite et de la calcite. La calcite magnésienne a disparue à l'interface eau/sédiment. La titanomagnétite est restée constante.

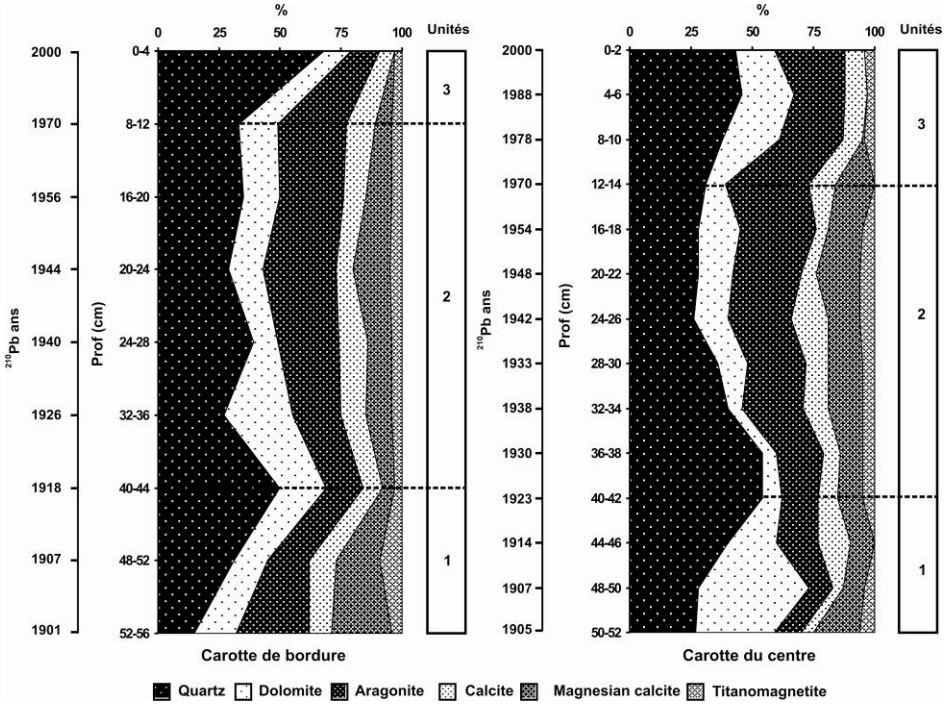


Figure IV-26 : Variation des minéraux non argileux en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) et du centre (carotte 2) du lac Ifrah.

Les minéraux argileux sont représentés par des pourcentages assez élevés des inter-stratifiés illite-smectite (32,7 à 42,2 %) suivi par la kaolinite (22,4 à 30,3 %), la chlorite (15 à 24,7 %), l'illite (15,4 à 18,8 %) et enfin la smectite (2,9 à 4,5 %). La variation selon la profondeur n'est pas assez notable. On assiste grosso modo à une augmentation du pourcentage des inter-stratifiés illite-smectite et la faible diminution de la kaolinite, de la chlorite et de l'illite vers la surface de la carotte (figure IV-27).

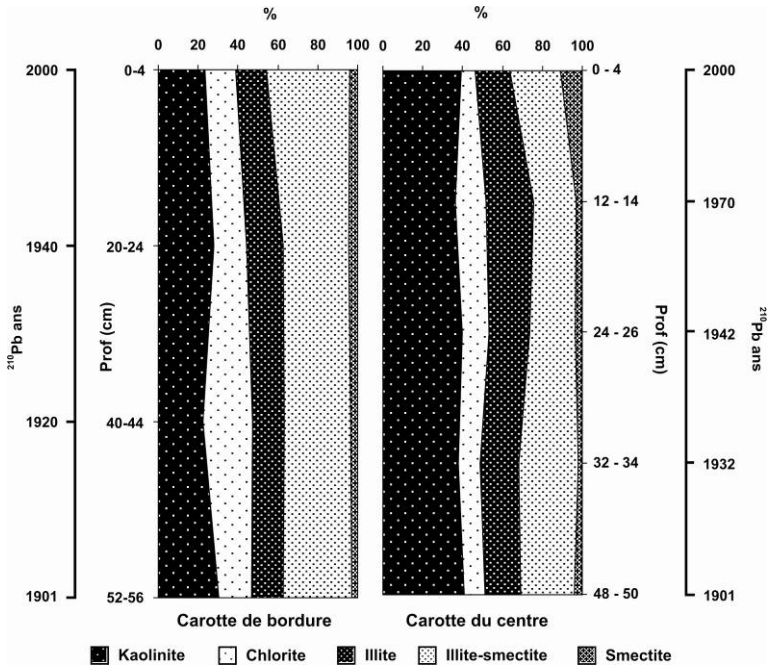


Figure IV-27 : Variation des minéraux argileux en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) et du centre (carotte 2) du lac Ifrah.

I. 4. Carotte du centre

La deuxième carotte a été prélevée au centre du lac (figure IV-10). Elle présente une lithologie homogène assez comparable avec la carotte de marges. Elle est constituée du silt-argileux brun très foncé devenant brun rougeâtre à l'interface eau/sédiment.

I. 4. 1. Taux de sédimentation

Le taux d'accumulation récent au niveau des sédiments du centre a été déterminé par la mesure de la désintégration du ^{210}Pb en excès. Le modèle de calcul appliqué est le C.F/C.S (constant flux, constant sedimentation rate). La décroissance de l'activité du ^{210}Pb au niveau de la carotte centrale n'est pas continue. Afin d'estimer plus ou moins le taux de sédimentation, trois segments de droite de régression du ^{210}Pb ont été localisés. Le taux de sédimentation est généralement faible (0,34 puis 0,4 cm/an) entre 0 et 20 cm et assez élevé (0,72 cm/an) entre 21 et 51 cm. (Tableau IV-9).

Tableau IV-9 : Chronologie de la carotte centrale (carotte 2) du lac Ifrah et estimation du taux de sédimentation par l'analyse du ^{210}Pb en excès calculé par le modèle C.F/C.S.

Prof (cm)	Date	Age (année)	R (cm/an)
0	2000	0	
5	1988	13	0,4
10	1975	25	
15	1962	38	0,34
20	1948	52	0,72
25	1942	58	
30	1935	65	
35	1928	72	
40	1921	79	
45	1914	86	
50	1907	93	
55	1901	99	

I. 4. 2. Sédimentologie

Les pourcentages des fractions argileuses et silteuses ont relativement augmenté alors que celles des sables ont diminué par rapport à la carotte de bordure. La fraction silteuse est toujours la plus prédominante suivie par la fraction argileuse puis sableuse (figure IV-22, B). Les pourcentages du silt, d'argile et du sable varient respectivement de 61,67 à 72,49 % ; de 19,88 à 27,84 % et de 3,24 à 17,19 %. La moyenne granulométrique est généralement faible (4,8 µm à 9,38 µm). Les grains sont très mal classés et ont une distribution moyennement aplatie. Le sorting et le Kurtosis ne présentent pas de grandes variations (de 2,33 Φ à 2,55 Φ et de 0,84 Φ à 0,98 Φ respectivement). La distribution granulométrique est symétrique à

asymétrique vers les grains fins. Le skewness varie de -0,004 Φ à 0,19 Φ. La variation des fractions et des paramètres granulométriques permet de caractériser grossièrement comme dans le cas de la carotte de bordures trois phases de sédimentation. De bas en haut, on distingue :

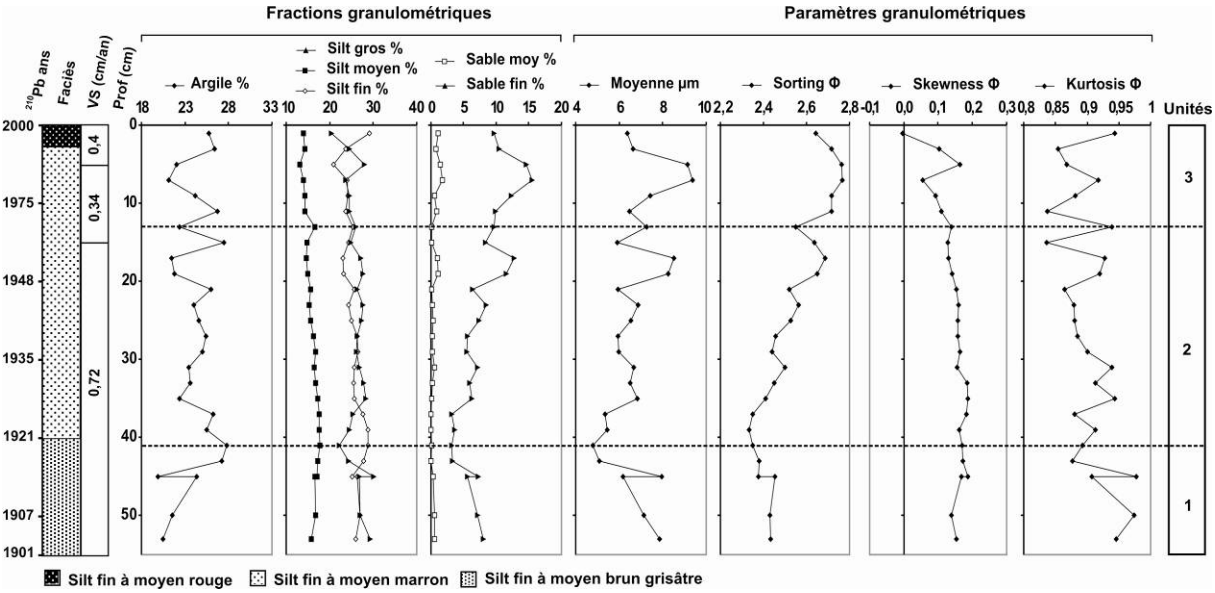


Figure IV-28 : Distribution des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Ifrah.

- La première phase (unité comprise entre 53-41 cm) est marquée par l'augmentation de l'argile et la diminution du silt et du sable. La moyenne granulométrique présente une variation tout à fait inverse à la fraction argileuse. Le classement et l'asymétrie de la distribution des grains sont pratiquement constants. Alors que l'acuité est généralement variable (figures IV-28 et 29).

- La deuxième phase (unité comprise entre 41-13 cm) est marquée généralement par la diminution du silt et l'augmentation du sable. La fraction argileuse est variable (figure IV-28 et 29). La taille moyenne des grains augmente puis diminue à l'intervalle des unités 2 et 3. Le classement des grains augmente progressivement. Alors que l'asymétrie est restée constante. L'acuité est généralement variable et augmente légèrement et d'une façon régulière entre 31 et 21 cm (figure IV-29).

- La troisième phase (unité comprise entre 13-0 cm) peut être subdivisée en deux sous-unités. La première comprise entre 13 et 7 cm et est marquée par une diminution du pourcentage des argiles et des silts d'une part et l'augmentation du sable d'autre part. La taille moyenne et le classement des grains augmentent tandis que l'asymétrie diminue. L'acuité est généralement variable. La deuxième sous-unité présente les sept premiers centimètres à l'interface. L'argile augmente fortement vers la surface parallèlement à la diminution du sable. Le silt connaît une

légère augmentation. Parallèlement avec l'augmentation du pourcentage des argiles, la taille moyenne des graines a fortement diminué. Les autres paramètres granulométriques sont marqués par une faible diminution du classement, une forte variation de l'acuité des grains. L'indice d'asymétrie devient négatif à la surface. La distribution des grains est symétrique (figure IV-28 et 29).

I. 4. 3. Géochimie

Les teneurs en eau liée ont augmenté par rapport à la carotte de bordures (2,95 à 4,09 %). Alors que celles en matière organique et en carbonates ont relativement diminué (12,77 % à 15,97 %) et (7,85 % à 15,21 %). La susceptibilité magnétique varie de 54,47 $10^{-9}m^3/kg$ à 139,94 $10^{-9}m^3/kg$. La variation de ces paramètres avec la profondeur est marquée dans :

- La première phase, par l'augmentation des teneurs de la matière organique jusqu'à 45 cm de profondeur puis sa diminution par la suite. Les teneurs en carbonates connaissent une forte diminution (14,15 % à 8,7 %). Tandis que la susceptibilité magnétique augmente fortement (64,84 % à 139,94 %) (figure IV-29).
- La deuxième phase, par l'augmentation de la matière organique. Les carbonates augmentent d'une façon régulière. Tandis que la susceptibilité magnétique diminue de la même façon (figure IV-29).
- La troisième phase, par la diminution puis l'augmentation vers la surface des teneurs en matière organique. Les teneurs en carbonates ont fortement diminué (de 15,2 jusqu'à 7,86 %) alors que la susceptibilité magnétique a augmenté (figure IV-29).

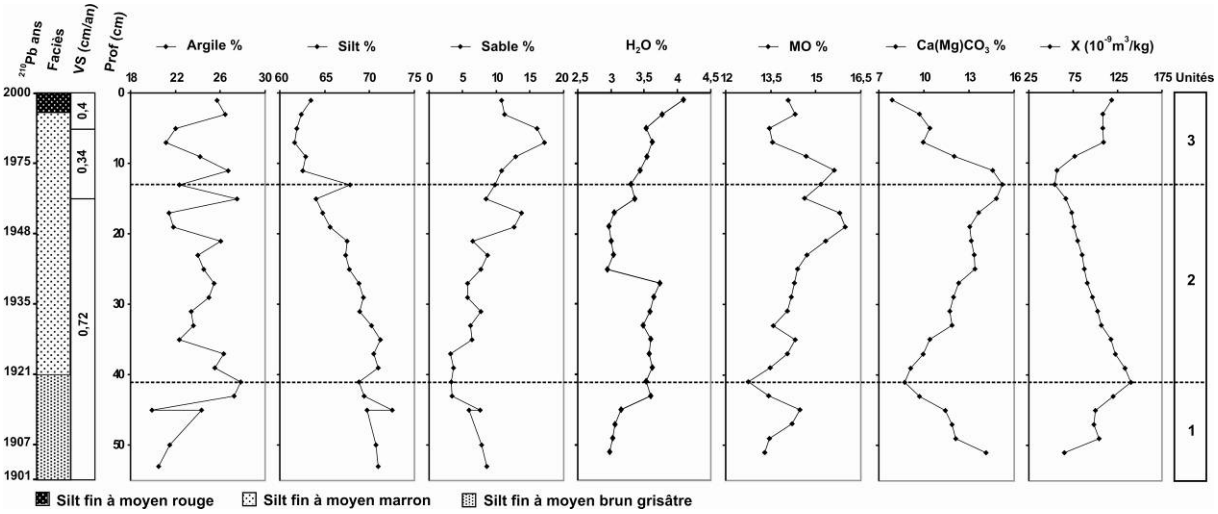


Figure IV-29 : Distribution de quelques paramètres sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Ifrah. H_2O : Eau liée ; MO : Matière Organique ; $Ca(Mg)CO_3$: Carbonates X ($10^{-9}m^3/kg$) : Susceptibilité Magnétique Massique.

Les teneurs en éléments majeurs sont caractérisées comme le cas de la carotte de marges par la prédominance de SiO_2 (40,61 à 51,38 %) suivi par CaO (13,85 à 30,40 %), Al_2O_3 (14,73 à 18,41 %), Fe_2O_3 (6,14 à 8,05 %), MgO (4 à 5,75), K_2O (1,73 à 2,75 %) et enfin TiO_2 (0,85 à 1,09 %). Les autres éléments (P_2O_5, Na_2O et MnO) sont présentés par des teneurs inférieurs à 1 %. On assiste, par rapport à la carotte de marge, à une faible diminution des teneurs en SiO_2 et en CaO d'une part et une augmentation des teneurs en Al_2O_3 et en Fe_2O_3 d'autre part. Les teneurs en Sr ont considérablement augmenté. Elles varient de 150,69 à 233,54 ppm. La variation de ces éléments majeurs en fonction de la profondeur suive la même évolution que la carotte de bordures.

- La première phase est marquée par l'augmentation de SiO_2, TiO_2 Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O et Na_2O d'une part et la diminution de CaO et de MgO d'autre part. Le rapport MgO/CaO, P_2O_5 et MnO sont variables. Alors que Sr est pratiquement stable (figure IV-30).
- La deuxième phase est marquée par la diminution de SiO_2, TiO_2 Al_2O_3, Fe_2O_3, et du rapport MgO/CaO d'une part et l'augmentation de CaO et MgO d'autre part. Les autres éléments sont généralement variables (figure IV-30).
- La troisième phase est marquée cette fois par l'augmentation assez importante de SiO_2, TiO_2 Al_2O_3, Fe_2O_3, du rapport MgO/CaO et K_2O d'une part et la diminution importante de CaO d'autre part. MgO et Na_2O augmentent. P_2O_5 et MnO sont variables alors que Sr diminue puis reste stable vers la surface (figure IV-30).

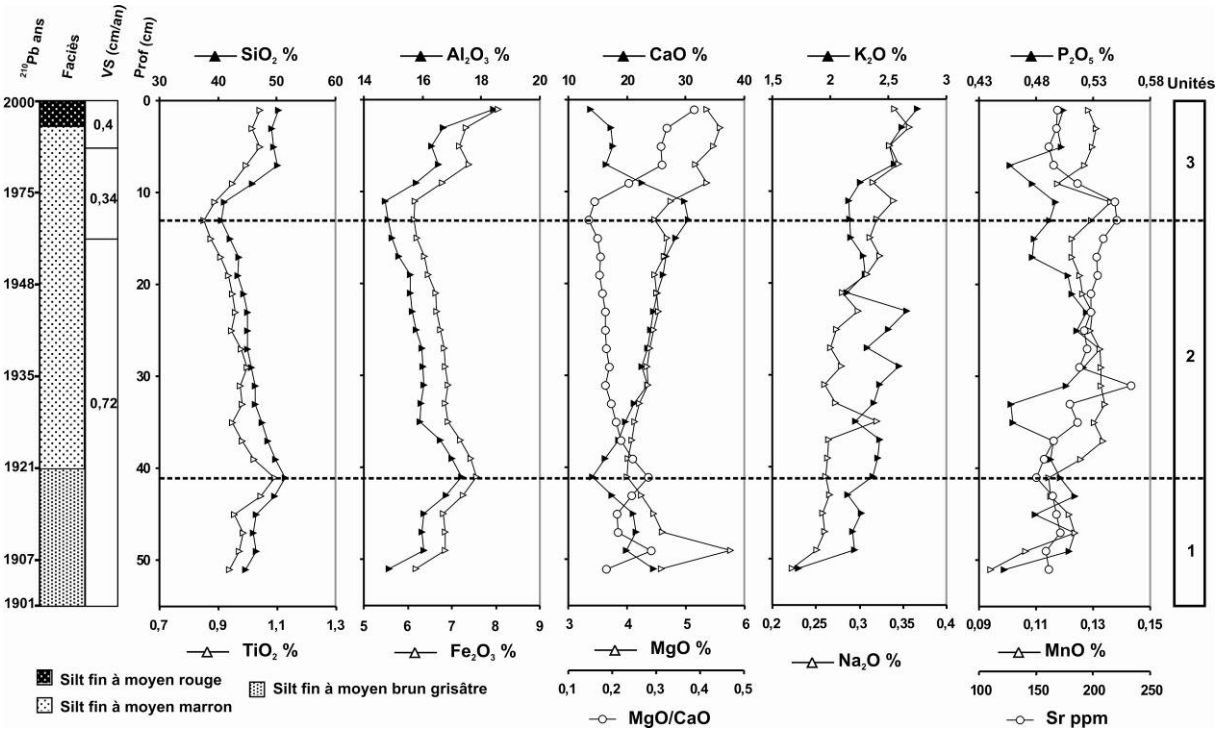


Figure IV-30 : Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Ifrah.

I. 4. 4. Minéralogie

Le cortège minéralogique est le même que la carotte de marges. Par ordre décroissant, on a : le quartz (26 à54 %), l'aragonite (10 à 34 %), la dolomite (6 à 45 %), la calcite magnésienne (0 à 19 %), la calcite (4 à15 %) et la titanomagnétite (0 à 6 %). On distingue généralement, par rapport à la carotte de bordurse, une faible augmentation du quartz, de la dolomite et de l'aragonite d'une part et une faible diminution de la calcite. La variation avec la profondeur est marquée au niveau de :

- La première phase, par la forte augmentation du quartz parallèlement à la diminution importante de la dolomite. On assiste également à une faible augmentation de l'aragonite et de la calcite. La calcite magnésienne a diminué puis s'est stabilisée. Tandis que la titanomagnétite est restée variable (figure IV-26).
- La deuxième phase, par la diminution du quartz et l'augmentation de la dolomite et de l'aragonite. La calcite est généralement variable. Tandis que la calcite magnésienne est peu variable. La titanomagnétite reste pratiquement invariable puis s'annule à l'intervalle des unités 2 et 3 (figure IV-26).
- La troisième phase, par l'augmentation du quartz et de la dolomite d'une part et la faible diminution de l'aragonite et de la calcite d'autre part. La calcite magnésienne disparaît au début de cette phase. Alors que la titanomagnétite augmente (figure IV-26).

L'association des minéraux argileux est la même que celle de la carotte de bordure : Kaolinite (36,3 40,9 %), l'inter-stratifié illite-sméctite (21,6 à 29,8 %), l'illite (17,1 à 23,4 %), la chlorite (7,3 à 15,6 %) et la sméctite (1,9 à 11,2 %). On assiste, par rapport à la carotte de marges, à une augmentation du pourcentage de la kaolinite, de l'illite et de la sméctite d'une part et la diminution des inter-stratifiés illite-sméctite et de la chlorite d'autre part. Le pourcentage de ces minéraux argileux est peu variable avec la profondeur. On assiste à une diminution de la chlorite vers la surface parallèlement avec l'augmentation de la sméctite (figure VI-27).

II. Sol, terrasses et sédiments d'interface du lac Iffer

Le profil du sol et des terrasses, prélevé du côté Est du lac est composé de trois échantillons : terrasses récentes (A), sol arable (B) et sol de la forêt (C) (figure IV-31). Deux carottes de sédiments d'interface de 20 cm de longueur environ ont été prélevées dans le lac : la première au niveau des bordures et la deuxième au centre du lac (figure IV-31).

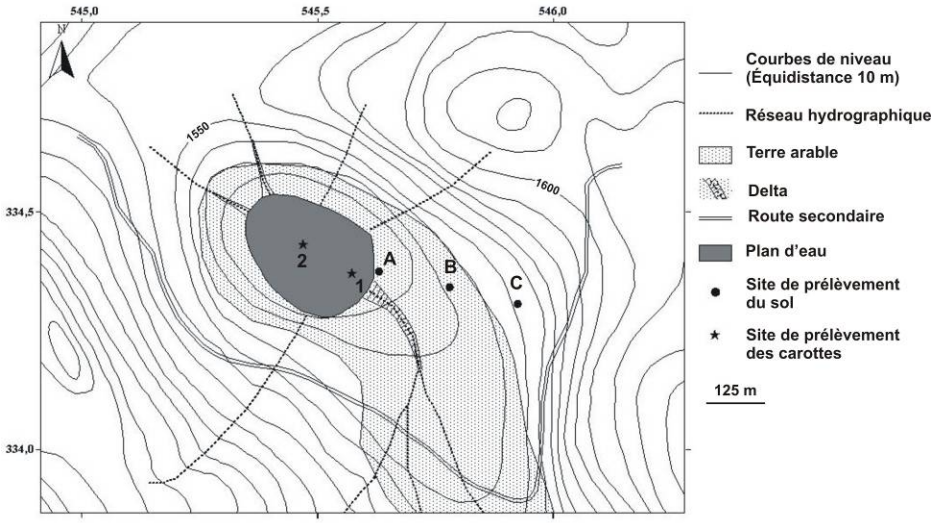


Figure IV-31 : Site de prélèvement : des terrasses récentes (A), du sol arable dolomitique (B), du sol dolomitique forestier (C), de la carotte de marge (1) et de la carotte du centre (2) au niveau du lac Iffer.

II. 1. Sol et terrasses

II. 1. 1. Sédimentologie

Le sol et les terrasses du lac Iffer sont de nature silto-sableuse (figure IV-32). Au niveau du sol forestier, la fraction silteuse domine avec 65 % en moyenne suivie par la fraction argileuse (21 % en moyenne) puis sableuse (13 % en moyenne). Au niveau du sol arable, la fraction silteuse a 54 % en moyenne suivie par la fraction argileuse (22 % en moyenne). La fraction sableuse a augmenté (23 % en moyenne). Au niveau des terrasses récentes, la fraction silteuse a un pourcentage de 53 % en moyenne. La fraction argileuse a diminué (16 % en moyenne). Tandis que la fraction sableuse a augmenté (30 % en moyenne) (figure IV-33).

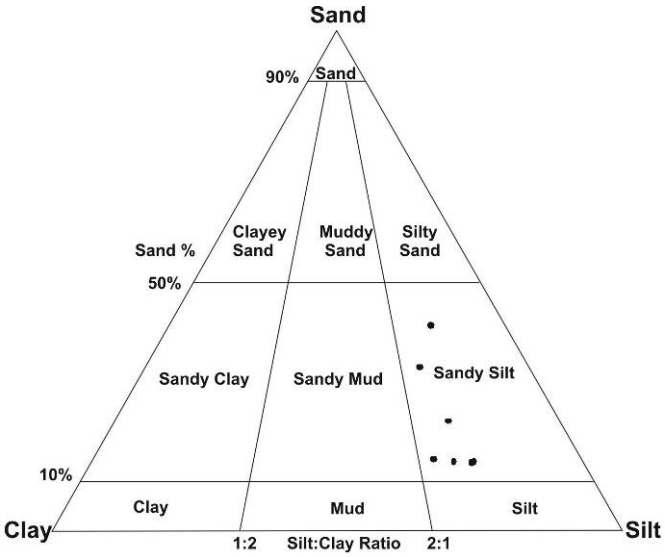


Figure IV-32 : Diagrammes ternaires argile-sil-sable des sols et des terrasses du lac Iffer.

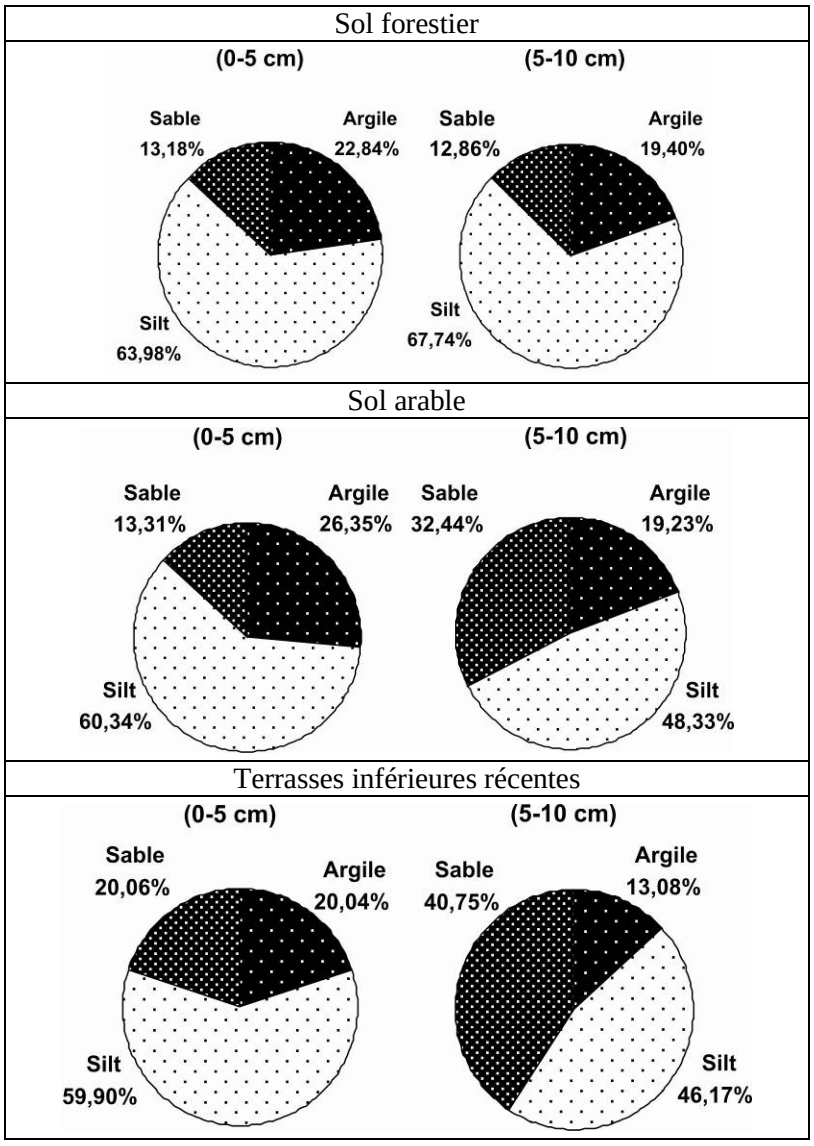


Figure IV-33 : Répartition des fractions granulométriques du sol et des terrasses du lac Iffer.

La variation des fractions granulométriques avec la profondeur est matérialisée, au niveau du sol forestier par la faible augmentation de la fraction silto-argileuse d'une part et la faible diminution de la fraction sableuse. Au niveau du sol arable et des terrasses, on assiste plutôt à la diminution de la fraction silto-argileuse parallèlement à l'augmentation assez importante de la fraction sableuse (figure IV-33). La moyenne granulométrique est généralement faible au niveau du sol forestier (8,6 µm en moyenne) et plus élevée au niveau du sol arable (11,5 µm en moyenne) et des terrasses (18 µm en moyenne). Sa variation avec la profondeur est caractérisée par sa faible augmentation au niveau du sol forestier et sa forte augmentation au niveau du sol arable et des terrasses. Les deux types de sol et les terrasses sont très mal classés, symétriques à la surface et asymétriques en profondeur. La distribution des grains est moyennement aplatie au niveau du sol forestier et aplatie au niveau du sol arable et des terrasses (figure IV-34).

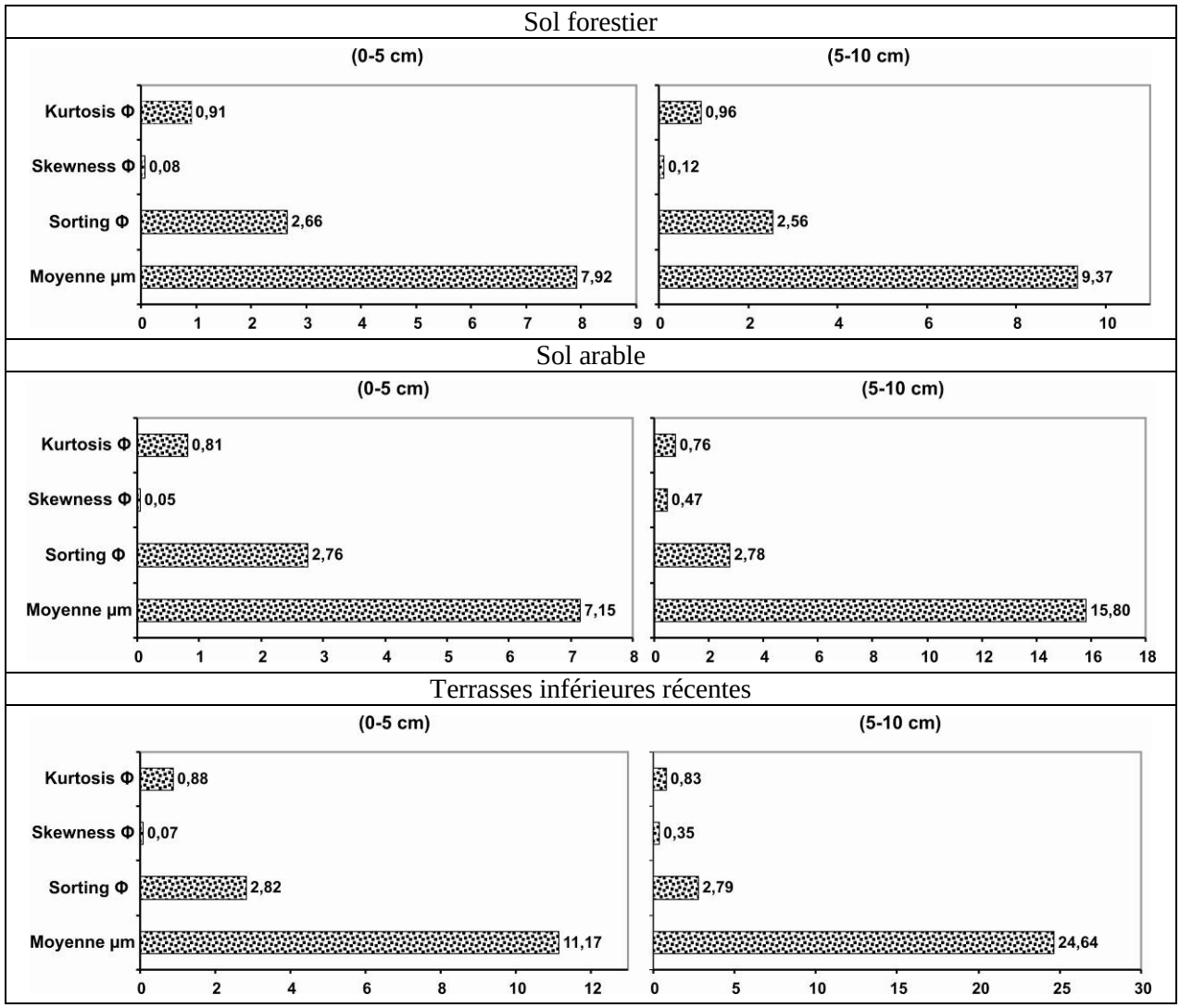


Figure IV-34 : Valeurs moyennes des paramètres granulométriques du sol et des terrasses du lac Iffer.

II. 1. 2. Géochimie

Les teneurs en eau liée au niveau des sols forestier et arable sont autour de 1 % et ne présentent pas de grandes variations avec la profondeur. Elles sont plus élevées au niveau des terrasses récentes à la surface et diminuent rapidement vers 10 cm de profondeur. Les teneurs en matière organique sont généralement faibles au niveau du sol forestier et connaissent une faible diminution vers 10 cm de profondeur. Au niveau du sol arable, elles sont moyennes mais augment excessivement vers 10 cm de profondeur. Au niveau des terrasses récentes, elles sont assez élevées et diminuent faiblement vers 10 cm de profondeur. Les teneurs en carbonates sont élevées dans les sols (forestier et arable). Au niveau des terrasses, elles diminuent fortement vers 10 cm de profondeur. La susceptibilité magnétique est élevée dans le sol forestier par rapport au sol arable et aux terrasses. Elle diminue avec la profondeur au niveau des sols et augmente au niveau des terrasses (figure IV-35).

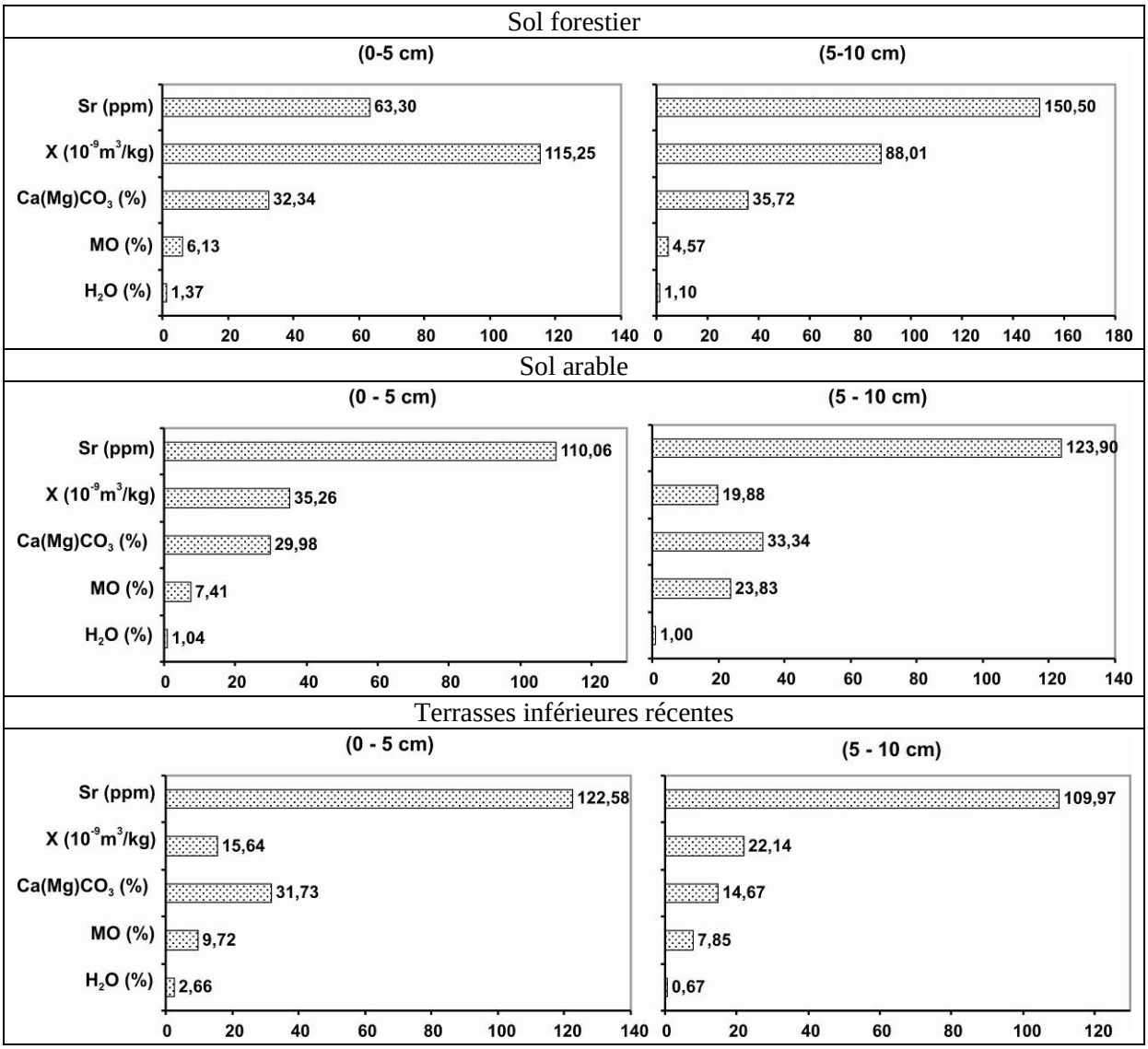


Figure IV-35 : Valeurs moyennes des teneurs en eau liée, en matière organique et en carbonates, de la susceptibilité magnétique et des teneurs en strontium du sol et des terrasses du lac Iffer. H_2O : Eau liée ; MO : Matière Organique ; $Ca(Mg)CO_3$: Carbonates ; X ($10^{-9}m^3/kg$) : Susceptibilité Magnétique Massique.

Les éléments majeurs ayant les teneurs les plus élevées au niveau des sols et des terrasses sont CaO, SiO_2 et MgO. Al_2O_3 et Fe_2O_3 présentent des teneurs moins élevées. Les autres éléments majeurs ont des pourcentages inférieurs à 1% (figure IV-36). La variation avec la profondeur est marquée, au niveau du sol forestier, par la diminution de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, TiO_2, P_2O_5, Na_2O et MnO d'une par et l'augmentation de CaO et MgO d'autre part (figure IV-36). Au niveau du sol arable, la diminution de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, TiO_2, P_2O_5, Na_2O et MnO ainsi que l'augmentation de CaO et MgO est plus importantes (figure V-36). Inversement au niveau des terrasses récentes, on assiste à une faible diminution de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, TiO_2, P_2O_5, Na_2O et MnO d'une part et une augmentation assez importante de CaO et MgO d'autre part (figure IV-36). Les teneurs en strontium sont

généralement assez élevées (figure IV-35). Elles augmentent fortement avec la profondeur au niveau du sol forestier et faiblement au niveau du sol arable. Par contre au niveau des terrasses, on assiste à une faible diminution des teneurs en Sr avec la profondeur (figure IV-35).

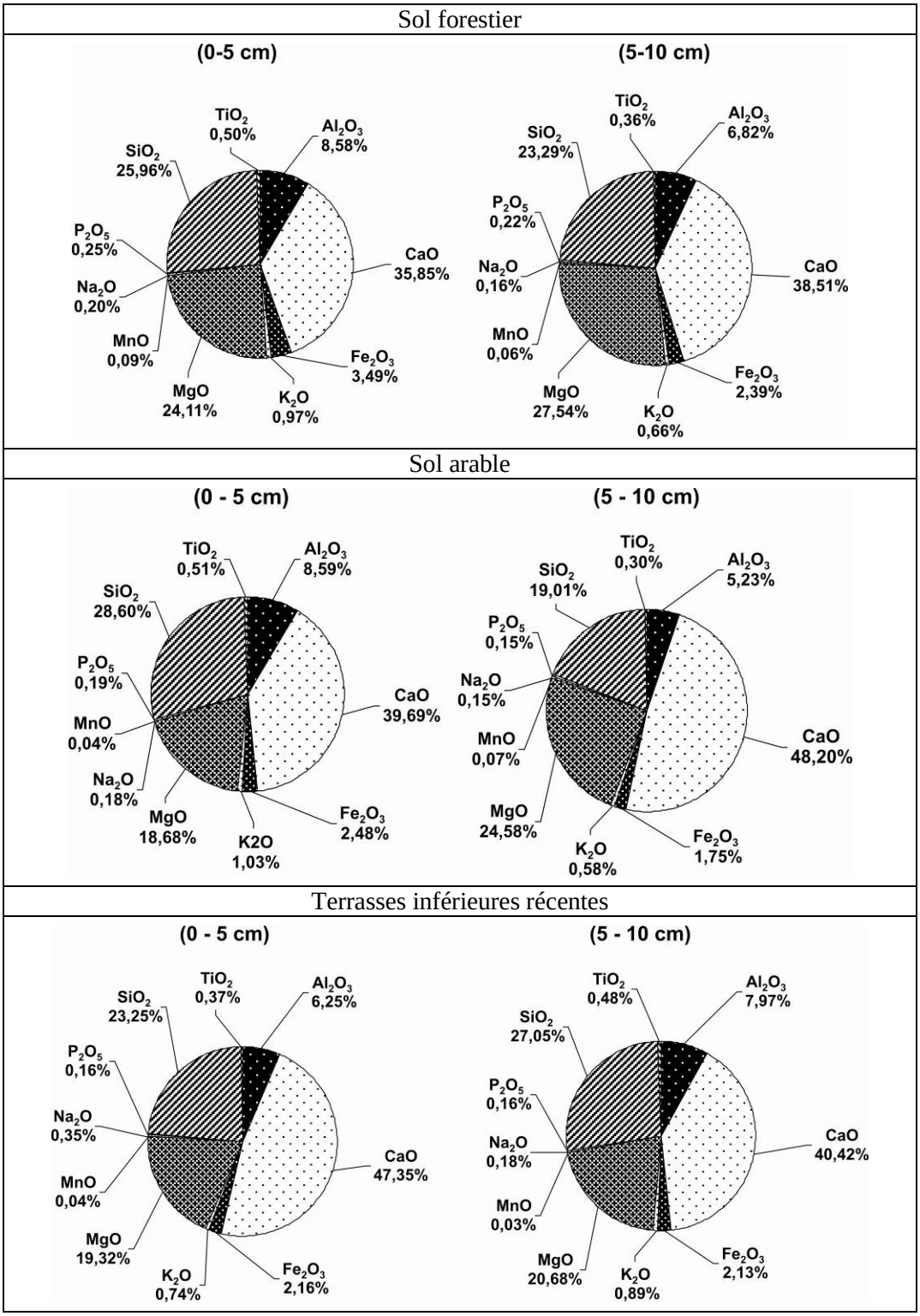


Figure IV-36 : Valeurs moyennes des teneurs en éléments majeurs du sol et des terrasses r du lac Iffer.

II.1. 3. Minéralogie

Le sol forestier est exclusivement formé de la dolomite avec de très faible quantité de quartz et de la calcite. Au niveau du sol arable, la quantité de la dolomite a faiblement diminué au profit du quartz et de la calcite. Au niveau des terrasses, on assiste à l'apparition de l'aragonite. La dolomite est toujours prédominante. Le quartz et la calcite sont en très faible quantité (figure IV-37).

L'analyse des minéraux argileux au niveau du sol arable révèle des pourcentages assez élevés en kaolinite, en inter-stratifiés illite-sméctite et en chlorite. L'illite et la sméctite présentent des pourcentages plus faibles (figure IV-38).

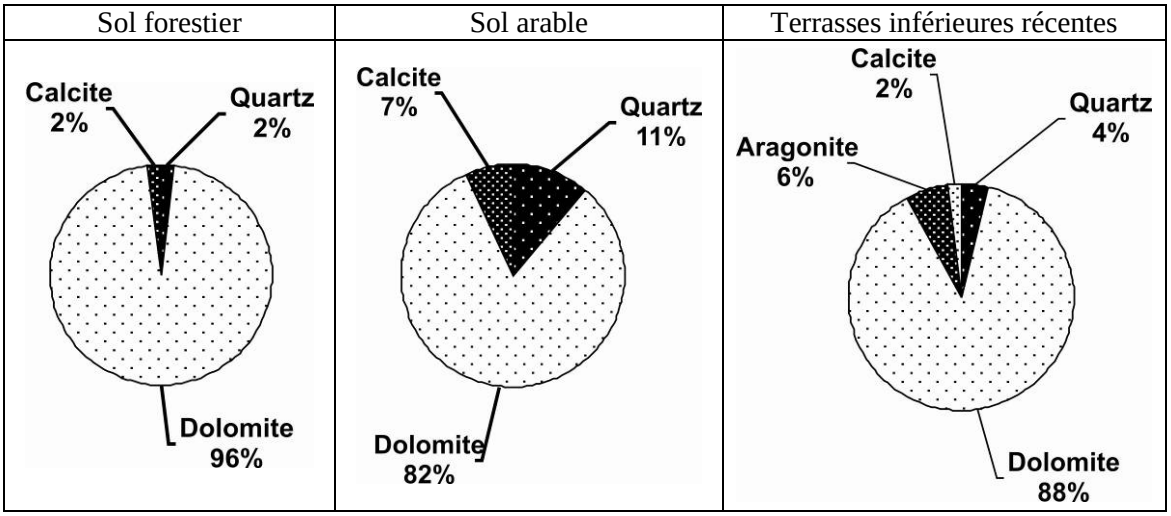


Figure IV-37 : Composition minéralogique du sol et des terrasses du lac Iffer.

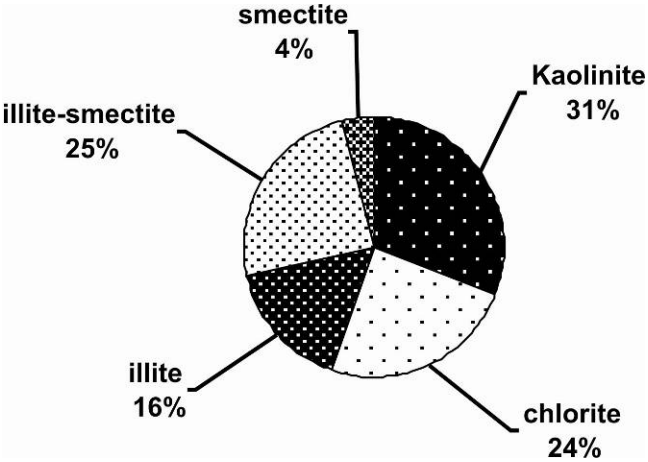


Figure IV-38 : Composition des minéraux argileux du sol arable du lac Iffer.

II. 2. Carotte de bordure

Les sédiments de bordure ne présentent pas de différenciations lithologiques bien claires. Il s'agit de silt sableux brun foncé avec parfois la présence de fragments de coquilles de Gastéropodes. Des fragments du charbon et de bois ont été également observés.

II. 2. 1. Sédimentologie

Les sédiments de bordure sont de nature silteuse (figure IV-39A). Le silt est prédominant (75,5 à 81,28 %). L'agile et le sable présentent les pourcentages les plus faibles (9,8 à 11,6 % et 7,15 à 14,31 % respectivement). La moyenne granulométrique varie de 10,88 à 14,98 µm. Les sédiments sont généralement mal classés, asymétriques vers les fractions fines et ont une distribution aplatie. Le sorting, le skewness et le kurtosis varient respectivement de 1,92 à 2,04 Φ, de 0,11 à 0,28 Φ et de 0,79 à 0,85 Φ.

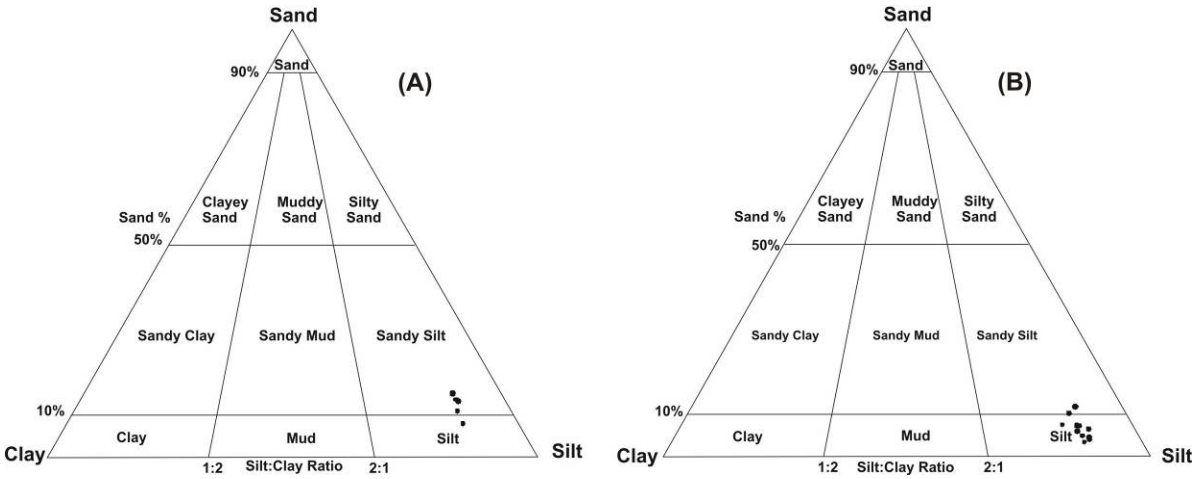


Figure IV-39 : Diagrammes ternaires argile-silt-sable des carottes de bordure (A) et du centre (B) du lac Iffer.

La variation des fractions et des paramètres granulométriques permet de distinguer généralement quatre unités qui peuvent être arrangé en deux grandes unités :

- La première unité (comprise entre 16-8 cm) : est caractérisée par la variation des fractions et des paramètres granulométriques : diminution puis augmentation de la fraction silto-argileuse ; augmentation puis diminution du sable et de la moyenne granulométrique et du classement des grains. L'asymétrique vers les fractions fines augmente. Tandis que l'acuité reste généralement stable (figures IV-46 et 47).

- La deuxième unité (comprise entre 8-0 cm) : est caractérisée par la diminution de la fraction argileuse parallèlement à l'augmentation de la fraction sableuse. La fraction silteuse est relativement stable. La taille moyenne des grains augmente progressivement. Le classement augmente puis diminue dans la quatrième sous-unité tandis que l'asymétrie et l'acuité augmentent (figures IV-40 et 41).

II. 2. 2. Géochimie

Les teneurs en eau liée sont généralement faibles (1,69 à 1,91 %). Alors que celles en matière organique sont relativement élevées (10,13 à 11,54 %). Tandis que les teneurs en

carbonates sont très élevées (26,63 à 30,32 %). La susceptibilité magnétique spécifique est généralement faible (38,6 à 70,56 $10^{-9}m^3/kg$).

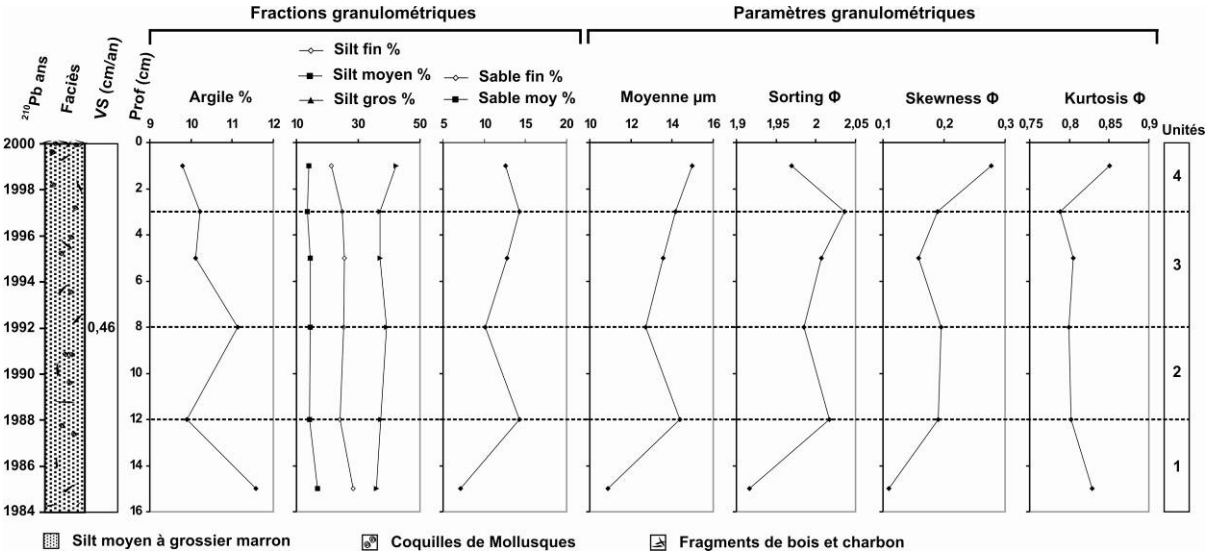


Figure IV-40 : Distribution des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Iffer.

-La première unité (comprise entre 16-8 cm) : est caractérisée par l'augmentation puis la diminution des teneurs en matière organique et inversement la forte diminution puis la faible augmentation de la susceptibilité magnétique. Les teneurs en eau liée et en carbonates sont stables (figure IV-41).

-La deuxième unité (comprise entre 8-0 cm) : est caractérisée par la diminution des teneurs en matière organique et de la susceptibilité magnétique et l'augmentation des teneurs en carbonates. Les teneurs en eau liée sont généralement variables (figure IV-41).

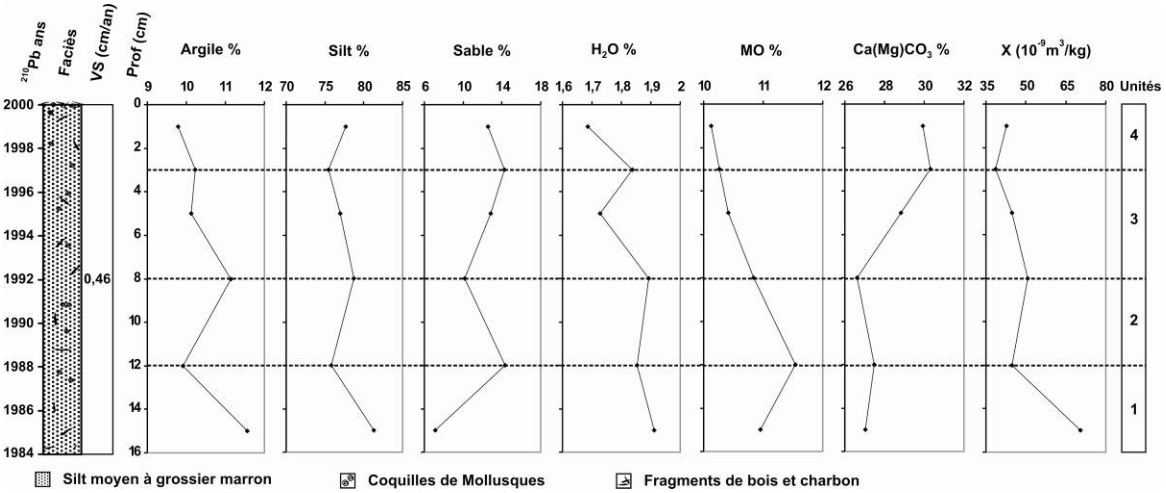


Figure IV-41 : Distribution de quelques paramètres sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Iffer. H_2O : Eau liée ; MO : Matière Organique ; $Ca(Mg)CO_3$: Carbonates X ($10^{-9}m^3/kg$) : Susceptibilité Magnétique Massique.

Les teneurs en éléments majeurs révèlent la prédominance de CaO (34,94 à 42,88 %) suivi par SiO_2 (24,07 à 30,05 %), MgO (15,84 à 20,84 %), Al_2O_3 (7,16 à 9,10 %) et Fe_2O_3 (3,14 à 3,84 %). La proportion des autres éléments majeurs est inférieure à 1 %.

-La première unité (comprise entre 16-8 cm) : est caractérisée par la forte augmentation puis la stabilité des teneurs en CaO et en Sr. Les teneurs en Na_2O et en MnO augmentent régulièrement. Inversement, les teneurs en Al_2O_3, en Fe_2O_3 et en K_2O diminuent puis augmentent. Celles en MgO et le rapport MgO/CaO diminuent fortement puis se stabilisent. Les teneurs en P_2O_5 et en TiO_2 diminuent faiblement. Alors que celles en SiO_2 restent à peu près stables (figure IV-42).

-La deuxième unité (comprise entre 8-0 cm) : est caractérisée par la diminution assez importante puis l'augmentation à partir de 3 cm des teneurs en SiO_2, en Al_2O_3 Fe_2O_3, et en MnO. Les teneurs en CaO et en Sr sont à peu près stables. Alors que celles en MgO, en P_2O_5, et le rapport MgO/CaO sont peu variables. Les teneurs en K_2O connaissent une très forte augmentation à partir de 3 cm. Alors que celles en Na_2O diminuent (figure IV-42).

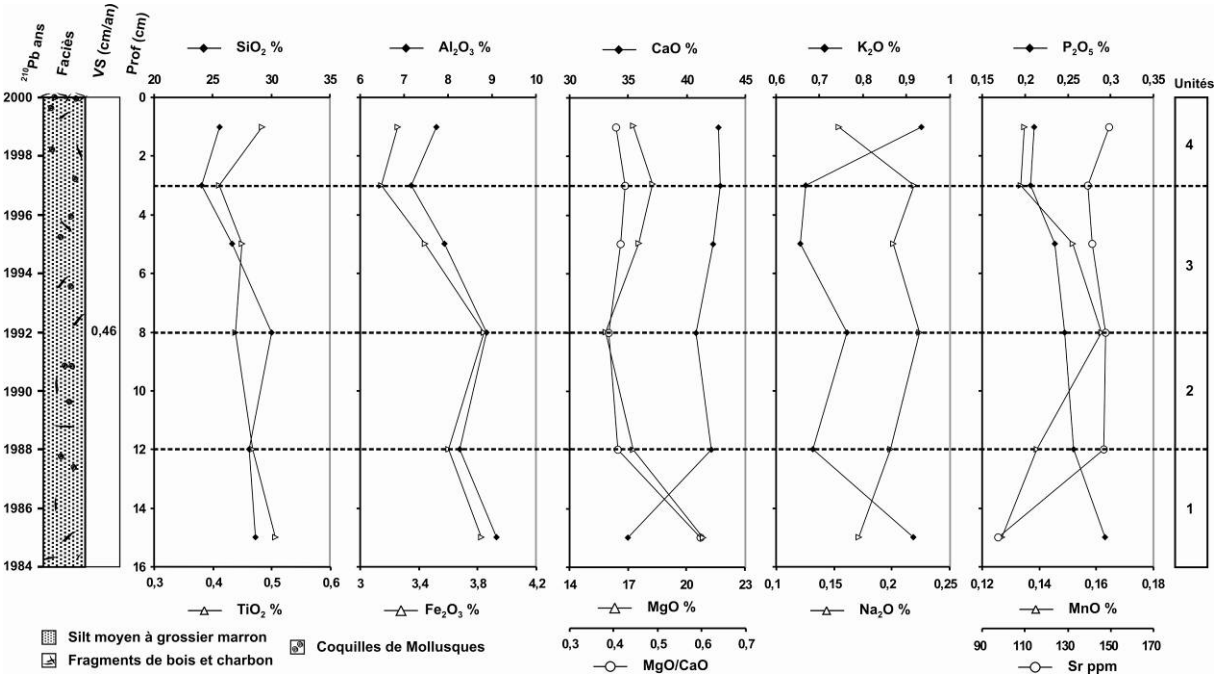


Figure IV-42 : Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Iffer.

II.2. 3. Minéralogie

Les minéraux non argileux des sédiments de bordure sont par ordre décroissant la dolomite qui est prédominante (68 à 83 %), le quartz (8 à 16 %), l'aragonite (6 à 14 %) et la calcite (2 à 3 %). Leur variation avec la profondeur n'est pas très remarquable. On assiste toutefois à l'augmentation puis la stabilité du quartz et de l'aragonite respectivement dans la

première et la deuxième sous-unité. Alors que la dolomite diminue dans la première sous-unité puis reste stable dans la deuxième. La calcite est pratiquement constante. Au niveau de la troisième sous-unité, la dolomite augmente doucement tandis que le quartz et l'aragonite diminuent de la même façon. La quatrième sous-unité est marquée par la stabilité des pourcentages du quartz, de la dolomite et la faible augmentation de l'aragonite (figure IV-43).

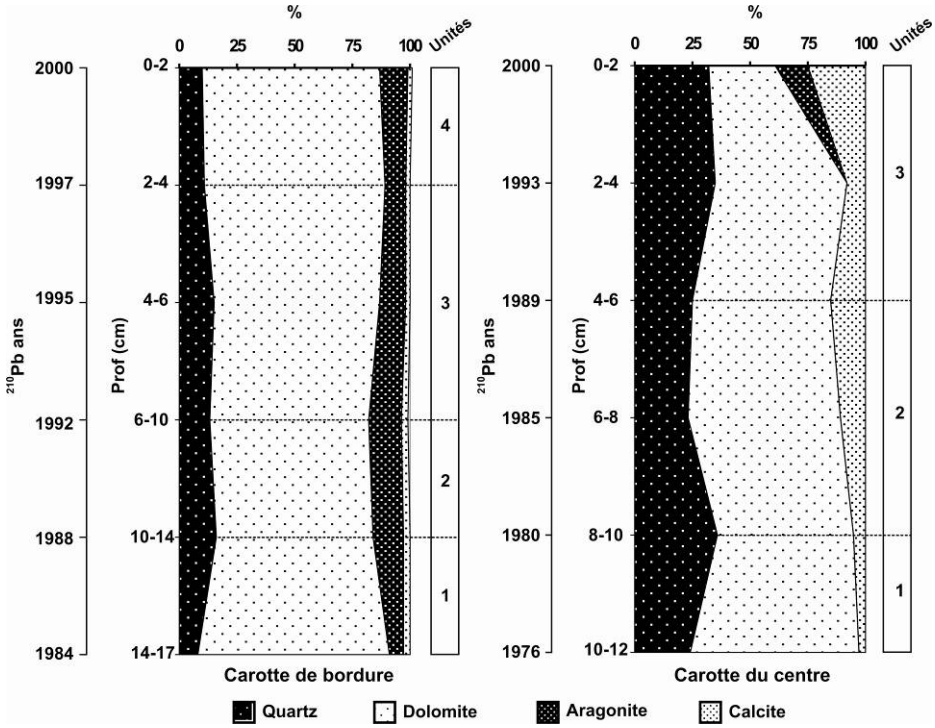


Figure IV-43 : Variation des minéraux non argileux en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) et du centre (carotte 2) du lac Iffer.

II. 3. Carotte du centre

Les sédiments du centre présentent une lithologie homogène par rapport aux sédiments de bordure. Il s'agit de silt brun. On observe à la surface des débris de végétaux et des fragments de coquilles de gastéropodes.

II. 3. 1. Taux de sédimentation

Le taux d'accumulation à l'interface des sédiments du centre du lac Iffer a été déterminé par la mesure de la désintégration du ^{210}Pb en excès. Le même modèle de calcul C.F/C.S a été appliqué. La décroissance de l'activité du ^{210}Pb avec la profondeur n'est pas continue au niveau des sept premiers centimètres. Le taux de sédimentation, calculé au niveau des cinq derniers centimètres est faible (0,46 cm/an) (tableau IV-7). Supposant que le taux de sédimentation est continu sur toute la profondeur, la base de la carotte est datée vers la moitié des années 70 du siècle dernier.

Tableau IV-10 : Chronologie de la carotte centrale (carotte 2) du lac Iffer et estimation du taux de sédimentation par l'analyse du ^{210}Pb en excès calculé par le modèle C.F/C.S.

Prof (cm)	Date	Age (année)	R (cm/an)
0	2000	0	
1	1998	2	
3	1993	7	
7	1985	15	0,46
9	1980	20	
11	1976	24	

II. 3. 2. Sédimentologie

Les sédiments d'interface du centre du lac Iffer sont silteux (figure IV-39-B). Le silt et l'argile ont sensiblement augmenté par rapport aux sédiments de bordure. Ils varient de 78,72 à 86,11 % et de 9,74 à 14,67 % respectivement. Le sable, par contre a faiblement diminué (2,57 à 10,99 %). La moyenne granulométrique a faiblement diminué également par rapport aux sédiments de bordure. Elle varie de (8,90 à 13,83 µm). Les sédiments sont mal classés, symétriques à très asymétriques vers les fractions fines et ont une distribution aplatie. Le sorting, le skewness et le kurtosis varient respectivement de 1,75 à 2 Φ, de 0 à 0,25 Φ et de 0,79 à 0,9 Φ. Les fractions et les paramètres granulométriques ne présentent pas de grande variation selon la profondeur :

- La première unité (comprise entre 12-9 cm) est marquée par l'augmentation du sable et la diminution du silt. L'argile varie faiblement (figures IV-44 et IV-45). La moyenne granulométrique suit généralement l'évolution du sable. Le classement et l'asymétrie augmentent faiblement tandis que l'acuité est sensiblement constante (figure IV-44).
- La deuxième carotte (comprise entre 9-5 cm) est distinguée par la stabilité des fractions granulométriques jusqu'à 6 cm de profondeur. On assiste après à la diminution du silt et l'augmentation de l'argile et du sable (figures IV-44 et IV-45). La moyenne granulométrique diminue faiblement. Les indices granulométriques sont marqués par l'augmentation du sorting (classement) et la diminution du kurtosis (acuité) et du skewness (asymétrie) qui devient nul (figure IV-44).
- La troisième unité (comprise entre 5-0 cm) est marquée par l'augmentation du silt et la diminution du sable. L'argile varie très peu ((figures IV-44 et IV-45). La moyenne granulométrique suit généralement la variation du sable. Les indices granulométriques sont marqués par la diminution du classement et la diminution de l'asymétrie et de l'acuité (figure 44).

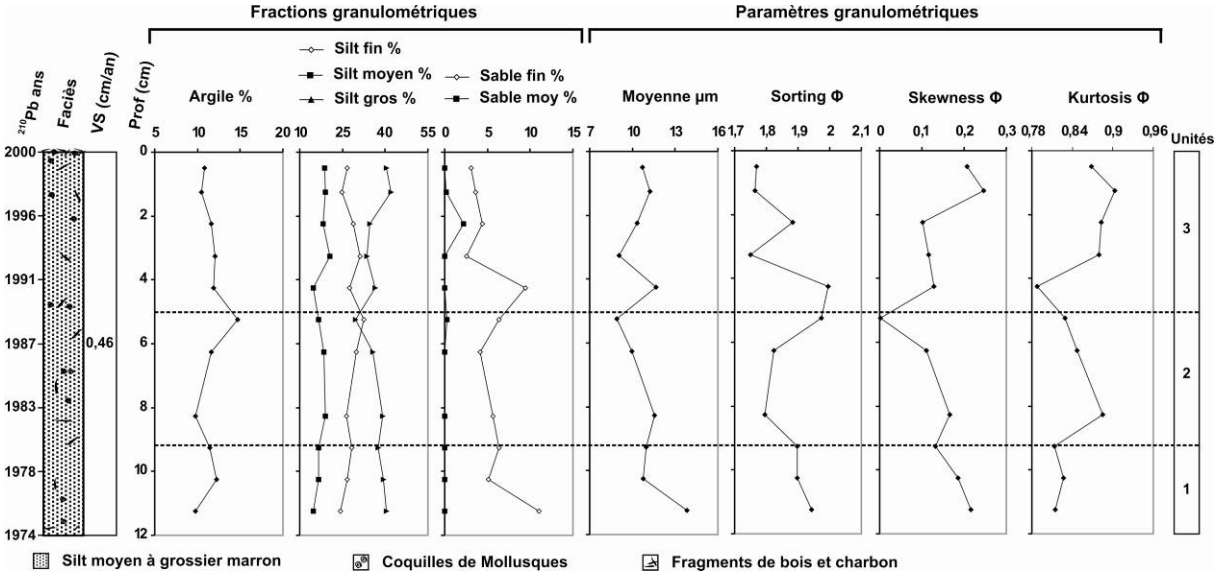


Figure IV-44 : Distribution des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Iffer.

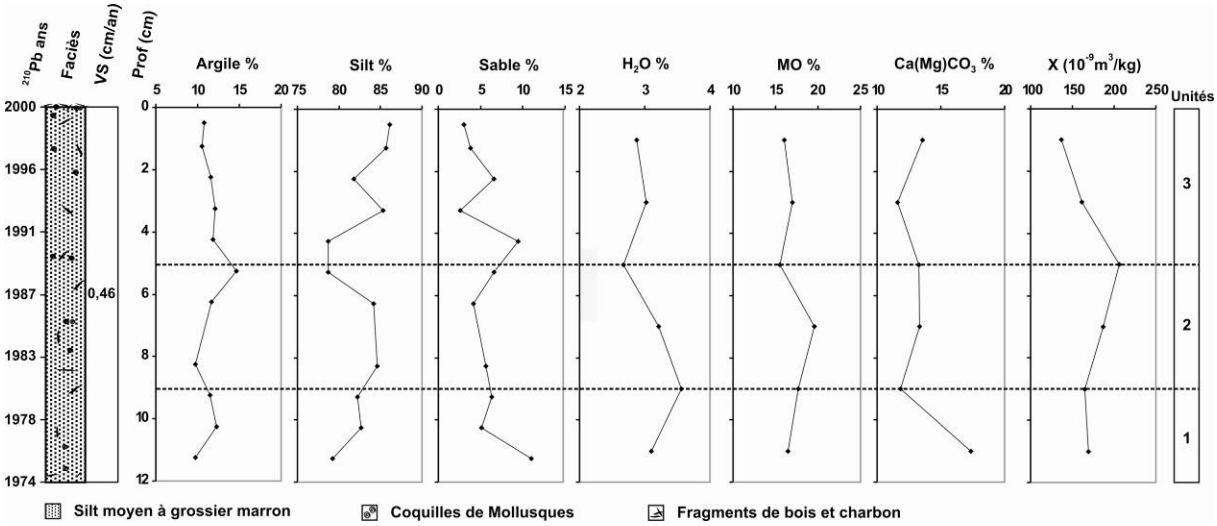


Figure IV-45 : Distribution de quelques paramètres sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Iffer. H_2O : Eau liée ; MO : Matière Organique ; $Ca(Mg)CO_3$: Carbonates X ($10^{-9}m^3/kg$) : Susceptibilité Magnétique Massique.

II. 3. 3. Géochimie

Les teneurs en eau liée et en matière organique ont augmenté par rapport aux sédiments de bordure. Elles varient respectivement de 2,67 à 3,57 % et de 15,56 à 19,60 %, tandis que les teneurs en carbonate (11,61 à 17,37 %) ont considérablement diminué. La susceptibilité magnétique a fortement augmenté par rapport aux sédiments de bordure. Elle varie de 169,13 à 241,87 $10^{-9}m^3/kg$.

- La première unité (comprise entre 12-9 cm) est marquée par l'augmentation de l'eau liée et d'une façon moins importante de la matière organique. Les carbonates ont fortement diminuée tandis que la susceptibilité magnétique est resté stable (figure IV-45).

- La deuxième carotte (comprise entre 9-5 cm) est marquée par la diminution de l'eau liée et l'augmentation de la susceptibilité magnétique. La matière organique augmente puis diminue. Les carbonates augmentent faiblement (figure IV-45).
- La troisième unité (comprise entre 5-0 cm) est marquée par la stabilité relative des teneurs en eau liée et en matière organique. Les carbonates augmentent à partir de 3 cm. Tandis que la susceptibilité magnétique a fortement diminué (figure IV-45).

Les teneurs en éléments majeurs suivants : SiO_2 (45,84 à 52,03 %), Al_2O_3 (15,29 à 18,59 %), Fe_2O_3 (6,16 à 7,81 %), K_2O (2,05 à 2,59 %), TiO_2 (0,93 à 1,15 %) et Sr (74,12 à 326,63 ppm) ont considérablement augmenté par rapport aux sédiments de bordure. Les teneurs en Na_2O et en P_2O_5, présentant des pourcentages inférieurs à 1 %, ont augmenté également. Tandis que les teneurs en CaO (14,42 à 23,90 %) et en MgO (5,90 à 12,61 %) ont diminué. On assiste à une fluctuation plus ou moins importante de ces éléments majeurs selon la profondeur. Trois unités sont distinguées :

- La première unité (comprise entre 12-9 cm) est marquée par la forte augmentation des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, P_2O_5. Les teneurs en K_2O et en Sr augmentent d'une façon plus faible. Tandis que les teneurs en CaO, MgO et MnO diminuent (figure IV-46).
- La deuxième unité (comprise entre 9-5 cm) est caractérisée par la diminution assez faible des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O et le rapport MgO/CaO et l'augmentation puis la stabilisation des teneurs en CaO. Les teneurs en MgO, P_2O_5 et Sr sont restés relativement stables (figure IV-46).
- La troisième unité (comprise entre 5-0 cm) est caractérisée par l'augmentation puis la diminution vers 3 cm des éléments suivants SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, MgO et du rapport MgO/CaO. Les teneurs en CaO et en Sr évoluent d'une manière inverse. Les teneurs en MnO augmentent tandis que celles en P_2O_5 sont généralement stables (figure IV-46).

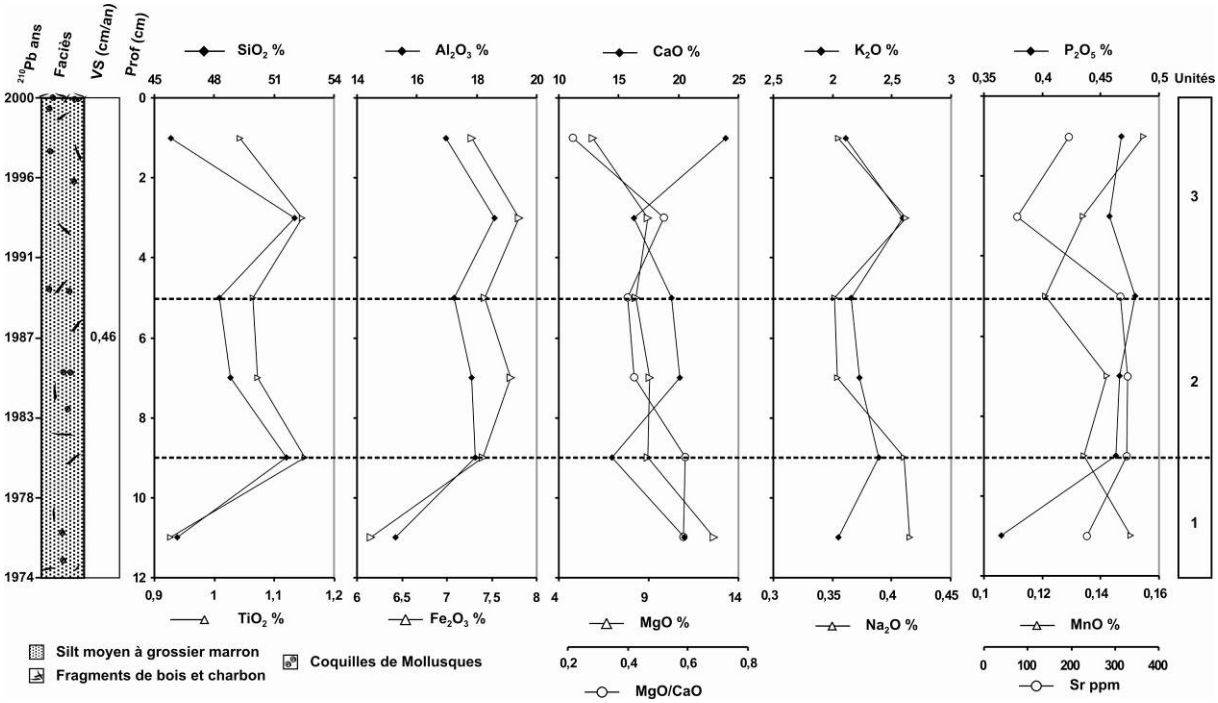


Figure IV-46 : Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Iffer.

II. 3. 4. Minéralogie

Le cortège minéralogique est le même que les sédiments de bordure. On assiste cependant à une augmentation du quartz (23 à 36 %) et de la calcite (3 à 25 %) d'une part et une diminution de la dolomite (29 à 73 %) d'autre part par rapport aux sédiments des bordures (figure IV-43).

- La première unité (comprise entre 12-9 cm) est marquée par l'augmentation du quartz et la diminution de la dolomite. La calcite est généralement stable.
- La deuxième unité (comprise entre 9-5 cm) est caractérisée par la diminution du quartz et l'augmentation de la calcite. La dolomite est à peu près stable.
- La troisième unité (comprise entre 5-0 cm) est caractérisée par la diminution de la dolomite et l'apparition de l'aragonite à partir de 3 cm. Le quartz augmente puis se stabilise vers la même profondeur. Tandis que la calcite augmente vers la surface.

Les minéraux argileux sont marqués par rapport au sol arable par l'augmentation de la kaolinite (27,6 à 40,1 %) et des interstratifié illite-sméctites (23,5 à 31,5 %) d'une part et la diminution du chlorite (17,6 à 21,9 %) et de l'illite (12,8 à 14,7 %) d'autre part. La sméctite, présentée par le pourcentage le plus faible, n'a pas beaucoup varié (2,3 à 5,6 %). La variation du pourcentage des minéraux argileux selon la profondeur n'est par significative (figure IV-47). Toutefois, on assiste à l'augmentation de la kaolinite dans la première unité, sa

diminution dans la deuxième puis son augmentation dans la troisième qui est marquée également par la diminution des interstratifiés illite-sméctite.

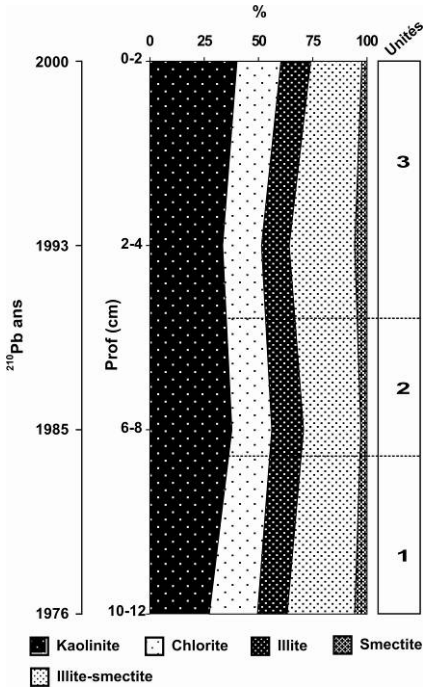


Figure IV-47: Variation des minéraux argileux en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Iffer.

III. Sol, terrasses et sédiments d'interface du lac Afourgagh

Le profil du sol et des terrasses, prélevé du côté nord du lac Afourgagh est composé de trois échantillons : terrasses inférieures (récentes) (A), terrasses supérieures (anciennes non cultivées) (B) et terrasses supérieures (anciennes cultivées) (C). Deux échantillons du sol arable et cultivé ont été prélevés du côté sud du lac. Deux carottes de sédiments d'interface de 35 cm de longueur environ ont été prélevées dans le lac : la première au niveau des bordures et la deuxième au centre du lac (figure IV-48).

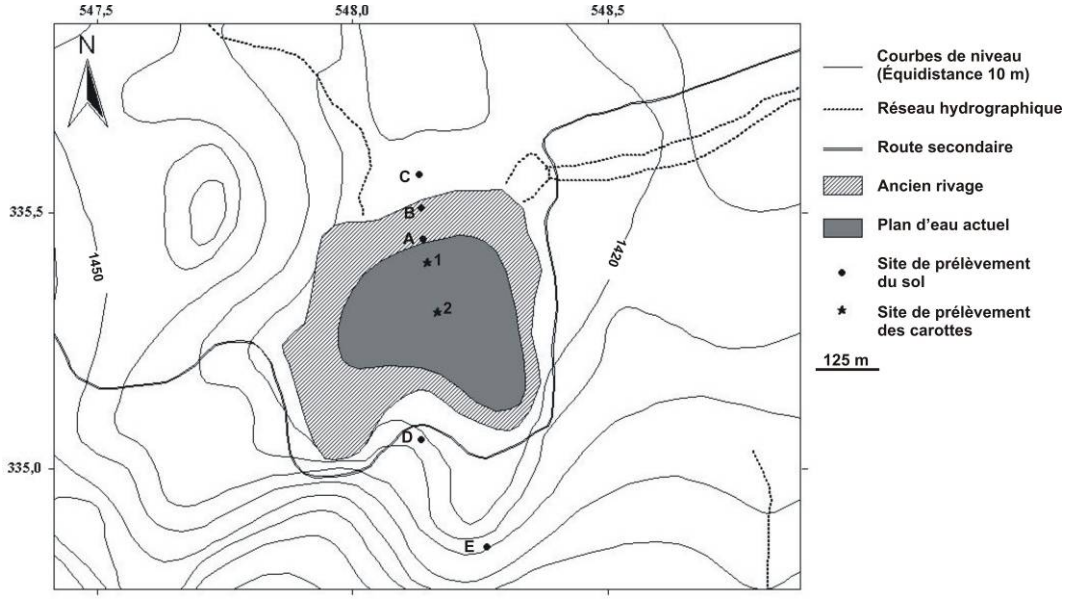


Figure IV-48 : Site de prélèvement : des terrasses inférieures (A), des terrasses supérieures (B), des terrasses cultivées (C), du sol cultivé (D), du sol arable (E), de la carotte de bordure (1) et de la carotte du centre (2) au niveau du lac Afourgagh.

III. 1. Sol et terrasses

III. 1. 1. Sédimentologie

Le sol du bassin versant et les terrasses du lac Afourgagh sont généralement de nature silto-sableuse (figure IV-49). Les deux types de sol arable et cultivé présentent des pourcentages élevés en silt (63 % et 59 % respectivement pour les deux types de sol), moyens en argile (21 % et 35 % en moyenne) et faibles en sable (16 % et 6 % en moyenne).

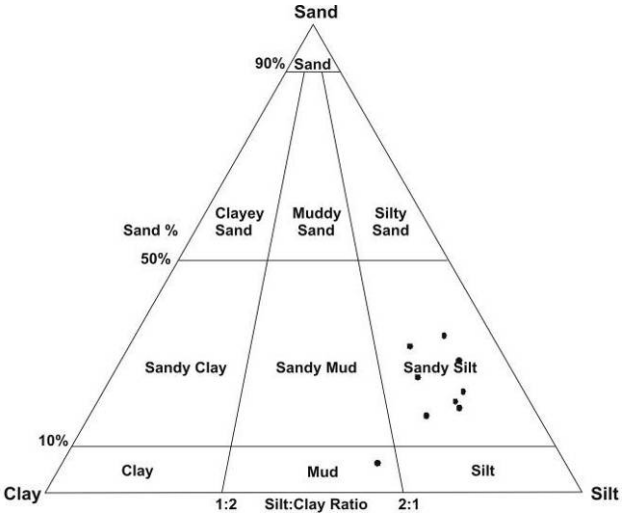


Figure IV-49 : Diagrammes ternaires argile-silt-sable des sols et des terrasses du lac Afourgagh.

Le sol cultivé est plus riche en silt et en sable que le sol arable qui présente des pourcentages assez élevés en argile (figure IV-50). Les terrasses cultivées présentent des pourcentages élevés en silt (60 % en moyenne), puis en sable (29 % en moyenne). L'argile présente les pourcentages les plus faibles (9 %). La variation selon la profondeur au niveau des terrasses

cultivées est marquée par la diminution du silt et l'augmentation du sable. Les terrasses supérieures non cultivées présentent des pourcentages très élevés en silt (67 % en moyenne), suivi par le sable (20 % en moyenne) puis l'argile (13 % en moyenne). La variation selon la profondeur est marquée par une faible diminution du sable et une faible augmentation de l'argile. Le silt est resté stable. Au niveau des terrasses inférieures récentes, le pourcentage du silt a faiblement diminué (54 % en moyenne) par rapport aux terrasses anciennes. Tandis que le sable et l'argile ont sensiblement augmenté (27 % en moyenne et 17,7 % en moyenne respectivement). La variation selon la profondeur est marquée par la diminution de la fraction silto-argileuse et l'augmentation de la fraction sableuse (figure IV-50).

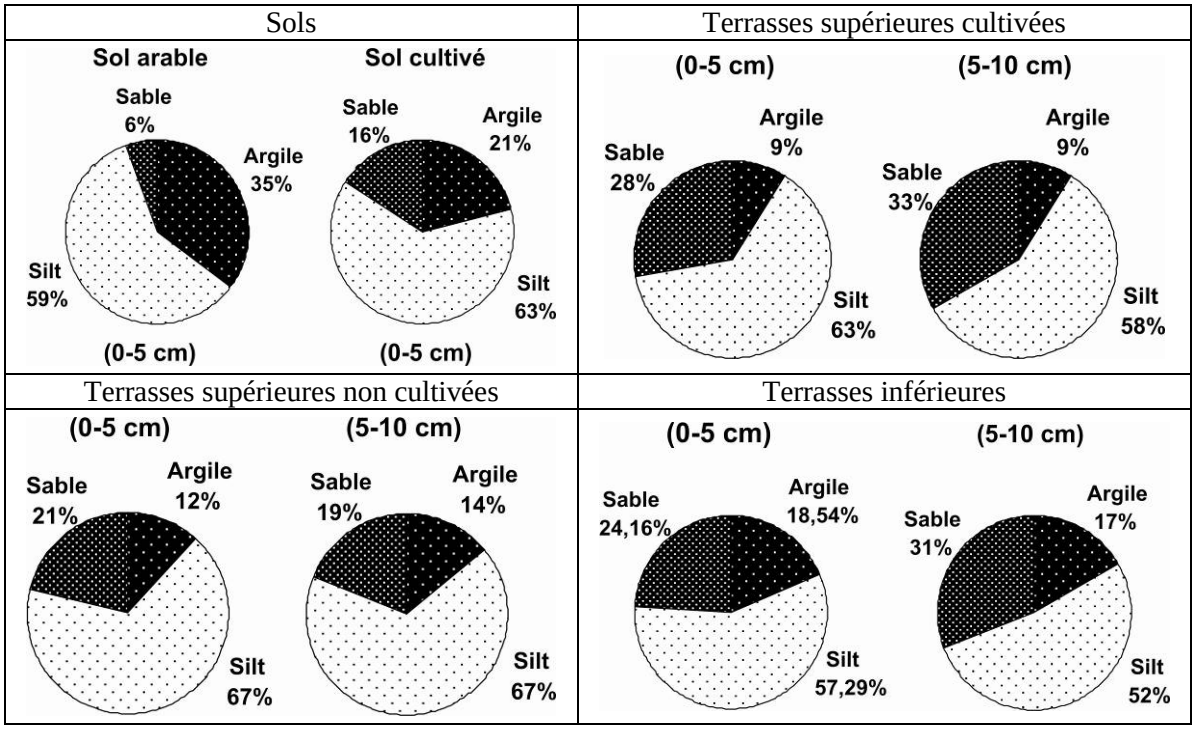


Figure IV-50 : Répartition des fractions granulométriques des sols et des terrasses du lac Afourgagh.

La moyenne granulométrique est généralement faible au niveau des deux types du sol arable et cultivé. Elle est assez élevée au niveau des terrasses supérieures cultivées et moyennement élevé au niveau des terrasses supérieures non cultivées et inférieures. Sa variation avec la profondeur est marquée par sa faible diminution et son augmentation au niveau des terrasses supérieures respectivement (figure IV-51). Les grains au niveau des sols et des terrasses sont tous mal classés. Le sorting est toujours supérieur à 2 Φ et inférieur à 4 Φ. Sa variation selon la profondeur n'est pas significative. La distribution des grains est symétrique au niveau du sol arable. Le skewness est pratiquement nul. Au niveau des terrasses supérieures, les grains sont très asymétriques vers les fractions fines. Au niveau des terrasses inférieures, ils sont asymétriques vers les fins. La variation selon la profondeur est

marquée au niveau des terrasses supérieures non cultivées par la diminution du skewness (figure IV-51). L'indice d'acuité montre que les grains ont une distribution aplatie au niveau des deux types de sol ainsi qu'au niveau des terrasses inférieures et sont moyennement aplatis au niveau des terrasses supérieures. La variation selon la profondeur n'est par significative (figure IV-51).

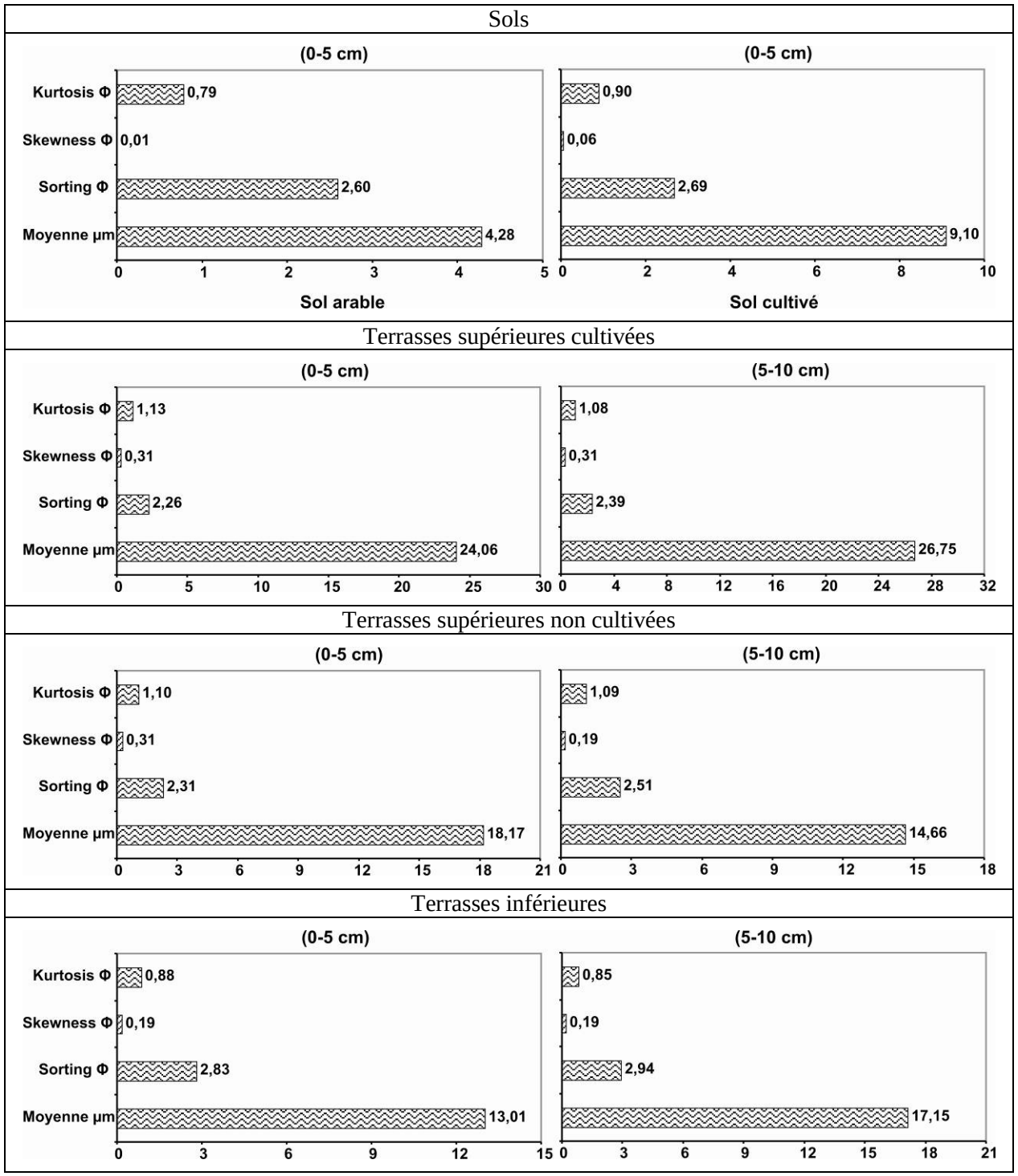


Figure IV-51 : Valeurs moyennes des paramètres granulométriques des sols et des terrasses du lac Afourgagh.

III. 1. 2. Géochimie

Les teneurs en eau liée sont généralement faibles au niveau des sols et des terrasses supérieures cultivées. Au niveau des terrasses supérieures non cultivées, elles sont assez élevées à la surface et diminuent d'un pourcent environ vers 10 cm de profondeur. Au niveau des terrasses inférieures, elles sont faibles à la surface et augmentent d'un pourcent environ vers 10 cm de profondeur (figure IV-52). Les teneurs en matière organique sont généralement faibles au niveau des sols arables et des terrasses inférieures, assez élevées au niveau des terrasses supérieures cultivées et moyennement élevées au niveau des terrasses non cultivées. La variation selon la profondeur est marquée par la diminution des teneurs en matière organique au niveau des terrasses cultivées de 3 % environ, de 4 % environ au niveau des terrasses non cultivées et d'un pourcent environ au niveau des terrasses inférieures (figure IV-52). Les teneurs en carbonates sont généralement très élevées au niveau des sols et des terrasses. La variation selon la profondeur est pratiquement invariable au niveau des terrasses. Sauf au niveau des terrasses supérieures, qu'on assiste à une augmentation des teneurs en carbonates de 4 % environ (figure IV-52). La susceptibilité magnétique est plus élevée au niveau du sol arable qu'au niveau du sol cultivé. Elle devient nulle au niveau des terrasses supérieures puis augmente très légèrement au niveau des terrasses inférieures (figure IV-52).

Les teneurs en éléments majeurs sont caractérisées aux niveaux des sols et des terrasses par la prédominance principalement de CaO suivi par SiO_2, MgO, Al_2O_3 et Fe_2O_3. Les autres éléments majeurs sont toujours inférieurs à un pourcent. Le sol cultivé est plus riche en MgO et moins riche en CaO que le sol arable (figure IV-53). Au niveau des terrasses supérieures cultivées, les teneurs en CaO sont très élevées (plus de 60 % en moyenne). La variation avec la profondeur est marquée par la diminution de CaO, MgO et Na_2O d'une part et l'augmentation de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, MnO, P_2O_5 et TiO_2 d'autre part (figure IV-53). Au niveau des terrasses supérieures non cultivées, les teneurs en CaO (toujours prédominant) et en MgO ont relativement diminué par rapport aux terrasses cultivées. Tandis que les teneurs en SiO_2, Al_2O_3 et Fe_2O_3 ont augmenté. La variation avec la profondeur est marquée cette fois par l'augmentation des teneurs en CaO et en MgO d'une part et la diminution de SiO_2 d'autre part. Au niveau des terrasses inférieures, les teneurs en CaO et en MgO ont augmenté par rapport aux terrasses supérieures, alors que les teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 et K_2O ont diminué. La variation avec la profondeur est marquée par la diminution de CaO, P_2O_5 et Na_2O d'une part et l'augmentation de MgO, SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, MnO, et TiO_2 d'autre part (figure IV-53).

Les teneurs en Sr sont généralement faibles. Elles sont plus élevées au niveau des sols et des terrasses inférieures et moins élevées au niveau des terrasses supérieures. La variation avec la profondeur est caractérisée par une très faible diminution des teneurs en Sr au niveau des deux types de sol et des terrasses (figure IV-52).

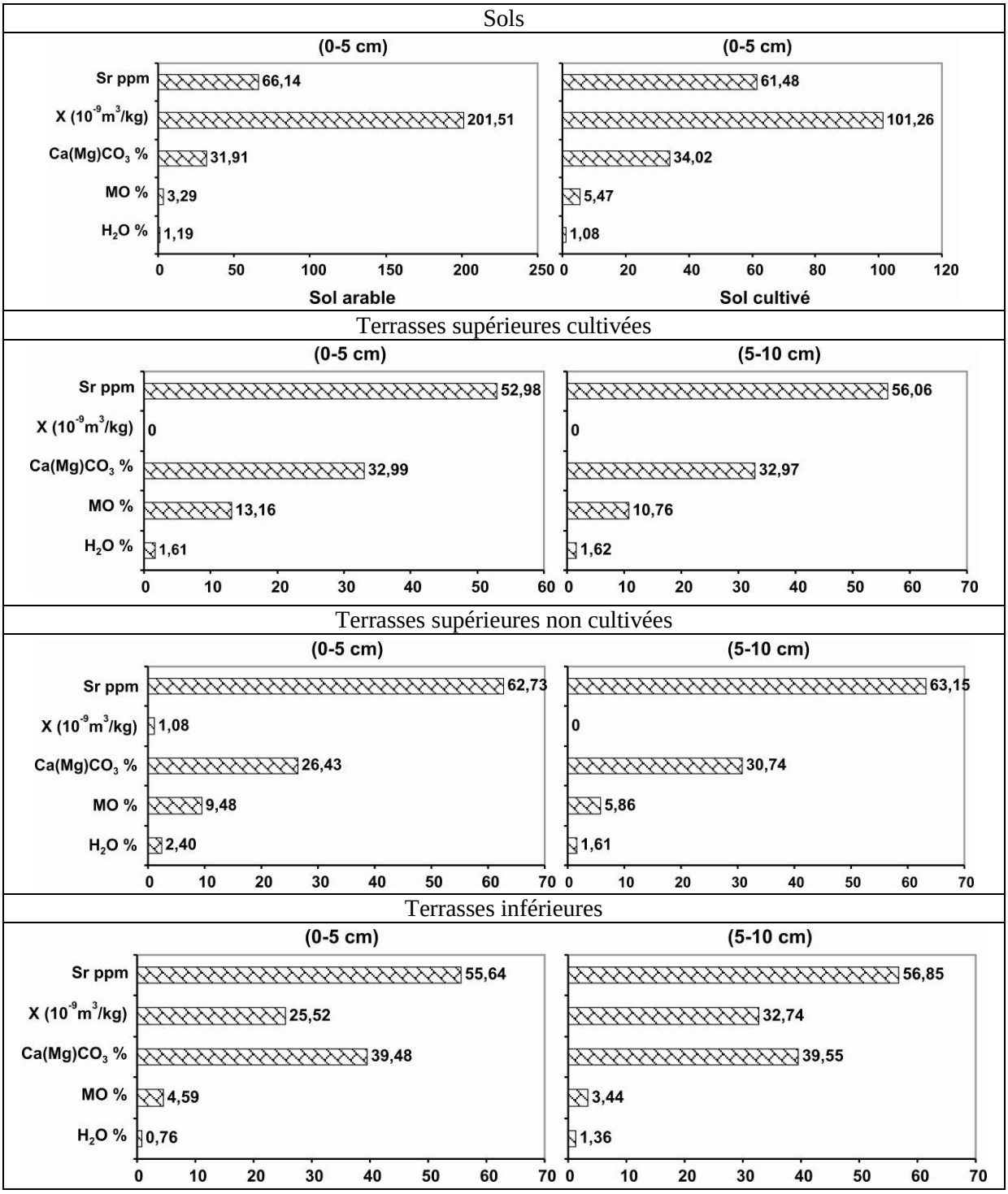


Figure IV-52 : Valeurs moyennes des teneurs en eau liée, en matière organique et en carbonates, de la susceptibilité magnétique et des teneurs en strontium du sol et des terrasses du lac Afourgagh. H_2O : Eau liée ; MO : Matière Organique ; $Ca(Mg)CO_3$: Carbonates X ($10^{-9}m^3/kg$) : Susceptibilité Magnétique Massique.

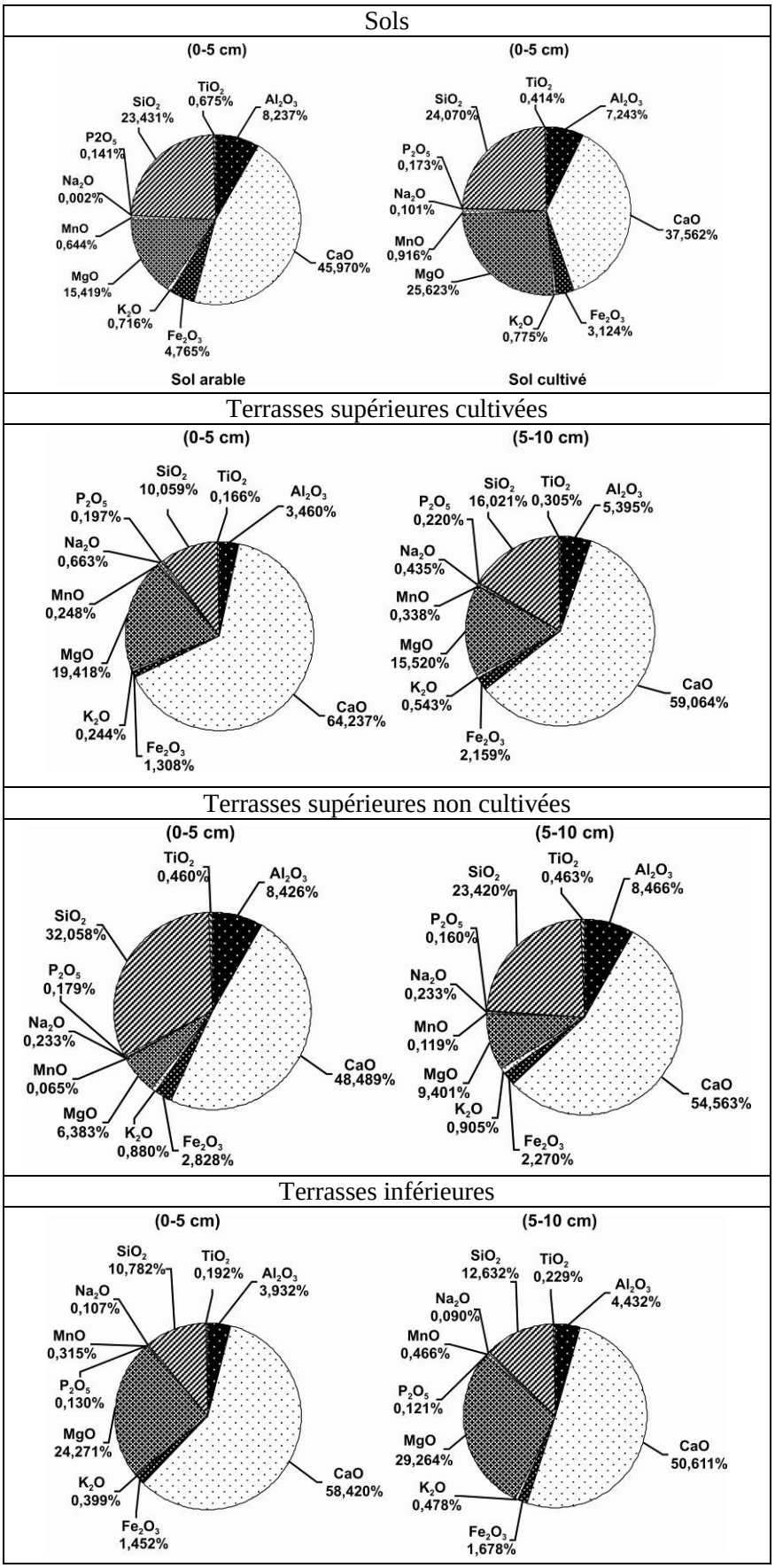


Figure IV-53 : Valeurs moyennes des teneurs en éléments majeurs des sols et des terrasses du lac Afourgagh.

III. 1. 3. Minéralogie

Les deux types de sol et les terrasses cultivées sont formés essentiellement de la dolomite avec des très faibles teneurs de la calcite et du quartz. Au niveau des terrasses supérieures cultivées, on assiste à l'apparition de l'aragonite en très faible quantité. Au niveau des terrasses non cultivées, on assiste à une diminution assez importante de la dolomite et une forte augmentation de l'aragonite et du quartz par rapport aux terrasses cultivées. Au niveau des terrasses inférieures, le pourcentage du quartz a fortement diminué au profit de la dolomite par rapport aux terrasses non cultivées (figure IV-54).

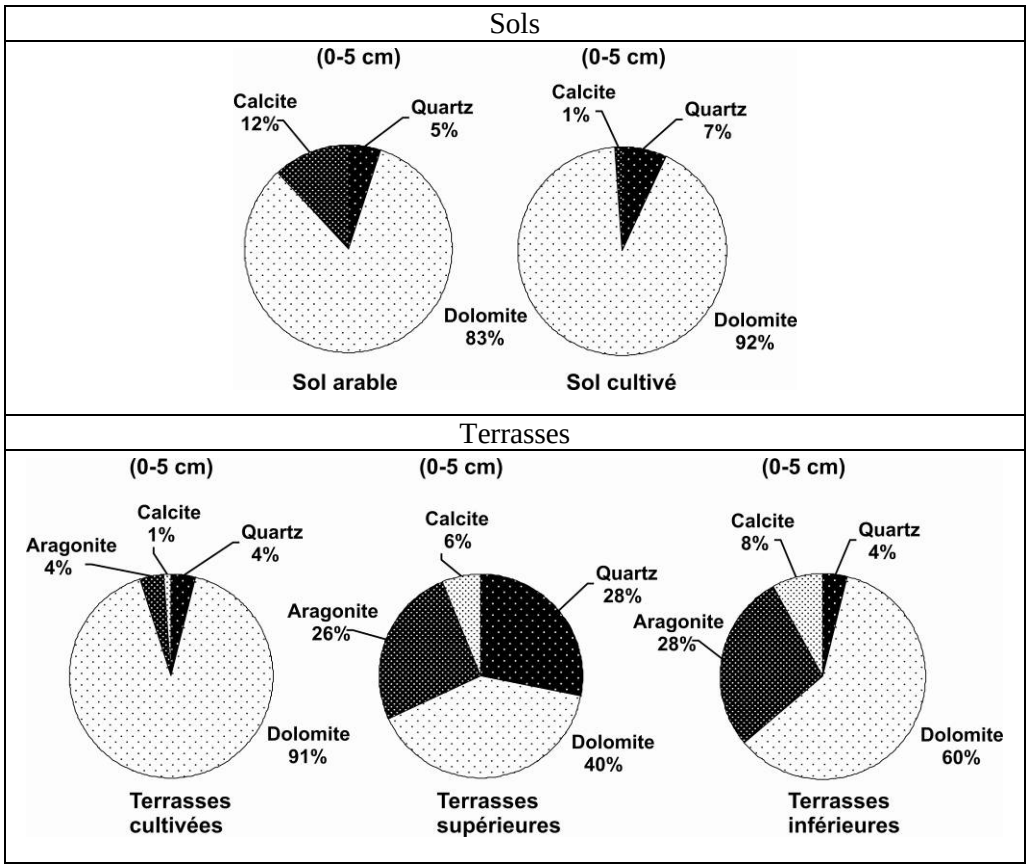


Figure IV-54 : Composition minéralogique des sols et des terrasses du lac Afourgagh.

La composition des minéraux argileux au niveau des terrasses anciennes est constituée par ordre décroissant des inter-stratifiés illite-sméctite, de la kaolinite, de la chlorite, la sméctite et enfin de l'illite (figure IV-55).

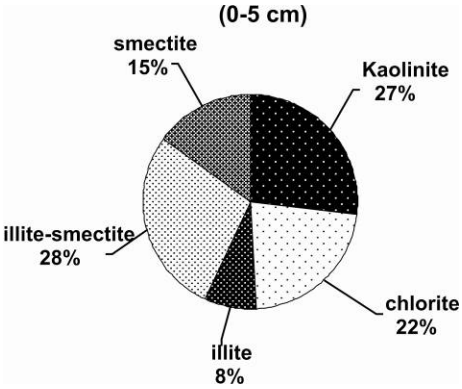


Figure IV-55 : Composition des minéraux argileux du sol cultivé du lac Afourgagh.

III. 2. Carotte de bordure

La lithologie de la carotte de bordure est caractérisée par l'alternance du sable et du silt brun parfois foncé avec souvent des débris des végétaux terrestres et des coquilles de gastéropodes.

III. 2. 1. Sédimentologie

Les sédiments de bordure sont de nature silto-sableuse (figure IV-56). Le silt est prédominant (60 à 77,3 %). Le sable et l'agile présentent des pourcentages plus faibles (7,9 à 28,5 % et 9,4 à 17 % respectivement). La taille moyenne des grains est assez élevée. La moyenne granulométrique varie de 10,19 à 23,18 µm. Les sédiments sont généralement très mal classés, symétriques à très asymétriques vers les fractions fines et ont une distribution faiblement à moyennement aplatie. Le sorting, le skewness et le kurtosis varient respectivement de 2,19 à 2,96 Φ, de -0,05 à 0,38 Φ et de 0,94 à 1,20 Φ.

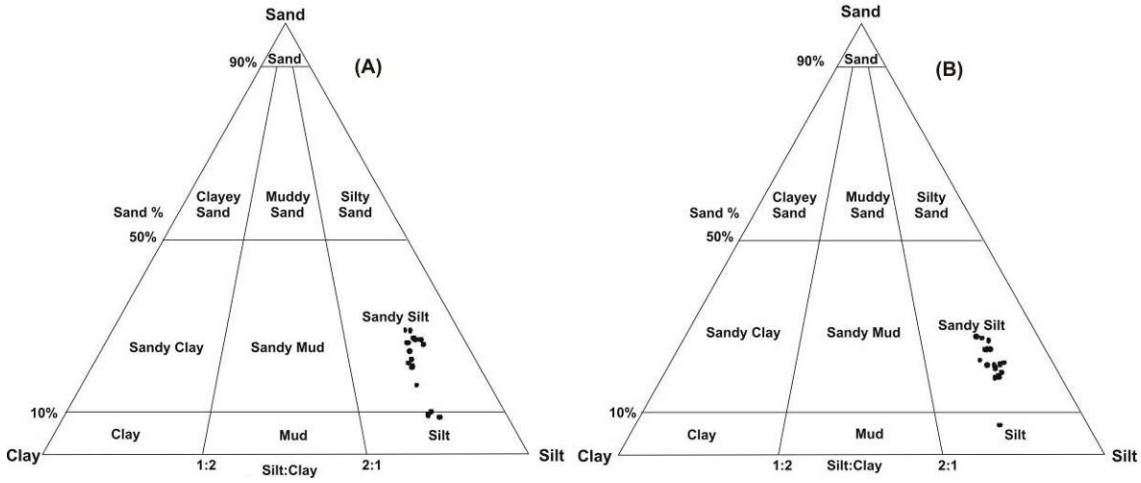


Figure IV-56 : Diagrammes ternaires argile-sil-sable des carottes de bordure (A) et du centre (B) du lac Afourgagh.

La variation des fractions et des paramètres sédimentologiques selon la profondeur permet de distinguer quatre unités de sédimentation (figures IV-57 et 58) :

- La première unité (comprise entre 32-25cm) est marquée par l'augmentation de la fraction fine (argile et silt) et la diminution de la fraction sableuse conjointement avec la moyenne granulométrique. La diminution du sorting et l'augmentation du skewness indiquent que le sédiment a tendance à être classé et asymétrique vers les fractions fines. L'acuité est généralement peu variable.
- La deuxième unité (comprise entre 25-19 cm) est marquée par la diminution de la fraction fine et l'apparition d'un pic de sable grossier. La taille moyenne des grains augmente. L'augmentation du sorting d'une part et la diminution du skewness d'autre part montrent que le sédiment devient très mal classé et à tendance à être asymétrique vers les fractions grossières (le skewness est négatif). L'augmentation du kurtosis montre que la distribution des grains a tendance à être plus pointue.
- La troisième unité (comprise entre 19-11 cm) est marquée par l'augmentation du pourcentage des fractions fines (argile et silt) et la diminution du sable. La tendance des paramètres granulométriques indiquent une sédimentation relativement fine (diminution de la moyenne granulométrique), modérément classé (diminution du sorting) et asymétrique vers les fractions fines (augmentation du skewness). La diminution du Kurtosis montre que la distribution granulométrique devient relativement aplatie.
- La quatrième unité (comprise entre 11-0 cm) est marquée généralement par la diminution du silt et l'augmentation du sable. L'argile est très variable. La taille moyenne des grains est également variable. Le classement et l'asymétrie des grains sont peu variables. Tandis que l'acuité suit généralement l'évolution de la moyenne granulométrique.

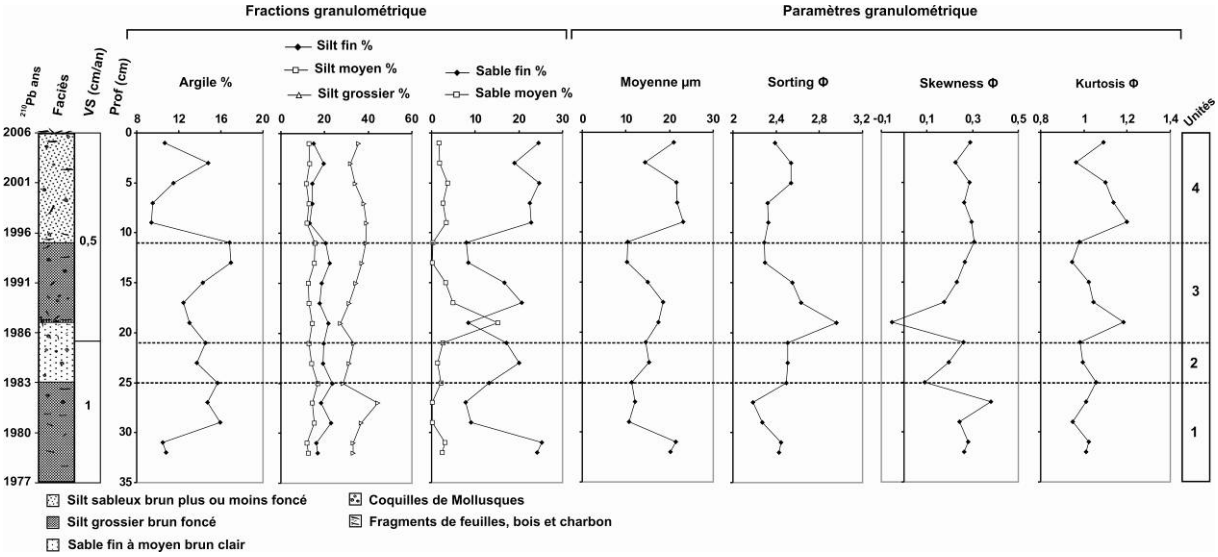


Figure IV-57 : Distribution des fractions et des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Afourgagh.

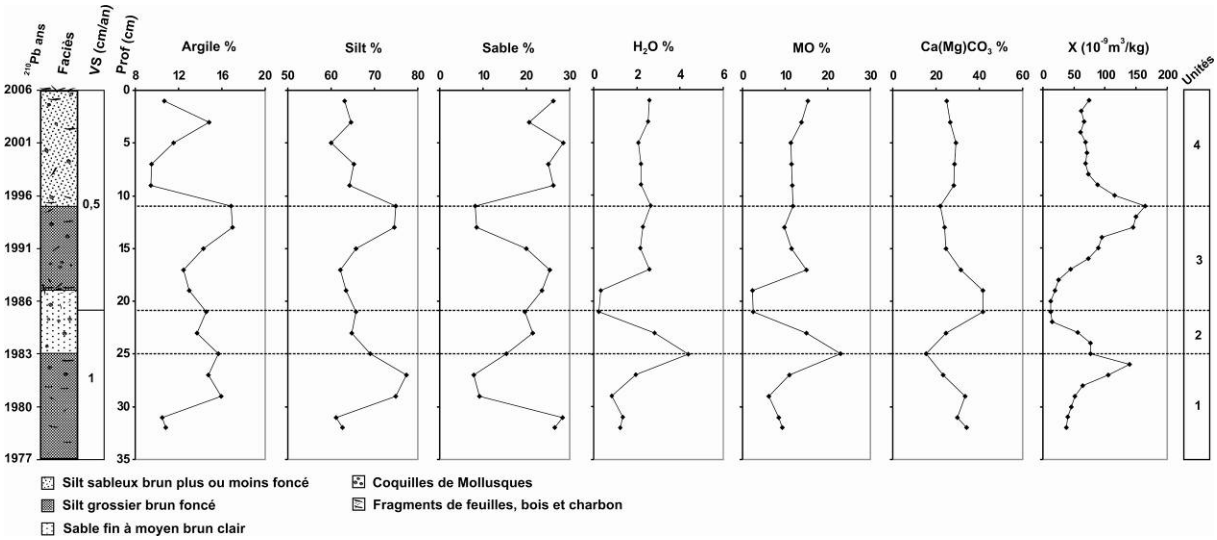


Figure IV-58 : Distribution de quelques paramètres sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Afourgagh. H_2O : Eau liée ; MO : Matière Organique ; $Ca(Mg)CO_3$: Carbonates X ($10^{-9}m^3$/kg) : Susceptibilité Magnétique Massique.

III. 2. 2. Géochimie

Les teneurs en eau liée, en matière organique et en carbonates sont généralement élevées (2,02 %, 11,16 % et 28,46 % respectivement). La susceptibilité magnétique est généralement faible (71,52 $10^{-9}m^3$/Kg en moyenne). Ces paramètres présentent un grand écart entre les valeurs minimales et maximales (0,25 à 4,37 %, 2,25 à 23,01 %, 15,37 à 41,76 % et 12,42 à 164,80 $10^{-9}m^3$/Kg respectivement pour les teneurs en eau liée, en matière organique, en carbonates et pour la susceptibilité magnétique). La variation de ces paramètres avec la profondeur est marquée dans :

- La première unité (comprise entre 32-25cm) par l'augmentation assez importante des teneurs en eau liée, en matière organique et de la susceptibilité magnétique d'une part et la diminution des teneurs en carbonates d'autre part (figure IV-58).
- La deuxième unité (comprise entre 25-19 cm) par la forte diminution cette fois des teneurs en eau liée, en matière organique et de la susceptibilité magnétique d'une part et l'augmentation assez importante des teneurs en carbonates d'autre part (figure IV-58).
- La troisième unité (comprise entre 19-11 cm) par l'augmentation une nouvelle fois des teneurs en eau liée et en matière organique. La susceptibilité magnétique a fortement augmenté. Tandis que les teneurs en carbonates ont diminué (figure IV-58).
- La quatrième unité (comprise entre 11-0 cm) par la diminution puis la stabilisation de la susceptibilité magnétique vers la surface. Les teneurs en eau liée, en matière organique et en carbonates restent généralement stables (figure IV-58).

Les teneurs en éléments majeurs sont caractérisées par la prédominance de CaO, SiO_2, MgO, Al_2O_3, Fe_2O_3 et K_2O. Ces éléments présentent un grand écart entre les valeurs minimales et maximales (25,41 à 50,86 %, 7,68 à 38,62 %, 9,54 à 32,60 %, 2,52 à 16,04 %, 0,97 à 6,38 % et 0,36 à 2,22 % respectivement). Les autres éléments majeurs présentent des pourcentages inférieurs à 1%. La variation selon la profondeur est marquée au niveau de :

- La première unité par l'augmentation assez importante des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO d'une part et la diminution des teneurs en CaO, MgO, Sr et du rapport MgO/CaO d'autre part (figure IV-59).
- La deuxième unité par la diminution assez importante des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO d'une part et l'augmentation des teneurs en CaO, MgO, Sr et du rapport MgO/CaO d'autre part (figure IV-59).
- La troisième unité par l'augmentation des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO d'une part et la diminution des teneurs en CaO, MgO, Sr et du rapport MgO/CaO d'autre part (figure IV-59).
- La quatrième unité par la diminution puis la stabilité des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, P_2O_5 et MnO d'une part et l'augmentation des teneurs en CaO et Na_2O d'autre part. Les teneurs en MgO et le rapport MgO/CaO diminuent tandis que les teneurs en Sr restent à peu près stables (figure IV-59).

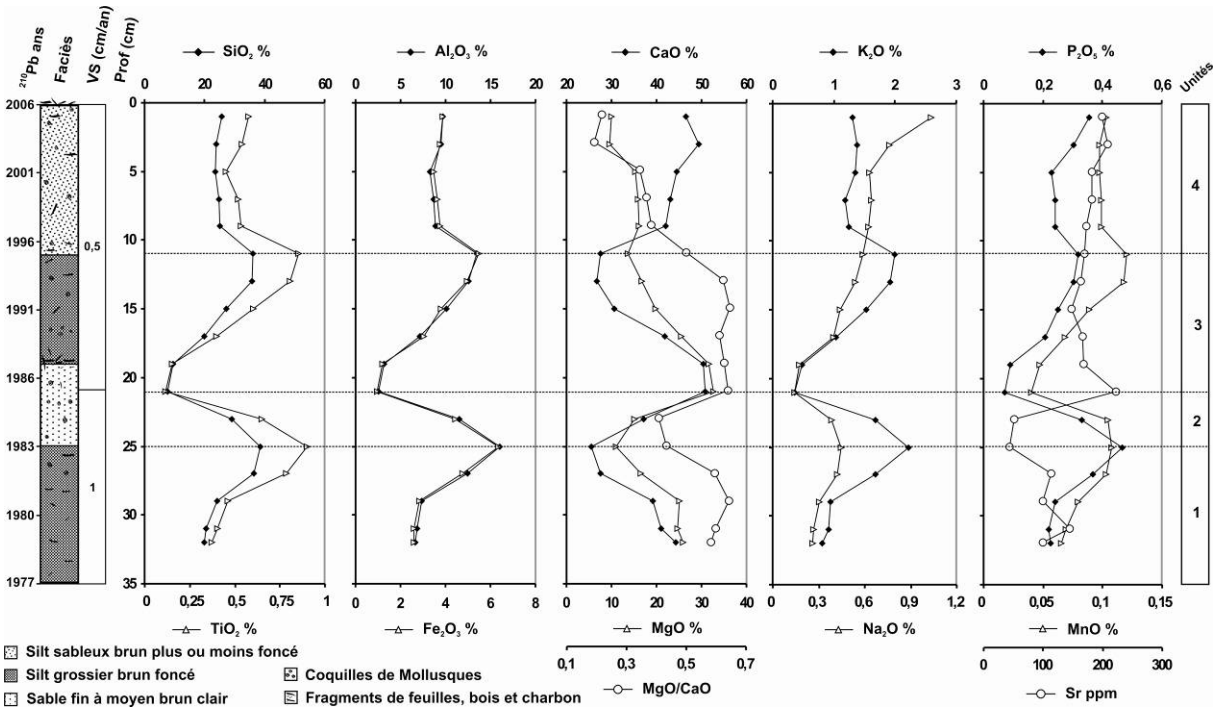


Figure IV-59 : Variation des teneurs en éléments majeurs en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) du lac Afourgagh.

III. 2. 3. Minéralogie

La dolomite est le minérale prédominant (77 % en moyenne). Elle varie de 46 à 98 %. Les autres minéraux représentent des pourcentages plus faibles. Les teneurs moyennes du quartz, de l'aragonite et de la calcite sont respectivement 9,42 %, 8,42 % et 4,33 % et elles varient de 28 à 2 %, 0 à 33% et 0 à 12 % respectivement. La variation de ces minéraux selon la profondeur est marquée au niveau de (figure IV-60) :

- la première unité par l'augmentation du quartz et de la calcite d'une part et la diminution de la dolomite d'autre part (figure IV-60).
- la deuxième unité par la forte diminution du quartz et de la calcite d'une part et l'augmentation très forte de la dolomite d'autre part avec l'apparition d'un pic de l'aragonite au milieu de l'unité (figure IV-60).
- la troisième unité par l'augmentation assez faible du quartz et moins faible de la calcite d'une part et la diminution de la dolomite d'autre part (figure IV-60).
- la quatrième unité par une faible diminution puis une stabilisation du quartz. La dolomite connaît généralement une diminution vers la surface. L'aragonite augmente fortement vers la surface. Tandis que la calcite, présentée par des pourcentages très faibles, est généralement variable (figure IV-60).

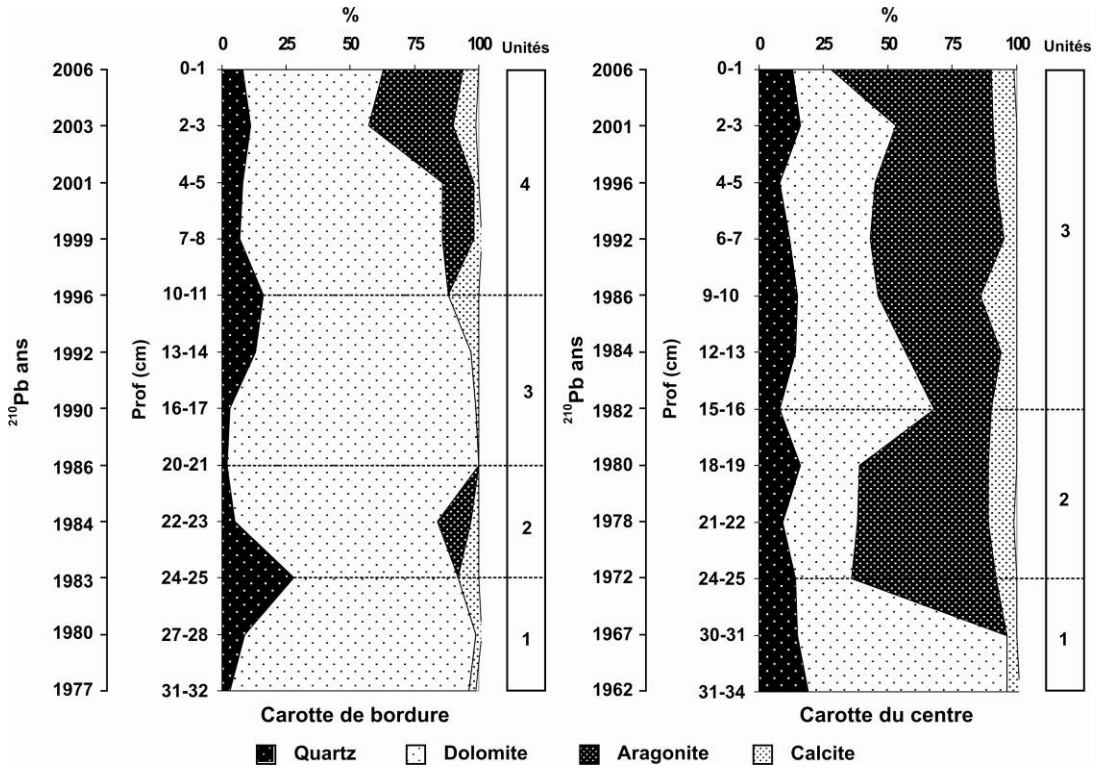


Figure IV-60 : Variation des minéraux non argileux en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) et du centre (carotte 2) du lac Afourgagh.

Les minéraux argileux sont par ordre décroissant : la kaolinite, l'inter-stratifié illite-sméctite, la chlorite, l'illite et la sméctite. Les valeurs moyennes respectives sont 33,2 %, 26,9 %, 19,9 %, 14,2 % et 5,7 %. La variation des minéraux argileux avec la profondeur est marquée au niveau de :

- la première unité par la diminution de la kaolinite, de la chlorite et de la sméctite d'une part et l'augmentation de l'illite et de l'inter-stratifié illite-sméctite d'autre part (figure IV-61).
- la deuxième unité par la diminution de la kaolinite, de l'inter-stratifié illite-sméctite et de la sméctite d'une part et l'augmentation de la chlorite et de l'illite d'autre part (figure IV-61).
- la troisième unité par l'augmentation de la kaolinite et de la sméctite d'une part et la diminution de l'illite et de l'inter-stratifié illite-sméctite d'autre part. La chlorite est restée à peu prés stable (figure IV-61).
- la quatrième unité par la diminution de la kaolinite et de la chlorite d'une part et l'augmentation de la sméctite et de l'inter-stratifié illite-sméctite d'autre part. L'illite est restée à peu prés stable.

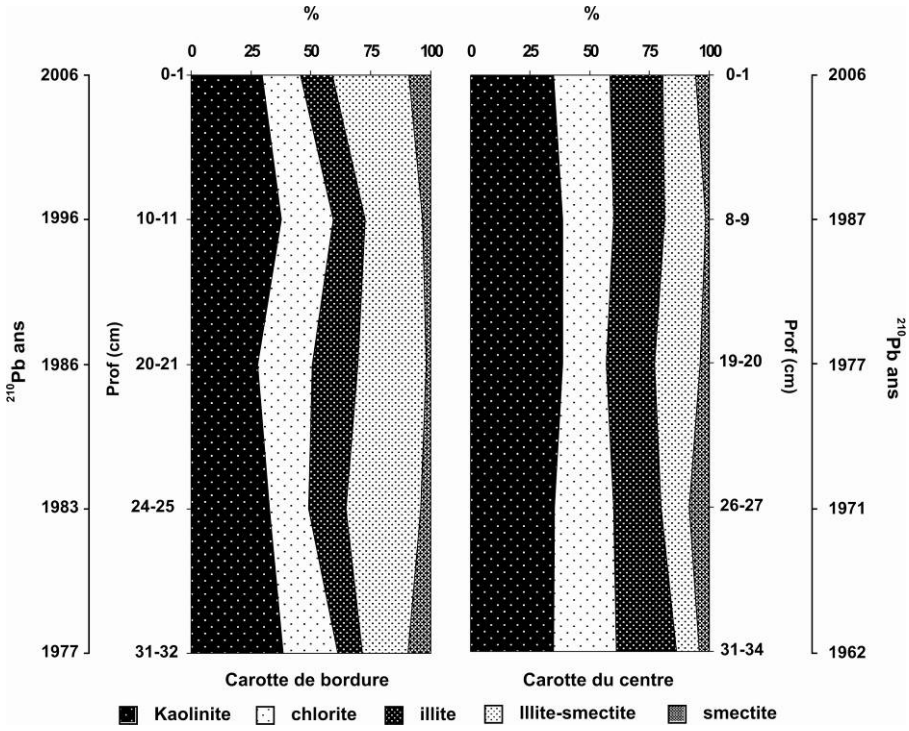


Figure IV-61 : Variation des minéraux argileux en fonction de la profondeur au niveau de la carotte de bordure (carotte 1) et du centre (carotte 2) du lac Afourgagh.

III. 3. Carotte du centre

La carotte du centre ne présente pas de différenciation lithologique bien distincte. Sa lithologie est de nature silto-sableuse brun foncée avec la présence des débris de bois et des coquilles de gastéropodes.

III. 3. 1. Taux de sédimentation

Le même modèle de calcul C.F/C.S de la désintégration du ^{210}Pb en excès a été appliqué pour le calcul du taux d'accumulation à l'interface des sédiments du centre du lac Afourgagh. La décroissance de l'activité du ^{210}Pb avec la profondeur n'est pas continue. Deux segments de droite de régression du ^{210}Pb ont été localisés au niveau de la carotte à fin d'estimer plus ou moins le taux de sédimentation. Ce dernier est assez élevé au niveau de la carotte (1 cm/an) mais diminue de moitié vers l'interface (0,5 cm/an) (tableau IV-11). La base de la carotte est datée vers le début des années 60 du siècle dernier.

Tableau IV-11 : Chronologie de la carotte centrale (carotte 2) du lac Afourgagh et estimation du taux de sédimentation par l'analyse du ^{210}Pb en excès calculé par le modèle C.F/C.S.

Prof (cm)	Date	Age (année)	R (cm/an)
0	2006	0	
5	1996	10	0,5
10	1986	20	1
15	1982	24	
20	1977	29	
25	1972	34	
30	1967	39	
35	1962	44	

III. 3. 2. Sédimentologie

Les sédiments du centre sont à leur tour de nature silto-sableuse (figure IV-56). Le silt est toujours prédominant (59,63 à 74,89 %). Le sable et l'agile présentent des pourcentages plus faibles (6,12 à 27,09 % et 10,66 à 18,97 % respectivement). La moyenne granulométrique est assez élevée et varie de 10,19 à 23,18 µm. Les sédiments sont généralement très mal classés, asymétriques vers les fractions fines et ont une distribution moyennement aplatie. Le sorting, le skewness et le kurtosis varient respectivement de 2,24 à 2,58 Φ, de 0,18 à 0,28 Φ et de 0,97 à 1,13 Φ.

La variation des fractions et des paramètres sédimentologiques selon la profondeur permet de distinguer trois phases de sédimentation (figures IV-62 et 63) :

- La première unité (comprise entre 32-23 cm) est marquée par la diminution relative de la fraction fine et l'augmentation de la fraction grossière conjointement avec la moyenne granulométrique. L'augmentation parallèle du skewness et du sorting indique que la sédimentation dans cette unité a une tendance d'être plus asymétrique vers les fractions fines et très mal classée. La distribution des grains devient moins aplatie.

- La deuxième unité (comprise entre 23-17 cm) est marquée par de faibles variations des fractions granulométriques. On assiste à une très courte augmentation puis une faible diminution du sable. Le silt varie d'une façon inverse de celle du sable. L'argile reste à peu près stable. La moyenne granulométrique suit généralement l'évolution du sable. Après une très courte augmentation, la diminution du sorting par la suite montre que les grains ont tendance à être plus classés. La dissymétrie et l'acuité de la distribution des grains sont variables et varient d'une façon inverse.
- La troisième unité (comprise entre 17-0 cm) est marquée par la stabilité relative des fractions granulométrique au début. On assiste ensuite à une augmentation de l'argile. Le sable et le silt varient inversement. La moyenne granulométrique, stable au début, suit généralement la variation du sable. Les grains deviennent plus classés au début de la phase (diminution du sorting) puis ont tendance à être mal classés). La variation du skewness montre que la distribution des grains tend à être plus asymétrique vers les fractions fines au début de la phase puis plus symétrique au milieu et enfin asymétrique vers les fractions fines. L'acuité est stable au début de la phase puis marque une tendance vers la diminution de l'aplatissement de la distribution des grains vers la surface.

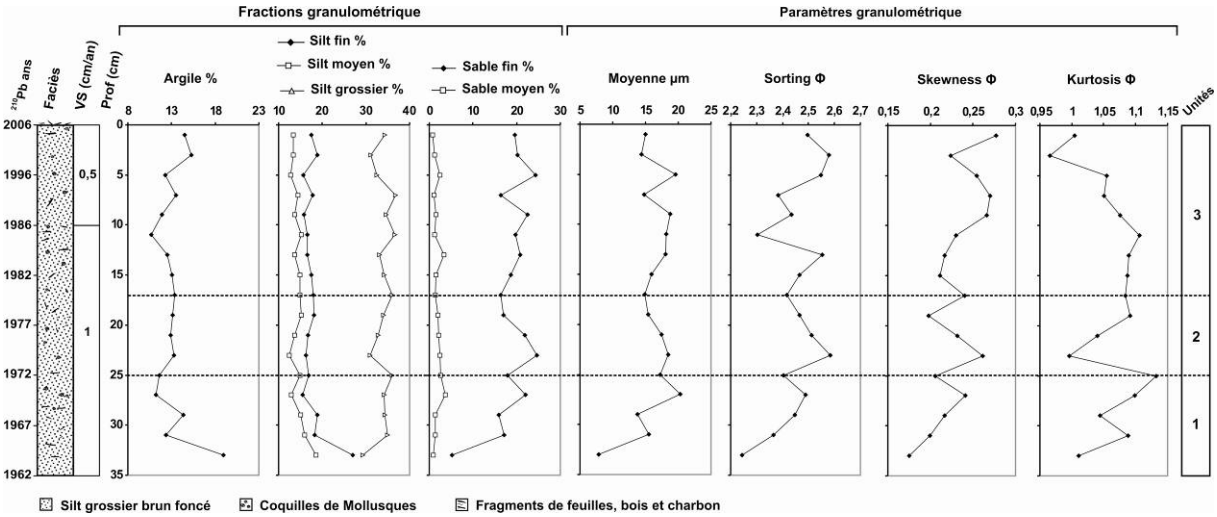


Figure IV-62 : Distribution des fractions et des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Afourgagh.

III. 3. 3. Géochimie

Les teneurs en eau liée et en matière organique ont augmenté par rapport aux sédiments de bordure (2,91 % et 14,37 % en moyenne respectivement). Tandis que celles en carbonates ont diminué (20,98 % en moyenne). Inversement aux sédiments de bordure, ces paramètres géochimiques ne présentent pas un grand écart entre les valeurs maximales et minimales (2,23 à 3,96 %, 11,93 à 16,24 % et 14,96 à 26,06 % respectivement pour les

teneurs en eau liée, en matière organique et en carbonates). La susceptibilité magnétique a augmenté par rapport aux sédiments de bordure (113,80 $10^{-9}m^3$/Kg en moyenne). Elle varie de 46,08 à 192,47 $10^{-9}m^3$/Kg.

La variation selon la profondeur est marquée au niveau de (figure IV-63) :

- la première unité par une faible diminution des teneurs en eau liée. Les teneurs en matière organique augmentent puis diminuent vers la fin de cette phase. Les teneurs en carbonates diminuent vers la base puis augmentent progressivement. La susceptibilité magnétique diminue progressivement.
- la deuxième unité par une forte augmentation puis une diminution vers la surface des teneurs en eau liée. Les teneurs en matière organique augment au milieu puis se stabilisent vers la fin de cette unité. Tandis les teneurs en carbonates diminuent. La susceptibilité magnétique est à peu près stable jusqu'au milieu de la phase puis augmente.
- la troisième unité par une très faible diminution des teneurs en eau liée puis leur variabilité à partir du milieu. Les teneurs en matière organique sont très variables. Les teneurs en carbonates sont variables et ont tendance à diminuer. La susceptibilité magnétique connaît trois stades de variation ; entre 17 et 8 cm la susceptibilité magnétique diminue, entre 8 et 5 cm augmente fortement (de 46 à 190 $10^{-9}m^3$/Kg) et entre 5 et 0 cm diminue de la même façon (de 190 à 66,2 $10^{-9}m^3$/Kg).

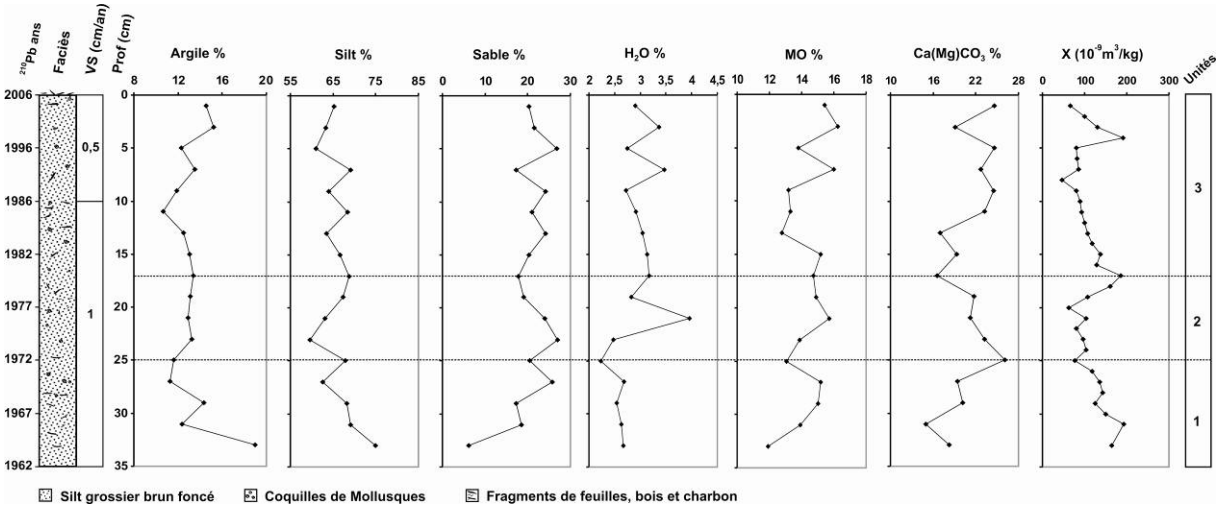


Figure IV-63 : Distribution de quelques paramètres sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Afourgagh. H_2O : Eau liée ; MO : Matière Organique ; $Ca(Mg)CO_3$: Carbonates X ($10^{-9}m^3$/kg) : Susceptibilité Magnétique Massique.

Les teneurs en éléments majeurs sont marquées par rapport aux sédiments de bordure par l'augmentation des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 et K_2O d'une part et la diminution des teneurs en CaO et MgO. Les écarts entre les valeurs maximales et minimales sont moins

importants (23,07 à 42,02 %, 8,6 à 16,89 %, 3,56 à 6,56 %, 0,53 à 2,46 %, 23,07 à 42,02 % et 6,94 à 14,62 % respectivement pour SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, CaO et MgO). Les autres éléments majeurs, présentant des pourcentages inférieurs à 1 %, ont augmenté également. La variation selon la profondeur est marquée au niveau de (figure IV-64) :

- la première unité par la diminution par paliers de SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, rapport MgO/CaO K_2O, P_2O_5 et MnO d'une par et l'augmentation de CaO, Na2O et Sr d'autre part.
- la deuxième unité par l'augmentation de SiO_2, TiO_2 Al_2O_3, Fe_2O_3 et K_2O et la diminution de CaO. Les teneurs MgO et le rapport MgO/CaO sont restés relativement stables. Na_2O et P_2O_5 augmentent vers le milieu de l'unité puis diminuent vers l'intervalle des unités 2 et 3. MnO et Sr sont peu variables.
- La troisième unité par la diminution de SiO_2, TiO_2 Al_2O_3, Fe_2O_3 et K_2O jusqu'à 5 cm. Un pic positif est enregistré par ces éléments entre 5 et la surface de la carotte. CaO diminue progressivement jusqu'à 5 cm de profondeur puis forme un pic négatif vers la surface. MgO et le rapport MgO/CaO restent relativement stables. Na_2O augmente jusqu'à 7 cm puis diminue jusqu'à 3 cm et augmente rapidement vers la surface. P_2O_5 est variable entre 17 et 5 cm et augmente fortement vers la surface. MnO et Sr sont relativement peu variables entre 17 et 5 cm puis forment un pic positif et négatif respectivement.

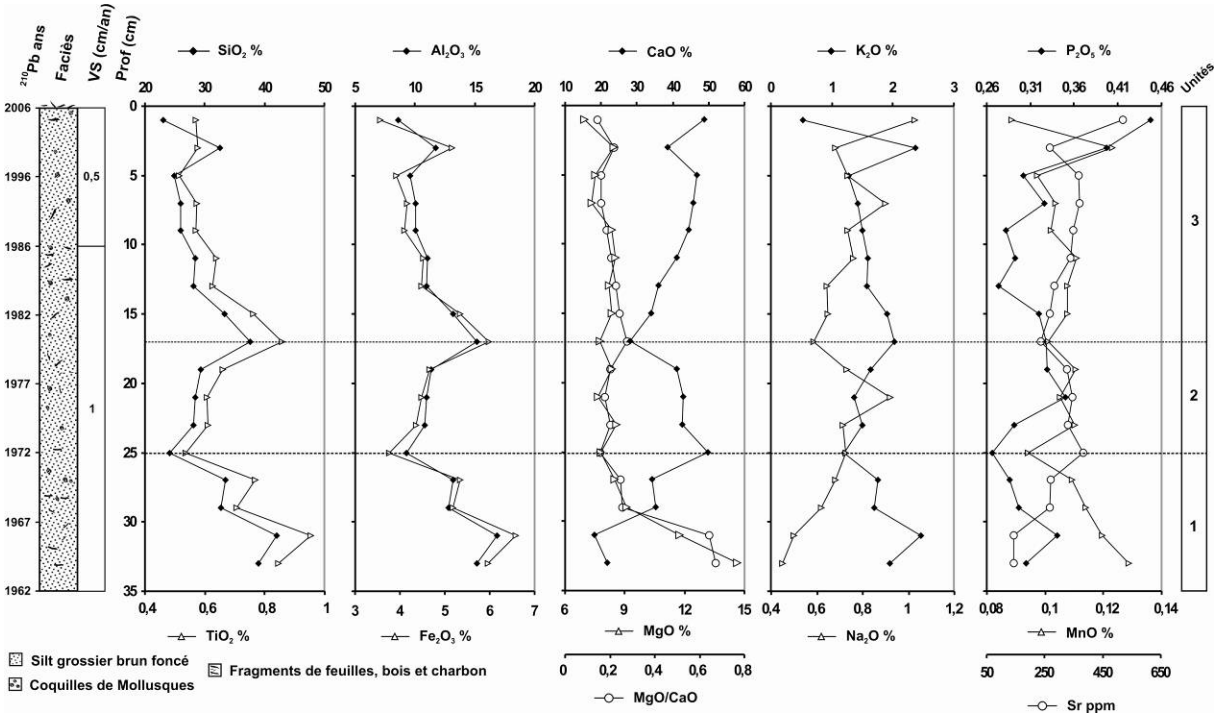


Figure IV-64 : Variations des teneurs en éléments majeurs en fonction de la profondeur au niveau de la carotte du centre (carotte 2) du lac Afourgagh.

III. 3. 4. Minéralogie

Il s'agit des mêmes minéraux rencontrés au niveau des sédiments de bordures. Toutefois on assiste à une forte augmentation des teneurs en aragonite et faiblement en calcite et en quartz d'une part et une diminution assez importante de la dolomite d'autre part. Les valeurs moyennes respectives des teneurs en aragonite, en calcite, en quartz et en dolomite sont 37,92 %, 8,25 %, 13,25 % et 40,5 %. L'écart entre les valeurs maximales et minimales est moins important pour le quartz et la calcite (8 à 19 % et 4 à 14 % respectivement) et très élevé pour la dolomite et l'aragonite (15 à 81 % et 0 à 62 % respectivement). La variation selon la profondeur est marquée au niveau de (figure IV-60) :

- la première unité par une faible diminution du quartz et une faible augmentation de la calcite. La dolomite a fortement diminué. Tandis que l'aragonite apparaît au milieu de l'unité et augmente vers l'intervalle des unités 1 et 2.
- la deuxième unité par l'augmentation de la dolomite et la diminution de l'aragonite. Le quartz est variable. Tandis que la calcite est relativement stable.
- la troisième unité par la diminution de la dolomite et l'augmentation de l'aragonite. La calcite augmente puis diminue rapidement vers 10 cm de profondeur puis reste relativement stable jusqu'à la surface. Le quartz est généralement variable.

Les minéraux argileux sont caractérisés par rapport aux sédiments de bordure par l'augmentation de la kaolinite, de la chlorite, de l'illite d'une part est la diminution de l'inter-stratifié illite-sméctite et de la sméctite d'autre part. Les teneurs en ces minéraux argileux sont très peu variables selon la profondeur (figure IV-61). On assiste toutefois à une faible augmentation de la kaolinite et des inter-stratifiés illite-sméctite vers 20 cm de profondeur puis leurs diminution vers la surface. La chlorite diminue vers 20 cm de profondeur puis augmente vers la surface. L'illite diminue vers 27 cm de profondeur puis augmente faiblement vers la surface. La sméctite augmente vers 27 cm de profondeur puis diminue entre 27 et 9 cm et enfin augmente vers la surface.

CHAPITRE V : DISCUSSION

A. PHYSICO-CHIMIE DES EAUX

B. SEDIMENTATION ACTUELLE

CHAPITRE V

DISCUSSION

Ce chapitre est consacré à la discussion des résultats relatifs aux analyses physico-chimiques des eaux, sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques des sédiments d'interface des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh. Dans la première partie, nous interprétons en détail la variation saisonnière et interannuelle des paramètres physico-chimiques des eaux de chaque lac. Dans la deuxième partie, nous mettons en évidence, à la lumière des résultats obtenus, la nature et le mode des apports allochtones et les processus de la sédimentation lacustre autochtone. La reconstitution des changements environnementaux à l'échelle des bassins versants des trois lacs au cours des dernières décennies est basée sur l'interprétation des variations des paramètres sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques au niveau des carottes prélevées aux bordures et au centre de chaque lac.

A. PHYSICO-CHIMIE DES EAUX

I. Physico-chimie des eaux du lac Ifrah

I. 1. La température

Le comportement thermique des eaux du lac Ifrah dépend de la variabilité climatique saisonnière. Les eaux sont chaudes au cours du printemps et de l'été et froides au cours de l'automne et de l'hiver. Les variations régionales de la température dans le lac sont conditionnées simultanément par la morphologie de la cuvette lacustre et la profondeur d'eau. La forme plate de la cuvette lacustre ainsi que le bas niveau d'eau actuel (un mètre de profondeur environ), procurent un gradient thermique horizontal des eaux. Durant la période estivale relativement calme de 2006, l'échauffement des eaux, favorisé par la morphologie moins accentuée de la cuvette lacustre, est plus rapide à proximité des rives peu profondes qu'au centre du lac. Ce phénomène est bien connu dans les lacs de plus grande taille, tels que les grands lacs américains (Wetzel, 1983 *in* Lambert, 1999). Il peut avoir pour conséquence une production phytoplanctonique momentanément plus élevée à proximité des rives qu'au centre du lac (Lambert, 1999). Ce constat est confirmé par le parallélisme entre la répartition de la concentration en chlorophylle a (indicateur de la biomasse phytoplanctonique) et les isothermes d'eau dans les lacs européens (Blanc et al, 1993 ; Lambert, 1997). Dans le lac

Ifrah, la production phytoplanctonique est généralement importante. En été, on assiste également au développement des hydrophytes immergés aux niveaux des rives. Avec l'arrivée de la saison froide, le gradient thermique des eaux est inversé sous l'influence des perturbations atmosphériques. Les eaux deviennent plus froides au niveau des rives. Les vents créent des courants hydrodynamiques qui homogénéisent plus ou moins la masse d'eau.

I. 2. Le pH

En général, le pH des eaux lacustres est régulé par le système carbonaté (réaction ci-dessous) qui est lui-même dû à l'activité photosynthétique, la respiration et la minéralisation de la matière organique d'une part et à la précipitation/dissolution des minéraux carbonatés endogènes d'autre part (Bapst, 1987). Ces processus sont régulés eux-mêmes par la température de l'eau, les teneurs en oxygène dissous et le degré de brassage des eaux. Le bilan hydrique contribue également au changement du pH par le double effet évaporation/dilution au cours du cycle hydrologique.

$$CO_{2(aq)} + H_2O \Leftrightarrow H_2CO_3 \Leftrightarrow H^+ + HCO_3^- \Leftrightarrow 2H^+ + CO_3^{2-}$$

La photosynthèse algaire contribue à l'augmentation du pH par la consommation du gaz carbonique dissous. Tandis que la respiration et la minéralisation de la matière organique provoquent sa diminution par la production du gaz carbonique. Au cours du cycle limnologique de 2006, le pH des eaux du lac Ifrah répond à cette double constatation. Au cours du printemps et de l'été, le pH augmente sous l'influence de la photosynthèse et la précipitation des carbonates, un tel processus est favorisé par l'augmentation de la température et la disponibilité des éléments nutritifs. En automne et en hiver, la prédominance des processus de respiration et de dégradation de la matière organique provoque une acidification de l'eau par libération du gaz carbonique d'où la diminution du pH. Cette diminution est due également à l'effet de dilution par les eaux de pluie faiblement minéralisées. La quantité des précipitations tombées dans la région d'Ifrane au cours des mois de février et de novembre 2006 est respectivement 197,7 mm et 47 mm. La variabilité spatiale du pH dans le lac montre une corrélation positive avec la température de l'eau à l'hiver et à l'été (tableaux V-1 et 2) et une corrélation négative à l'automne (tableau V-3). Au cours des années 2003, 2004 et 2005, le pH est fonction principalement de la variabilité climatique inter et intra annuelle. Le pH élevé des eaux de janvier 2004 par rapport à celui d'avril 2004 est dû à la quantité des précipitations reçues au cours de ces deux mois. Le mois de janvier était sec (1,9 mm) par rapport au mois d'avril qui était pluvieux (119,2 mm). Le pH élevé des eaux en

avril 2005 est lié également à l'absence des précipitations au cours de ce mois qui était pratiquement sec (0,2 mm).

I. 3. L'oxygène dissous

Les teneurs en oxygène dissous des eaux du lac Ifrah sont fonction du régime thermique d'une part et de la dynamique des populations planctoniques d'autre part. Les perturbations atmosphériques influencent également les teneurs en oxygène dissous par homogénéisation plus ou moins importante de la masse d'eau. Au cours de l'hiver (mission de février 2006) la baisse de la température hivernale et le brassage des eaux par le vent sont responsables des teneurs assez élevées en oxygène dissous. Au cours du printemps (mission de mai 2006) l'augmentation de la température engendre une prolifération phytoplanctonique et corollairement, une augmentation de la teneur en oxygène dissous. Au cours de l'été (mission d'Août 2006) la diminution de la concentration en oxygène dissous est due certainement à la régression des populations phytoplanctoniques sous l'influence des populations zooplanctoniques d'une part et à l'épuisement du potentiel nutritif d'autre part (principalement le phosphore biodisponible). Cette diminution des teneurs en oxygène dissous est due également à la contamination organique d'origine anthropique qui augmente la demande biochimique en oxygène dissous. La diminution des teneurs en oxygène dissous depuis les rives vers le centre du lac Ifrah semble corrélative avec la diminution de la température. Cette diminution de l'oxygénation des eaux est due plutôt au processus de minéralisation de la matière organique qui prédomine vers le centre du lac au détriment de la production photosynthétique. Au cours de l'automne (mission de novembre 2006) l'augmentation des teneurs en oxygène dissous est liée à la baisse de la température. Alors que sa distribution homogène dans la masse d'eau est due à l'influence des perturbations atmosphériques. Le lac Ifrah connaît une eutrophisation accélérée. Ceci est présenté par la dégradation de l'état d'oxygénation des eaux qui a diminué remarquablement depuis 2003 jusqu'à 2006. Ce déséquilibre entre la production et la dégradation de la biomasse est dû principalement à l'influence anthropique actuelle sur le lac par l'apport supplémentaire des éléments nutritifs.

I. 4. La conductivité électrique

Les mesures de la conductivité électrique des eaux lacustres sont intéressantes car elles sont en étroite relation avec les teneurs totales en sels dissous (Bapst, 1987). La conductivité électrique des eaux du lac Ifrah est due principalement aux teneurs en bicarbonates, en

magnésium, en chlore et en Sodium qui sont les ions les plus abondants. On assiste généralement à une corrélation positive de la conductivité électrique avec ces ions (tableaux V-1, 2 et 3). Les variations de la conductivité électrique traduisent en grande partie les phénomènes de précipitation/dissolution des carbonates endogènes d'une part et les processus de minéralisations de la matière organique d'autre part. L'évolution saisonnière au cours de l'année 2006 est marquée par des valeurs assez élevées de la conductivité électrique à l'hiver. Ceci est lié à la prédominance des processus de minéralisation de la matière organique d'une part et un apport des éléments minéraux par lessivage du sol du bassin versant d'autre part. Les faibles valeurs enregistrées au printemps sont en relation avec les phénomènes de précipitation des carbonates (calcite, aragonite et dolomite). L'augmentation remarquable de la conductivité électrique à l'été de 2006 est due à l'effet de l'évaporation qui provoque la concentration des alcalins et des chlorures mais également à des apports exogènes momentanés des ions sous l'action anthropique. A l'automne, la conductivité connaît une faible diminution suite au ralentissement de cette action anthropique. Néanmoins, la conductivité électrique reste élevée sous l'influence de la minéralisation de la matière organique. Les valeurs élevées de la conductivité électrique au cours de 2006 par rapport aux années précédentes 2003-2004, excepté la saison d'avril 2005 qui présente des valeurs également élevées, sont dues à un enrichissement en ions principalement en chlore et en sodium qui sont susceptibles d'être d'origine anthropique. La valeur la plus faible de la conductivité, enregistrée en janvier 2004 coïncide avec des faibles teneurs en chlore et en sodium dilués par l'arrivée des eaux de la pluie faiblement minéralisées.

I. 5. La turbidité

La turbidité des eaux lacustres reflète d'une façon semi-quantitative la charge particulaire inerte et vivante. Les variations saisonnières de la turbidité des eaux du lac Ifrah dépendent des processus biologiques et chimiques propres du lac, des apports externes fluviaux et éoliens ainsi que des courants hydrodynamiques dus aux perturbations atmosphériques. L'action anthropique participe également à l'augmentation momentanée de la turbidité des eaux par resuspension des sédiments d'interface au niveau des rives. Les moyennes assez élevées de la turbidité au cours des saisons d'été et de printemps sont dues à la prolifération planctonique mais également à l'action anthropique qui s'accentue au cours de ces deux saisons surtout que le lac Ifrah a un accès facile vu sa faible profondeur. On qualifie cette action comme une pollution physique des eaux du lac (Etebaai et *al*, 2008b). Les moyennes extrêmement très élevées de la turbidité enregistrées à l'automne de 2006 sont dues

d'une part à la resuspension des sédiments d'interface par homogénéisation de la masse d'eau par les courants hydrodynamiques et par la minéralisation de la matière organique après la mort de la végétation aquatique d'autre part. L'apport sédimentaire par ruissellement lors des premières pluies participe également à l'opacité des eaux par leur charge particulaire aux niveaux des bordures.

I. 6. La matière en suspension

L'origine des particules en suspension dans un lac peut être allochtone et/ou autochtone. Leur concentration dépend de l'évolution des sources d'apport (affluents, atmosphère, etc.), des processus chimiques internes (précipitation, coagulation) et du développement planctonique. De plus, des remises en suspension et des éboulements subaquatiques peuvent aussi enrichir les couches aquatiques profondes en matières solides. Les effluents, par contre, amenuisent le bilan particulaire du milieu lacustre (Sturh, 1985 *in* Bapst, 1987). Les eaux du lac Ifrah sont riches en matières en suspension. La charge particulaire moyenne dans la masse d'eau au cours du cycle limnologique de l'année 2006 s'élève à 200 tonnes en moyenne pour le volume d'eau actuel de 500 10^3 m^3 environ. Cette charge assez importante est due en grande partie à la productivité autochtone du lac et également à la resuspension des sédiments d'interface sous l'influence climatique et anthropique. L'apport terrigène semble moins prépondérant puisque le lac ne possède pas d'affluents de grandes tailles. Tandis que l'action éolienne participe certainement à l'augmentation de la charge particulaire. La corrélation entre les variations des teneurs en matière en suspension et la turbidité est très faible. Cette disparité peut être expliquée par la succession temporelle de particules aux caractéristiques optiques différentes que ce soit la succession des espèces planctoniques de différentes tailles ou la modification des proportions respectives des carbonates endogènes et de la matière organique (Lambert, 1997). La matière organique semble en effet influencer fortement l'atténuation de la lumière (Mudroch et Mudroch, 1992 *in* Lambert, 1997). La fraction colloïdale (<l µm) des particules en suspension peut être responsable de cette particularité. La sensibilité des turbidimètres est faible vis a vis des particules de cette taille, alors que celles-ci sont probablement en grande partie retenues par les filtres de 0,45 µm de porosité, qui sont rapidement colmatés (Hofmann et Dominik, 1995 ; Lambert, 1997).

I. 7. Les cations

La chimie des eaux du lac Ifrah est marquée par des teneurs assez élevées en magnésium et de moins en calcium. Ces éléments proviennent de la dissolution du substrat calcaro-dolomitique du bassin versant. Acheminés par les eaux affluentes jusqu'au lac, ces deux éléments vont jouer un rôle important dans les équilibres carbonates/bicarbonates. L'enrichissement plus important des eaux en magnésium qu'en calcium est du à la forte solubilité du premier élément (Dussart, 1966). Les eaux du lac Ifrah connaissent actuellement une sursaturation vis-à-vis de la calcite, de l'aragonite et de la dolomite. Les indices de saturation calculés au cours du cycle limnologique de 2006 relatifs à ces minéraux sont toujours supérieurs à zéro, bien que cette sursaturation diminue au cours des saisons d'automne et d'hiver. Le rapport [Mg^{2+}/Ca^{2+}] permet d'identifier la nature des carbonates précipités (Dean & Gorham, 1976 ; Kelt & Hsü, 1978). Lorsque le rapport est compris entre 2 et 7 il y a précipitation de la calcite ; entre 7 et 12 c'est la dolomite qui précipite et supérieur à 12 l'aragonite précipite. Le rapport molaire [Mg^{2+}/Ca^{2+}] des eaux du lac Ifrah est toujours supérieur à 2 mais il reste dans la plus part des cas inférieur à 7 excepté pour le mois d'avril 2005 où sa valeur atteint 7,6. La précipitation de la calcite est favorisée par des facteurs biogéniques et physico-chimiques (Benkaddour, 1993). Les facteurs biogéniques résident dans la production de la calcite sous forme d'encroûtements ou de nuages de carbonates pélagiques par la consommation de CO_2 dissous au cours de l'activité photosynthétique (Stumm et Morgan, 1981 ; Benkaddour, 1993). Des conditions physico-chimiques conduisent également à la précipitation de la calcite par l'augmentation de la température (thermodépendance), le brassage des eaux (Katz, 1973), le dégazage et l'aération des eaux et enfin la surconcentration par évaporation (Benkaddour, 1993). L'aragonite, carbonate répondant à la même formule chimique que la calcite mais cristallisée dans le système orthorhombique, est très instable à la température ordinaire. Elle se transforme rapidement en calcite après sa précipitation. L'aragonite que l'on rencontre dans les sédiments dérive principalement des tests de coquilles de Mollusques formés par ce minéral du fait que le rapport [Mg^{2+}/Ca^{2+}] n'atteint jamais la valeur de 12. Néanmoins, l'indice de saturation vis-à-vis de l'aragonite calculé pour 2006 est positif et augmente relativement à l'été. Manzola et Ben Amor (2001) montrent que l'augmentation de la concentration des ions de magnésium favorise la formation de l'aragonite à la température de 30°C. Ceci laisse à supposer qu'il y a une précipitation de l'aragonite dans le lac Ifrah soutenue par l'élévation de la température et les teneurs élevées en Mg. La dolomite que l'on rencontre dans les sédiments est

généralement détritique. L'indice de saturation relatif à la dolomite est toujours positif pour l'année 2006. Il atteint des valeurs assez élevées au cours de la période estivale. Ce qui parait un peu disparate en comparaison avec le rapport [Mg^{2+}/Ca^{2+}] qui n'atteint pas dans la plupart des cas la valeur seuil de 7 nécessaire à la précipitation de la dolomite. La précipitation de la dolomite est favorisée plutôt par un réchauffement accrû de la masse d'eau qui est d'ailleurs à très faible profondeur (1 mètre) et également à l'alcalinité assez élevée des eaux au cours de la période estivale. Les indices de saturation sont généralement corrélatifs avec les températures et le pH (tableaux V-1, 2 et 3). Ce qui crée des conditions très favorables à la précipitation de la calcite magnésienne. De point de vue variabilité interannuelle, le lac Ifrah connaît un déficit hydrique manifesté par une diminution des teneurs en calcium et en magnésium depuis les années 2003-2004 et 2005 à 2006 par les faibles apports allochtones en ces deux éléments d'une part et à l'accélération des processus de précipitation des carbonates sous l'influence de l'évaporation d'autre part. Les teneurs en alcalins (sodium et potassium) ainsi qu'en chlorures sont en fonction de la variabilité saisonnière. A cause du déficit hydrique, on assiste à un enrichissement des eaux par ces trois éléments au cours de l'année 2006. Un apport exogène d'origine anthropique en ces éléments au cours des saisons chaudes est aussi à considérer.

I. 8. Les anions

Les teneurs en chlorure sont en fonction également de la variabilité saisonnière. Le déficit hydrique que connaît le lac provoque un enrichissement des eaux en chlorures au cours de l'année 2006. Un apport exogène d'origine anthropique de cet élément est fort probable.

Les teneurs assez faibles en sulfates sont d'origine atmosphérique mais en grande partie sont issues de l'agriculture pratiquée aux alentours du lac et dont les teneurs augmentent en hiver à la suite du lessivage du sol cultivé. Ces teneurs n'arrivent jamais au degré de la sursaturation puisque les indices de saturation relatifs au gypse et à l'anhydrite sont toujours inférieurs à zéro (tableau IV-3).

Les teneurs très faibles en silice dissoute enregistrées en Août 2006 sont en liaison avec la consommation de la silice par les Diatomées au cours de la période estivale. En novembre 2006 les teneurs en silice augmentent notablement par le ralentissement de la productivité phytoplanctonique d'une part et la relargation de la silice à partir des sédiments d'interface par les courants de turbulence d'autre part. Les teneurs moyennes restent généralement au dessous de 0,5 mg/l, teneur généralement considérée comme facteur limitant

au développement normal des Diatomées (Welzel 1983 in Lambert, 1997), ce qui explique l'absence des frustules des Diatomées au niveau des sédiments du lac Ifrah.

Les eaux du lac Ifrah sont chargées en éléments nutritifs (phosphore total et nitrate). Les teneurs enregistrées à l'été 2006 sont liées à la contamination anthropique des eaux dont les valeurs les plus élevées se rencontrent au niveau des rives qui connaissent une pression anthropique plus importante.

Tableau V-1 : Corrélation entre les paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission de février 2006). IsCal : indice de saturation de la calcite ; IsDol : indice de saturation de la dolomite ; IsArg : indice de saturation de l'aragonite.

	T°C	pH	CE	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	O_2	Mg/Ca	Na/K	Cl/Na	IsCal	IsArag	IsDol
T°C	1																	
pH	0,97	1																
CE	-1	-0,98	1															
Ca	-0,30	-0,14	0,25	1														
Mg	-0,80	-0,85	0,82	0,45	1													
Na	-0,86	-0,71	0,82	0,40	0,45	1												
K	-0,70	-0,51	0,65	0,38	0,21	0,97	1											
HCO_3	-0,98	-1,00	0,99	0,13	0,81	0,76	0,58	1										
Cl	-0,77	-0,64	0,74	0,06	0,23	0,94	0,93	0,71	1									
SO_4	-0,71	-0,55	0,67	0,18	0,17	0,95	0,98	0,63	0,98	1								
NO_3	-0,76	-0,90	0,81	-0,21	0,76	0,36	0,14	0,88	0,39	0,24	1							
O_2	-0,81	-0,66	0,77	0,21	0,31	0,98	0,97	0,73	0,99	0,99	0,36	1						
Mg/Ca	-0,04	-0,24	0,10	-0,91	-0,05	-0,22	-0,30	0,24	0,06	-0,10	0,59	-0,07	1					
Na/K	-0,20	-0,42	0,27	-0,08	0,67	-0,32	-0,55	0,33	-0,41	-0,53	0,66	-0,40	0,37	1				
Cl/Na	0,87	0,71	-0,82	-0,51	-0,52	-0,99	-0,95	-0,75	-0,88	-0,90	-0,35	-0,94	0,32	0,27	1			
Is Cal	0,92	0,98	-0,95	0,05	-0,75	-0,67	-0,48	-0,98	-0,67	-0,56	-0,94	-0,66	-0,41	-0,40	0,64	1		
Is Arag	0,94	0,99	-0,96	0,01	-0,76	-0,70	-0,51	-0,99	-0,69	-0,59	-0,92	-0,69	-0,37	-0,37	0,68	1	1	
Is Dol	0,97	1	-0,99	-0,10	-0,80	-0,74	-0,56	-1	-0,70	-0,61	-0,89	-0,71	-0,27	-0,35	0,73	0,99	0,99	1

Tableau V-2 : Corrélation entre les paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission d'Aout 2006). IsCal : indice de saturation de la calcite ; IsDol : indice de saturation de la dolomite ; IsArg : indice de saturation de l'aragonite.

	T°C	pH	CE	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	O_2	Mg/Ca	Na/K	Cl/Na	IsCal	IsArag	IsDol
T°C	1																	
pH	0,80	1																
CE	0,95	0,59	1															
Ca	0,36	-0,12	0,58	1														
Mg	0,92	0,51	0,98	0,60	1													
Na	0,53	-0,04	0,70	0,73	0,81	1												
K	0,29	-0,32	0,53	0,80	0,64	0,95	1											
HCO_3	0,76	0,34	0,87	0,88	0,88	0,79	0,70	1										
Cl	0,62	0,27	0,79	0,69	0,70	0,45	0,44	0,75	1									
SO_4	0,58	0,23	0,58	0,23	0,72	0,81	0,63	0,49	0,04	1								
NO_3	0,92	0,62	0,96	0,40	0,92	0,57	0,40	0,72	0,79	0,50	1							
O_2	0,98	0,86	0,88	0,30	0,86	0,48	0,21	0,72	0,47	0,60	0,82	1						
Mg/Ca	0,95	0,58	0,97	0,49	0,99	0,76	0,57	0,82	0,64	0,74	0,94	0,89	1					
Na/K	-0,45	0,15	-0,68	-0,89	-0,75	-0,95	-0,97	-0,84	-0,62	-0,58	-0,54	-0,36	-0,67	1				
Cl/Na	0,35	0,31	0,44	0,31	0,26	-0,13	-0,10	0,34	0,83	-0,46	0,52	0,22	0,23	-0,10	1			
Is Cal	0,89	0,69	0,88	0,63	0,84	0,54	0,36	0,91	0,65	0,42	0,76	0,91	0,82	-0,55	0,38	1		
Is Arag	0,90	0,69	0,88	0,63	0,85	0,55	0,36	0,91	0,66	0,42	0,76	0,91	0,83	-0,55	0,39	1	1	
Is Dol	0,92	0,69	0,91	0,63	0,88	0,58	0,39	0,91	0,67	0,46	0,80	0,92	0,86	-0,58	0,38	1	1	1

Tableau V-3 : Corrélation entre les paramètres physico-chimiques des eaux du lac Ifrah (mission de novembre 2006). IsCal : indice de saturation de la calcite ; IsDol : indice de saturation de la dolomite ; IsArg : indice de saturation de l'aragonite.

	T°C	pH	CE	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	O_2	Mg/Ca	Na/K	Cl/Na	IsCal	IsArag	IsDol
T°C	1																	
pH	-0,91	1																
CE	0,20	-0,36	1															
Ca	0,65	-0,85	0,30	1														
Mg	0,06	-0,36	0,48	0,75	1													
Na	-0,75	0,54	0,42	-0,21	0,47	1												
K	0,58	-0,70	0,64	0,37	0,04	-0,26	1											
HCO_3	0,21	-0,28	0,97	0,16	0,33	0,37	0,58	1										
Cl	-0,52	0,69	-0,32	-0,94	-0,85	0,03	-0,13	-0,21	1									
SO_4	-0,71	0,66	-0,62	-0,60	-0,46	0,14	-0,35	-0,66	0,70	1								
NO_3	0,50	-0,64	-0,16	0,47	-0,07	-0,62	0,59	-0,30	-0,14	0,15	1							
O_2	-0,40	0,73	-0,40	-0,92	-0,80	-0,04	-0,46	-0,20	0,81	0,37	-0,53	1						
Mg/Ca	-0,87	0,95	-0,07	-0,87	-0,33	0,65	-0,51	0,03	0,70	0,51	-0,73	0,72	1					
Na/K	-0,75	0,78	-0,41	-0,39	0,12	0,56	-0,95	-0,37	0,12	0,35	-0,71	0,40	0,66	1				
Cl/Na	-0,01	0,27	-0,51	-0,67	-0,99	-0,55	0,05	-0,39	0,82	0,50	0,23	0,70	0,21	-0,22	1			
Is Cal	-0,89	0,95	-0,09	-0,78	-0,18	0,72	-0,63	0,00	0,56	0,45	-0,80	0,65	0,98	0,78	0,06	1		
Is Arag	-0,88	0,96	-0,13	-0,81	-0,23	0,67	-0,64	-0,03	0,59	0,45	-0,81	0,70	0,98	0,78	0,11	1	1	
Is Dol	-0,86	0,95	-0,09	-0,81	-0,23	0,68	-0,62	0,01	0,59	0,43	-0,82	0,70	0,98	0,76	0,10	1	1	1

II. Physico-chimie des eaux du lac Iffer

II. 1. La température

La morphologie abrupte de la cuvette lacustre ainsi que la profondeur de la colonne d'eau (6,5 m) procurent une stratification thermique verticale au lac Iffer pendant les saisons chaudes (printemps et été). D'après la classification de Hutchinson et Loffer, 1956 (modifiée par Wedzel, 1975) (cf. chapitre I), le lac Iffer fait partie des lacs monomictiques chauds. Le régime thermique de ce type de lacs se caractérise par une holomixie au cours d'hiver. L'arrivée du printemps est marquée par l'établissement progressif de la stratification thermique qui atteint sa stabilité maximale en été. Avec l'arrivée de l'automne, et sous l'influence des perturbations atmosphériques, l'eau de surface se refroidie devient dense et s'enfonce en engendrant un brassage progressif de la colonne d'eau jusqu'au retour holomictique complet de la masse d'eau en hiver de l'année suivante. Le lac Iffer répond à cette description avec toutefois des particularités dues à la profondeur et au volume de la masse d'eau actuelle. Au cours du printemps, d'après la mission d'avril 2004 (organisée par les groupes d'ORRNA et du CEREGE) et la mission de mai 2007 (organisé par Rhoujjati), les eaux de surface commencent à se réchauffer sous l'influence du rayonnement solaire. La chaleur se dissipe lentement avec la profondeur. Il se forme une couche superficielle de faible épaisseur relativement chaude correspondant à l'épilimnion (figure V-1, A et B). En dessous se maintient une couche dense et plus froide. Le premier niveau, marqué par une chute rapide de la température, correspond à la thermocline. En dessous, la température de l'eau ne subit qu'une faible diminution avec la profondeur : c'est l'hypolimnion. Au début du printemps, et lorsque le réchauffement n'est encore prépondérant, il se forme un épilimnion et un métalimnion de faible épaisseur. L'hypolimnion est superficiel et occupe à peu près toute la tranche d'eau (figure V-1, A). Au fur et à mesure que la température augmente et vers la fin du printemps, L'épilimnion s'épaissit lentement, le métalimnion s'enfonce vers le fond alors que l'hypolimnion s'amoindrit (figure V-1, B). En plein été, la masse d'eau emmagasine plus de chaleur. L'épilimnion ainsi que le métalimnion deviennent épais tandis que l'hypolimnion est résorbé (figure V-1 C). Cette structure inachevée de la stratification thermique estivale est due à la profondeur actuelle relativement réduite (6,5 m) ainsi au volume modeste de la masse aquatique (14 10^4 m^3 environ). Ce qui permet une pénétration importante de la chaleur avec la profondeur. Au cours de l'automne et sous l'effet de la diminution de la température et des perturbations atmosphériques, les eaux deviennent homothermiques. La température de la

colonne d'eau n'a pas pu être mesurée au cours de l'hiver par manque de moyens logistiques. Rhoujjati (2007) suggère que le lac Iffer connaît une stratification thermique inverse en hiver. Prenant en considération l'ambiance climatique qui règne sur la région d'étude y compris le lac Iffer et qui est de type subhumide à hiver froid, les minima thermiques moyens peuvent descendre parfois en dessous de zéro au cours du mois le plus froid (généralement janvier), alors que le nombre moyen de jours de gel reste cours par rapport aux autres régions du Moyen Atlas. Le lac n'arrive pas à se geler complètement en surface, hormis les eaux proches de la ligne de rivage qui ce gèlent parfois d'une façon fragmentaire. Prenant en compte également l'effet des perturbations atmosphériques importantes au cours de la saison d'hiver, la colonne d'eau (d'ailleurs de profondeur réduite) entre en brassage perpétuel par convection. Toutefois, par temps calme et au moment du gel exceptionnel, il peut y avoir occasionnellement une stratification thermique inverse éphémère. Des mesures de la température de la colonne d'eau au cours du mois de janvier s'imposent pour confirmer ce constat.

Des études menées sur le statut trophique du lac Iffer par Gayral (1954) et Dumont et *al* (1973) *in* Maxted (1989) montrent que la colonne d'eau qui faisait 12 m à l'époque présente une stratification thermique estivale bien nette caractérisée par un épilimnion bien chauffé (24 °C environ) au niveau des deux premiers mètres. La température diminue progressivement jusqu'à 8m de profondeur pour se stabiliser à une température de 3°C au niveau de l'hypolimnion.

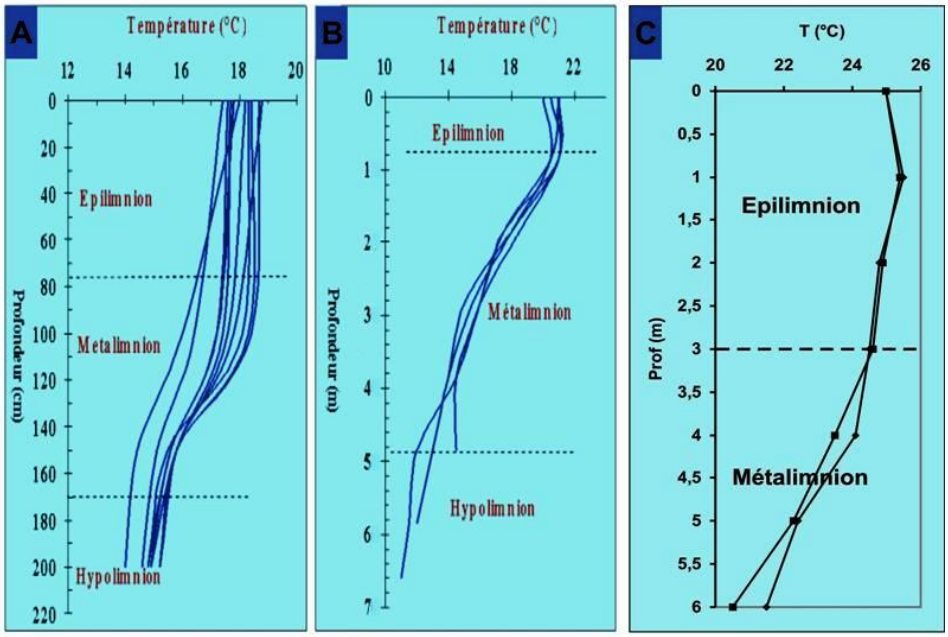


Figure V-1 : Profil thermique vertical de la colonne d'eau du lac Iffer au cours de la mission d'avril 2004 (A) et Mai 2007 (B) d'après Rhoujjati, 2007 et de la mission d'Août 2006 (C).

II. 2. Le pH et l'oxygène dissous

Le pH ainsi que l'état d'oxygénation des eaux du lac Iffer sont fonction de l'ensemble des conditions internes et externes au lac déjà mentionné dans le cas du lac Ifrah. Conjointement à la stratification thermique estivale de 2006, on assiste à une stratification des eaux en fonction du pH et de la teneur en oxygène dissous. On assiste à une bonne corrélation entre ces deux paramètres avec la température (tableau IV-5). Au niveau de l'épilimnion relativement chaud, la valeur du pH et des teneurs en oxygène dissous élevés et relativement invariables sont dues à la prépondérance de la production photosynthétique d'une part et à la précipitation des carbonates d'autres part. Au niveau du métalimnion qui va jusqu'à l'interface sédimentaire, le pH et la teneur en oxygène dissous diminuent rapidement sous l'effet de la minéralisation de la matière organique consommatrice de l'oxygène et libératrice du gaz carbonique. La diminution du pH d'une part et l'augmentation des teneurs en oxygène dissous d'autre part, au cours de la déstratification automnale, sont dues à l'influence climatique traduite principalement par la diminution de la température et la dilution par l'arrivée des eaux de pluie et également à la diminution de la précipitation des carbonates. La corrélation dans ce cas est faible (tableau V-6). Sous l'effet du brassage important des eaux par l'action éolienne au cours de l'automne, la variation du pH et des teneurs en oxygène dissous sont marquées par des valeurs moins stables. La dégradation de l'état d'oxydation des eaux du lac Iffer au cours de l'année 2006 marque l'accélération de l'état eutrophique du lac bien que le lac est relativement à l'abri des perturbations anthropiques très importantes.

Les études de Gayral (1954) et Dumont et al (1973) *in* Maxted (1989) montrent que les eaux du lac Iffer à l'époque sont alcalines. Le pH varie de 9 vers la surface à 7 vers 10 m de profondeur. La stratification par rapport à l'oxygène dissous montre que les eaux sont sursaturées entre 2 et 6 mètres et deviennent anoxiques en dessous de 8 mètres de profondeur.

II. 3. La conductivité électrique

La conductivité électrique des eaux du lac Iffer est fonction des teneurs en chlore en sodium, en magnésium, en bicarbonates et en calcium. Les corrélations sont bonnes dans la plupart des cas (tableaux V-4, 5 et 6). Les variations saisonnières de la conductivité électrique sont dues essentiellement au double effet précipitation/dissolution des carbonates, évaporation/dilution des eaux et à la minéralisation de la matière organique. La tendance générale de la diminution de la conductivité électrique au cours des quatre années étudiées est liée au déficit hydrique que connaît le lac et qui ce traduit par l'accélération de la précipitation des minéraux carbonatés sous l'effet de l'évaporation. Les valeurs relativement faibles

enregistrées au cours de la mission de mai 2006 sont dues à la prépondérance des processus de la photosynthèse sous l'effet de l'augmentation de la température au cours de cette saison. La variation de la conductivité électrique selon la profondeur au cours de l'été de 2006 est corrélée généralement avec la stratification thermique. Au niveau de l'épilimnion, la faible augmentation de la conductivité électrique peut être liée à la dynamique planctonique traduite par le ralentissement des populations phytoplanctoniques vis-à-vis des populations zooplanctoniques ou peut être liée également à une alimentation souterraine très faible vers la base de l'épilimnion. La diminution de la conductivité électrique dans le métalimnion est tout à fait corrélative avec la température, le pH et l'oxygène dissous. Normalement on doit trouver le contraire si on prend en compte l'apport de la minéralisation de la matière organique qui prédomine vers le fond. Ceci confirme relativement l'hypothèse d'une alimentation souterraine vers le milieu de la tranche d'eau. La déstratification automnale a entraînée une variation de la conductivité électrique avec la profondeur.

II. 4. La turbidité

Les eaux du lac Iffer présentent au cours d'été une stratification turbiditique qui se corrobore d'une façon inverse avec la stratification thermique, le pH et l'oxygénation. On distingue deux couches néphéloïdiques : une couche supérieure de faible turbidité occupant l'épilimnion et la surface du métalimnion et une couche inférieure de turbidité élevée occupant la partie moyenne et inférieure du métalimnion jusqu'au fond. Cette structuration turbiditique dépend étroitement des propriétés physiques des particules et de leur composition organique et minérale. Les particules de la zone photique épilimnique sont essentiellement composées d'organismes planctoniques qui produisent une diffusion lumineuse différente de celles des particules de la zone sous-jacente métalimnique à majorité minérale. En effet, l'augmentation de la turbidité au niveau du métalimnion est engendrée par la minéralisation des particules de dégradation algaire qui se décantent ou par la croissance des microcristaux de carbonates précipités à partir de l'épilimnion (Portner, 1951 in Bapst, 1987). Au cours de la déstratification automnale, la turbidité ne présente pas une structure verticale bien distincte. Le brassage des eaux sous l'action éolienne ainsi que l'apport des particules terrigènes par les ruisseaux temporaires influence en grande partie la turbidité des eaux au cours de cette saison. L'augmentation de la turbidité au cours de l'année 2006 est liée à l'accélération de la productivité du lac ce qui confirme l'accélération de l'état eutrophique du lac.

II. 5. La matière en suspension

Les eaux du lac Iffer sont également riches en matière en suspension. La charge particulaire dans la masse d'eau au cours de 2006 s'élève à 55 tonnes en moyenne pour un volume d'eau de 14 10^4 m^3 environ. Cet enrichissement en matière en suspension est en liaison directe avec la productivité autochtone ainsi qu'au même titre les apports allochtones au lac. En effet ce dernier est considérablement influencé par son bassin versant qui est d'ailleurs de petite taille et de relief à pente globalement accentuée. Ce qui permet l'entraînement des particules terrigènes de différentes tailles (colloïdales à fragmentaires). Ceci est bien exprimé par les teneurs plus élevées en matières en suspension au cours de la période hivernale. Tandis que les valeurs enregistrées au cours de la période estivale (mission d'août 2006) sont dues principalement à la productivité propre du lac traduite par la productivité phytoplanctonique au niveau de la zone photique et la minéralisation de la matière organique au niveau du fond. Le pic de la matière en suspension enregistré vers quatre mètres de profondeur au cours de la mission de novembre peut être lié à des éboulements subaquatiques qui se produisent au cours de cette saison. La relation de la matière en suspension avec la turbidité selon la profondeur est faible. Elles sont Corrélées négativement au cours de la période de stratification estivale (mission d'août 2006) dont la relation est de type :

$$Y = -5{,}31X + 612{,}47 \qquad R^2 = 0{,}34$$

Avec y : la matière en suspension (mg/l) et x : la turbidité.

Au cours de la période de déstratification automnale (mission de novembre 2006), elles sont corrélées positivement. La relation est de type :

$$Y = 79{,}73X - 178{,}34 \qquad R^2 = 0{,}25$$

Cette faible corrélation entre la turbidité et la matière en suspension est due comme on a déjà indiqué dans le cas du lac Ifrah au comportement des particules en suspension (surtout vivantes) vis-à-vis à la diffusion de la lumière.

II. 6. Les cations

Les teneurs en éléments alcalino-terreux des eaux du lac Iffer reflètent l'évolution de l'hydrologie de ce lac au cours des années étudiées. Au cours des trois années 2003, 2004 et 2005, les eaux sont caractérisées par des teneurs assez élevées en magnésium et en calcium. Ce qui reflète la prépondérance de l'apport de ces deux éléments par le lessivage du sol calcaro-dolomitique au niveau du bassin versant. Au cours de 2006, les teneurs en ces deux

éléments ont considérablement diminué par leur précipitation sous forme de carbonates endogènes et ceci sous l'effet de l'évaporation et la diminution des apports externes. Ce qui marque l'état de déficit hydrique du lac au cours de cette année. La variation des teneurs en ces deux éléments selon la profondeur au cours des deux saisons d'été et d'automne de 2006, est en relation avec les processus de précipitation/dissolution des carbonates. En été, sous l'effet de la précipitation des carbonates, les teneurs en magnésium et en calcium varient doucement et restent relativement moins élevées. Vers le fond, elles augmentent surtout sous l'effet de la dissolution des carbonates. Ceci est dû aux conditions proches d'anoxie et d'acidité qui règnent au fond et qui sont dues à leur tour à la diminution de la température et la minéralisation de la matière organique. Ces conditions deviennent moins propices à la croissance des cristaux de carbonates néoformés et décantés depuis l'épilimnion. En automne, sous l'effet du mélange de la colonne d'eau, la croissance des carbonates précipités est achevée. On prétend qu'il y a une sédimentation de ces carbonates endogènes. On suggère également que l'évolution des teneurs en magnésium et en calcium selon la profondeur confirme l'hypothèse de l'alimentation souterraine vers trois mètres de profondeur. Normalement, les eaux souterraines sont concentrées en magnésium et en calcium vue la nature lithologique du substrat géologique de la région. En effet, on assiste, en été, à une faible augmentation des teneurs en magnésium vers trois mètres de profondeur, bien que la courbe du calcium présente un certain lissage sous l'effet de la précipitation de la calcite. En automne, l'augmentation des teneurs en ces deux éléments devient plus prononcée vers la même profondeur. Le débit de cette alimentation souterraine a beaucoup diminué actuellement du fait qu'il n'arrive pas à compenser les pertes en eaux dues à l'évaporation et au prélèvement par les riverains.

Les eaux du lac Iffer sont le siège d'une précipitation importante des carbonates types calcite, aragonite et dolomite. Les indices de saturation relatifs à ces carbonates calculés au cours de 2006 sont toujours supérieurs à zéro bien qu'ils diminuent au cours des saisons froides et augmentent au cours des saisons chaudes. Ils sont corrélatifs dans la plus part des cas avec la température et le pH des eaux (tableaux V-4, 5 et 6). Les conditions de la précipitation des ces carbonates sont favorisées comme on avait déjà mentionné par le déficit hydrique qu'a connu le lac au cours de 2006. Sous l'influence de l'évaporation et par surconcentration, le calcium et le magnésium atteignent le degré de saturation et précipitent sous forme de carbonates au niveau de l'épilimnion bien chauffé au cours de la stratification estivale. Cependant, les conditions de fond favorisent plus ou moins la dissolution des carbonates précipités sous l'effet de la diminution de la température et l'augmentation de

l'acidité des eaux provoquant ainsi la diminution des indices de saturation des carbonates. Comme on a susmentionné pour le cas du lac Ifrah, la précipitation de la calcite et est influencée par les conditions biogénétiques et physico-chimiques (variation de la température, brassage des eaux, production phytoplanctonique, concentration/dilution sous l'effet de l'évaporation/apport des eaux) (Katz, 1973 ; Stumm et Morgan, 1981 ; Benkaddour, 1993). Quant à la dolomite, le rapport molaire [Mg^{2+}/Ca^{2+}], au cours de l'année 2006, dépasse bien la valeur seuil de 7 nécessaire à la précipitation de la dolomite endogène excepté la valeur du printemps (mission de mai 2006). Au cours des années 2003, 2004 et 2005 le rapport molaire [Mg^{2+}/Ca^{2+}] était toujours inférieur à la valeur seuil excepté la saison d'été (mission d'août 2003). On prétend que la précipitation de la dolomite endogène se passe principalement en été par la sursaturation en calcium et en magnésium et l'augmentation de la température des eaux. A cause du déficit hydrique au cours de 2006, la précipitation de la dolomite endogénique est quasi continue au cours de l'année.

L'évolution selon la profondeur des teneurs en alcalins (sodium et potassium) ne marque pas de variations au cours de la stratification estivale sauf pour le premier mètre qui est influencé par l'évaporation et l'augmentation de la température. Au cours de la déstratification automnale, l'évolution selon la profondeur est influencée par le brassage des eaux. La diminution des teneurs en sodium depuis les années 2003-2005 ne semble pas être en concordance avec le déficit hydrique qu'a connu le lac en 2006. Les concentrations les plus élevées en sodium au cours des années 2003-2005 semblent être issues de la dissolution des formations quaternaires argilo-limoneuses qui entourent le lac. Au cours de ces années, considérées généralement pluvieuses, le ruissellement est abondant. Le sodium est entraîné en plus grande quantité vers le lac par lessivage du sol du bassin versant. Au cours de 2006 qui est considérée comme une année relativement sèche, les apports en cet élément sont moins importantes d'où la diminution de ses teneurs. Toutefois le déficit hydrique au cours de cette année est exprimé par l'augmentation des teneurs en sodium au cours des deux saisons d'été et d'automne sous l'effet de l'évaporation.

II. 7. Les anions

Les teneurs en chlorure manifestent parfaitement ce déficit hydrique puisque qu'elles sont doublées au cours de 2006 par rapport aux autres années. Leur évolution selon la profondeur est parfaitement corrélative avec celle des teneurs en sodium et en potassium au cours de la stratification estivale (tableaux V-4, 5 et 6).

Les teneurs assez faibles en sulfate mesurées au cours de 2006 sont en liaison avec les apports atmosphériques. On prétend que l'apport d'origine géologique est quasi nul vu la nature géologique du sol du bassin versant. Comme pour les eaux du lac Ifrah, les teneurs en sulfates n'arrivent jamais au degré de saturation. Les indices relatifs au gypse et à l'anhydrite sont toujours inférieurs à zéro.

Les teneurs en silice dissoute sont également très faibles vue la nature géologique du sol. Mesurées au cours des deux dernières missions de 2006, elles sont détectables au cours de la mission de novembre dont les moyennes restent très inférieures à la limite du développement des Diatomées. Ce qui explique l'absence des frustules de Diatomées au niveau des sédiments du lac Iffer.

Les teneurs assez faibles en éléments nutritifs (azote et de phosphore) dans les eaux du lac Iffer sont généralement en liaison avec le développement naturel du lac Iffer. Les apports dus à l'activité anthropique sont négligeables puisque le lac se trouve relativement à l'abri des influences anthropiques importantes. L'augmentation notable des teneurs en nitrates au cours des deux dernières missions marque l'accélération de l'état eutrophique du lac. Alors que la non détection des teneurs en phosphore total est due à son épuisement par le développement de la biomasse algale au cours de la période estivale.

Tableau V-4 : Corrélation entre quelques paramètres physico-chimiques des eaux du lac Iffer (mission de février 2006). IsCal : indice de saturation de la calcite ; IsDol : indice de saturation de la dolomite ; IsArg : indice de saturation de l'aragonite.

	T°C	pH	CE	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	O_2	Mg/Ca	Na/K	Cl/Na	IsCal	IsArag	IsDol
T°C	1																	
pH	0,94	1																
CE	-0,99	-0,95	1															
Ca	-0,97	-0,83	0,95	1														
Mg	-0,83	-0,89	0,91	0,77	1													
Na	-0,76	-0,83	0,86	0,70	0,99	1												
K	-0,76	-0,61	0,82	0,85	0,81	0,80	1											
HCO_3	-1	-0,92	0,98	0,98	0,82	0,75	0,78	1										
Cl	-0,74	-0,91	0,81	0,59	0,91	0,90	0,51	0,71	1									
SO_4	-0,65	-0,84	0,74	0,51	0,92	0,93	0,52	0,63	0,98	1								
NO_3	-0,87	-0,73	0,78	0,87	0,45	0,34	0,50	0,88	0,39	0,24	1							
O_2	-0,60	-0,72	0,73	0,53	0,94	0,98	0,71	0,59	0,88	0,94	0,14	1						
Mg/Ca	0,33	0,03	-0,19	-0,46	0,21	0,31	-0,18	-0,36	0,37	0,50	-0,71	0,50	1					
Na/K	-0,29	-0,60	0,37	0,08	0,61	0,64	0,05	0,25	0,85	0,88	-0,07	0,72	0,74	1				
Cl/Na	0,76	0,80	-0,86	-0,72	-0,99	-1,00	-0,84	-0,75	-0,87	-0,89	-0,34	-0,97	-0,27	-0,58	1			
Is Cal	0,94	1	-0,94	-0,83	-0,88	-0,82	-0,61	-0,92	-0,91	-0,84	-0,73	-0,72	0,04	-0,60	0,80	1		
Is Arag	0,94	1	-0,94	-0,83	-0,88	-0,82	-0,61	-0,92	-0,91	-0,84	-0,73	-0,72	0,04	-0,60	0,80	1	1	
Is Dol	0,99	0,98	-0,97	-0,92	-0,84	-0,76	-0,67	-0,98	-0,81	-0,72	-0,85	-0,62	0,24	-0,42	0,75	0,98	0,98	1

Tableau V-5 : Corrélation entre les paramètres physico-chimiques des eaux du lac Iffer (mission d'aout 2006). IsCal : indice de saturation de la calcite ; IsDol : indice de saturation de la dolomite ; IsArg : indice de saturation de l'aragonite.

	T°C	pH	CE	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	O_2	Mg/Ca	Na/K	Cl/Na	IsCal	IsArag	IsDol
T°C	1																	
pH	0,92	1																
CE	0,35	0,17	1															
Ca	-0,94	-0,99	-0,26	1														
Mg	0,66	0,40	0,67	-0,46	1													
Na	0,44	0,34	0,95	-0,42	0,54	1												
K	0,19	0,05	0,95	-0,12	0,43	0,95	1											
HCO_3	-0,84	-0,88	0,03	0,85	-0,17	-0,19	0,04	1										
Cl	0,49	0,39	0,95	-0,46	0,58	1	0,92	-0,21	1									
SO_4	0,93	0,92	0,46	-0,93	0,66	0,56	0,30	-0,69	0,62	1								
NO_3	-0,39	-0,40	-0,21	0,37	-0,52	-0,18	-0,04	0,14	-0,26	-0,59	1							
O_2	0,95	0,89	0,31	-0,92	0,65	0,37	0,12	-0,71	0,42	0,91	-0,31	1						
Mg/Ca	0,97	0,91	0,48	-0,95	0,71	0,56	0,30	-0,73	0,60	0,96	-0,39	0,95	1					
Na/K	0,77	0,77	0,73	-0,82	0,60	0,84	0,63	-0,53	0,87	0,87	-0,37	0,73	0,88	1				
Cl/Na	0,61	0,67	0,17	-0,66	0,57	0,18	-0,06	-0,34	0,27	0,77	-0,89	0,60	0,66	0,56	1			
Is Cal	0,91	1	0,14	-0,99	0,38	0,31	0,02	-0,88	0,37	0,91	-0,41	0,88	0,90	0,75	0,68	1		
Is Arag	0,91	1	0,14	-0,99	0,38	0,32	0,02	-0,88	0,37	0,91	-0,41	0,88	0,90	0,75	0,68	1	1	
Is Dol	0,93	1	0,17	-0,99	0,42	0,34	0,05	-0,87	0,40	0,92	-0,41	0,90	0,92	0,77	0,68	1	1	1

Tableau V-6 : Corrélation entre quelques paramètres physico-chimiques des eaux du lac Iffer (mission de novembre 2006). IsCal : indice de saturation da la calcite ; IsDol : indice de saturation de la dolomite ; IsArg : indice de saturation de l'aragonite.

	T°C	pH	CE	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	O_2	Mg/Ca	Na/K	Cl/Na	IsCal	IsArag	IsDol
T°C	1																	
pH	-0,46	1																
CE	-0,25	0,24	1															
Ca	-0,33	0,21	0,90	1														
Mg	-0,47	0,21	0,78	0,94	1													
Na	0,28	0,05	0,66	0,65	0,38	1												
K	0,00	0,20	0,59	0,51	0,22	0,87	1											
HCO_3	0,62	-0,57	0,16	0,25	0,17	0,51	0,13	1										
Cl	0,09	0,62	0,60	0,45	0,21	0,75	0,76	0,02	1									
SO_4	0,57	-0,15	0,45	0,37	0,06	0,93	0,80	0,55	0,66	1								
NO_3	-0,32	0,29	0,10	-0,25	-0,25	-0,39	-0,08	-0,72	0,06	-0,32	1							
O_2	0,50	0,14	-0,13	-0,04	-0,27	0,62	0,58	0,30	0,55	0,69	-0,52	1						
Mg/Ca	0,01	-0,16	-0,87	-0,84	-0,61	-0,93	-0,86	-0,31	-0,73	-0,78	0,18	-0,33	1					
Na/K	0,58	-0,26	0,24	0,38	0,38	0,40	-0,09	0,79	0,10	0,39	-0,65	0,19	-0,29	1				
Cl/Na	-0,31	0,08	-0,62	-0,65	-0,39	-0,99	-0,84	-0,58	-0,64	-0,93	0,48	-0,61	0,90	-0,45	1			
Is Cal	-0,33	0,82	0,63	0,69	0,63	0,50	0,45	-0,11	0,77	0,22	-0,10	0,26	-0,61	0,19	-0,41	1		
Is Arag	-0,35	0,75	0,72	0,77	0,72	0,51	0,43	-0,05	0,74	0,22	-0,08	0,15	-0,65	0,24	-0,42	0,99	1	
Is Dol	-0,32	0,83	0,59	0,65	0,62	0,44	0,36	-0,10	0,74	0,16	-0,10	0,22	-0,54	0,22	-0,34	0,99	0,98	1

III. Physico-chimie des eaux du lac Afourgagh

Le niveau d'eau du lac Afourgagh a diminué d'une façon drastique au cours des trois dernières décennies. Le lac faisait 14 m de profondeur vers le début des années 80 (Flower et al, 1989). Au cours de 2006 le niveau d'eau était de deux mètres environ au cours de l'été (mission d'août) et il a diminué d'un demi-mètre au cours d'automne (mission de novembre). D'après une visite organisée au lac au cours du mois de juillet de 2007, le niveau d'eau a diminué encore d'un demi-mètre environ.

Les caractéristiques physico-chimiques des eaux ont fortement changé. Lorsque le lac était à haut niveau, les eaux étaient douces et faiblement minéralisées. Le pH était de 7,8 à 8,3. La conductivité électrique était de 600 à 750 µS/cm. Les teneurs en calcium, en magnésium et en sodium étaient de 48 mg/l, 57 mg/l et 88 mg/l respectivement (Flower et al, 1989). A cause du déficit hydrique que connaît le lac actuellement la salinité des eaux a fortement augmenté.

III. 1. La température

Le comportement thermique des eaux est sous influence climatique saisonnière. La stratification thermique estivale n'est pas assez prononcée vu le très bas niveau d'eau. La colonne d'eau est devenue très sensible à l'action éolienne et elle est perpétuellement en mouvement surtout au cours des saisons d'hiver et d'automne.

III. 2. Le pH

Le pH des eaux est indirectement sous l'influence climatique saisonnière mais dépend principalement du fonctionnement propre du lac. Au cours de l'été, en période de forte productivité phytoplanctonique et de précipitation des carbonates, le pH est élevé. Au cours de la saison froide, le pH est moins élevé et ceci sous l'influence de la diminution conjointe de la productivité algale et de la précipitation des carbonates d'une part et l'importance de la minéralisation de la matière organique d'autre part.

III. 3. L'oxygène dissous

L'état d'oxygénation des eaux connaît une très forte variabilité saisonnière qui est due principalement à la productivité du lac d'une part et à la variation de la température d'autre part. Les teneurs assez faibles en oxygène dissous au cours des deux saisons du printemps et de l'été peuvent être attribuées à la dynamique planctonique qui est traduite par un ralentissement des populations phytoplanctoniques à la faveur des populations

zooplanctoniques. Ce qui permet une consommation plus importante de l'oxygène. Au cours de la saison d'été de 2007 (mission de juillet) (Raddad, thèse en cours) un bloom algal a fait augmenté les teneurs en oxygène dissous jusqu'à plus de 10 mg/l. Les teneurs assez élevées enregistrées en automne sont dues principalement au brassage des eaux sous l'influence des perturbations atmosphériques et également à la diminution de la température. Cette forte variabilité saisonnière de l'oxygénation des eaux reflète clairement l'état d'eutrophisation avancé du lac Afourgagh.

III. 4. La conductivité électrique

La conductivité électrique présente des valeurs excessivement élevées vu la forte salinité des eaux actuelles. Elle est due principalement à la surconcentration des chlorures de sodium, des bicarbonates et du magnésium. La corrélation entre la conductivité et ces éléments est très bonne surtout à l'automne (missions de novembre 2006) (tableaux V-7, 8 et 9). L'accentuation du déficit hydrique est exprimée par un dédoublement des valeurs de la conductivité électrique vers la fin de 2006.

III. 5. La turbidité et la matière en suspension

Les valeurs très élevée de la turbidité ainsi que de la charge particulaire (MES) et dissoute (CDT) sont en liaison directe avec la forte productivité du lac d'une part et la forte salinité des eaux d'autre part. Leurs valeurs sont ainsi amplifiées en automne suite à l'accentuation de l'état eutrophique du lac. La charge particulaire moyenne estimée au cours de 2006 est de 30,6 tonnes pour un volume d'eau estimé à $9\ 10^4\ m^3$ environ.

III. 6. Les cations

Le déficit hydrique, qu'a subit le lac Afourgagh au cours de 2006 et qui est matérialisé par une forte évaporation des eaux, a permis un enrichissement très important des eaux en ions majeurs.

Ces conditions évaporitiques ont considérablement modifié les concentrations en alcalino-terreux. La forte évaporation des eaux a provoqué premièrement la précipitation du calcium d'où la diminution de ses concentrations au cours de 2006. Parallèlement les eaux se sont enrichies en magnésium qui voit ses teneurs augmenter. Le rapport molaire Mg^{2+}/Ca^{2+} est très élevé et dépasse largement la limite 12 pour la précipitation de la dolomite et de l'aragonite diagénétiques (Kelt & Hsü, 1978 ; Benkaddour, 1993). Les indices de saturation calculés relatifs à la dolomite sont largement supérieurs à zéro. Un déséquilibre physico-chimique est créé par la surconcentration en magnésium et la forte précipitation de la calcite.

On prétend que le magnésium se précipite préférentiellement, sous ces conditions évaporitiques, sous forme d'hydromagnésite $(CO_3)_3(OH)_2Mg_4$,3H2O (Dussard, 1966) vue la sursaturation des eaux en bicarbonates. Toutefois, il peut y avoir une incorporation des ions du magnésium dans la calcite au cours de sa nucléation et sa croissance cristalline. La précipitation de la calcite, de l'aragonite et de la dolomite devient plus importante au cours de la saison chaude sous l'effet de l'augmentation de la température et du pH des eaux.

Les teneurs en alcalins (sodium et potassium) sont principalement d'origine géologique. Ils sont dus également à des apports anthropiques par l'activité agricole pratiquée dans le bassin versant du lac. Leur forte surconcentration est due à la prépondérance de l'évaporation.

III. 7. Les anions

Le déficit hydrique que connaît le lac entraîne une élévation importante des teneurs en chlorures. Ces derniers dérivent principalement des activités agricoles. Les teneurs beaucoup moins faibles en sulfates sont d'origines atmosphériques (c.à.d. marines).

Les teneurs très élevées en bicarbonates (la forme la plus stable du système carbonaté dans les milieux aquatiques) dérivent de l'équilibre entre l'activité photosynthétique, la dissolution des carbonates au niveau du sol et leur précipitation dans le lac et enfin les processus de respiration et de minéralisation de la matière organique.

La présence de la silice dissoute au cours de l'été (mission d'août) en concentration assez élevée peut être attribuée à la dissolution des frustules de Diatomées par l'alcalinité assez élevée des eaux. Ces teneurs sont favorisées également par la consommation et la fragmentation des frustules des Diatomées par le zooplancton (Wetzel, 1983).

L'état trophique très avancé du lac Afourgagh est à l'origine de la concentration des eaux en éléments nutritifs principalement en phosphore total. Cet enrichissement est dû à l'action anthropique traduite essentiellement par l'activité agricole. La variation saisonnière des teneurs en éléments nutritifs est fonction de la dynamique phytoplanctonique. La consommation des éléments nutritifs au moment des proliférations algales permettent la diminution des teneurs en phosphore total alors que celles en nitrates deviennent indétectables. La régression des populations algales au profit des populations zooplanctoniques rend les processus de minéralisation prédominants ce qui permet une relargation des éléments nutritifs. Les teneurs en phosphore total augmentent alors que celles en nitrate deviennent détectables.

Tableau V-7 : Corrélation entre quelques paramètres physico-chimiques des eaux du lac Afourgagh (mission de mai 2006). IsCal : indice de saturation de la calcite ; IsDol : indice de saturation de la dolomite ; IsArg : indice de saturation de l'aragonite.

	T°C	pH	CE	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	O_2	Mg/Ca	Na/K	Cl/Na	IsCal	IsArag	IsDol
T°C	1																	
pH	0,73	1																
CE	-0,93	-0,43	1															
Ca	-0,94	-0,48	1	1														
Mg	0,11	0,74	0,26	0,21	1													
Na	-0,94	-0,47	1	1	0,23	1												
K	-0,91	-0,44	0,99	0,99	0,27	0,99	1											
HCO_3	-0,99	-0,67	0,93	0,94	-0,08	0,94	0,89	1										
Cl	-0,99	-0,77	0,89	0,91	-0,20	0,90	0,86	0,99	1									
SO_4	-0,87	-0,40	0,97	0,98	0,32	0,97	1	0,84	0,81	1								
NO_3	0,04	0,35	0,24	0,24	0,68	0,24	0,36	-0,11	-0,14	0,44	1							
O_2	-0,11	-0,69	-0,14	-0,08	-0,74	-0,09	-0,04	0	0,14	-0,03	0	1						
Mg/Ca	0,99	0,77	-0,91	-0,93	0,15	-0,93	-0,91	-0,96	-0,98	-0,88	-0,03	-0,23	1					
Na/K	0,89	0,45	-0,97	-0,98	-0,27	-0,97	-1	-0,86	-0,83	-1	-0,42	-0,02	0,90	1				
Cl/Na	0,82	0,25	-0,97	-0,96	-0,46	-0,96	-0,98	-0,81	-0,76	-0,98	-0,45	0,22	0,81	0,97	1			
Is Cal	-0,56	0,13	0,83	0,80	0,76	0,81	0,83	0,58	0,48	0,85	0,58	-0,50	-0,53	-0,82	-0,93	1		
Is Arag	-0,47	0,25	0,76	0,72	0,83	0,73	0,75	0,50	0,39	0,77	0,56	-0,61	-0,43	-0,73	-0,87	0,99	1	
Is Dol	0,13	0,77	0,24	0,19	0,99	0,20	0,23	-0,07	-0,21	0,27	0,58	-0,82	0,18	-0,21	-0,43	0,73	0,81	1

TableauV-8 : Corrélation entre les paramètres physico-chimiques des eaux du lac Afourgagh (mission d'aout 2006). IsCal : indice de saturation de la calcite ; IsDol : indice de saturation de la dolomite ; IsArg : indice de saturation de l'aragonite.

	T°C	pH	CE	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	O_2	Mg/Ca	Na/K	Cl/Na	IsCal	IsArag	IsDol
T°C	1																	
pH	0,14	1																
CE	0,28	0,29	1															
Ca	0,82	-0,32	0	1														
Mg	0,76	-0,52	-0,07	0,96	1													
Na	0,45	-0,62	-0,36	0,87	0,88	1												
K	0,08	-0,74	0,41	0,29	0,45	0,31	1											
HCO_3	-0,38	-0,40	0,59	-0,21	-0,15	-0,14	0,76	1										
Cl	0,06	0,49	0,94	-0,31	-0,39	-0,65	0,19	0,52	1									
SO_4	-0,03	0,38	0,94	-0,34	-0,40	-0,63	0,29	0,63	0,99	1								
NO_3	-0,09	-0,46	0,68	0,06	0,13	0,03	0,89	0,95	0,52	0,62	1							
O_2	0,39	0,88	0,17	-0,15	-0,26	-0,52	-0,67	-0,63	0,33	0,20	-0,59	1						
Mg/Ca	-0,82	0,10	-0,07	-0,96	-0,84	-0,79	-0,11	0,25	0,22	0,26	0,01	0,04	1					
Na/K	0,26	0,22	-0,66	0,38	0,24	0,46	-0,70	-0,81	-0,67	-0,74	-0,80	0,23	-0,49	1				
Cl/Na	-0,07	0,56	0,86	-0,47	-0,54	-0,78	0,08	0,47	0,98	0,97	0,43	0,39	0,37	-0,66	1			
Is Cal	0,95	0,15	0,06	0,88	0,76	0,59	-0,11	-0,52	-0,16	-0,25	-0,26	0,33	-0,92	0,54	-0,28	1		
Is Arag	0,96	0,25	0,24	0,83	0,69	0,48	-0,07	-0,41	0,04	-0,06	-0,15	0,39	-0,89	0,42	-0,09	0,98	1	
Is Dol	0,97	0,25	0,20	0,83	0,70	0,48	-0,09	-0,47	0	-0,10	-0,21	0,42	-0,88	0,44	-0,13	0,99	1	1

Tableau V-9 : Corrélation entre quelques paramètres physico-chimiques des eaux du lac Afourgagh (mission de novembre 2006). IsCal : indice de saturation de la calcite ; IsDol : indice de saturation de la dolomite ; IsArg : indice de saturation de l'aragonite.

	T°C	pH	CE	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	O_2	Mg/Ca	Na/K	Cl/Na	IsCal	IsArag	IsDol
T°C	1																	
pH	0,64	1																
CE	-0,95	-0,57	1															
Ca	-0,86	-0,39	0,97	1														
Mg	-0,90	-0,46	0,99	1	1													
Na	-0,84	-0,60	0,95	0,95	0,96	1												
K	-0,79	-0,70	0,57	0,36	0,44	0,37	1											
HCO_3	0,77	0,97	-0,66	-0,46	-0,54	-0,61	-0,85	1										
Cl	-0,93	-0,66	0,78	0,61	0,68	0,59	0,96	-0,83	1									
SO_4	-0,62	-0,84	0,41	0,16	0,26	0,28	0,93	-0,92	0,82	1								
NO_3	-0,19	0,01	0,47	0,65	0,59	0,67	-0,44	0,11	-0,19	-0,50	1							
O_2	-0,26	-0,26	-0,04	-0,25	-0,18	-0,30	0,77	-0,42	0,59	0,74	-0,90	1						
Mg/Ca	0,73	0,20	-0,89	-0,98	-0,95	-0,90	-0,16	0,26	-0,44	0,06	-0,76	0,42	1					
Na/K	-0,51	-0,31	0,74	0,84	0,81	0,89	-0,09	-0,25	0,16	-0,16	0,93	-0,70	-0,89	1				
Cl/Na	0,46	0,32	-0,70	-0,80	-0,77	-0,87	0,13	0,24	-0,12	0,17	-0,94	0,73	0,85	-1	1			
Is Cal	0,08	0,76	0,08	0,30	0,22	0,06	-0,52	0,69	-0,30	-0,79	0,52	-0,51	-0,49	0,32	-0,28	1		
Is Arag	0,23	0,77	-0,02	0,22	0,13	0,03	-0,68	0,76	-0,47	-0,89	0,60	-0,66	-0,43	0,36	-0,33	0,98	1	
Is Dol	0,34	0,87	-0,16	0,08	-0,02	-0,13	-0,71	0,85	-0,54	-0,92	0,48	-0,59	-0,29	0,20	-0,18	0,96	0,99	1

IV. Conclusion

Le suivi saisonnier de la physico-chimie des eaux a permis de caractériser le fonctionnement hydrogéochimique des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh au cours des années 2003 à 2006 vis-à-vis de la variabilité inter et intra-annuelle du climat d'une part et de l'impact anthropique d'autre part.

Les trois lacs soufrent actuellement d'un déficit hydrique assez important qui se manifeste globalement par :

- La diminution du niveau lacustre ;
- L'élévation de la salinité des eaux principalement en chlorure de sodium et en magnésium ;
- L'augmentation de la précipitation des carbonates endogènes (calcite, dolomite et aragonite) ;
- L'augmentation de la turbidité et de la charge particulaire des eaux ;
- La diminution de l'oxygénation des eaux ;
- L'enrichissement en éléments nutritifs.

Le fonctionnement hydrogéochimique de chaque lac est dû principalement aux caractéristiques morphologiques et du degré d'anthropisation :

- Le lac Ifrah qui possède une superficie étendue et une faible profondeur présente une stratification horizontale des eaux pendant l'été et une homogénéisation complète en hiver. L'enrichissement élevé en éléments nutritifs pendant l'été est dû l'action anthropique.
- Le lac Iffer est de type monomictique chaud. La stratification de la colonne d'eau pendant l'été est accompagnée par une précipitation des carbonates endogènes au niveau de l'épilimnion bien chauffé et oxygéné et par une diffusion des ions de calcium et de magnésium vers le fond au niveau du métalimnion froid et anoxique.
- Le lac Afourgagh est caractérisé par le taux de salinité le plus élevé par rapport aux autres lacs. La diminution importante du niveau lacustre au cours des trois dernières décennies a provoqué une surconcentration des ions sous l'effet de l'évaporation. Le lac est le siège d'une importante précipitation des carbonates endogéniques (calcite, dolomite et aragonite). L'enrichissement en phosphate est d'origine anthropique.

B. SÉDIMENTATION ACTUELLE

I. Sédimentation actuelle au niveau du lac Ifrah

La confrontation de l'ensemble des paramètres sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques entrepris sur les échantillons du sol, des terrasses et des sédiments d'interface permettent de caractériser la nature et la provenance des apports allochtones d'une part et la sédimentation autochtone d'autre part. La variation de ces paramètres selon la profondeur permet de reconstituer les changements environnementaux au niveau du bassin versant du lac Ifrah au cours du siècle denier vis-à-vis des impacts climatiques et anthropiques.

I. 1. Apports allochtones

I .1. 1. Le mode de transport

La sédimentation actuelle au niveau du lac Ifrah est conditionnée par le fonctionnement hydrodynamique et la taille des gains apportés. La prédominance de la fraction silto-argileuse au niveau des terrasses et des sédiments d'interface renseigne sur un transport relativement faible. La répartition des fractions argileuses et sableuses montre un grano-classement décroissant des particules depuis les bordures vers le centre du lac principalement au niveau de la partie sud où le plan d'eau est toujours permanent. Au niveau des bordures, la proximité des apports et l'énergie hydrodynamique moyenne permettent le dépôt par excès de charge de matériaux plus grossiers avec prédominance du sable fin à moyen à distribution symétrique, moins aplatie et très mal classée. Vers le centre du lac, la diminution de l'énergie hydrodynamique favorise plutôt une sédimentation silto-argileuse par décantation dont la distribution des grains toujours très mal classés devient aplatie et asymétrique vers les fractions fines. Au niveau de la partie nord du lac qui connaît des variations bathymétriques saisonnières, la sédimentation est épisodique et fortement influencée par les pratiques agricoles. Au niveau des sols arables plus en amont, l'écoulement de surface est plus actif à cause du degré plus élevé de la pente. Le sol arable échantillonné présentant des pourcentages assez élevés du sable, renseigne sur un drainage accentué à cause de la pente (20° environ).

I. 1. 2. La nature des dépôts allochtones

Les deux principaux minéraux détritiques entraînés vers le lac sont la dolomite et le quartz. Le premier, dérive de la désagrégation des roches dolomitiques en affleurement et de

l'érosion des sols arables. L'érosion est facilitée par la ségrégation mécanique et l'hydrolyse chimique sous l'effet des agents météoriques. La dolomie est généralement plus résistante à l'altération chimique que le calcaire. La circulation de l'eau au niveau de la dolomie provoque la dissolution au premier lieu des carbonates de calcium. Cette dissolution partielle crée des zones de faiblesse dont la circulation des eaux météoriques et les variations journalières et saisonnières de la température provoquent la désagrégation pour donner finalement une dolomie sableuse. Cette dernière est formée également par broyage tectonique au niveau de la ligne de faille de l'accident de Tizi N'Tretten (Martin, 1981). La diminution progressive et assez importante de la dolomite depuis les sols arables jusqu'au centre du lac est due à une faible érosion et un transport moins actif de la dolomie. Le quartz, deuxième minéral détritique, provient en grande partie de l'altération des formations quaternaires remaniées sous formes de cônes de déjection et de dépôts alluviales et colluviales principalement au sud du lac. Des apports d'origine éolienne contribuent également à l'enrichissement des sédiments lacustres en quartz. Inversement à la répartition de la dolomite, les teneurs en quartz augmentent progressivement depuis le sol dolomitique jusqu'au centre du lac. Son transport est plus ou moins lié à la fraction silto-argileuse. Les faibles pourcentages au niveau des sols et des terrasses sont dus à sa dilution par les teneurs élevées en dolomite. Un autre minéral détritique d'origine volcanique apparaît en très faibles proportions au niveau des sédiments d'interface du lac. Il s'agit de la titanomagnétite (Nagata, 1961). Un cône volcanique situé à 6 km environ au niveau de la ligne de crête au sud-ouest du bassin versant, constitue la seule source de ce minéral (cf. figure II-4, chapitre II). Le drainage très faible du cône volcanique vers l'intérieur du bassin et l'énergie moins compétente de l'écoulement ne permettent pas des apports très élevés de ce minéral. Les autres minéraux carbonatés (calcite, calcite magnésienne et aragonite) seront évoqués dans la partie de la sédimentation autochtone.

Les apports d'origine terrestre de la matière organique ne sont pas négligeables et sont parvenus au lac périodiquement par le lessivage des sols forestiers au cours du ruissellement. Les teneurs en matière organique sont plus élevées au niveau des sédiments d'interface qu'au niveau des sols et des terrasses. Sa répartition au niveau du lac est contrôlée principalement par la granulométrie des sédiments d'interface. L'augmentation des teneurs en matière organique vers le centre du lac est liée à la prédominance des fractions silto-argileuses qui favorise sa meilleure conservation. La diminution des teneurs en matière organique au niveau des bordures est due à la fraction sableuse qui favorise l'aération du sédiment d'où l'oxydation de la matière organique (tableau V-11). Les teneurs assez élevées par endroit au nord du lac sont liées au morcellement du lac au cours de l'étiage estival responsable de la

création des flaques d'eau à caractère palustre riches en végétaux aquatiques en voie de dégradation. La productivité autochtone constitue une part notable des teneurs en matière organique.

La répartition des teneurs en carbonates est anti-corrélative avec celle des teneurs en matière organique et des fractions argilo-silteuses et pratiquement corrélative avec la fraction sableuse (tableau IV-11). Au niveau des bordures, grâce à la proximité de la source d'apport et l'énergie de transport encore plus élevée, les carbonates d'origines détritiques sont issus directement de l'érosion des formations calcaro-dolomitiques, alors qu'une grande partie dérive des carbonates biogéniques.

La susceptibilité magnétique est très faible au niveau du sol arable dolomitique et augmente progressivement vers les sédiments du centre du lac. Les minéraux magnétiques responsables de la susceptibilité magnétique sont d'origine allochtone et formés par des processus de pédogenèse au niveau du sol principalement le sol forestier plus ou moins évolué (Mullins, 1977; Dearing et al, 1985). La répartition spatiale de la susceptibilité magnétique au niveau du lac, principalement vers la moitié sud où le plan d'eau est toujours permanent, suit généralement la répartition de la fraction argileuse et des teneurs en matière organique (tableau V-11). Au niveau des bordures, les faibles valeurs de la susceptibilité magnétique sont dues à la dilution des minéraux magnétiques par les teneurs assez élevées des carbonates d'origine détritique et biogénique.

L'analyse élémentaire révèle deux groupes d'éléments majeurs présentant une répartition inégale entre le milieu intra et extra lacustre. Le premier groupe, constitué par CaO et MgO, présente des pourcentages très élevés au niveau du sol arable. Ce qui reflète la nature dolomitique de la roche mère. Leur diminution progressive vers le lac renseigne sur une altération moins importante de la dolomite. Le deuxième groupe est constitué des éléments majeurs suivants : SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, TiO_2, Na_2O, P_2O_5 et MnO. Contrairement au premier groupe, on assiste à une augmentation progressive de ces éléments vers le centre du lac. Si et Al proviennent des apports détritiques comme le quartz et les argiles issus des formations quaternaires et l'affleurement des argilites triasiques au sud-ouest du lac. Fe, Ti, et Mn sont liés à l'altération et à l'évolution du sol calcaire et dolomitique sous climat méditerranéen (Damnati et Taieb, 2003). Des apports en ces trois éléments sont liés également à l'altération du cône volcanique situé au sud-ouest du lac. K et Na sont deux alcalins qui proviennent de la transformation de certains minéraux argileux au cours de la pédogenèse sous la même ambiance climatique. Le P est lié principalement à la matière organique (tableaux V-10 et 11) et dérive également des apports d'origine anthropique

résultant de l'agriculture. La bonne corrélation entre ces éléments reflète la même source d'apport (tableaux V-10, 11 et 12). La répartition des éléments majeurs dans le milieu intra lacustre est en liaison directe avec les variations bathymétriques qui agissent sur le mode de sédimentation. L'augmentation progressive du niveau d'eau du nord au sud du lac ainsi que les faibles variations bathymétriques au sud du lac permet une sédimentation calme et continue à dominance détritique alumino-silicatée. Ceci montre grossièrement un enrichissement progressif en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O et Na_2O vers le sud-est du lac dont la corrélation entre ces éléments est toujours très forte (tableau V-11). Au niveau des rives nord-ouest sud-ouest du lac où les variations bathymétriques saisonnières sont très fréquentes la sédimentation est intermittente et fortement influencée par les apports calcaro-dolomitiques. Les teneurs élevées en P_2O_5 et en SO_3 du côté ouest du lac sont attribuées aux apports d'origine anthropique issus de l'activité agricole. Les anciennes terrasses du côté nord-ouest constituent des terrains très favorables pour les pratiques agricoles, vu leurs caractères édaphiques. Le premier facteur jouant est la pente qui devient modérée (moins de 8°) en permettant un enrichissement en silice et en aluminium. Le rapport SiO_2/Al_2O_3 proche de 3,5 témoigne de la présence de minéraux argileux hérités des sols évolués forestiers (Jamet, 2000) (cf annexe ; tableau 10). Cet enrichissement en aluminosilicates et en minéraux phylliteux favorise la rétention des cations et la réduction de la fixation du phosphore. L'enrichissement fréquent en minéraux hérités de la roche mère constitue une réserve potentielle calcomagnésienne et en bases échangeables entraînant un haut degré de saturation du complexe d'échange. Ces facteurs, associés aux bonnes teneurs en matière organique, présentent un impact favorable sur la structuration du sol et son activité biologique. L'aménagement par les riverains rend ces terrasses bien adaptées aux cultures maraîchères et vivrières.

Un élément mineur se trouve avec des quantités assez moyennes au niveau du sol et des sédiments d'interface. Il s'agit du strontium. Ce dernier est un alcalino-terreux dont les propriétés physico-chimiques sont proches du calcium (Roussel-Debet & K Beaugelin, 2005). Il peut se substituer au calcium Ca^{2+} dans les carbonates, mais aussi au potassium K^+ dans les argiles lorsque la silice est substituée par l'aluminium (Cole *et al*, 2000). L'augmentation des teneurs en strontium à partir du sol vers les sédiments d'interface du lac est due à sa rétention sur les argiles et la matière organique, principalement vers le centre du lac (Capo et *al*. 1998) (tableau V-13).

Le pourcentage assez élevé de la fraction argileuse et le rapport SiO_2/Al_2O_3 de l'ordre de 3 en moyenne dans les deux carottes renseignent sur l'abondance relative des

minéraux phylliteux (argileux) au niveau des sédiments d'interface du lac (cf annexe tableaux 12 et 13). Le cortège argileux identifié est diversifié et comprend par degré d'importance les interstratifiés illite/sméctite, la Kaolinite, l'illite, la chlorite et très peu de sméctite. Cette diversité est attribuée aux variations du mode d'altération et à l'état d'évolution pédologique des sols. Cet assemblage argileux est interprété comme l'héritage de la décalcification du substrat carbonaté par l'altération karstique et les processus de pédogenèse. La proportion de chaque minéral renseigne sur le mode et l'intensité de l'altération ainsi que sur les conditions climatiques mis en jeu au cours de cette altération. L'abondance des interstratifiés illite/sméctite et de la kaolinite renseigne sur la prédominance de l'hydrolyse chimique du substrat géologique. Les interstratifiés illite/sméctite se forment dans des conditions à fort contraste pluviométrique saisonnier. La succession saisonnière des phases humides et sèches favorise la fixation du potassium dans les espaces interfoliaires des sméctites ce qui permet la formation des couches d'illite (Singer et Stoffers, 1980 ; Eberl et al, 1986). La kaolinite se forme dans des conditions climatiques caractérisées par l'abondance des précipitations et l'élévation de la température (Inglès et Ramos-Guerrero**,** 1995). La signature des minéraux argileux au niveau du lac est la même qu'au niveau du sol. Les minéraux argileux au niveau des sédiments d'interface du lac sont d'origine détritique, bien qu'il existe des indices de transformation de certains minéraux argileux. La conservation de ces derniers dans un écosystème lacustre nécessite trois facteurs principaux caractéristiques de la colonne d'eau : la faible salinité de l'eau, l'exoréisme et la prédominance des bicarbonates de calcium (Jones and Bowser, 1978; Jones, 1986 *in* Inglès et Ramos-Guerrero**,** 1995). Cependant le caractère endoréique du lac Ifrah, le bas niveau d'eau, les variations saisonnières de la salinité d'eau et les teneurs élevées en matière organique au niveau des sédiments d'interface ne permettent pas une bonne conservation de certains minéraux. On assiste ainsi à l'augmentation très importante du pourcentage de la kaolinite et la diminution du pourcentage des interstratifiés illite/sméctite et de la chlorite vers le centre du lac. Une telle répartition est contrôlée également par l'hydrodynamisme. La kaolinite héritée du milieu extra-lacustre de taille plus petite est entraînée plus rapidement vers le centre du lac que les chlorites et les interstratifiés illite/sméctite de taille plus grande (Vernier et Froget, 1984). L'augmentation vers le centre du lac de l'illite qui possède une taille plus volumineuse est due en partie à la transformation des interstratifiés illite/sméctite.

Tableau V-10 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, géochimiques et minéralogiques des sols et des terrasses du lac Ifrah. χ : Susceptibilité magnétique massique ; Qtz : Quartz ; Dol : Dolomite ; Arg : Aragonite ; Cal : Calcite ; Cal Mg : Calcite magnésienne ; H_2O : Eau interstitielle ; MO : Matière Organique ; Carb : Carbonates

	Argile	Silt	Sable	χ	Qtz	Dol	Arg	Cal	Cal Mg	H_2O	MO	Carb	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Mn	P	Ti	Sr	Si/Al	Ca/Mg	Mg/Ca	Fe/Mn
Argile	1																										
Silt	-0,83	1																									
Sable	-0,96	0,65	1																								
χ	0,02	0,10	-0,07	1																							
Qtz	0,71	-0,63	-0,66	0,67	1																						
Dol	-0,94	0,83	0,88	-0,28	-0,89	1																					
Arg	0,98	-0,87	-0,92	-0,03	0,71	-0,95	1																				
Cal	0,83	-0,74	-0,78	0,51	0,98	-0,96	0,83	1																			
Cal Mg	0,27	-0,24	-0,25	-0,94	-0,47	0,02	0,29	-0,29	1																		
H2O	0,73	-0,73	-0,64	0,59	0,99	-0,91	0,74	0,98	-0,42	1																	
MO	0,71	-0,63	-0,67	0,66	1,00	-0,90	0,71	0,98	-0,47	0,99	1																
Carb	-0,97	0,88	0,89	-0,19	-0,84	0,99	-0,97	-0,93	-0,06	-0,87	-0,85	1															
Si	0,83	-0,77	-0,76	0,48	0,97	-0,97	0,85	1,00	-0,26	0,98	0,97	-0,94	1														
Al	0,73	-0,69	-0,67	0,61	0,99	-0,92	0,75	0,99	-0,42	0,99	1,00	-0,87	0,99	1													
Fe	0,53	-0,51	-0,47	0,79	0,97	-0,77	0,53	0,91	-0,65	0,96	0,97	-0,71	0,90	0,96	1												
Ca	-0,22	0,27	0,18	-0,92	-0,84	0,51	-0,22	-0,71	0,86	-0,81	-0,83	0,44	-0,70	-0,80	-0,94	1											
Mg	-0,98	0,88	0,90	-0,04	-0,76	0,97	-1,00	-0,88	-0,21	-0,79	-0,77	0,98	-0,89	-0,80	-0,60	0,29	1										
K	0,69	-0,72	-0,60	0,60	0,98	-0,89	0,72	0,97	-0,43	1,00	0,98	-0,85	0,97	0,99	0,96	-0,82	-0,78	1									
Na	0,87	-0,61	-0,89	0,49	0,92	-0,94	0,84	0,96	-0,20	0,88	0,92	-0,91	0,93	0,91	0,81	-0,60	-0,86	0,86	1								
Mn	0,30	-0,28	-0,27	0,92	0,88	-0,57	0,29	0,77	-0,83	0,85	0,88	-0,50	0,75	0,85	0,96	-0,99	-0,36	0,85	0,68	1							
P	0,15	-0,24	-0,09	0,89	0,80	-0,46	0,17	0,67	-0,87	0,78	0,80	-0,38	0,67	0,78	0,92	-0,99	-0,25	0,81	0,53	0,98	1						
Ti	0,76	-0,72	-0,68	0,56	0,99	-0,93	0,77	0,99	-0,37	0,99	0,99	-0,89	0,99	1,00	0,95	-0,78	-0,83	0,99	0,91	0,82	0,75	1					
Sr	0,70	-0,49	-0,71	0,34	0,61	-0,64	0,58	0,64	-0,11	0,59	0,61	-0,68	0,60	0,57	0,51	-0,41	-0,57	0,54	0,71	0,43	0,26	0,56	1				
Si/Al	0,44	-0,39	-0,41	-0,88	-0,32	-0,15	0,45	-0,12	0,98	-0,25	-0,31	-0,24	-0,09	-0,26	-0,52	0,76	-0,37	-0,28	-0,04	-0,72	-0,79	-0,21	0,06	1			
Ca/Mg	0,89	-0,88	-0,78	0,25	0,88	-0,98	0,92	0,95	-0,05	0,92	0,89	-0,97	0,97	0,92	0,78	-0,53	-0,95	0,92	0,87	0,59	0,51	0,94	0,53	0,11	1		
Mg/Ca	-0,98	0,88	0,91	0,04	-0,70	0,95	-1,00	-0,83	-0,30	-0,74	-0,71	0,96	-0,85	-0,74	-0,53	0,21	1,00	-0,72	-0,82	-0,28	-0,17	-0,77	-0,55	-0,45	-0,93	1	
Fe/Mn	0,53	-0,49	-0,49	-0,83	-0,18	-0,28	0,56	0,02	0,95	-0,12	-0,17	-0,36	0,05	-0,12	-0,39	0,67	-0,50	-0,14	0,08	-0,62	-0,68	-0,07	0,04	0,98	0,26	-0,57	1

Tableau V-11 : Corrélation entre les paramètres sédimentologiques et géochimiques des sédiments de surface du lac Ifrah. χ : Susceptibilité magnétique massique ; MO : Matière Organique ; Carb : Carbonates

	Argile	Silt	Sable	χ	MO	Carb	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	S	P	Si/Al	Ca/Mg	Mg/Ca
Argile	1																	
Silt	-0,36	1																
Sable	-0,71	-0,41	1															
χ	0,21	0,28	-0,42	1														
MO	0,31	0,64	-0,79	0,54	1													
Carb	-0,39	-0,54	0,78	-0,52	-0,96	1												
Si	0,30	0,55	-0,71	0,51	0,95	-0,98	1											
Al	0,28	0,58	-0,71	0,51	0,96	-0,98	1	1										
Fe	0,37	0,51	-0,75	0,52	0,96	-0,98	0,99	0,99	1									
Ca	-0,26	0,50	-0,12	0,11	0,38	-0,15	0,16	0,20	0,18	1								
Mg	0,06	0,74	-0,61	0,35	0,90	-0,80	0,82	0,85	0,83	0,65	1							
K	0,31	0,57	-0,73	0,50	0,97	-0,98	0,99	1	0,99	0,24	0,87	1						
Na	0,28	0,55	-0,68	0,56	0,96	-0,96	0,99	0,99	0,99	0,26	0,86	0,99	1					
S	-0,08	0,61	-0,38	-0,02	0,62	-0,48	0,52	0,57	0,53	0,74	0,84	0,59	0,57	1				
P2	0,11	0,70	-0,64	0,37	0,91	-0,86	0,90	0,92	0,89	0,47	0,95	0,93	0,92	0,82	1			
Si/Al	0,38	0,35	-0,64	0,37	0,81	-0,89	0,86	0,82	0,82	0,01	0,62	0,83	0,82	0,27	0,68	1		
Ca/Mg	-0,36	-0,23	0,53	-0,17	-0,51	0,68	-0,69	-0,67	-0,66	0,54	-0,28	-0,64	-0,60	-0,02	-0,45	-0,65	1	
Mg/Ca	0,25	0,19	-0,38	0,17	0,42	-0,61	0,64	0,60	0,58	-0,59	0,19	0,57	0,54	-0,03	0,41	0,64	-0,95	1

Tableau V-12 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, géochimiques et minéralogiques de la carotte des bordures du lac Ifrah. χ : Susceptibilité magnétique massique ; Qtz : Quartz ; Dol : Dolomite ; Arg : Aragonite ; Cal : Calcite ; Cal Mg : Calcite magnésienne ; Ti mg : Titanomagnétite ; H_2O : Eau interstitielle ; MO : Matière Organique ; Carb : Carbonates.

	Argile	Silt	Sable	χ	Qtz	Dol	Arg	Cal	Cal Mg	Ti mag	H_2O	MO	Carb	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Mn	P	Ti	Sr	Si/Al	Ca/Mg	Mg/Ca	Fe/Mn
Argile	1																											
Silt	-0,02	1																										
Sable	-0,65	-0,75	1																									
χ	-0,21	0,28	-0,07	1																								
Qtz	-0,20	0,16	0,01	0,71	1																							
Dol	0,10	0,15	-0,17	0,17	-0,39	1																						
Arg	0,25	-0,68	0,35	-0,69	-0,61	-0,12	1																					
Cal	0,05	-0,16	0,10	-0,25	-0,40	-0,05	0,28	1																				
Cal Mg	0,04	0,15	-0,14	-0,73	-0,82	0,06	0,36	0,16	1																			
Ti mag	0,02	0,32	-0,25	-0,27	-0,31	-0,16	-0,22	0,29	0,57	1																		
H2O	0,00	-0,50	0,38	0,45	0,35	0,16	0,18	-0,01	-0,75	-0,79	1																	
MO	0,37	-0,52	0,14	-0,50	-0,50	0,20	0,59	0,24	0,18	-0,05	0,13	1																
Carb	-0,19	0,08	0,06	-0,70	-0,43	-0,20	0,27	-0,08	0,74	0,22	-0,61	-0,18	1															
Si	-0,01	0,31	-0,22	0,93	0,57	0,21	-0,64	0,02	-0,67	-0,11	0,40	-0,32	-0,82	1														
Al	-0,12	0,19	-0,06	0,81	0,48	0,21	-0,56	0,20	-0,66	-0,05	0,44	-0,12	-0,85	0,93	1													
Fe	-0,09	0,11	-0,01	0,92	0,66	0,09	-0,54	0,00	-0,81	-0,20	0,57	-0,28	-0,87	0,96	0,93	1												
Ca	0,03	-0,19	0,12	-0,90	-0,58	-0,14	0,55	-0,04	0,73	0,12	-0,48	0,25	0,89	-0,97	-0,94	-0,99	1											
Mg	0,14	-0,52	0,31	-0,05	0,23	-0,50	0,29	-0,06	-0,26	-0,03	0,21	-0,11	-0,07	-0,14	-0,23	0,04	0,02	1										
K	0,14	-0,18	0,05	0,70	0,38	0,17	-0,24	0,24	-0,69	-0,26	0,68	0,02	-0,85	0,82	0,81	0,85	-0,83	0,08	1									
Na	0,12	-0,31	0,16	0,69	0,59	-0,02	-0,21	0,01	-0,83	-0,42	0,75	-0,03	-0,81	0,71	0,66	0,80	-0,74	0,35	0,90	1								
Mn	-0,31	-0,49	0,58	0,62	0,49	0,03	-0,17	0,04	-0,75	-0,32	0,72	-0,08	-0,66	0,56	0,62	0,74	-0,64	0,37	0,74	0,81	1							
P	-0,21	0,37	-0,14	0,78	0,33	0,18	-0,50	0,08	-0,35	-0,02	0,27	-0,38	-0,52	0,83	0,79	0,76	-0,78	-0,40	0,60	0,40	0,38	1						
Ti	0,02	0,15	-0,12	0,87	0,57	0,12	-0,53	0,04	-0,70	-0,14	0,52	-0,25	-0,82	0,95	0,92	0,95	-0,95	-0,07	0,87	0,78	0,64	0,83	1					
Sr	0,30	0,11	-0,27	0,34	0,03	0,55	-0,15	-0,18	-0,28	-0,25	0,26	-0,25	-0,27	0,29	0,09	0,25	-0,28	0,29	0,25	0,29	0,19	-0,01	0,17	1				
Si/Al	0,23	0,39	-0,44	0,51	0,32	0,05	-0,35	-0,41	-0,16	-0,16	-0,01	-0,58	-0,10	0,40	0,03	0,27	-0,29	0,18	0,20	0,28	-0,02	0,28	0,27	0,57	1			
Ca/Mg	0,01	-0,08	0,05	-0,87	-0,62	-0,04	0,49	-0,02	0,78	0,12	-0,51	0,25	0,90	-0,93	-0,89	-0,98	0,98	-0,17	-0,83	-0,79	-0,71	-0,69	-0,92	-0,31	-0,29	1		
Mg/Ca	0,14	0,18	-0,22	0,86	0,61	0,03	-0,43	-0,04	-0,73	-0,23	0,48	-0,33	-0,82	0,90	0,75	0,90	-0,92	0,21	0,77	0,77	0,55	0,63	0,84	0,46	0,56	-0,94	1	
Fe/Mn	0,31	0,84	-0,83	0,37	0,22	0,07	-0,51	-0,05	-0,06	0,19	-0,25	-0,27	-0,26	0,51	0,41	0,33	-0,43	-0,47	0,11	-0,06	-0,40	0,50	0,41	0,06	0,36	-0,33	0,43	1

Tableau V-13 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, géochimiques et minéralogiques de la carotte du centre du lac Ifrah. χ : Susceptibilité magnétique massique ; Qtz : Quartz ; Dol : Dolomite ; Arg : Aragonite ; Cal : Calcite ; Cal Mg : Calcite magnésienne ; Ti mg : Titanomagnétite ; H_2O : Eau interstitielle ; MO : Matière Organique ; Carb : Carbonates.

	Argile	Silt	Sable	χ	Qtz	Dol	Arg	Cal	Cal Mg	Ti mag	H_2O	MO	Carb	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Mn	P	Ti	Sr	Si/Al	Ca/Mg	Mg/Ca	Fe/Mn
Argile	1																											
Silt	-0,14	1																										
Sable	-0,48	-0,80	1																									
χ	0,24	0,28	-0,39	1																								
Qtz	0,25	0,14	-0,28	0,80	1																							
Dol	-0,33	-0,01	0,21	-0,09	-0,42	1																						
Arg	0,13	-0,60	0,45	-0,55	-0,30	-0,54	1																					
Cal	0,10	0,03	-0,09	0,02	0,03	-0,42	0,25	1																				
Cal Mg	-0,04	0,46	-0,38	-0,52	-0,50	-0,24	0,17	0,00	1																			
Ti mag	0,01	0,11	-0,10	0,09	-0,09	-0,05	-0,09	-0,36	0,19	1																		
H2O	0,43	-0,24	-0,04	0,52	0,71	-0,37	0,10	0,09	-0,58	-0,19	1																	
MO	-0,08	-0,32	0,33	-0,71	-0,51	-0,20	0,69	0	0,38	-0,07	-0,36	1																
Carb	-0,23	-0,03	0,17	-0,93	-0,81	0,06	0,43	0	0,70	0,02	-0,67	0,61	1															
Si	0,16	0,05	-0,14	0,93	0,74	0,05	-0,53	0,02	-0,70	0,06	0,55	-0,75	-0,96	1														
Al	0,31	0,00	-0,19	0,87	0,66	-0,04	-0,32	0,06	-0,65	0,03	0,64	-0,56	-0,95	0,89	1													
Fe	0,28	-0,05	-0,13	0,89	0,70	-0,05	-0,33	0,07	-0,72	0,03	0,67	-0,60	-0,97	0,94	0,99	1												
Ca	-0,15	-0,06	0,15	-0,92	-0,73	-0,10	0,55	0,03	0,72	-0,04	-0,56	0,74	0,97	-0,99	-0,92	-0,95	1											
Mg	-0,21	-0,63	0,69	-0,14	-0,21	0,58	0,05	-0,20	-0,62	-0,16	0,09	0,00	-0,06	0,09	0,10	0,14	-0,14	1										
K	0,20	-0,34	0,18	0,45	0,33	-0,29	0,24	0,37	-0,54	0,14	0,49	-0,09	-0,51	0,46	0,61	0,63	-0,46	0,20	1									
Na	0,06	-0,84	0,71	-0,17	0,07	-0,19	0,64	0,05	-0,48	-0,24	0,36	0,42	-0,06	-0,04	0,04	0,09	0,03	0,49	0,43	1								
Mn	0,27	-0,26	0,06	0,06	0,22	-0,62	0,57	0,37	-0,09	-0,06	0,39	0,36	-0,07	-0,07	0,08	0,13	0,09	-0,16	0,61	0,48	1							
P	0,43	0,04	-0,30	0,07	-0,18	0,01	0,02	0,27	0,10	0,02	0,00	0,12	-0,03	-0,02	0,19	0,14	0,02	-0,02	0,34	-0,15	0,27	1						
Ti	0,28	0,08	-0,24	0,87	0,62	0,06	-0,53	0,06	-0,55	0,10	0,50	-0,73	-0,88	0,92	0,87	0,88	-0,91	0,04	0,46	-0,15	-0,06	0,24	1					
Sr	0,02	-0,20	0,17	-0,68	-0,48	-0,41	0,75	0,17	0,53	-0,01	-0,19	0,74	0,69	-0,78	-0,62	-0,64	0,82	-0,17	-0,09	0,24	0,44	0,15	-0,72	1				
Si/Al	-0,22	0,11	0,04	0,49	0,45	0,21	-0,61	-0,08	-0,38	0,11	0,07	-0,65	-0,43	0,61	0,20	0,31	-0,55	0,04	-0,07	-0,16	-0,32	-0,40	0,49	-0,62	1			
Ca/Mg	-0,07	0,18	-0,12	-0,76	-0,56	-0,32	0,48	0,11	0,86	0,03	-0,52	0,65	0,87	-0,90	-0,84	-0,88	0,93	-0,49	-0,46	-0,15	0,16	0,04	-0,82	0,79	-0,51	1		
Mg/Ca	0,08	-0,32	0,24	0,66	0,50	0,28	-0,31	-0,11	-0,87	-0,09	0,56	-0,56	-0,81	0,82	0,83	0,85	-0,86	0,58	0,50	0,30	-0,11	-0,03	0,74	-0,69	0,35	-0,97	1	
Fe/Mn	-0,03	0,19	-0,15	0,54	0,29	0,47	-0,70	-0,25	-0,39	0,07	0,13	-0,72	-0,58	0,68	0,58	0,56	-0,71	0,22	-0,10	-0,36	-0,75	-0,13	0,65	-0,79	0,49	-0,71	0,65	1

I. 2. Sédimentation autochtone

I. 2. 1. La sédimentation organique

Les teneurs en matière organique sont généralement très élevées au niveau des sédiments d'interface du lac Ifrah. L'état eutrophe avancé du lac contribue à une productivité autochtone considérable. L'analyse physico-chimique des eaux révèle des teneurs très élevées en éléments nutritifs (phosphates et nitrates). Ces éléments sont issus des pratiques agricoles et des contaminations domestiques. Ce qui provoque ainsi un développement important du plancton et des macrophytes aquatiques. La préservation de la matière organique au niveau des sédiments d'interface est liée principalement à la granulométrie assez fine des sédiments d'interface. L'état d'anoxie présenté par de forts rapports de Fe/Mn crée des conditions plus ou moins réductrices permettant la conservation de la matière organique au niveau des sédiments d'interface (Engstrom & Wright 1984 ; in Maxted, 1989 ; Boyle, 2001 ; Brahney et al, 2008). Le rapport C/N assez faible (autour de 12) au sommet de la grande séquence montre que la productivité primaire d'origine autochtone du lac a fortement augmenté actuellement traduisant la forte activité phytoplanctonique (Rhoujjati, 2007).

I. 2. 2. La sédimentation carbonatée

Le lac Ifrah est le siège d'une sédimentation authigénique carbonatée assez importante représentée par la précipitation de la calcite et la biosynthèse de l'aragonite. Les eaux actuelles du lac sont sursaturées en calcium et en magnésium. Les indices de saturation vis-à-vis de la calcite, de l'aragonite et de la dolomite sont supérieurs à zéro. Alors que le rapport Mg/Ca des eaux dépasse rarement le seuil 7 nécessaire à la précipitation de la dolomite. L'aragonite (d'origine biogénique) est synthétisée par les Gastéropodes au niveau de leurs coquilles. Elle est répartie sur tout le lac mais elle est plus abondante au niveau des terrasses et des bordures. La calcite est en grande partie issue de la précipitation chimique. Deux facteurs participent à la précipitation de la calcite ; Les facteurs biogéniques résident dans la production de la calcite sous forme d'encroûtements ou de nuages de carbonates pélagiques par la consommation de gaz carbonique dissous au cours de l'activité photosynthétique (Stumm et Morgan, 1981 et Benkaddour, 1993). Des conditions physico-chimiques conduisent également à la précipitation de la calcite par l'augmentation de la température (thermodépendance) (Katz, 1973) le dégazage et l'aération des eaux et enfin la surconcentration par l'évaporation. Vers le centre, la diminution des pourcentages de la calcite est liée à sa dissolution partielle par le CO_2 issus de la dégradation de la matière

organique surtout lorsque les conditions deviennent défavorables à la précipitation des carbonates au cours de la saison froide (Dean et Gordan ; 1976). Un troisième minérale carbonaté apparaît au niveau des terrasses et des sédiments d'interface. Il s'agit de la calcite magnésienne. Ce minéral résulte de l'incorporation des ions de magnésium par surconcentration dans les cristaux de calcite.

I. 2. 3. Les minéraux magnétiques Authigènes

Les teneurs élevées en matière organique, l'anoxie relative reflétée par les fortes valeurs du rapport Fe/Mn (cf annexe ; tableaux 12 et 13) et la granulométrie généralement fine au niveau des sédiments d'interface créent des conditions réductrices responsables de la préservation des ions ferriques (Jones et Bower, 1978). L'augmentation de la susceptibilité magnétique massique au niveau des sédiments d'interface vers le centre du lac est liée sans doute à la néoformation de minéraux magnétiques lors de la diagenèse précoce du sédiment (Hilton et Lishman, 1985 ; Hilton et al, 1986 ; Thompson et Oldfield, 1986).

I. 3. Stratigraphie des sédiments d'interface

Les deux carottes de 50 cm de profondeur environ prélevées aux bordures et au centre du lac présentent une lithologie assez homogène. La comparaison des paramètres sédimentologiques et géochimiques montrent que les deux carottes sont parfaitement corrélatives et enregistrent trois phases de sédimentation au cours du siècle dernier.

I. 3. 1. La première phase (1900-1920) (unité comprise entre 56 et 42 cm)

L'augmentation du pourcentage des argiles au détriment du sable et la faible variation des indices de classement et d'asymétrie des grains sont liés à une sédimentation calme à faible énergie hydrodynamique traduisant un niveau lacustre relativement élevé. L'augmentation assez rapide de la susceptibilité magnétique conjointement avec les teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO d'une part et la diminution des teneurs en carbonates, en CaO en MgO et en Sr d'autre part avec un taux de sédimentation généralement assez élevé (0,73 cm/an) renseignent sur une altération et un lessivage important des sols. Ceci se traduit par l'augmentation du pourcentage du quartz et la diminution de la dolomite. Cette phase souligne l'augmentation du niveau lacustre sous des conditions climatiques relativement humides. Toutefois la variation des teneurs en matière organique au niveau de la carotte centrale marque une certaine instabilité climatique vers la fin de cette phase. La diminution de l'aragonite et de la calcite au début de cette phase marque une productivité autochtone carbonatée relativement faible. Alors que leur augmentation vers la

fin de cette phase au niveau des sédiments du centre du lac traduit une élévation relative de la productivité autochtone des carbonates. Ce changement est lié principalement au début de la diminution du niveau lacustre. La prépondérance de la kaolinite et des interstratifiés illite/sméctite renseigne sur une altération intense par hydrolyse chimique dans des conditions climatiques relativement humides et à fort contraste saisonnier. Néanmoins, la diminution au niveau des sédiments de bordures de la kaolinite (de 8 %) et des interstratifiés illite/sméctite (de 1,2 %) d'une part et l'augmentation de la chlorite (de 8,1 %) et de l'illite (de 0,7 %) d'autre part sont liées à un ralentissement dans l'intensité de l'hydrolyse chimique suite à l'instabilité climatique vers la fin de cette phase.

I. 3. 2. La deuxième phase (1920-1965) (unité comprise entre 42 et 14 cm)

Cette phase enregistre une augmentation importante de la productivité autochtone marquant la détérioration plus ou moins importante des conditions environnementales. Ceci est matérialisé par l'élévation des teneurs en matière organique et en carbonates (principalement l'aragonite). L'augmentation du sable et la diminution du silt sont en liaison directe avec l'élévation de l'énergie de transport. La faible diminution de la susceptibilité magnétique et des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5, et MgO d'une part et l'augmentation des teneurs en carbonates, en CaO et en Sr d'autre part renseignent sur un ralentissement des apports détritiques alumino-silicatés et ferromagnésiens issus de l'érosion des sols. Ceci est traduit par la diminution du pourcentage du quartz et l'augmentation assez faible de la dolomite. L'évolution des minéraux argileux vient étayer ce ralentissement assez faible de l'hydrolyse du sol par la diminution de la kaolinite (de 1,3 %) et des interstratifiés illite/sméctite (de 8,2 %) et l'augmentation de la chlorite (de 4,4 %) et de l'illite (de 4 %). Au niveau de la carotte de bordure, l'augmentation des teneurs en matière organique vers la deuxième moitié de cette phase conjointement avec la fraction argileuse est en relation directe avec l'augmentation du niveau lacustre reflétant ainsi le retour de conditions climatiques plus ou moins humides.

I. 3. 3. La troisième phase (1965-2000) (unité comprise entre 14 et 0 cm)

La régression progressive du niveau d'eau du lac au cours de cette phase est matérialisée par l'augmentation des sables et la diminution de la fraction silto-argileuse d'une part et la diminution importante des teneurs en matière organique d'autre part. La succession des années moins humides au cours des trois dernières décennies et la consommation des eaux du lac par les riverains pour l'abreuvement de leur bétail et les manipulations domestiques ont

fortement participé à la diminution du niveau lacustre. L'augmentation assez notable de la susceptibilité magnétique et des teneurs en SiO_2, TiO_2 Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, Na_2O et MgO d'une part et la forte diminution des teneurs en carbonates, CaO et Sr d'autre part vers le sommet de la carotte renseignent sur l'intensification de l'érosion du sol. Ceci vient d'être étayé par l'augmentation assez faible de la kaolinite (de 2,8 %) des interstratifiés (de 3,6 %) et la diminution de la chlorite (de 8,3 %), de l'illite (de 6,3 %) et de la sméctite (de 8,2 %) qui marquent la prépondérance de l'hydrolyse chimique des sols. Le taux de sédimentation relativement faible (0,4 cm/an) renseigne sur une plus forte action de l'érosion éolienne. La prépondérance de l'emprise humaine au cours des trois dernières décennies, matérialisée par l'utilisation de la machinerie dans les activités agricoles, contribue fortement à la mobilisation des constituants des sols forestiers défrichés d'où l'augmentation de l'intensité de l'érosion. On assiste à une élévation du niveau d'eau vers 3 cm qui est marqué au niveau de la carotte centrale par l'augmentation du pourcentage des argiles et des teneurs en matière organique et la diminution du pourcentage du sable. Cette pulsation de l'augmentation du niveau lacustre coïncide avec l'année 1996 qui était exceptionnellement humide (1865,7 mm de précipitation enregistré dans la station d'Ifrane).

I. 3. 4. Analyse en composantes principales (ACP)

L'ACP des paramètres sédimentologiques et géochimiques des deux carottes montrent une parfaite corrélation entre la susceptibilité magnétique, les éléments majeurs SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO et l'argile d'une part, la matière organique, les carbonates, le sable, CaO et Sr d'autre part (figures V-2a et V-3a). La susceptibilité magnétique ainsi que les éléments alumino-silicatés ferromagnésiens et alcalins semblent soutenus par la fraction argileuse. Ce qui renseigne sur une même origine détritique de tous ces éléments qui sont issus de l'altération chimique des sols décalcifiés. Tandis que les carbonates et les éléments alcalino-terreux (Ca et Sr) sont liés à la fraction sableuse issue de la désagrégation du substrat calcaro-dolomitique.

Le mode de sédimentation est marqué au niveau de la première et la troisième phase par le déplacement du pôle organo-carbonaté vers le pôle alumino-silicaté ferromagnésien. La deuxième phase est caractérisée par le déplacement du pôle alumino-silicaté ferromagnésien vers le pôle organo-carbonaté (figures V-2b et V-3b).

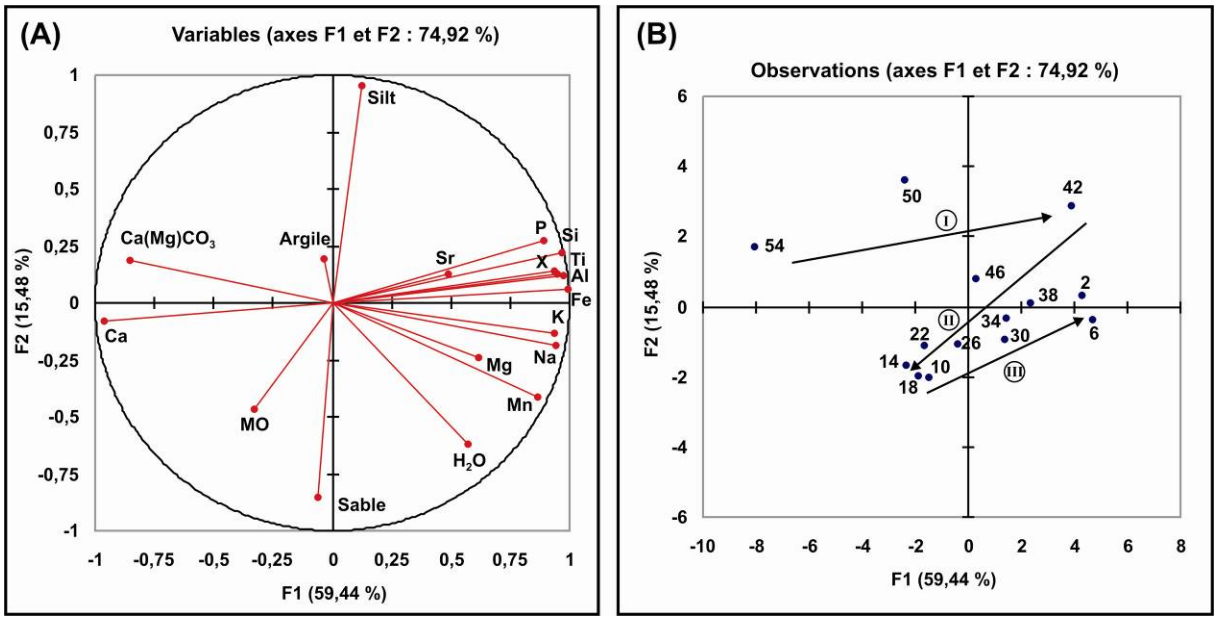


Figure V-2 : Projection des variables sédimentologiques et géochimiques (A) et des profondeurs d'échantillonnage (B) sur les axes F1 et F2 de l'ACP de la carotte de bordure du lac Ifrah. Les chiffres I, II et III sont les trois phases de sédimentation.

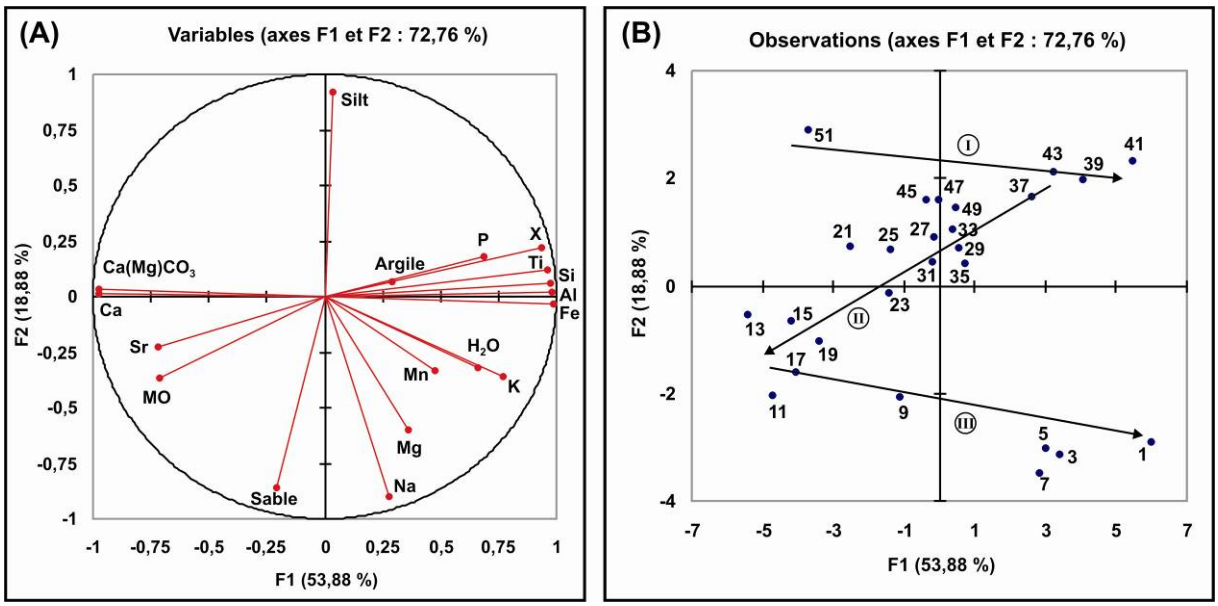


Figure V-3 : Projection des variables sédimentologiques et géochimiques (A) et des profondeurs d'échantillonnage (B) sur les axes F1 et F2 de l'ACP de la carotte du centre du lac Ifrah. Les chiffres I, II et III sont les trois phases de sédimentation.

I. 4. Conclusion

La composition sédimentologique et géochimique des sédiments récents du lac Ifrah varie en fonction de la bathymétrie, de l'hydrodynamisme, de l'éloignement de la source d'apport et de la productivité autochtone du lac :

- Aux niveaux des bordures, la sédimentation est soumise à des courants hydrodynamiques plus forts. Elle est dominée par la fraction silto-sableuse associée à des faibles teneurs en matière organique. Les apports assez importants des carbonates détritiques (dolomite principalement) sont à l'origine de la dilution de la susceptibilité magnétique.
- En allant vers le centre du lac et avec la diminution de l'énergie hydrodynamique et l'augmentation de la productivité primaire, la sédimentation devient argilo-silteuse. Les teneurs en matière organique et la susceptibilité magnétique s'élèvent progressivement. La fraction carbonatée diminue par rapport à la fraction alumino-silicatée et ferromagnésienne.

Les deux carottes de sédiments d'interface enregistrent trois phases de sédimentation au cours du siècle dernier :

- La première phase qui correspond aux deux premières décennies du XX^{e} siècle renseigne sur un niveau lacustre encore élevé matérialisé par la granulométrie fine et les teneurs assez élevées en matière organique. Les apports détritiques importants sont représentés par l'élévation de la susceptibilité magnétique et des teneurs en éléments alumino-silicatés et ferromagnésiens. Néanmoins, la diminution des teneurs en matière organique et le ralentissement de l'hydrolyse du sol comme le montre l'évolution du cortège argileux renseignent sur une instabilité des conditions climatiques.
- La deuxième phase (comprise entre 1920 et 1965) marque un changement dans le mode de sédimentation représenté par l'augmentation de la fraction organo-carbonatée et le ralentissement plus ou moins faible des apports détritiques alumino-silicatés et ferromagnésiens. Cette augmentation de la productivité autochtone du lac traduit l'accélération de l'état trophique du lac sous la prépondérance de la pression anthropique et l'augmentation relative de la température moyenne au cours des saisons chaudes.
- La dernière phase enregistre la régression du niveau lacustre sous l'effet de la succession des sécheresses au cours des trois dernières décennies du XX^{e} siècle. Elle est matérialisée par la diminution des teneurs en matière organique et l'augmentation des fractions grossières. Le faible taux de sédimentation associé à l'augmentation des signatures magnétiques renseigne sur une sédimentation influencée principalement par l'érosion éolienne.

II. Sédimentation actuelle au niveau du lac Iffer

La comparaison entre les sédiments d'interface et les échantillons du sol permet d'identifier la nature et la provenance des apports allochtones ainsi que la sédimentation autochtone du lac.

II. 1. Apports allochtones

II.1. 1. Le mode de transport

La granulométrie des sédiments d'interface est différente de celle des sols et des terrasses. Le pourcentage des silts au niveau des sédiments d'interface est plus élevé qu'au niveau des sols et des terrasses. La diminution des silts jusqu'aux terrasses puis leur augmentation au niveau du lac est liée généralement à une faible énergie du transport au niveau du bassin versant. Cependant la pente joue un rôle important dans la variation de l'énergie de transport en fonction avec l'intensité du réseau hydrographique. Au niveau du sol forestier échantillonné où la pente est généralement faible (4°), les pourcentages assez élevés des argiles et faibles des sables traduit une énergie de transport modérée. L'augmentation de la pente de 15° et de 22° respectivement au niveau du sol arable et des terrasses, provoque une augmentation de l'énergie de transport qui est reflétée par la variation importante du pourcentage du sable fin et des paramètres de classement et de l'asymétrie au niveau des horizons superficiels. Dans le lac, l'intermittence et la diminution de l'énergie de l'écoulement de surface permettent le dépôt de sédiments relativement fins dominés par la fraction silteuse. La diminution de l'énergie hydrodynamique vers le centre du lac est à l'origine de l'augmentation du pourcentage de la fraction silto-argileuse par rapport au pourcentage du sable fin qui diminue vers le centre du lac.

II.1. 2. La nature des dépôts allochtones

Les sols et les terrasses sont de nature dolomitique. L'analyse minéralogique semi-quantitative révèle des pourcentages très élevés de la dolomite. Bien que ce minéral détritique reste toujours dominant au niveau des sédiments d'interface du lac, l'éloignement relatif de la source d'apport et la faible énergie de transport provoque sa diminution progressive depuis les bordures vers le centre du lac. Les faibles pourcentages du quartz et de la calcite d'origine détritique au niveau des sols et des terrasses reflètent la nature dolomitique exclusive de la roche mère. L'augmentation assez importante du quartz vers le centre du lac est liée principalement à l'altération des formations quaternaires en amont du lac mais également à la diminution de la dolomite qui provoque sa dilution au niveau des bordures. Des apports

d'origine éolienne contribuent également à l'augmentation de ce minéral au niveau du centre du lac. L'augmentation de la calcite vers le centre du lac est liée aux conditions de la sédimentation autochtone du lac qui sera évoqué plus loin.

Les teneurs en matière organique sont plus élevées au niveau des sédiments qu'au niveau des échantillons du sol, alors que celles en carbonates sont beaucoup plus élevées au niveau des sols et des terrasses. La répartition des teneurs en eau liée (interstitielle), en matière organique et en carbonates est fonction de la granulométrie, de la nature de la source d'apport et de la productivité du lac. L'augmentation de l'eau liée vers le centre du lac est en liaison avec le grano-classement décroissant des particules qui est due à la diminution de l'énergie de transport. L'augmentation des teneurs en matière organique vers le centre du lac est généralement liée à la productivité autochtone. Sa forte élévation avec la profondeur dans le sol arable est liée à l'instabilité des horizons superficiels du sol ce qui traduit une forte influence de l'altération hydrique. Au niveau des sédiments d'interface, les teneurs en matière organique sont généralement élevées principalement vers le centre du lac. La présence des fragments de charbon et des débris de feuilles au niveau des sédiments reflète l'importance des apports allochtones de la matière organique. Les fortes teneurs des carbonates au niveau des échantillons du sol et des terrasses sont liées à la nature carbonatée (dolomitique) de la roche mère et à la proximité de la source d'apport. Alors que leur diminution vers le centre du lac est du à l'éloignement relatif de la source d'apport d'une part et à la diminution de l'énergie de transport d'autre part.

La susceptibilité magnétique spécifique est généralement peu élevée au niveau du sol et des terrasses et augmente assez fortement vers les sédiments du centre du lac. L'étude de quelques paramètres magnétiques des différents types de sol et de sous-sol du bassin versant par Maxted (1989) révèle la présence des minéraux ferrimagnétiques et secondaires de type superparamagnétiques. Ces derniers dérivent de l'altération chimique de la dolomite dont la corrélation est très forte (tableau V-14). La variation de la susceptibilité magnétique spécifique des échantillons du sol est liée à l'altération qui dépend du degré de la pente et de l'état de l'évolution du sol. Au niveau du sol forestier, généralement peu altéré, la susceptibilité magnétique est assez élevée et provient principalement des processus de pédogenèse (Mullins, 1977; Dearing et *al*, 1985). Au niveau des terres arables et des terrasses fortement érodées, la susceptibilité magnétique diminue fortement sous l'influence du lessivage fréquent. Au niveau des sédiments de bordures du lac, les teneurs très faibles de la susceptibilité magnétique spécifique sont dues à la dilution des minéraux magnétiques par les teneurs élevées des carbonates d'origine détritiques et biogénique. Vers le centre du lac,

l'augmentation de la susceptibilité magnétique, accompagnée de la diminution des teneurs en carbonates, sont supportées par la fraction fine silto-argileuse et les teneurs élevées en matière organique. La corrélation est globalement bonne (tableaux V-15 et V-16).

L'analyse élémentaire de la fraction minérale révèle deux groupes d'éléments majeurs, comme dans le cas du lac Ifrah, présentant une répartition différente au niveau des sédiments et des échantillons du sol en fonction de la source d'apport et de l'intensité du transport. Le premier groupe est constitué des alcalino-terreux ; CaO et MgO. Ces deux éléments dérivent de l'érosion du sol et du substrat calcaro-dolomitique. La diminution notable des teneurs en ces éléments depuis le sol vers les sédiments d'interface du centre du lac renseigne sur une altération relativement modérée du substrat dolomitique. Le deuxième groupe est constitué des éléments suivants : SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, TiO_2, Na_2O, P_2O_5, MnO et Sr. Inversement au premier groupe on assiste à l'augmentation des teneurs en ces éléments depuis le sol vers les sédiments du centre du lac. La bonne corrélation entre les teneurs en ces éléments d'une part et le parallélisme de leur évolution au niveau des sédiments d'interface d'autre part, témoignent d'une source commune de ces éléments (tableaux V-14, 15 et 16 ; figures V-4 etV-5). Ils sont généralement liés à l'altération des formations quaternaires entourant le lac et à l'évolution du sol calcaire et dolomitique sous climat méditerranéen (Damnati et Taieb, 2003). Le Sr qui est l'élément alcalino-terreux en trace le plus abondant au niveau des sols et des roches (Capo et *al*, 1998 in Drouet et *al*, 2005), entre en substitution avec certains ions comme le calcium dans les carbonates, et le potassium dans les argiles (Cole et *al*, 2000).

Le rapport SiO_2/Al_2O_3 proche de 3,5 au niveau des sédiments d'interface et au niveau des sols et des terrasses renseigne sur l'abondance des minéraux argileux (Jamet, 2000) (cf année tableaux 14, 15 et 16). Le même cortège argileux identifié au niveau des échantillons du sol et des sédiments traduit l'origine détritique de ces minéraux. La prédominance de la kaolinite et en deuxième lieu des interstratifiés illites/sméctite et de la chlorite est liée à la prédominance de l'altération hydrique du substrat géologique sous climat méditerranéen à fort contraste saisonnier et à pluviosité assez abondante (Singer et Stoffers, 1980 ; Eberl et *al*, 1986 ; Inglès et Ramos-Guerrero, 1995).

II. 2. Sédimentation autochtone

II. 2. 1. La sédimentation organique

La productivité planctonique au niveau de l'épilimnion est importante d'après des études menées depuis quelques décennies sur l'état trophique du lac (Gayred, 1954 ; Dumont et *al*, 1973). Cette productivité organique autochtone est assurée également par le

développement considérable des macrophytes aquatiques et des animaux benthiques au niveau de la zone littorale. La bonne corrélation qui existe entre les teneurs en matière organique et la silice d'origine biologique à l'interface des sédiments du lac reflète l'origine autochtone de la matière organique (Maxted, 1989). Sa préservation au niveau des sédiments d'interface est gérée par trois facteurs principaux : la granulométrie assez fine des sédiments, l'anoxie relative de l'hypolimnion qui est démontrée par des valeurs assez élevées du rapport Fe/Mn au niveau des sédiments d'interface (Engstrom & Wright 1984 ; in Maxted, 1989 ; Boyle, 2001 ; Brahney et al, 2008) (cf annexe tableau 16). Cependant, les variations du rapport C/N entre 10 et 15 vers la surface d'une longue carotte (10 m) prélevée au centre du lac révèlent une contribution à peu près égale de la productivité organique autochtone et des apports allochtones. Ces derniers, arrivant dans le lac de manière périodique, participent plus ou moins à la dilution de la matière organique autochtone (Rhoujjati, 2007).

II. 2. 2. La sédimentation carbonatée

L'analyse physico-chimique révèle une sursaturation en calcium et en magnésium des eaux actuelles. Le rapport Mg/Ca des eaux pour l'année 2006 dépasse le seuil 7 nécessaire à la précipitation de la dolomite endogénique (Dean et Gorham, 1976). Ce rapport était inférieur à 2 pendant les années 70 du siècle dernier, l'époque où le niveau d'eau était plus élevé de quatre mètre environ (Dumont et *al*, 1973). Les indices de saturation vis-à-vis de la calcite, de la dolomite et de l'aragonite au niveau de la colonne d'eau actuelle sont toujours supérieurs à zéro et augmentent au cours de la saison chaude. La calcite précipite principalement au niveau de l'épilimnion sous l'effet de l'augmentation de la température et de l'activité phytoplanctonique. Au niveau de l'hypolimnion, les conditions très proches d'anoxie provoquent en partie la diffusion des ions de calcium par la dissolution de la calcite endogénique précipitée. L'augmentation importante du pourcentage de la calcite depuis les sédiments de bordures vers le centre du lac prouve l'origine endogénique de la calcite. L'aragonite, que l'on rencontre principalement au niveau des sédiments de bordure est plutôt d'origine biogénique. Elle est synthétisée par les coquilles des Gastéropodes. La dolomite qui prédomine au niveau des sédiments d'interface est d'origine détritique. La corrélation fortement négative entre le magnésium et le rapport Ca/Mg au niveau des sédiments d'interface prouve la provenance allochtone de la dolomite (tableau V-14 et V-15) (Maxted, 1989). A cause du déficit hydrologique que connaît le lac actuellement manifesté par l'élévation du rapport Mg/Ca au dessus de 7, une précipitation d'une proto-dolomite

endogénique est devenue possible. Mais sa contribution reste très infime par rapport aux apports allochtones de la dolomite d'origine détritique.

II. 2. 3. Les minéraux magnétiques Authigènes

L'augmentation assez importante de la susceptibilité magnétique au niveau des sédiments du centre par rapport aux sédiments de bordure laisse supposer la néoformation de minéraux magnétiques lors de la diagenèse précoce du sédiment (Hilton et Lishman, 1985 ; Hilton et al, 1986 ; Thompson et Oldfield, 1986). L'augmentation du rapport Fe/Mn reflétant l'anoxie relative au centre du lac crée des conditions réductrices responsables de la préservation du fer sous forme de sulfate ferrique (Jones et Bower, 1978) (cf annexe tableau 16). Ces minéraux magnétiques de néoformation sont liés surtout à la fraction argileuse (tableaux V-15 et 16).

II. 3. Stratigraphie des sédiments d'interface

Les deux carottes de sédiments d'interface, prélevées aux bordures et au centre du lac, ne présentent pas de grande différenciation lithologie. La vitesse de sédimentation actuelle, calculée pour la carotte du centre, est généralement faible (0,46 cm/an). La longueur de 20 cm environ des deux carottes couvre une période qui va de 1976 à 2000. La corrélation entre les deux carottes n'est pas significative. La variation des paramètres sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques au niveau de chaque carotte selon la profondeur permet de caractériser le type et le mode de sédimentation qui prédominent aux bordures et au centre du lac.

II. 3. 1. Sédiments de bordures

La carotte de bordure (16 cm de longueur) marque une forte influence des apports des carbonates détritiques. Ces derniers dérivent de l'altération directe du substrat dolomitique. La diminution régulière des teneurs en matière organique de bas en haut de la carotte traduit le recul progressif du niveau d'eau du lac au cours des trois dernières décennies. La colonne d'eau qui ne dépasse pas actuellement 6,5m de profondeur faisait 12m environ au cours du début des années 70 du siècle dernier (Dumont et *al*, 1973 ; Maxted, 1989). La diminution de la susceptibilité magnétique de la même façon est liée aux faibles apports des éléments ferromagnétiques allochtones. Ce qui traduit ainsi la diminution de l'intensité de l'érosion hydrique au niveau du sol du bassin versant. La variation des teneurs en éléments majeurs permet de distinguer grossièrement deux grandes phases de sédimentation. La première phase (de 16 à 8 cm ; 1984-1992), englobant les unités 1 et 2, marque une érosion relativement peu

variable traduite par une faible variation des teneurs en SiO_2, en Al_2O_3, et en Fe_2O_3. La deuxième phase (de 8 à 0 cm ; 1992-2000), correspondant aux unités 3 et 4, marque la diminution des apports en SiO_2, en Al_2O_3 et en Fe_2O_3. Elle est liée à la diminution de l'intensité de l'érosion hydrique sous conditions climatiques relativement plus sèches. L'augmentation des carbonates au cours de cette phase est liée en partie à leur production autochtone par voie chimique et biogénique.

II. 3. 2. Sédiments du centre

La diminution de l'énergie de transport, la productivité autochtone et l'éloignement de la source d'apport contribuent au changement du mode de sédimentation au centre du lac. Les carbonates d'origine détritique diminuent considérablement à la faveur des fractions silicatées (le quartz) et alumino-silicatées (les argiles). La matière organique principalement d'origine autochtone est préservée avec l'augmentation de la profondeur d'eau et l'installation des conditions anoxiques. La variation des teneurs en éléments majeurs révèle trois phases de sédimentation :

La première phase (unité comprise entre 12 et 9 cm ; 1974-1980) correspond aux années 70 du siècle dernier. Elle marque une alimentation encore importante du lac. L'augmentation assez importante de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O et P_2O_5 d'une part et la diminution de CaO, MgO et Sr renseignent sur une érosion hydrique plus forte liée à un lessivage plus important des sols. Ceci est étayé au niveau minéralogique par l'augmentation du quartz et la diminution de la dolomite. L'importance de l'hydrolyse chimique de sols du bassin versant est reflétée principalement par l'augmentation du pourcentage de la kaolinite (de 10,1 %) et la diminution de la chlorite (de 3,7 %). Ces constats reflètent des conditions climatiques relativement humides.

La deuxième phase (unité comprise entre 9 et 5 cm ; 1980-1989) correspond aux années 80 du siècle dernier. On assiste au début de cette phase à la diminution du niveau lacustre. La faible diminution de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O et MnO d'une part et l'augmentation de CaO d'autre part renseignent sur un ralentissement des apports détritiques provoquant la diminution du quartz au profit de la dolomite. L'augmentation de la productivité autochtone est reflétée par l'augmentation des teneurs en P_2O_5 et des pourcentages de la calcite endogénique. La diminution de la kaolinite (de 4,1 %) et l'augmentation des interstratifiés illite/sméctite (de 3,8 %) et de la sméctite (de 2,9 %) d'une part et la stabilité du chlorite et de l'illite d'autre part renseignent sur l'instabilité de l'érosion

du sol. Ceci reflète par le début des interventions de l'activité anthropique matérialisée essentiellement par le travail du sol et le défrichement de la forêt.

La dernière phase de sédimentation (unité comprise entre 5 et 0 cm ; 1989-2000) correspond aux années 90 du siècle dernier. On assiste au cours de cette phase à des variations très rapides dans l'intensité de l'érosion au niveau du bassin versant. Ce qui est matérialisé par des pics positifs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O et MgO et négatifs en CaO et Sr. Ceci est traduit par une faible variation des teneurs en quartz, en carbonates mais d'assez fortes variations en calcite. L'augmentation du pourcentage de la calcite et l'apparition de l'aragonite à la surface renseignent sur l'importance de la productivité autochtone actuelle et la diminution du niveau lacustre. La variation des minéraux argileux confirme l'instabilité du sol résultant principalement de l'importance des activités anthropiques.

Les deux dernières phases correspondent aux quatre phases de sédimentation de la carotte de bordures (figure V-4).

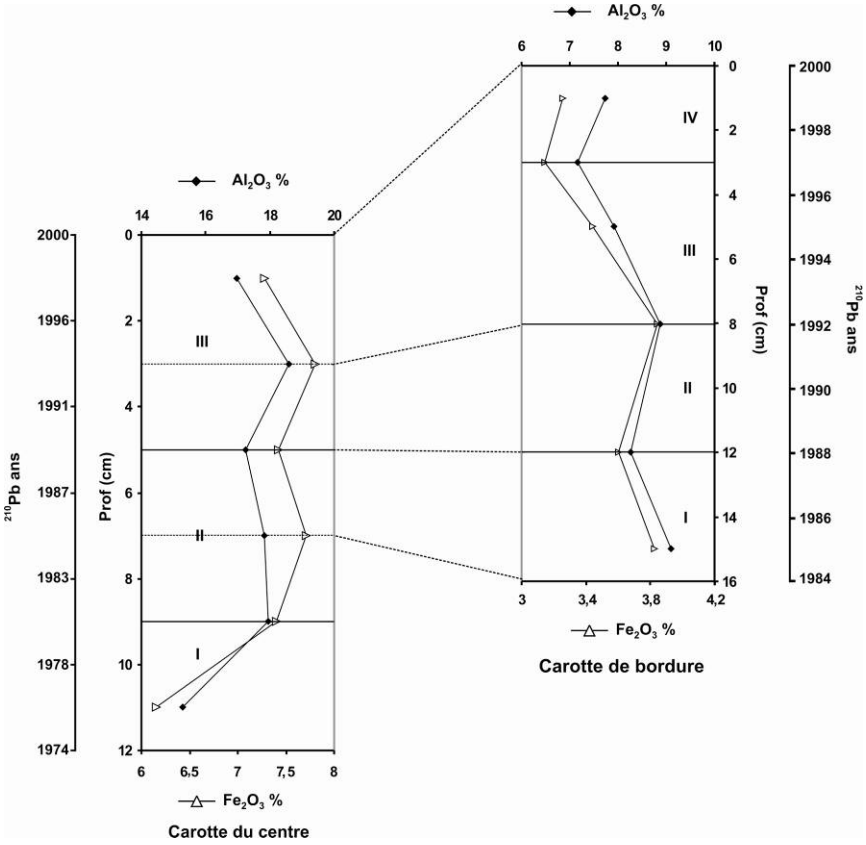


Figure V-4 : Corrélation entre les deux carottes du centre et de bordures du lac Iffer en se basant sur les mesures de l'Al_2O_5 et le Fe_2O_5.

II. 3. 3. Analyse en composantes principales (ACP)

L'ACP des paramètres sédimentologiques et géochimiques des deux carottes montrent que la susceptibilité magnétique et les éléments alumino-silicatés et ferromagnésiens sont

toujours liés à la fraction argilo-silteuse. Tandis que les carbonates et les alcalino-terreux sont liés à la fraction sableuse (figures V-5 et V-6). La matière organique qui est parfaitement corrélative avec les éléments détritiques alumino-silicatés et ferromagnésiens au niveau des sédiments de bordures, est d'origine allochtone (figure V-5a). Tandis que sa faible corrélation au niveau des sédiments du centre reflète que sa grande partie est d'origine autochtone (figure V-6a).

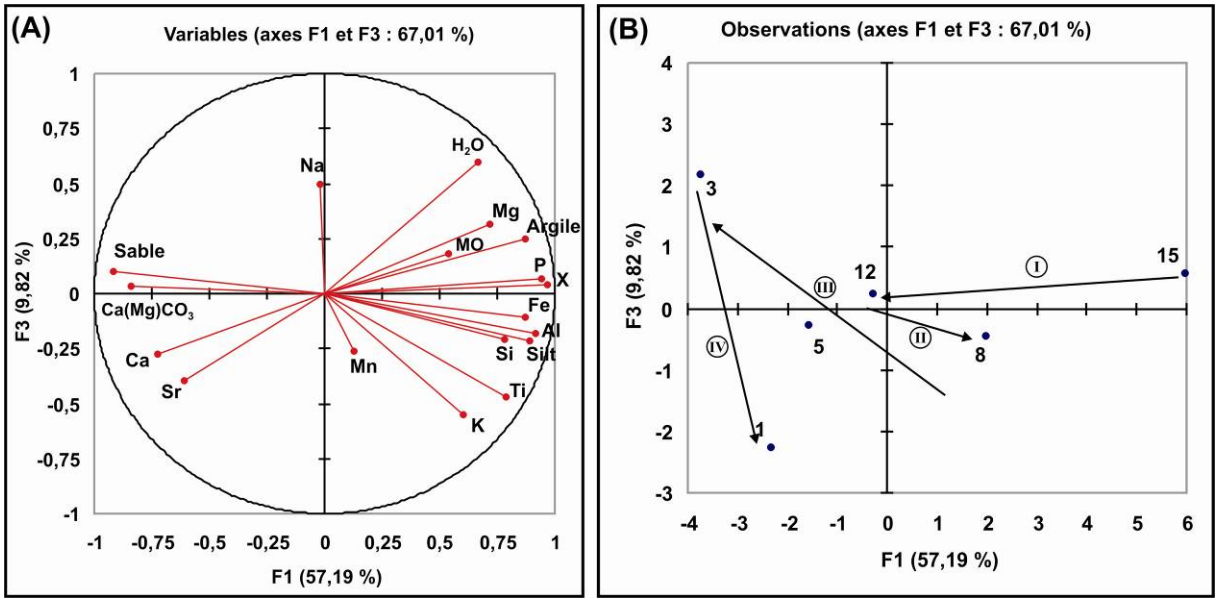


Figure V-5 : Projection des variables sédimentologiques et géochimiques (A) et des profondeurs d'échantillonnage (B) sur les axes F1 et F3 de l'ACP de la carotte de bordure du lac Iffer. Les chiffres I, II, III et IV sont les quatre phases de sédimentation.

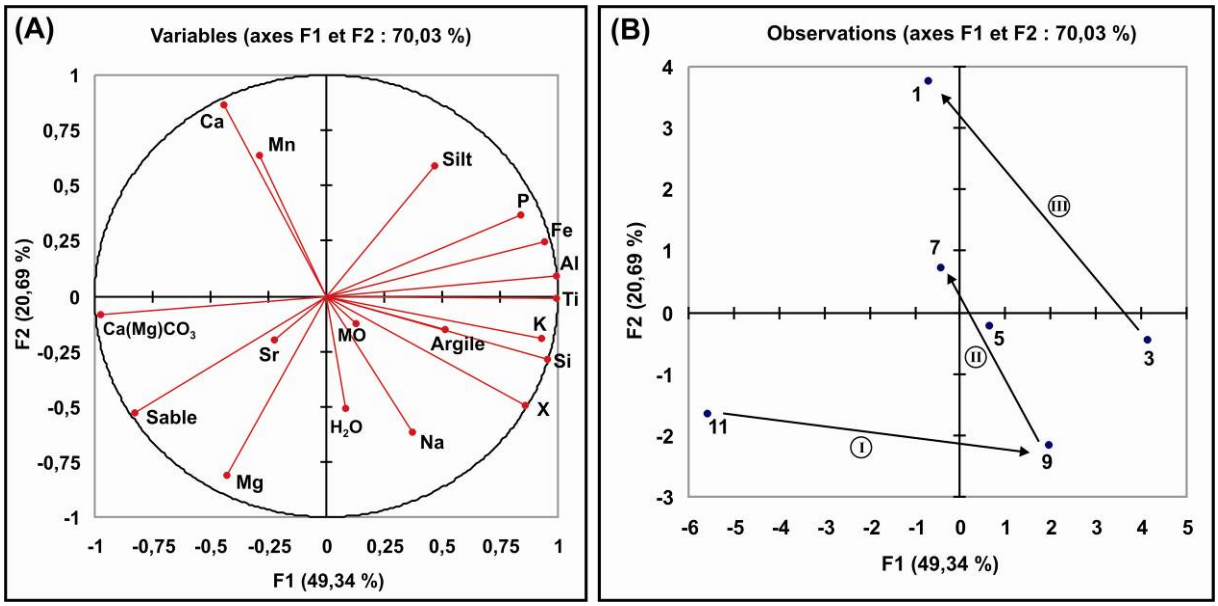


Figure V-6 : Projection des variables sédimentologiques et géochimiques (A) et des profondeurs d'échantillonnage (B) sur les axes F1 et F2 de l'ACP de la carotte du centre du lac Iffer. Les chiffres I, II et III sont les trois phases de sédimentation.

II. 4. Conclusion

L'étude des sédiments d'interface du lac Iffer et des sols du bassin versant ont permis de mettre en évidence la nature et l'origine des sources d'apport ainsi que l'évolution du lac au cours des trois dernières décennies. Les différents types d'analyses granulométriques, géochimiques et minéralogiques montrent que la sédimentation actuelle au niveau du lac Iffer est généralement épisodique, et elle est contrôlée par des apports détritiques venant de l'érosion du sol. Toutefois, elle reste fortement influencée par la productivité autochtone. La forme abrupte et modeste de la cuvette lacustre agit sur le mode de la sédimentation au niveau des bordures et du centre du lac. La corrélation reste très peu significative. Situé dans un bassin versant assez compact, de taille et de relief plus ou moins escarpé, le lac Iffer est très sensible aux changements environnementaux et climatiques. La sédimentation au cours des trois dernières décennies du XX^{e} siècle délivrée par la carotte du centre est épisodique. Elle est marquée par des apports détritiques périodiques en fonction de la variabilité climatique.

Tableau V-14 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, minéralogiques et géochimiques des échantillons de sol et des terrasses du lac Iffer. X : Susceptibilité magnétique massique ; Qtz : Quartz ; Dol : Dolomite ; Arg : Aragonite ; Cal : Calcite ; H_2O : Eau interstitielle ; MO : Matière Organique ; Carb : Carbonates.

	Argile	Silt	Sable	χ	Qtz	Dol	Arg	Cal	H_2O	MO	Carb	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Mn	P	Ti	Sr	Si/Al	Ca/Mg	Mg/Ca	Fe/Mn
Argile	1																									
Silt	0,60	1																								
Sable	-0,81	-0,96	1																							
χ	0,32	0,73	-0,63	1																						
Qtz	-0,60	-0,57	0,60	-0,72	1																					
Dol	0,10	0,73	-0,55	0,95	-0,58	1																				
Arg	0,47	-0,29	0,05	-0,40	-0,31	-0,60	1																			
Cal	0,65	0,45	-0,54	0,56	-0,98	0,40	0,50	1																		
H2O	0,19	0,32	-0,35	-0,13	0,36	-0,03	-0,32	-0,40	1																	
MO	-0,12	-0,63	0,51	-0,52	0,02	-0,55	0,63	0,12	-0,07	1																
Carb	0,64	0,67	-0,73	0,40	-0,67	0,39	0,21	0,66	0,38	0,14	1															
Si	0,21	-0,13	0,02	-0,07	0,30	-0,26	0,01	-0,27	-0,10	-0,42	-0,59	1														
Al	0,30	0,14	-0,20	0,32	-0,02	0,12	-0,12	-0,01	-0,25	-0,62	-0,44	0,91	1													
Fe	0,46	0,62	-0,60	0,84	-0,45	0,70	-0,37	0,32	0,04	-0,61	0,16	0,42	0,69	1												
Ca	-0,20	-0,63	0,51	-0,83	0,54	-0,79	0,38	-0,41	0,40	0,78	-0,04	-0,19	-0,56	-0,71	1											
Mg	-0,16	0,20	-0,06	0,61	-0,65	0,68	-0,15	0,56	-0,34	0,19	0,42	-0,69	-0,40	0,16	-0,33	1										
K	0,38	0,14	-0,23	0,22	0,03	0,01	-0,04	-0,03	-0,15	-0,58	-0,41	0,95	0,99	0,64	-0,46	-0,52	1									
Na	-0,01	0,11	-0,13	-0,28	0,63	-0,17	-0,42	-0,66	0,94	-0,15	0,04	0,13	-0,08	0,00	0,43	-0,53	0,01	1								
Mn	0,40	0,43	-0,44	0,76	-0,74	0,65	-0,04	0,66	0,01	0,10	0,60	-0,26	0,00	0,63	-0,31	0,70	-0,05	-0,21	1							
P	0,45	0,80	-0,73	0,97	-0,67	0,88	-0,37	0,53	-0,07	-0,65	0,36	0,12	0,49	0,91	-0,87	0,40	0,41	-0,20	0,67	1						
Ti	0,25	0,10	-0,15	0,25	0,05	0,06	-0,12	-0,07	-0,25	-0,63	-0,50	0,93	1,00	0,64	-0,53	-0,46	0,99	-0,06	-0,08	0,43	1					
Sr	-0,28	-0,01	0,09	-0,39	0,11	-0,18	0,10	-0,08	0,02	0,15	0,18	-0,65	-0,71	-0,76	0,22	0,07	-0,70	-0,06	-0,51	-0,46	-0,66	1				
Si/Al	-0,22	-0,65	0,52	-0,90	0,67	-0,86	0,34	-0,53	0,41	0,66	-0,17	-0,04	-0,44	-0,71	0,98	-0,51	-0,32	0,50	-0,47	-0,90	-0,40	0,21	1			
Ca/Mg	0,00	-0,45	0,29	-0,86	0,73	-0,86	0,29	-0,60	0,51	0,31	-0,24	0,30	-0,10	-0,52	0,80	-0,83	0,04	0,64	-0,62	-0,75	-0,05	0,12	0,89	1		
Mg/Ca	0,03	0,56	-0,38	0,90	-0,72	0,92	-0,37	0,57	-0,38	-0,38	0,32	-0,34	0,06	0,54	-0,81	0,82	-0,07	-0,53	0,63	0,79	0,01	-0,07	-0,90	-0,99	1	
Fe/Mn	-0,27	-0,22	0,25	-0,32	0,63	-0,31	-0,26	-0,63	-0,11	-0,56	-0,80	0,74	0,61	-0,01	-0,16	-0,73	0,62	0,19	-0,76	-0,16	0,67	-0,05	0,04	0,35	-0,37	1

Tableau V-15 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, minéralogiques et géochimiques des sédiments d'interface de bordure du lac Iffer. X : Susceptibilité magnétique massique ; Qtz : Quartz ; Dol : Dolomite ; Arg : Aragonite ; Cal : Calcite ; H_2O : Eau interstitielle ; MO : Matière Organique ; Carb : Carbonates.

	Argile	Silt	Sable	χ	Qtz	Dol	Arg	Cal	H_2O	MO	Carb	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Mn	P	Ti	Sr	Si/Al	Ca/Mg	Mg/Ca	Fe/Mn
Argile	1																									
Silt	0,84	1																								
Sable	-0,91	-0,99	1																							
χ	0,86	0,93	-0,94	1																						
Qtz	-0,49	-0,63	0,61	-0,52	1																					
Dol	0,36	0,50	-0,48	0,48	-0,91	1																				
Arg	-0,46	-0,46	0,47	-0,58	0,70	-0,90	1																			
Cal	0,63	0,48	-0,53	0,64	0,06	-0,22	0,06	1																		
H2O	0,76	0,38	-0,49	0,58	-0,14	0,05	-0,26	0,81	1																	
MO	0,26	0,12	-0,16	0,39	0,40	-0,41	0,15	0,88	0,65	1																
Carb	-0,68	-0,58	0,62	-0,68	-0,15	0,30	-0,11	-0,93	-0,70	-0,79	1															
Si	0,64	0,59	-0,62	0,62	0,16	-0,36	0,24	0,88	0,58	0,70	-0,98	1														
Al	0,79	0,81	-0,83	0,85	-0,14	-0,03	-0,07	0,86	0,61	0,62	-0,94	0,94	1													
Fe	0,77	0,70	-0,74	0,76	0,02	-0,18	0,02	0,90	0,68	0,69	-0,99	0,97	0,98	1												
Ca	-0,86	-0,90	0,92	-0,99	0,58	-0,56	0,67	-0,60	-0,61	-0,35	0,61	-0,54	-0,78	-0,70	1											
Mg	0,44	0,51	-0,51	0,67	-0,65	0,85	-0,97	0,09	0,29	0,05	-0,02	-0,12	0,20	0,09	-0,75	1										
K	0,34	0,72	-0,64	0,56	-0,78	0,59	-0,30	0,15	-0,06	-0,15	-0,10	0,17	0,40	0,21	-0,54	0,38	1									
Na	0,11	-0,40	0,28	-0,32	0,51	-0,53	0,31	0,14	0,44	0,18	-0,18	0,13	-0,09	0,10	0,30	-0,44	-0,81	1								
Mn	0,04	-0,12	0,08	-0,26	0,61	-0,77	0,72	0,10	-0,03	0,04	-0,34	0,45	0,19	0,31	0,35	-0,79	-0,44	0,61	1							
P	0,72	0,71	-0,74	0,90	-0,13	0,14	-0,37	0,82	0,66	0,73	-0,84	0,76	0,88	0,86	-0,87	0,53	0,27	-0,14	-0,14	1						
Ti	0,27	0,68	-0,59	0,70	-0,40	0,38	-0,32	0,37	-0,01	0,29	-0,37	0,37	0,58	0,43	-0,65	0,52	0,77	-0,84	-0,46	0,64	1					
Sr	-0,73	-0,75	0,77	-0,88	0,64	-0,75	0,89	-0,35	-0,51	-0,19	0,34	-0,22	-0,52	-0,43	0,93	-0,93	-0,43	0,32	0,56	-0,74	-0,55	1				
Si/Al	-0,62	-0,82	0,80	-0,84	0,83	-0,86	0,83	-0,19	-0,23	0,05	0,17	-0,12	-0,45	-0,29	0,87	-0,87	-0,73	0,62	0,63	-0,58	-0,72	0,91	1			
Ca/Mg	-0,63	-0,69	0,70	-0,84	0,65	-0,78	0,91	-0,30	-0,44	-0,18	0,26	-0,14	-0,44	-0,34	0,89	-0,97	-0,46	0,41	0,66	-0,70	-0,60	0,99	0,92	1		
Mg/Ca	0,68	0,74	-0,75	0,88	-0,66	0,77	-0,88	0,35	0,46	0,20	-0,31	0,20	0,50	0,40	-0,92	0,94	0,49	-0,41	-0,63	0,74	0,63	-0,99	-0,94	-1	1	
Fe/Mn	0,62	0,70	-0,70	0,87	-0,53	0,55	-0,64	0,63	0,58	0,51	-0,51	0,40	0,65	0,55	-0,90	0,79	0,56	-0,45	-0,62	0,84	0,75	-0,86	-0,82	-0,88	0,90	1

Tableau V-16 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, minéralogiques et géochimiques des sédiments d'interface du centre du lac Iffer. X : Susceptibilité magnétique massique ; Qtz : Quartz ; Dol : Dolomite ; Arg : Aragonite ; Cal : Calcite ; H_2O : Eau interstitielle ; MO : Matière Organique ; Carb : Carbonates.

	Argile	Silt	Sable	χ	Qtz	Dol	Arg	Cal	H_2O	MO	Carb	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Mn	P	Ti	Sr	Si/Al	Ca/Mg	Mg/Ca	Fe/Mn
Argile	1																									
Silt	-0,39	1																								
Sable	-0,22	-0,81	1																							
χ	0,60	0,06	-0,44	1																						
Qtz	0,12	0,48	-0,59	0,60	1																					
Dol	-0,05	-0,58	0,64	0,15	-0,49	1																				
Arg	-0,23	0,49	-0,37	-0,51	0,24	-0,92	1																			
Cal	0,16	0,39	-0,52	-0,35	0,02	-0,86	0,85	1																		
H2O	-0,50	0,17	0,14	0,23	0,35	0,31	-0,32	-0,60	1																	
MO	-0,53	0,42	-0,11	0,07	-0,12	0,35	-0,34	-0,33	0,66	1																
Carb	-0,42	-0,53	0,84	-0,77	-0,66	0,35	0,01	-0,19	-0,18	-0,23	1															
Si	0,31	0,24	-0,45	0,94	0,59	0,23	-0,55	-0,46	0,48	0,37	-0,78	1														
Al	0,33	0,59	-0,83	0,77	0,56	-0,21	-0,14	0,08	0,20	0,40	-0,97	0,82	1													
Fe	0,36	0,60	-0,86	0,61	0,37	-0,30	-0,02	0,30	0,01	0,38	-0,92	0,64	0,96	1												
Ca	-0,30	0,10	0,09	-0,88	-0,50	-0,44	0,70	0,70	-0,59	-0,27	0,53	-0,92	-0,55	-0,32	1											
Mg	-0,28	-0,57	0,79	-0,09	-0,41	0,88	-0,70	-0,87	0,30	0,14	0,64	-0,01	-0,52	-0,65	-0,27	1										
K	0,22	0,46	-0,63	0,88	0,69	0,04	-0,35	-0,32	0,35	0,29	-0,78	0,94	0,84	0,67	-0,77	-0,11	1									
Na	-0,20	-0,13	0,26	0,37	0,45	0,41	-0,43	-0,79	0,54	-0,01	0,10	0,44	-0,07	-0,35	-0,62	0,63	0,45	1								
Mn	-0,88	0,39	0,14	-0,77	-0,06	-0,32	0,61	0,20	0,15	0,11	0,51	-0,60	-0,50	-0,47	0,61	0,04	-0,42	0,06	1							
P	0,51	0,42	-0,77	0,45	0,32	-0,50	0,21	0,56	-0,14	0,12	-0,85	0,39	0,79	0,89	-0,13	-0,84	0,37	-0,59	-0,49	1						
Ti	0,39	0,47	-0,75	0,85	0,70	-0,22	-0,14	0,01	0,31	0,29	-0,98	0,87	0,96	0,87	-0,67	-0,50	0,85	0,05	-0,54	0,76	1					
Sr	0,04	-0,47	0,47	-0,17	-0,46	0,32	-0,25	-0,08	0,28	0,31	0,12	-0,14	-0,16	-0,08	-0,03	0,08	-0,46	-0,38	-0,23	0,15	-0,10	1				
Si/Al	-0,16	-0,69	0,83	-0,04	-0,16	0,69	-0,53	-0,80	0,31	-0,16	0,62	-0,05	-0,61	-0,78	-0,31	0,90	-0,16	0,74	0,04	-0,85	-0,48	0,07	1			
Ca/Mg	-0,07	0,45	-0,43	-0,51	0,05	-0,89	0,94	0,97	-0,50	-0,31	-0,05	-0,57	-0,06	0,14	0,78	-0,79	-0,40	-0,69	0,44	0,39	-0,11	-0,13	-0,71	1		
Mg/Ca	-0,06	-0,41	0,48	0,45	0,10	0,80	-0,82	-0,99	0,61	0,24	0,11	0,53	-0,04	-0,28	-0,77	0,81	0,38	0,84	-0,27	-0,51	0,07	0,06	0,80	-0,96	1	
Fe/Mn	0,77	0,05	-0,55	0,80	0,22	0,03	-0,38	0,06	-0,13	0,09	-0,80	0,69	0,80	0,82	-0,53	-0,38	0,59	-0,25	-0,89	0,79	0,78	0,09	-0,45	-0,18	0	1

III. Sédimentation actuelle au niveau du lac Afourgagh

La comparaison entre les différents paramètres sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques permet d'identifier les processus de la sédimentation allochtone et autochtone du lac en relation avec les perturbations d'origine climatique et anthropique qu'a connu le lac au cours des dernières décennies.

III. 1. Apports allochtones

III.1. 1. Le mode de transport

L'analyse sédimentologique montre que les échantillons du sol, les terrasses et les sédiments d'interface du lac sont tous de nature silto-sableuse. Les indices granulométriques de concentration et de dispersion montrent que la distribution des gains est mal classée, symétrique au niveau des sols moins drainés à très asymétriques vers les fins au niveau des terrasses sableuses ce qui renseigne sur un mode de transport relativement actif et à énergie variable. L'écoulement intermittent de surface est fonction du degré de la pente au niveau des escarpements au nord-ouest et au sud du lac (cf fig II-14, chapitre II). La compétence de l'écoulement diminue considérablement au niveau des répondants adoucis des hauteurs nord-ouest dont une grande partie du réseau hydrographique s'infiltre dans le substrat dolomitique fortement broyé par le jeu de la faille Tizi N'Tretten (Martin, 1981). À cause des perturbations d'origine anthropique et des périodes de sécheresse survenues au cours des dernières décennies, c'est le transport éolien qui joue un rôle important dans la redistribution des éléments détritiques au niveau des sols arables et des terrasses exondées.

III.1. 2. La nature des dépôts allochtones

Le minéral détritique le plus abondant au niveau du bassin versant est la dolomite. Ce minéral dérive de la désagrégation mécanique de la roche mère (dolomie liasique) initié par le broyage tectonique (Martin, 1981). Les proportions sont très élevées au niveau des sols et des terrasses supérieures à cause de la proximité de la source d'apport. Avec la diminution relative de l'énergie de transport et l'éloignement de la source d'apport les proportions de la dolomite diminuent au niveau des terrasses inférieures récentes et progressivement vers le centre du lac en restant toutefois le minéral le plus dominant. Deux autres minéraux se trouvent en très faible proportion au niveau des sols et des terrasses : se sont le quartz et la calcite. Les pourcentages exclusivement élevés du quartz au niveau des terrasses supérieures non cultivées, lié à des pourcentages relativement moins élevés de la dolomite, renseignent sur un haut paléo-niveau lacustre. Ces terrasses s'éloignent de 100 m et s'élèvent à huit mètre

par rapport au niveau actuel du lac. Les pourcentages du quartz dans le lac restent de toute façon très peu élevés à cause des forts apports et la productivité importante des minéraux carbonatés. L'augmentation assez faible du quartz vers le centre du lac est liée principalement à la diminution des apports en carbonates détritiques.

La répartition des teneurs en matière organique et en carbonates depuis le sol vers le centre du lac est liée à l'interaction de trois facteurs : le grano-classement, l'énergie de transport et la productivité autochtone du lac. L'augmentation des teneurs en matière organique vers le centre du lac est due à l'augmentation des fractions fines et à la productivité primaire du lac. Inversement, la diminution des carbonates (constituées principalement de la dolomite) vers le centre du lac serait liée à la diminution de l'énergie de transport et l'éloignement de la source d'apport.

La susceptibilité magnétique spécifique varie beaucoup au niveau des échantillons du sol et des terrasses en fonction de la lithologie, de l'intensité de l'altération et de l'état de l'évolution du sol. La nature carbonatée et sableuse des terrasses permettent la dilution et le lessivage plus rapide des minéraux magnétiques d'où les valeurs très faibles voir nulles de la susceptibilité magnétique. La susceptibilité magnétique est toujours anti-corrélative avec les carbonates et la fraction sableuse (tableau V-17). Au niveau du sol cultivé, l'augmentation de la susceptibilité magnétique est liée à l'augmentation de la fraction fine (silto-argileuse) qui permet une rétention plus importante des minéraux magnétiques. L'augmentation assez importante de la susceptibilité magnétique au niveau du sol arable peu altéré provient principalement des processus de pédogenèse (Mullins, 1977; Dearing et al, 1985). La décalcification sous climat méditerranéen des substrats carbonatés permet la néoformation des argiles et un enrichissement en minéraux ferro et ferrimagnétiques secondaires. On assiste ainsi à une très forte corrélation de la susceptibilité magnétique avec la fraction argileuse (tableau V-17). Les principaux apports en éléments magnétiques vers le lac proviennent de l'altération des sols arables. Au niveau du lac, les faibles valeurs de la susceptibilité magnétique au niveau des bordures sont dues à sa dilution par les teneurs élevées des carbonates d'origine détritiques et endogéniques. Son augmentation vers le centre du lac est accompagnée généralement par l'augmentation du pourcentage de la fraction argilo-silteuse (tableaux IV-18 et IV-19).

La répartition des éléments majeurs reflète la nature carbonatée du substrat géologique. Le CaO reste l'élément prédominant au niveau du sol. Sa très faible diminution au niveau des sédiments d'interface renseigne sur une érosion et un apport important des minéraux détritiques carbonatés et également à une forte production autochtone. La forte

diminution des teneurs en MgO vers les sédiments du centre du lac est liée à la diminution de l'énergie de transport des apports détritiques issus de l'altération de la dolomite. L'enrichissement progressif des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, TiO_2 et Na_2O depuis les bordures vers les sédiments du centre dérive des apports détritiques du quartz et des argiles issus de l'érosion des sols et entraînés vers le lac par la voie hydrique et/ou éolienne. Leur bonne corrélation renseigne sur la même origine (tableaux IV-17, 18 et 19) excepté NaO qui présente une corrélation négative avec les autres éléments. Ce minéral aura une source différente. Le sodium présente des concentrations très élevées au niveau des eaux actuelles sous l'effet du déficit hydrologique. Les teneurs assez élevées en Fe_2O_3 au niveau des sols sont liées au processus de pédogenèse qui permet la formation des minéraux magnétiques après la décalcification du substrat dolomitique sous climat méditerranéen. P_2O_5 est issu de la dégradation de la matière organique d'où leur bonne corrélation (tableaux IV-17, 18 et 19). La forte augmentation des teneurs en strontium au niveau des sédiments d'interface du centre du lac est liée généralement à l'importance de l'érosion au niveau du bassin versant. Il présente une forte corrélation avec le calcium au niveau des sédiments d'interface et une corrélation négative au niveau des sols (tableaux IV-17, 18 et 19).

La fraction argileuse est moins abondante que celle silto-sableuse au niveau des sédiments d'interface. Le rapport Si/Al étant moins élevé (2,7 en moyenne) renseigne sur une faible abondance des minéraux argileux. Ces derniers sont d'origines détritiques et issus de l'érosion des sols et des terrasses. Les proportions de chaque minéral varient en fonction de l'intensité de l'érosion, de l'hydrodynamisme et des processus de transformation au niveau du lac. L'abondance de la kaolinite et des interstratifiés illite/sméctite au niveau des sols reflète la prépondérance de l'hydrolyse chimique sous des conditions climatiques caractérisées par le contraste saisonnier thermique et pluviométrique (Singer et Stoffers, 1980 ; Eberl et al, 1986 ; Inglès, 1995). Cependant, les teneurs assez élevées de la sméctite au niveau des terrasses renseignent sur une altération moins intense. Les conditions d'endoréisme, la forte salinité des eaux et le bas niveau lacustre permettent la transformation de certains minéraux (Jones and Bowser, 1978; Jones, 1986 in Inglès, 1995). On assiste ainsi à l'augmentation de la kaolinite et de l'illite et la diminution du chlorite et des interstratifiés illite/sméctite depuis les bordures vers le centre du lac. Cette répartition est due également à l'hydrodynamisme. Les minéraux argileux de petite taille, tel que la kaolinite, sont entraînés plus rapidement vers le centre du lac que les autres minéraux de taille plus grande (Vernier et Froget, 1984). Elle doit être dans sa grande partie héritée. L'illite plus volumineuse est issue de la transformation des interstratifiés illite/sméctite.

III. 2. Sédimentation autochtone

III.2. 1. La sédimentation organique

L'hyper-eutrophie du lac actuel contribue beaucoup à l'augmentation de la productivité primaire. Les apports excessifs des éléments nutritifs issus des pratiques agricoles (principalement les phosphates et les nitrates) provoquent des blooms phytoplanctoniques au cours de la saison chaude. Les teneurs élevées au niveau des sédiments du centre du lac dérivent principalement de la productivité autochtone. Les apports assez élevés de Fe/Mn au niveau des sédiments d'interface renseignent sur une anoxie qui permet la préservation de la matière organique (cf annexe tableaux 18 et 19). Au niveau des sédiments de bordures, les flux périodiques par ruissellement des débris de végétaux (bois et feuilles) à cause de la déforestation participent à la dilution de la matière organique d'origine autochtone.

III.2. 2. La sédimentation carbonatée

La salinité très élevée des eaux actuelles du lac, à cause du déficit hydrique, révèle une forte précipitation des carbonates. Le rapport Mg/Ca dépasse largement la limite 12 nécessaire à la précipitation de la calcite, de la dolomite et de l'aragonite (Dean et Gorham, 1976 ; Kelts et Hsü, 1978). Les indices de saturation des trois minéraux sont largement supérieurs à zéro. La calcite dérive en grande partie de la précipitation endogénique qui s'accroît vers le centre du lac. L'aragonite beaucoup plus abondante que la calcite a une origine biogénique (coquilles de Gastéropodes) et chimique. Elle apparaît au niveau des terrasses et augmente considérablement au niveau des sédiments d'interface du centre du lac. Les fortes concentrations des ions de magnésium au niveau de l'eau favorisent la précipitation et la stabilité de l'aragonite (Manzola et Ben Amor, 2001). La forte augmentation de la salinité des eaux actuellement laisse supposer la précipitation d'une proto-dolomite.

III. 2. 3. Les minéraux magnétiques Authigènes

Les teneurs élevées en matière organique et l'anoxie présentée par des rapports assez élevés de Fe/Mn au niveau des sédiments d'interface du centre du lac constituent des facteurs favorables pour la préservation et la néoformation de minéraux magnétiques lors de la diagenèse précoce du sédiment (Hilton et Lishman, 1985 ; Hilton et al, 1986 ; Thompson et Oldfield, 1986). Toutefois, cette authigénie magnétique est fortement diluée par les teneurs élevées des carbonates d'origine détritique et endogéniques.

III. 3. Stratigraphie des sédiments d'interface

Les deux carottes de 34 cm de longueur environ prélevées aux bordures et au centre du lac Afourgagh ne présentent pas de corrélations lithologiques. L'alternance du sable et du silt brun parfois foncé avec souvent des débris de végétaux et/ou coquillés au niveau de la carotte de bordure renseignent sur des balancements très récents du niveau lacustre et des apports directes et épisodiques de matériaux détritiques issus de l'érosion du sol.

III. 3. 1. Sédiments de bordures

La variation des paramètres géochimiques et sédimentologiques permet de distinguer quatre phases de sédimentation reflétant les variations bathymétriques très récentes du lac.

La première phase de sédimentation (unité comprise entre 32 et 25 cm ; 1979-1983) correspond à la fin des années 70 et début des années 80 du siècle denier d'après la corrélation entre les deux carottes de bordures et du centre. Elle renseigne sur un niveau relativement élevé d'eau. Ceci est matérialisé par l'augmentation des fractions fines argilo-silteuses, de l'eau interstitielle, des teneurs en matière organique et de la susceptibilité magnétique. Les paramètres granulométriques montrent que la sédimentation se fait dans un milieu calme à énergie hydrodynamique faible. Les apports détritiques de la dolomite diminuent au profit du quartz et de la calcite. L'augmentation des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO d'une part et la diminution des teneurs en CaO, MgO et Sr d'autre part sont liées à l'érosion active des sols sous des conditions climatiques relativement humides. Le fort contraste pluviométrique saisonnier favorise la néoformation des interstratifiés illite/smectite par la fixation du potassium dans les espaces interfoliaires des smectites (Singer et Stoffers, 1980 ; Eberl et *al*, 1986) d'où l'augmentation des interstratifiés illite/smectites et la diminution de la smectite.

La deuxième phase (unité comprise entre 25 et 21 cm ; 1983-1986) correspond aux années 80 du siècle dernier. Elle marque l'installation des conditions climatiques arides. La chute de la susceptibilité magnétique et des teneurs en matière organique renseignent sur un abaissement considérable du niveau d'eau. Ceci est matérialisé également par la diminution de la fraction silto-argileuse et l'accumulation d'une sédimentation de plage avec du sable très mal classé, asymétrique vers les fractions grossières et avec des teneurs en eau interstitielle très faibles. L'érosion moins intense du sol et l'écoulement très réduit causé par l'aridité du climat contribuent à des faibles apports détritiques. Ceci est traduit par la réduction des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 d'une part et l'augmentation de CaO, MgO et Sr d'autre part. Au niveau minéralogique, ceci est accompagné par la chute du

pourcentage du quartz et de la calcite d'une part et la hausse du pourcentage de la dolomite. L'apparition de l'aragonite est tout à fait concorde avec la diminution du niveau d'eau et l'augmentation de la productivité du lac. Les minéraux argileux viennent étayer cette diminution de l'hydrolyse chimique des sols par la diminution de la kaolinite (de 5%), des interstratifiés illite/smectite (de 2,8 %) et de la smectite (de 2,2 %) et l'augmentation de la chlorite (de 6,6 %) et de l'illite (de 3,4 %) qui sont liés à l'altération du sol peu évolué (Millot, 1964).

La troisième phase (unité comprise entre 21 et 11 cm ; 1986-1996) correspond aux années 90 du siècle dernier. Elle marque cette fois le retour de conditions climatiques humides principalement après l'année 1996 qui était très humide. L'élévation du niveau d'eau est matérialisée par l'augmentation de la fraction argilo-silteuse, des teneurs en eau interstitielle et en matière organique et de la susceptibilité magnétique. La diminution de la fraction sableuse, le classement modéré et l'asymétrie vers les fractions fines des grains montrent que la sédimentation se fait dans un milieu calme à faible énergie hydrodynamique. L'augmentation des teneurs en éléments majeurs SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO traduit un apport important en éléments détritiques issus de l'érosion hydrique. Ceci est matérialisé par l'augmentation du pourcentage du quartz et la diminution de la dolomite et des argiles. L'augmentation du pourcentage de la calcite est liée à sa précipitation au niveau de la colonne d'eau suite aux apports importants des ions de calcium issus de l'altération du substrat carbonaté au niveau du bassin versant. La prépondérance de l'altération par hydrolyse chimique des sols évolués au niveau du bassin versant contribue à l'augmentation de la kaolinite (de 10 %) et la diminution de l'illite (de 6%) et du chlorite (de 1,1%).

La quatrième phase (unité comprise entre 11 et 0 cm ; 1996-2006) marque un changement dans le fonctionnement hydrologique du lac à cause de la succession des années de sécheresse au cours de la dernière décennie et de l'influence anthropique. Le niveau d'eau a diminué de 12 mètre environ depuis les années 80 du siècle dernier (Flower et *al*, 1989) et ne dépasse pas 1,5 m à la fin 2006. Cette baisse très rapide du niveau d'eau au début de cette phase est matérialisée par la forte diminution de la susceptibilité magnétique, du pourcentage de la fraction argilo-silteuse et l'augmentation de la fraction sableuse. Les faibles apports détritiques sont représentés par la diminution de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, P_2O_5 et MnO d'une part et l'augmentation de CaO d'autre part. Ceci est accompagné par la diminution du quartz et de la calcite. La stabilité relative de ces paramètres sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques est liée à une instabilité climatique interannuelle moins remarquable. Les teneurs relativement élevées et pratiquement stables de la matière organique

et des carbonates sont liées à l'eutrophisation du lac qui est marquée également par l'apparition de l'aragonite.

III. 3. 2. Sédiments du centre

Les sédiments du centre ne reflètent pas une sédimentation détritique épisodique comme le cas des sédiments de bordures. Il s'agit d'une sédimentation détritique plus ou moins continue, dans un milieu relativement calme avec une vitesse plus lente. La lithologie assez homogène de la carotte est liée à l'éloignement relatif de la source d'apport et l'homogénéisation de la colonne d'eau. La faible variabilité du pourcentage des fractions granulométriques est en relation avec les courants d'eau qui dominent dans le lac et qui sont en fonction directe avec les variations bathymétriques. Le taux de sédimentation relativement élevé 1 cm/an de sédiments du centre du lac renseigne sur une érosion importante des sols accentuée par la déforestation et les pratiques agricoles au niveau du bassin versant. Sa diminution vers la surface (0,5 cm/an) est liée aux grands changements qu'a subit le lac au cours des deux dernières décennies et qui sont enregistrés par les sédiments de bordures. Les changements dans les valeurs de la susceptibilité magnétique et des teneurs en éléments majeurs permettent de subdiviser la carotte en trois phases de sédimentation traduisant les principaux changements environnementaux au cours des 50 ans écoulés.

La première phase (unité comprise entre 35 et 25 cm ; 1962-1972) correspond aux années 60 et début des années 70 du siècle dernier. Elle marque généralement la diminution relative du niveau d'eau sous des conditions climatiques instables et moins humides. Ceci est matérialisé au niveau granulométrique par l'augmentation de la fraction sableuse et la diminution de la fraction argilo-silteuse traduisant ainsi un hydrodynamisme plus élevé. La sédimentation détritique, relativement fine, est contrôlée par l'hydrologie du lac. Les variations de la stratification thermique de la colonne d'eau provoquent parfois des courants de fonds (courants turbides) chargés en éléments détritiques qui atteignent le centre du lac (Sturm et Matter, 1978). L'érosion éolienne participe aussi d'une façon non négligeable à la décantation des fractions plus grossières. La diminution de la susceptibilité magnétique et des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, MgO, K_2O, P_2O_5 et MnO renseigne sur un faible apport en éléments détritiques. Ceci est lié à une érosion moins intense des sols. Toutefois, des passages entrecoupant cette diminution marque des apports détritiques épisodiques de faible ampleur qui sont liés à l'instabilité climatique interannuelle au cours de cette phase. La diminution des pourcentages de la dolomite et l'élévation des teneurs en carbonates et en CaO sous forme de calcite et principalement d'aragonite vient d'étayer l'augmentation de la

productivité autochtone du lac. Le cortège argileux ne présente pas de variations notables. Toutefois, l'augmentation de la smectite (de 4,5 %), en moins de la kaolinite (0,4 %) et des interstratifiés illite/smectite (2,5 %) d'une part et la diminution de l'illite (5,5 %) et de la chlorite (1,6 %) d'autre part marquent une hydrolyse encore active mais moins importante.

La deuxième phase (unité comprise entre 25 et 17 cm ; 1972-1981) correspond aux années 70 et début des années 80 du siècle dernier. Au cours de cette phase, on assiste à une augmentation peu importante du niveau lacustre. Ceci est matérialisé par l'augmentation de la susceptibilité magnétique et des teneurs en matière organique d'une part et la diminution des teneurs en carbonates d'autre part. La diminution du sable et l'augmentation principalement du silt renseignent sur une diminution relative de l'énergie de transport suite à l'augmentation du niveau d'eau. L'élévation des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, P_2O_5 et MnO et la diminution de CaO enregistrent une altération très active des sols. L'augmentation des interstratifiés illite/smectites (7,5 %) et de la kaolinite (3,5 %) d'une part et la diminution de la chlorite (6,5 %) et de la smectite (4,5 %) d'autre part renseignent sur une hydrolyse chimique bien active des sols suite à l'abondance des précipitations. Cette phase enregistre également une productivité autochtone importante manifestée principalement par la biosynthèse de l'aragonite et la précipitation de la calcite. La fin de cette phase marque plutôt la prépondérance de la fraction détritique reflétée par l'augmentation du pourcentage de la dolomite. L'essai de corrélation entre les deux carottes de bordure et du centre en se basant sur la variation de la susceptibilité magnétique laisse supposer que la deuxième moitié de cette phase correspond à la première unité de la carotte de bordure.

La troisième phase (unité comprise entre 17 et 0 cm ; 1981-2006) correspond aux deux dernières décennies environ. Elle coïncide avec les unités 2, 3 et 4 de la carotte de bordure. Elle marque les grands changements qu'ont subit le lac et son bassin versant. La variation des paramètres sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques de cette unité traduit les fluctuations bathymétriques très récentes du lac enregistrées par la carotte de bordure. La succession des années de sècheresse et l'amplification de l'emprise humaine ont fortement contribué à la détérioration des conditions environnementales du lac Afourgagh. Ceci est traduit par la diminution drastique du niveau d'eau, l'avancement de l'état trophique et la diminution du taux de sédimentation. La diminution de la susceptibilité magnétique et des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O est liée à une faible érosion des sols traduisant des conditions climatiques moins humides. L'évolution des minéraux argileux, traduite par l'augmentation de la chlorite (5,3 %), de l'illite (2 %) et de la smectite (2,1 %) d'une part et la diminution de la kaolinite (3,9 %) et de l'illite (5,4 %), confirment bien le ralentissement de

l'hydrolyse par la réduction des précipitations. La première moitié de cette phase marque une forte diminution du niveau d'eau matérialisée par l'arrêt de la sédimentation au niveau des bordures et l'installation d'une plage de sable (unité 2 de la carotte de bordure) (figure V-7). Cette diminution du niveau lacustre coïncide avec les sécheresses de la fin des années 80 du siècle dernier. L'augmentation par la suite de la susceptibilité magnétique et des teneurs en SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, P_2O_5 et MnO vers 5 cm de profondeur (troisième unité de la carotte de bordure) renseigne sur une pulsation assez importante du niveau d'eau après l'année 1996 qui était exceptionnellement humide, alors que leur diminution par la suite vers la surface (quatrième unité de la carotte de bordures) traduit le recul du niveau d'eau au cours de la dernière décennie. L'augmentation des teneurs en matière organique et en P_2O_5 renseigne sur une eutrophisation très avancée du lac actuellement, traduisant l'importance de l'impact humain. L'augmentation de Na_2O vers la surface est liée à une forte salinité des eaux causée par le déficit hydrique, tandis que la forte diminution de K_2O est due au ralentissement de l'altération des argiles au niveau des sols.

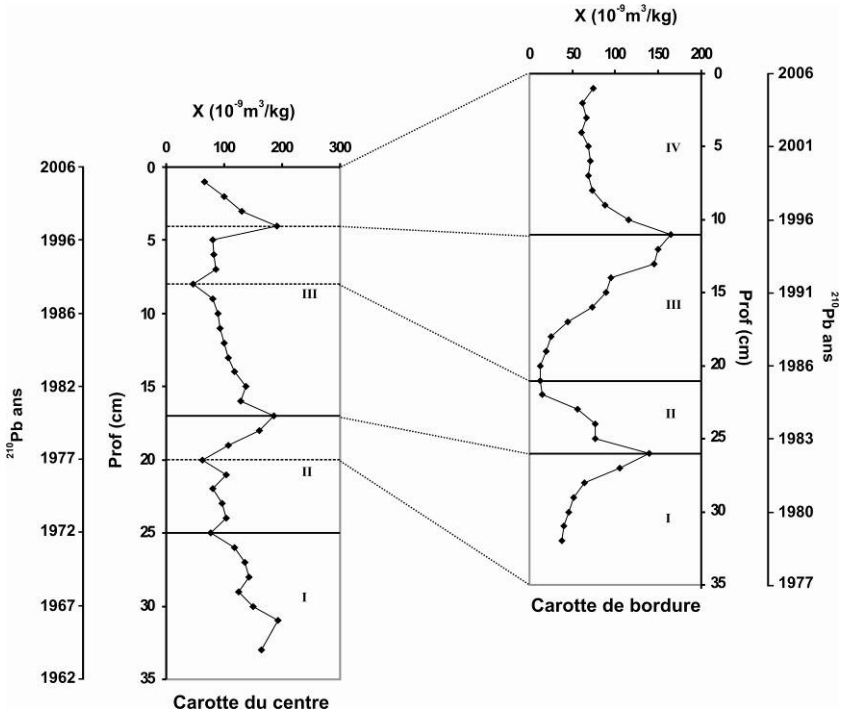


Figure V-7 : Corrélation entre la carotte du centre et de bordures du lac Afourgagh en se basant sur des mesures de la susceptibilité magnétique (X).

III. 3. 3. Analyse en composantes principales (ACP)

L'ACP des paramètres sédimentologiques et géochimiques des deux carottes montrent également que les éléments alumino-silicatés et ferriques ainsi que la susceptibilité magnétique et sont toujours liés à la fraction argilo-silteuse. Tandis que les carbonates et les alcalino-terreux (ca, Mg et Sr) sont liés à la fraction sableuse (figures V-8 et V-9). La matière

organique est exclusivement d'origine allochtone au niveau de bordures comme le montre sa parfaite corrélation avec les éléments détritiques et ferriques (figure V-8a). Au niveau du centre, la matière organique ne présente pas de corrélation ni avec les éléments alumino-silicatés ni avec les carbonates (figure V-9a). Elle résulte d'un mélange de production autochtone et d'apports allochtones.

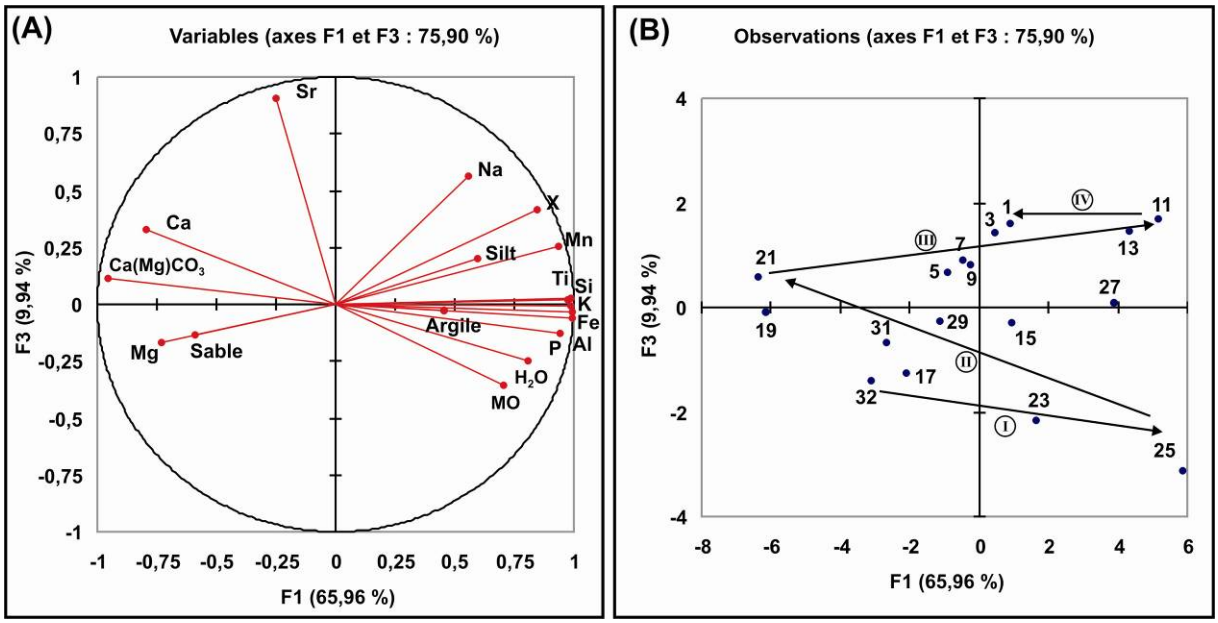


Figure V-8 : Projection des variables sédimentologiques et géochimiques (A) et des profondeurs d'échantillonnage (B) sur les axes F1 et F3 de l'ACP de la carotte de bordure du lac Afourgagh. Les chiffres I, II, III et IV sont les quatre phases de sédimentation.

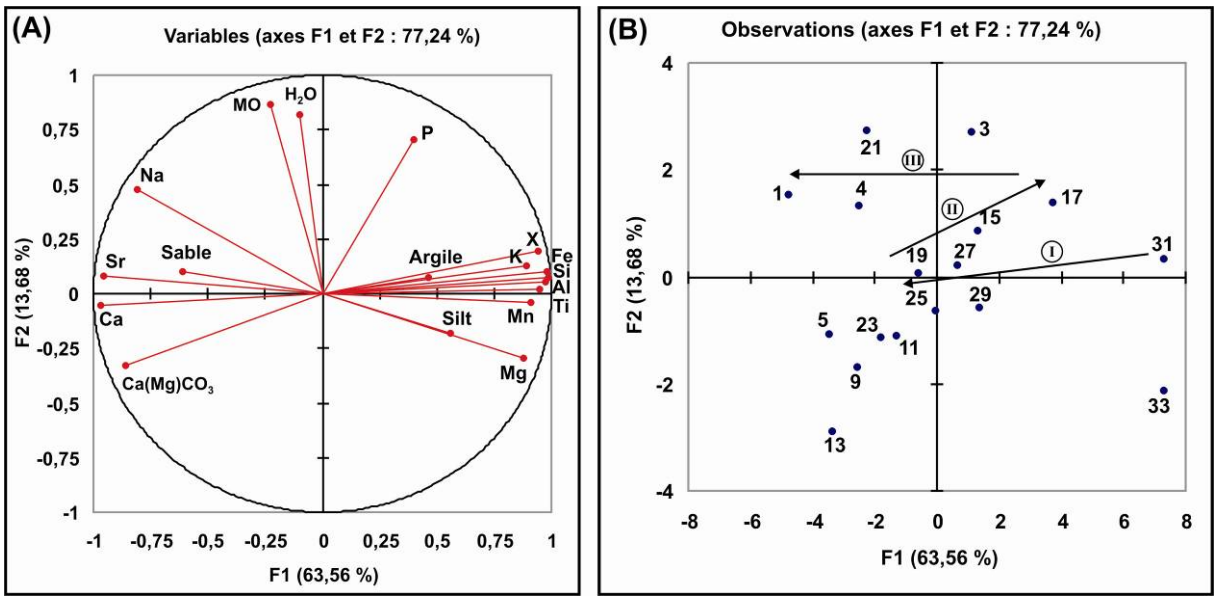


Figure V-9 : Projection des variables sédimentologiques et géochimiques (A) et des profondeurs d'échantillonnage (B) sur les axes F1 et F2 de l'ACP de la carotte du centre du lac Afourgagh. Les chiffres I, II et III sont les trois phases de sédimentation.

III. 4. Conclusion

L'étude paléolimnologique entreprise sur les sédiments d'interface du lac Afourgagh révèle les grands changements qu'a subis l'écosystème lacustre au cours des cinq dernières décennies. Les variations des paramètres sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques au niveau des sédiments d'interface renseignent sur la diminution progressive du niveau d'eau entrecoupée par des oscillations bathymétriques de faible ampleur. La diminution du taux de sédimentation vers l'interface marque la réduction assez importante des apports détritiques avec la diminution de l'écoulement de surface. La détérioration des conditions environnementales au cours de la dernière décennie sous l'effet des sécheresses et de la pression anthropique est manifestée par un recul considérable du niveau d'eau et un avancement de l'eutrophisation du lac. La sédimentation carbonatée dérive en grande partie de la précipitation autochtone.

Tableau V-17 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, minéralogiques et géochimiques des échantillons de sol et des terrasses du lac Afourgagh. X : Susceptibilité magnétique massique ; Qtz : Quartz ; Dol : Dolomite ; Arg : Aragonite ; Cal : Calcite ; H_2O : Eau interstitielle ; MO : Matière Organique ; Carb : Carbonates.

	Argile	Silt	Sable	χ	Qtz	Dol	Arg	Cal	H_2O	MO	Carb	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Mn	P	Ti	Sr	Si/Al	Ca/Mg	Mg/Ca	Fe/Mn
Argile	1																									
Silt	-0,38	1																								
Sable	-0,81	-0,23	1																							
χ	0,96	-0,33	-0,80	1																						
Qtz	-0,26	0,78	-0,22	-0,33	1																					
Dol	0,57	-0,81	-0,09	0,54	-0,78	1																				
Arg	-0,81	0,64	0,45	-0,74	0,48	-0,90	1																			
Cal	0,19	0,24	-0,35	0,31	0,08	-0,45	0,38	1																		
H2O	-0,54	0,63	0,17	-0,45	0,67	-0,84	0,75	0,35	1																	
MO	-0,76	0,52	0,47	-0,59	0,08	-0,60	0,83	0,34	0,59	1																
Carb	0,14	-0,82	0,37	0,03	-0,71	0,81	-0,58	-0,60	-0,79	-0,45	1															
Si	0,23	0,57	-0,61	0,27	0,72	-0,43	0,06	0,23	0,52	-0,11	-0,79	1														
Al	0,39	0,49	-0,72	0,40	0,68	-0,39	-0,01	0,34	0,35	-0,27	-0,72	0,94	1													
Fe	0,79	0,04	-0,86	0,86	0,10	0,09	-0,40	0,51	-0,01	-0,40	-0,44	0,68	0,77	1												
Ca	-0,58	0,01	0,61	-0,61	-0,16	-0,33	0,61	0,23	0,09	0,57	0,15	-0,68	-0,64	-0,68	1											
Mg	0,20	-0,75	0,26	0,19	-0,78	0,90	-0,68	-0,62	-0,73	-0,38	0,89	-0,64	-0,63	-0,28	-0,13	1										
K	0,26	0,48	-0,58	0,24	0,75	-0,38	0,00	0,11	0,35	-0,31	-0,63	0,93	0,96	0,62	-0,67	-0,57	1									
Na	-0,76	0,40	0,56	-0,62	-0,04	-0,52	0,81	0,30	0,42	0,94	-0,25	-0,36	-0,44	-0,54	0,72	-0,23	-0,48	1								
Mn	0,65	-0,45	-0,40	0,75	-0,58	0,77	-0,78	-0,18	-0,62	-0,47	0,34	0,02	0,08	0,49	-0,67	0,63	0,04	-0,47	1							
P	-0,56	0,50	0,28	-0,34	0,07	-0,54	0,71	0,41	0,49	0,86	-0,55	0,13	0,03	-0,07	0,27	-0,42	0,00	0,76	-0,16	1						
Ti	0,67	0,23	-0,85	0,69	0,38	-0,16	-0,21	0,54	0,15	-0,38	-0,59	0,80	0,91	0,95	-0,62	-0,50	0,79	-0,51	0,26	-0,07	1					
Sr	0,63	0,28	-0,84	0,61	0,53	-0,16	-0,26	0,32	0,15	-0,49	-0,54	0,86	0,95	0,86	-0,71	-0,47	0,89	-0,63	0,22	-0,22	0,96	1				
Si/Al	-0,20	0,52	-0,12	-0,10	0,48	-0,34	0,20	-0,06	0,66	0,30	-0,63	0,71	0,44	0,23	-0,48	-0,38	0,48	0,00	-0,06	0,34	0,24	0,30	1			
Ca/Mg	-0,39	0,76	-0,06	-0,42	0,88	-0,92	0,72	0,37	0,84	0,40	-0,83	0,61	0,53	0,06	0,14	-0,94	0,53	0,24	-0,77	0,32	0,30	0,35	0,51	1		
Mg/Ca	0,35	-0,60	0,00	0,37	-0,62	0,88	-0,78	-0,63	-0,68	-0,49	0,70	-0,30	-0,31	0,00	-0,49	0,92	-0,23	-0,41	0,83	-0,38	-0,22	-0,17	-0,15	-0,88	1	
Fe/Mn	-0,27	0,69	-0,15	-0,30	0,87	-0,74	0,49	0,17	0,83	0,24	-0,78	0,73	0,58	0,15	-0,14	-0,80	0,60	0,01	-0,61	0,16	0,34	0,43	0,73	0,93	-0,67	1

Tableau V-18 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, minéralogiques et géochimiques de la carotte de bordures du lac Afourgagh. X : Susceptibilité magnétique massique ; Qtz : Quartz ; Dol : Dolomite ; Arg : Aragonite ; Cal : Calcite ; H_2O : Eau interstitielle ; MO : Matière Organique ; Carb : Carbonates.

	Argile	Silt	Sable	χ	Qtz	Dol	Arg	Cal	H_2O	MO	Carb	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Mn	P	Ti	Sr	Si/Al	Ca/Mg	Mg/Ca	Fe/Mn
Argile	1																									
Silt	0,74	1																								
Sable	-0,87	-0,97	1																							
χ	0,43	0,64	-0,61	1																						
Qtz	0,54	0,47	-0,52	0,59	1																					
Dol	-0,08	0,02	0,01	-0,36	-0,54	1																				
Arg	-0,31	-0,35	0,36	-0,02	-0,04	-0,80	1																			
Cal	0,33	0,25	-0,29	0,58	0,66	-0,77	0,35	1																		
H2O	0,14	0,09	-0,11	0,51	0,73	-0,65	0,28	0,60	1																	
MO	0,02	-0,03	0,02	0,35	0,65	-0,64	0,33	0,54	0,97	1																
Carb	-0,27	-0,37	0,36	-0,72	-0,79	0,61	-0,18	-0,64	-0,90	-0,84	1															
Si	0,41	0,61	-0,58	0,83	0,76	-0,44	0,00	0,56	0,77	0,68	-0,94	1														
Al	0,42	0,51	-0,51	0,77	0,82	-0,54	0,07	0,64	0,86	0,78	-0,97	0,98	1													
Fe	0,37	0,48	-0,48	0,78	0,82	-0,56	0,10	0,65	0,89	0,80	-0,97	0,97	1	1												
Ca	-0,56	-0,69	0,69	-0,75	-0,71	0,05	0,44	-0,34	-0,56	-0,45	0,77	-0,88	-0,84	-0,81	1											
Mg	-0,07	-0,17	0,15	-0,63	-0,62	0,87	-0,62	-0,69	-0,82	-0,78	0,86	-0,76	-0,81	-0,83	0,40	1										
K	0,45	0,48	-0,50	0,81	0,81	-0,54	0,07	0,62	0,86	0,75	-0,96	0,96	0,99	0,98	-0,83	-0,81	1									
Na	-0,19	-0,05	0,10	0,49	0,30	-0,82	0,79	0,53	0,56	0,54	-0,54	0,42	0,45	0,49	-0,02	-0,84	0,46	1								
Mn	0,25	0,44	-0,40	0,85	0,65	-0,64	0,32	0,62	0,77	0,66	-0,89	0,91	0,90	0,92	-0,66	-0,91	0,92	0,69	1							
P	0,28	0,40	-0,38	0,59	0,75	-0,64	0,25	0,62	0,86	0,84	-0,94	0,91	0,94	0,93	-0,68	-0,84	0,89	0,52	0,83	1						
Ti	0,43	0,59	-0,58	0,84	0,79	-0,50	0,04	0,62	0,80	0,70	-0,95	0,99	0,99	0,98	-0,86	-0,79	0,98	0,46	0,92	0,91	1					
Sr	-0,23	-0,26	0,27	-0,01	-0,36	-0,11	0,37	-0,03	-0,35	-0,40	0,40	-0,46	-0,48	-0,43	0,54	0,09	-0,40	0,35	-0,20	-0,51	-0,42	1				
Si/Al	-0,16	0,11	-0,03	-0,34	-0,57	0,73	-0,45	-0,63	-0,86	-0,82	0,71	-0,50	-0,66	-0,67	0,30	0,74	-0,69	-0,51	-0,58	-0,65	-0,58	0,17	1			
Ca/Mg	-0,22	-0,30	0,29	0,05	0,13	-0,89	0,97	0,50	0,38	0,42	-0,27	0,08	0,17	0,20	0,36	-0,68	0,17	0,82	0,36	0,34	0,13	0,35	-0,53	1		
Mg/Ca	0,32	0,32	-0,34	-0,12	-0,19	0,87	-0,92	-0,51	-0,51	-0,54	0,38	-0,20	-0,29	-0,33	-0,26	0,77	-0,29	-0,83	-0,49	-0,43	-0,24	-0,22	0,60	-0,94	1	
Fe/Mn	0,30	0,34	-0,35	0,53	0,75	-0,36	-0,11	0,51	0,87	0,86	-0,89	0,85	0,89	0,89	-0,79	-0,61	0,84	0,24	0,66	0,87	0,85	-0,61	-0,62	0,01	-0,12	1

Tableau V-19 : Corrélation entre les paramètres sédimentologique, minéralogiques et géochimiques de la carotte du centre du lac Afourgagh. X : Susceptibilité magnétique massique ; Qtz : Quartz ; Dol : Dolomite ; Arg : Aragonite ; Cal : Calcite ; H_2O : Eau interstitielle ; MO : Matière Organique ; Carb : Carbonates.

	Argile	Silt	Sable	χ	Qtz	Dol	Arg	Cal	H_2O	MO	Carb	Si	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Mn	P	Ti	Sr	Si/Al	Ca/Mg	Mg/Ca	Fe/Mn
Argile	1																									
Silt	0,46	1																								
Sable	-0,73	-0,94	1																							
χ	0,31	0,45	-0,46	1																						
Qtz	0,40	0,49	-0,53	0,37	1																					
Dol	0,42	0,51	-0,54	0,57	0,16	1																				
Arg	-0,43	-0,56	0,59	-0,61	-0,29	-0,98	1																			
Cal	-0,42	-0,25	0,35	-0,31	-0,08	-0,59	0,48	1																		
H2O	0,08	-0,10	0,05	0,02	-0,38	-0,17	0,20	0,18	1																	
MO	-0,04	-0,25	0,20	-0,03	-0,36	-0,24	0,30	0,02	0,59	1																
Carb	-0,27	-0,31	0,34	-0,90	-0,30	-0,56	0,57	0,39	-0,21	-0,03	1															
Si	0,36	0,49	-0,51	0,98	0,42	0,66	-0,70	-0,33	-0,03	-0,07	-0,87	1														
Al	0,29	0,50	-0,49	0,98	0,39	0,65	-0,69	-0,32	-0,06	-0,11	-0,87	0,99	1													
Fe	0,31	0,47	-0,48	0,98	0,39	0,64	-0,68	-0,31	0,00	-0,03	-0,89	1	0,99	1												
Ca	-0,37	-0,52	0,54	-0,95	-0,43	-0,71	0,74	0,38	0,07	0,22	0,90	-0,97	-0,97	-0,96	1											
Mg	0,60	0,61	-0,69	0,61	0,55	0,73	-0,77	-0,42	-0,31	-0,52	-0,49	0,72	0,69	0,67	-0,77	1										
K	0,17	0,27	-0,28	0,83	0,37	0,55	-0,60	-0,18	0,06	0,00	-0,78	0,85	0,82	0,87	-0,79	0,53	1									
Na	-0,27	-0,40	0,41	-0,78	-0,48	-0,68	0,72	0,32	0,41	0,50	0,67	-0,80	-0,80	-0,79	0,83	-0,74	-0,79	1								
Mn	0,49	0,35	-0,46	0,62	0,51	0,65	-0,70	-0,32	0,00	-0,14	-0,62	0,73	0,67	0,72	-0,71	0,78	0,80	-0,69	1							
P	0,36	-0,02	-0,12	0,01	-0,06	-0,14	0,14	0,03	0,45	0,62	-0,05	0,00	-0,06	-0,01	0,06	-0,15	-0,12	0,44	-0,09	1,00						
Ti	0,23	0,54	-0,51	0,93	0,37	0,59	-0,62	-0,29	-0,11	-0,13	-0,82	0,94	0,97	0,94	-0,95	0,66	0,68	-0,72	0,53	-0,04	1					
Sr	-0,32	-0,44	0,46	-0,89	-0,42	-0,72	0,75	0,37	0,09	0,27	0,83	-0,92	-0,92	-0,92	0,93	-0,77	-0,90	0,91	-0,82	0,29	-0,82	1				
Si/Al	0,28	-0,32	0,14	-0,52	0,00	-0,35	0,34	0,14	0,23	0,32	0,44	-0,49	-0,59	-0,50	0,54	-0,25	-0,28	0,50	-0,04	0,56	-0,67	0,49	1			
Ca/Mg	-0,38	-0,51	0,54	-0,90	-0,51	-0,74	0,79	0,36	0,17	0,32	0,83	-0,95	-0,94	-0,94	0,98	-0,85	-0,81	0,88	-0,81	0,18	-0,90	0,96	0,50	1		
Mg/Ca	0,50	0,62	-0,66	0,77	0,48	0,74	-0,77	-0,47	-0,23	-0,42	-0,66	0,84	0,83	0,80	-0,89	0,94	0,61	-0,75	0,70	-0,04	0,81	-0,82	-0,38	-0,90	1	
Fe/Mn	0,07	0,37	-0,31	0,91	0,17	0,38	-0,40	-0,15	0,03	0,08	-0,78	0,84	0,88	0,86	-0,80	0,33	0,63	-0,59	0,26	0,04	0,89	-0,67	-0,66	-0,69	0,55	1

CHAPITRE VI :

ETUDE SYNTHETIQUE

CHAPITRE VI

ETUDE SYNTHÉTIQUE

Au cours de ce chapitre, nous présentons une synthèse sur l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique d'après les données bibliographiques sur chaque site, suivie d'une synthèse de la présente étude sur l'état du fonctionnement des lacs en question aux cours des dernières décennies.

I. Lac Ifrah

I. 1. Histoire hydroclimatique depuis 29000 ans B.P

Le lac Ifrah a fait l'objet d'un sondage de bordure de 9 m environ en 2000 avec une série de carottages de sédiments d'interface (dans le cadre des projets Protars III D15/57 et PICS 596/05/CNR direction Damnati). Une étude pluridisciplinaire a été menée sur la séquence prélevée (Chaddadi et *al*, 2004 ; Damnati, 2006 ; Rhoujjati, 2007 et Damnati et *al*, 2008). La chronologie a été déterminée par des mesures radio-isotopiques au ^{14}C sur la matière organique totale. L'enregistrement sédimentaire de la carotte représente environ 29000 ans B.P de sédimentation avec un taux de sédimentation décroissant depuis la base vers le haut de la séquence (Fig. VI-1).

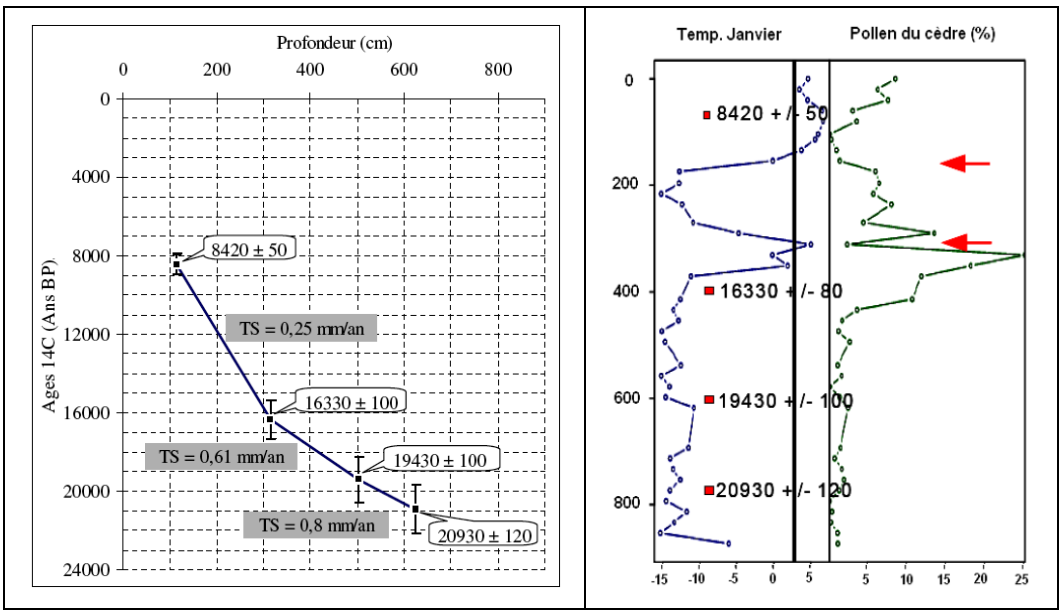


Figure VI-1 : Ages ^{14}C non calibrés (ans BP) et reconstitution du taux de sédimentation au niveau du lac Ifrah et reconstitution des températures de janvier avec expression de la cédraie par rapport aux autres espèces identifiées dans les analyses palynologiques.

La période couvre la totalité du pléistocène supérieur et le début de la phase Holocène (Cheddadi et *al*, 2004 ; Damnati, 2006 ; Rhoujjati, 2007). Les résultats de la sédimentologie et de la géochimie organique et minérale livrés par la carotte permettent de subdiviser la séquence grossièrement en trois unités lithostratigraphiques comprenant 5 zones différentes (Damnati, 2006 ; Rhoujjati, 2007 ; Damnati et *al*, 2008) (figure VI-2, 3 et 4) :

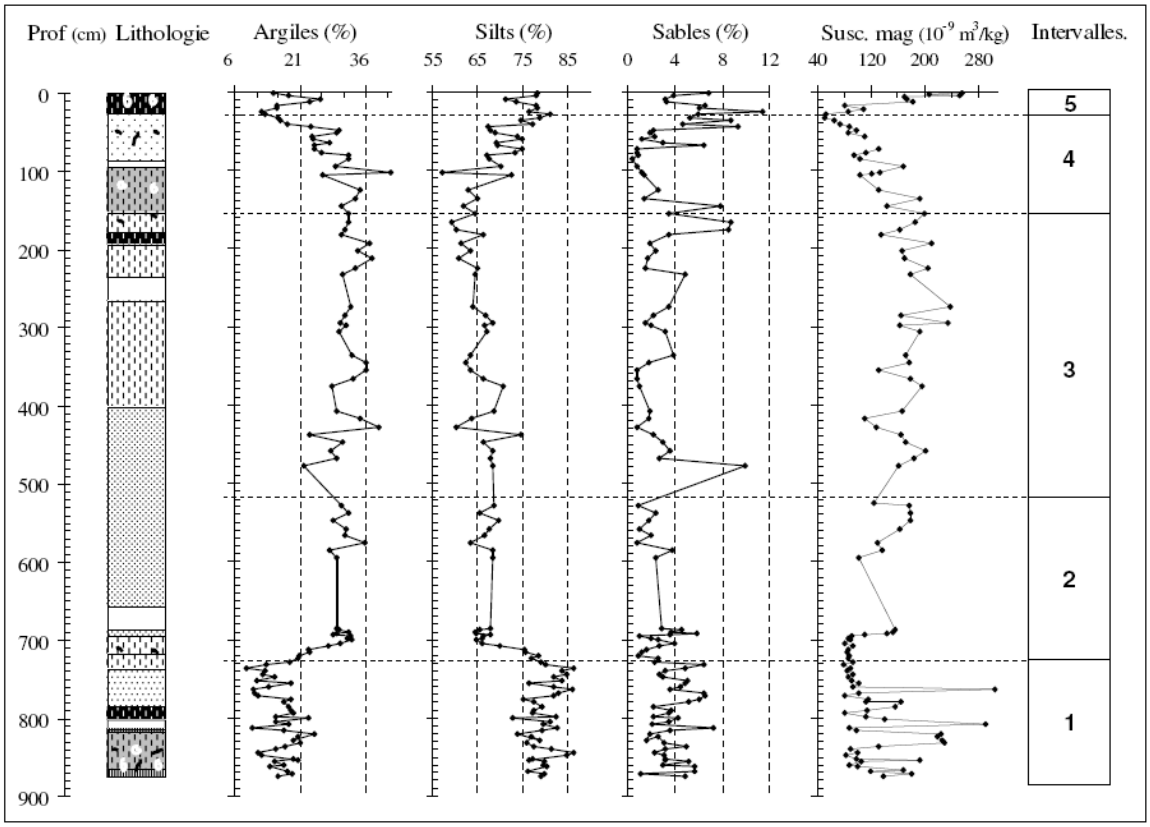


Figure VI-2 : Distribution des fractions granulométriques et de la susceptibilité magnétique au niveau du sondage marginal du lac Ifrah (d'après Rhoujjati, 2007).

I. 1. 1. La première unité (antérieur à 29000 ans B.P)

Elle enregistre des conditions climatiques relativement humides mais marquées par une certaine instabilité. L'abondance de la fraction silteuse de 80 % en moyenne et le rapport C/N autour de 12 renseignent sur un milieu lacustre relativement profond et favorable pour une productivité primaire. La tendance à la diminution des carbonates conjointement avec CaO à la faveur des autres éléments majeurs (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO2, K_2O et MgO) marque une importante érosion du sol. La forte variation de la susceptibilité magnétique et des éléments majeurs (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O et MgO) renseigne sur une instabilité climatique marquée par la succession de phases humides à forts apports en éléments alumino-silicatés et ferromagnésiens et des phases arides à faibles apports en ces éléments. Cette période tempérée relativement humide enregistrée dans le lac Ifrah est rare au Moyen Atlas.

Mais elle semble synchrone avec les résultats obtenus par l'étude des formations du Quaternaire supérieur (terrasses alluviales, paléosols et paléolacs) à l'échelle du Maghreb (Weisrock, 1980 ; Grandguillaume, 1982 ; Steinmann et Bartels, 1982 ; Rognon et *al*, 1984 ; Rognon, 1987 ; Boudad, 2004) voir même au Sahel (Durant et Lang, 1986), dans la vallée du Nile en Egypte (Paulissen et Vermeersh, 1987 *in* Zeroual, 1995) et au Sahara orientale (Pachur et al, 1990; Haas et Haynes, 1980 *in* Zeroual, 1995).

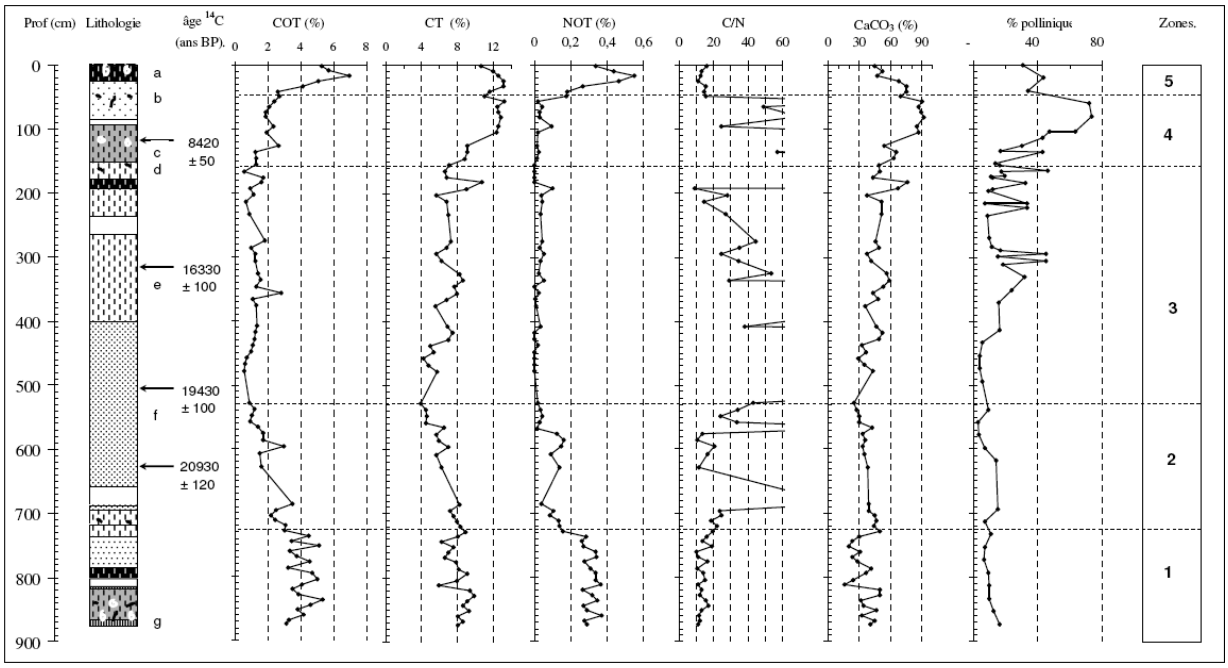


Figure VI-3 : Distribution des paramètres de la géochimie organique, des carbonates et des pollens au niveau du sondage marginal du lac Ifrah (d'après Rhoujjati, 2007).

CT : carbone Total ; COT : Carbone Organique Total ; NOT : Azote Organique Total ; C/N : rapport du carbone organique sur l'azote organique ; a : argile organique silteuse à coquilles et bois; b : silt coquiller à fragments du bois ; c : argile silteuse grise verdâtre à coquilles et bois ; d : argile silteuse ocre à fragments du bois ; e : argile silteuse à concrétions grises blanchâtres ; f : argile silteuse ocre à concrétions d'argile et g : argile silteuse laminée à débris du charbon.

I. 1. 2. La deuxième unité (comprise entre 29 et 10000 ans B.P)

Cette période, constituée de deux zones 2 et 3 (figure VI-2, 3 et 4), marque la dégradation des conditions environnementales et l'installation d'un climat sec et froid. La chute du niveau lacustre du lac est matérialisée par le déclin de la productivité autochtone comme le montre les valeurs très faibles du carbone organique total (COT) et de l'azote organique total (NOT). La matière organique est principalement d'origine allochtone (C/N> à 20). L'abondance des éléments détritiques SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na2O, P_2O_5 et MnO serait liée probablement à une forte action éolienne. L'analyse palynologique montre que cette phase a enregistré la dernière période glacière avec une végétation steppique (Gramineae Chénopodiacées et Artemicia) à plus de 90 % des plantes composant le paysage autour du lac (Cheddadi et *al*, 2004 ; Damnati, 2006). La reconstitution des températures et

des précipitations en se basant sur ces données polliniques montre que la température hivernale au cours de cette période était de 10 à 12°C plus basse qu'actuellement. Les précipitations moyennes annuelles ne dépassaient pas 400 mm/an. Alors que la région reçoit actuellement 800 mm/an en moyenne. Cette période aride est enregistrée également dans le site de Tigalmamine entre 18 et 16000 ans B.P par le développement d'une flore de Diatomées indicatrice de milieu froid et très peu profond (El Hammouti et *al*, 1991 ; El Hammouti, 2003). Cette période prend une ampleur générale et parait synchrone au Würm tardif et de l'aridité maximale du Sahara et du Sahel (Damnati, 1997).

I. 1. 3. La troisième unité (comprise entre 10000 ans B.P et l'actuel)

Cette phase n'est pas bien représentée dans la séquence lacustre du lac à cause probablement des lacunes sédimentaires dues aux assèchements périodiques du lac à la différence des autres sites du Moyen Atlas tel que le site de Tigalmamine où l'Holocène est représenté par un enregistrement sédimentaire de 10 mètres environ (Cheddadi et *al*, 2004; Lamb et al, 1995, 1999). Il semble que les derniers huit millénaires environ soient manquants de ce sondage (Damnati, 2006). La zone 4 est marquée par une période sèche et plus chaude. La reconstitution des températures hivernales et estivales à la base des pollens montre que le climat était plus chaud de 2 à 3°C environ par rapport à l'actuel (figure VI-1) (Cheddadi et *al*, 2004). Cette période semble plutôt favorable à une précipitation importante des carbonates autochtones et la réduction des apports détritiques comme le montre l'augmentation de CT, des carbonates et de CaO et la diminution de la susceptibilité magnétique et des éléments détritiques (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O et MgO). L'augmentation de la fraction silto-sableuse et les faibles valeurs du COT renseignent sur un bas niveau lacustre. La matière organique est principalement d'origine allochtone (C/N > à 20). Les deux derniers millénaires (zone 5) marque le retour des conditions climatiques humides manifestées essentiellement par l'augmentation progressive de la productivité lacustre qui atteint des valeurs très élevées (6 % en moyenne) dont la grande partie est constituée par la matière organique autochtone (C/N autour de 12). La conservation de cette matière organique renseigne sur une élévation du niveau lacustre (Damnati, 2006 ; Rhoujjati, 2007). Cette période semble également très favorable à l'émancipation du couvert végétal principalement la cédraie et la chênaie dans le bassin versant voir même dans tout le Moyen Atlas (Lamb, 1999). L'augmentation importante de la susceptibilité magnétique conjointement avec les apports détritiques riches en éléments majeurs (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO) sont liées à l'importance des processus de pédogenèse au niveau du sol suite au développement du couvert végétal mais

également à l'accélération du lessivage et de l'érosion du sol sous conditions climatiques humides. Cet effet semble fortement nuancé par l'influence anthropique principalement au cours des derniers 1700 ans. Ceci est matérialisé par une exploitation de plus en plus prépondérante des ressources naturelles (défrichement du couvert végétal naturel, occupation du sol et accélération de l'eutrophisation des milieux aquatiques). Cette anthropisation a été déjà signalé également dans tout le pourtour méditerranéen pendant la même période (Lamb et *al*, 1991, Cheddadi et *al*, 2006 ; Rhoujjati, 2007).

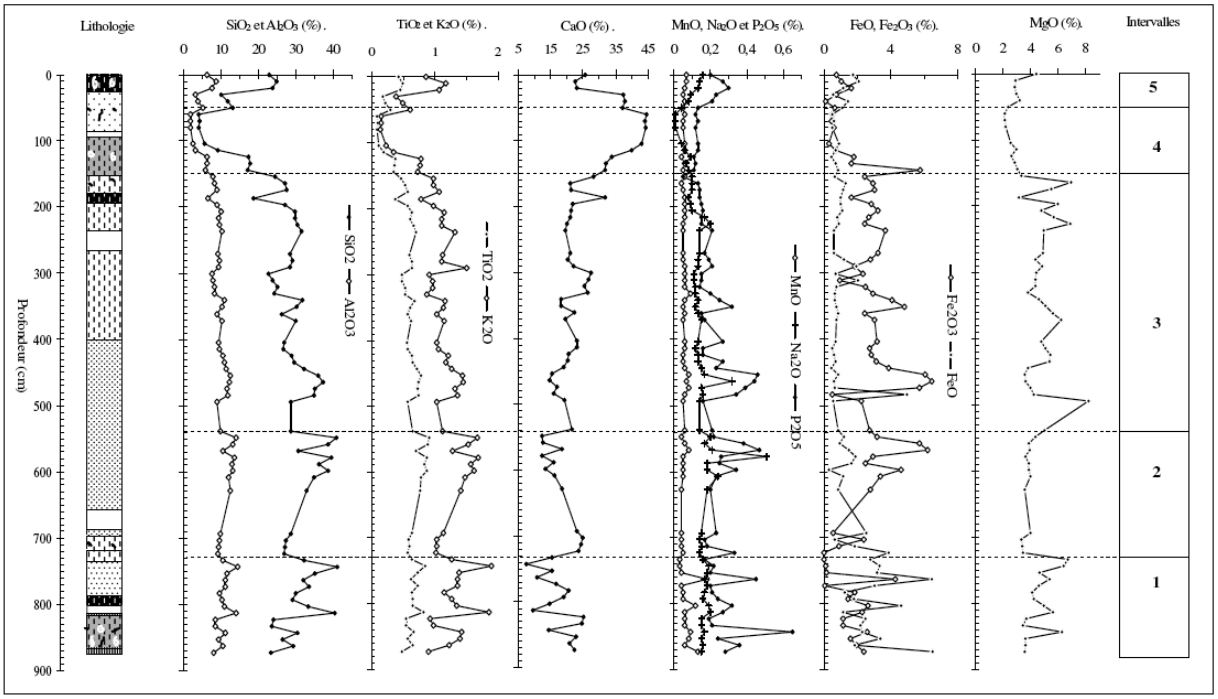


Figure VI-4 : Distribution des paramètres de la géochimie minérale en fonction de la profondeur au niveau du sondage marginal du lac Ifrah (d'après Rhoujjati, 2007).

I. 2. Changements environnementaux au cours du siècle dernier

L'évolution de l'état actuel du lac Ifrah a été caractérisée par une étude sédimentologique, géochimique et minéralogique des sédiments d'interface que l'on avait corroboré par un suivi saisonner de la physico-chimie des eaux entre 2003 et 2006. La chronologie est basée sur des analyses du ^{210}Pb. Le taux de sédimentation reconstitué dans le lac Ifrah est moyennement élevé mais diminue considérablement vers la surface. Les deux carottes de sédiments d'interface prélevées aux bordures et au centre du lac sont corrélatives et enregistrent trois phases de sédimentation traduisant les changements environnementaux qu'a subi le lac au cours du siècle dernier :

I. 2. 1. La première phase (comprise entre 1900 et 1920)

Elle renseigne sur un niveau lacustre encore élevé qui est matérialisé essentiellement par la granulométrie fine et les teneurs assez élevées en matière organique. L'augmentation des apports détritiques, traduite par l'élévation de la susceptibilité magnétique, des éléments alumino-silicatés et ferromagnésiens et des minéraux détritiques (quartz et argiles), est liée à une érosion importante du sol du bassin versant. L'action anthropique qui n'est pas encore prépondérante à cette époque participe également à l'accélération de l'érosion principalement par la déforestation et le travail du sol. Le recul moins important du niveau lacustre matérialisé par la diminution des teneurs en matière organique renseigne sur une certaine instabilité climatique vers la fin de cette phase. Cette instabilité est étayée également par l'évolution des minéraux argileux au niveau des sédiments de bordures qui marquent le ralentissement de l'hydrolyse chimique des sols comme le montre la diminution de la kaolinite et des interstratifiés illite/smectite et l'augmentation de la chlorite et de l'illite. Cette tendance vers l'aridité enregistrée au cours de cette période (début du 20ème) semble être liée à une diminution relative des précipitations. Cet événement parait synchrone avec les données paléolimnologiques recueillies au sud de l'Espagne qui confirment une augmentation de l'aridité sous l'effet de la diminution des précipitations vers la fin du 19ème et le début du 20ème siècle (Sousa et Garcia-Murello, 2003 ; Luque et al, 2004 ; Valero-Garcés et al, 2006).

I. 2. 2. La deuxième phase (comprise entre 1920 et 1965)

Elle marque un changement significatif dans le mode de sédimentation qui est manifesté par l'augmentation de la productivité organo-carbonatée du lac et le ralentissement assez faible des apports détritiques alumino-silicatés et ferromagnésiens. Ce changement renseigne d'une part sur l'élévation du niveau lacustre suite à l'augmentation plus ou moins importante des précipitations au cours de cette période et d'autre part sur l'avancement de l'état trophique sous la pression anthropique. L'augmentation des carbonates principalement au centre du lac reflète l'importance de la précipitation endogène de ces minéraux qui semble être liée à l'accélération de l'eutrophisation du lac mais également à l'augmentation de la température moyenne au cours des saisons chaudes (printemps et été) favorable à la précipitation des carbonates. Ce constat paraît concordant avec les données climatiques relevées dans la région du Maghreb et qui indiquent un réchauffement de 1°C environ durant le 20ème siècle avec une tendance accentuée durant les 40 dernières années (PNUD-FEM, 1998 et 2001 ; Snousi, 2002 ; Agoumi, 2003). La diminution des apports détritiques alumino-silicatés et ferromagnésiens au cours de cette phase marque le ralentissement de l'érosion des

sols évolués mais elle est liée également à leur dilution par les teneurs assez élevées des carbonates d'origine autochtone. Ce ralentissement de l'érosion des sols est représenté également par la diminution de la kaolinite et des interstratifiés illite/smectite et l'augmentation de la chlorite et de l'illite qui marque une hydrolyse de sols peu évolués.

I. 2. 3. La troisième phase (comprise entre 1965 et 2000)

Cette dernière phase enregistre le recul très important du niveau lacustre matérialisé essentiellement par la diminution des teneurs en matière organique et l'augmentation de la fraction grossière. Ce déficit hydrique dérive de la succession des sécheresses au cours des trois dernières décennies du 20ème siècle et de l'anthropisation de plus en plus prépondérante du bassin versant. Une sécheresse a frappé le Maroc tout entier au cours de cette période. Depuis les années 80, trois grands épisodes de sécheresse ont été succédées, la première en 1980-1985, la deuxième en 1991-1995 et la troisième en 1997-2000. Cette période a connu également une très forte variabilité annuelle et décennale de la pluviométrie manifestée par une baisse très importante d'environ de 30 % du cumul des précipitations durant la période 1978-1994 par rapport à la période 1961-1977. L'année 1994/95 a été la plus sèche du siècle alors que l'année 1995/96 a été la plus pluvieuse du siècle (Damnati, 2006). Avec la croissance démographique, l'action anthropique sur le lac et son bassin de drainage s'est considérablement accentuée au cours de cette période. Le défrichement de la forêt et le développement des techniques agricoles par l'introduction de la machinerie ont beaucoup contribué à l'accroissement de la fragilité et la dégradation des sols. L'augmentation des apports détritiques alumino-silicatés et ferromagnésiens au cours de cette période renseigne sur une plus forte accélération de l'érosion du sol par la mobilisation des horizons superficiels. Ceci facilite l'intensité de l'hydrolyse chimique comme le montre l'augmentation de la kaolinite et les interstratifiés illite/smectite et la diminution de la chlorite et de l'illite. Le faible taux de sédimentation au cours de cette période semble être lié à une prépondérance de l'érosion éolienne suite à la réduction de l'écoulement de surface. Une pulsation du niveau lacustre du lac a été enregistrée par l'augmentation des teneurs en matière organique et des fractions fines au cours de l'année 1996 qui était exceptionnellement pluvieuse. La reprise de la sécheresse en 1998 jumelée avec la pression anthropique entraîne une nouvelle fois la régression du niveau lacustre. La prospection du site en 2000 pour le carottage révèle un niveau d'eau très bas de 0,5 m seulement. La succession des sécheresses au cours des trois dernières décennies du 20ème siècle semble avoir un impact sur les ressources en eau du Moyen Atlas. Le débit de beaucoup de sources et de résurgences a diminué, alors que la

majorité des lacs ont régressé. Le niveau d'eau du lac Azigza par exemple, a diminué de 3 m environ entre 1979 et 1981 puis de 5 m entre 1981et 1984 (Flower et Foster, 1992). Le lac Iffer a régressé de 6 m depuis 1984 (Maxted, 1989). Le lac Afourgagh a régressé de 12 m environ depuis la même période (Flower et *al*, 1989), alors que d'autres lacs sont complètement asséchés actuellement comme le lac Aoua.

I. 3. Environnement actuel et qualité des eaux

La période 2000-2006 a été caractérisée au début par un rehaussement de faible ampleur du niveau lacustre au cours des deux années 2002 et 2003 qui ont été relativement humides (cf chapitre II). Les mesures effectuées au début de l'année 2004 montrent que le niveau d'eau faisait 1,5 m environ de profondeur. Les eaux ont débordées vers le côté nord-ouest et beaucoup d'anciennes terrasses cultivées ont été submergées. Durant les trois années 2004, 2005 et 2006 qui sont globalement moins pluvieuses (cf chapitre II), le lac a régressé et le niveau d'eau n'excède pas un mètre de profondeur. L'analyse de la physico-chimie des eaux montre que la qualité des eaux a été dégradée sous l'influence du déficit hydrique et de l'action anthropique. Ceci est manifesté principalement depuis 2003 à 2006 par l'augmentation de la salinité et la turbidité d'une part et la diminution de l'oxygénation des eaux d'autre part. Les eaux sont enrichies en chlorures de sodium et sont devenues de plus en plus sursaturées en alcalino-terreux sous l'effet de l'évaporation. Les indices de saturation vis-à-vis de la calcite, de l'aragonite et de la dolomite sont toujours supérieurs à zéro. La structuration de la colonne d'eau est principalement horizontale vu la faible profondeur de l'eau. L'état trophique du lac est très avancé à cause de l'influence anthropique. Les teneurs en éléments nutritifs (phosphore et nitrates) sont très élevées en 2006 et augmentent considérablement en été à cause de la contamination anthropique (cf chapitre IV). Le déficit hydrique s'est aggravé au cours des années 2007 et 2008 qui ont été relativement moins arrosées. Sous l'effet de l'évaporation et de la pression anthropique, le lac Ifrah s'est complètement asséché en août 2008 (investigation de Reddad, thèse en cours). Des fentes de dessiccation apparaissent au niveau des terrasses argilo-silteuses exondées. L'interruption de ce déficit hydrique est marquée par une mise en eau du lac Ifrah au cours de l'année 2008/2009 généralement très pluvieuse par rapport aux six années précédentes.

II. Lac Iffer

II. 1. Histoire hydroclimatique depuis 5 000 ans B.P

Les premiers travaux réalisés sur ce lac pour la reconstitution paléolimnologique ont commencé par Maxted (1989) et Lamb et *al* (1991). La plus longue séquence (8 m de profondeur) prélevée en 1985 sous une tranche d'eau de 11 m, a fait l'objet d'analyses géochimiques magnétiques et palynologiques (Lamb et *al*, 1991) (figure VI-5). Les datations radiochronologiques du ^{14}C montrent que cette carotte couvre les cinq derniers millénaires avec une vitesse de sédimentation de l'ordre de 2 mm/an avant 1300 à moins de 1 mm/an au cours du dernier millénaire. Plus récemment et dans le cadre des mêmes projets (Protars III D15/57 et PICS 596/05/CNR, Direction Damnati) un carottage de trois séquences (A, B et C) a été réalisé en 2004 sous une tranche d'eau de 6 m environ (la profondeur maximale est de 6,8 m). Seulement la première carotte (10 m de profondeur) a fait l'objet d'analyse sédimentologiques et géochimiques (figures VI-6, 7, 8 et 9) (Rhoujjati, 2007). Le manque de datations pour cette dernière a exigé sa corrélation avec la première carotte étudiée par Lamb et *al* (1991) dont la chronologie est connue. La comparaison des paramètres géochimiques et magnétiques montre que les deux carottes sont corrélatives (figure VI-6) (Rhoujjati, 2007). La variation de l'ensemble des paramètres sédimentologiques, géochimiques et magnétiques permet de subdiviser la séquence en six unités (figures VI-, 7, 8, 9 et 10).

II. 1. 1. L'unité A (entre 6000 et 4600 ans B.P environ)

Elle correspond au premier remplissage lacustre représenté essentiellement par des accumulations sableuses détritiques carbonatées (Lamb et *al*, 1991). Ceci est matérialisé par des faibles apports en éléments détritiques alumino-silicatés comme le montre les teneurs très faibles en éléments majeurs (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO) et les valeurs presque nulles de la susceptibilité magnétique (figures VI-8 et 10). Le dépôt de sable inorganique très asymétrique vers les grossiers (coefficient de dissymétrie négatif) renseigne sur un milieu agité à forte énergie de transport résultant de la faible profondeur d'eau (figures VI-7 et IV-8). La productivité organique, généralement assez élevée (COT autour de 10 %), dépend exclusivement des apports terrestres comme le montre les valeurs très élevées de C/N et très faibles voir nulles de NOT (figure VI-9). Le passage contrasté entre les deux unités A et B comme le montre la variation brutale des paramètres sédimentologiques et géochimiques confirme la présence d'un hiatus quoique de courte durée entre les deux zones aux alentours de 4600 ans BP (Rhoujjati, 2007). La reconstitution des températures de janvier à partir des

données polliniques dans le site de Tiglmamine (Cheddadi et *al*, 2006) ont montré que la région du Moyen Atlas, aurait connu un climat chaud entre 4 et 6000 ans BP et encore plus chaud entre 6 et 10'000 ans BP (Rhoujjati, 2007).

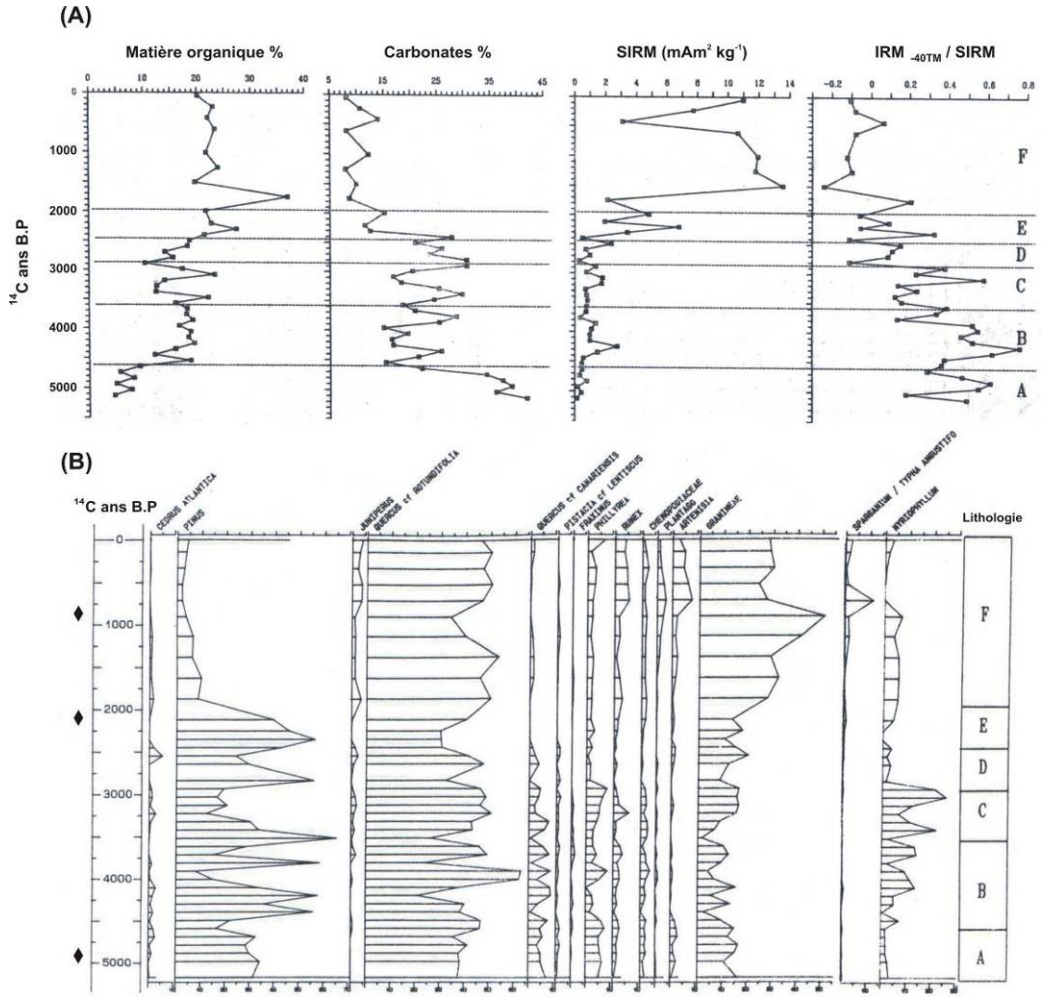


Figure VI-5 : Distribution des paramètres géochimiques, magnétiques et palynologiques au niveau du sondage central du lac Iffer (8,7 m de profondeur) (d'après Lamb et al, 1991).

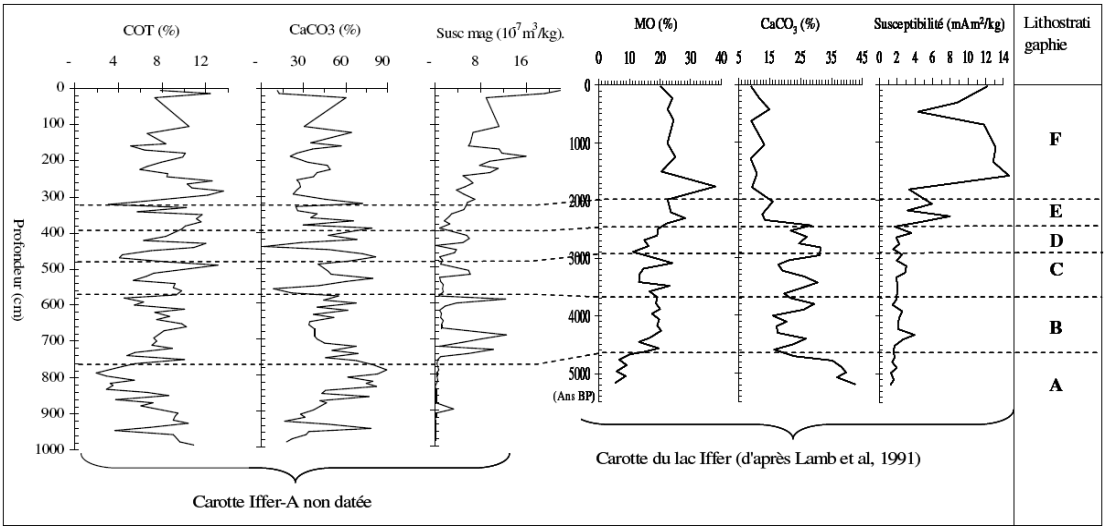


Figure VI-6 : Corrélation entre les deux carottes du lac Iffer : carotte Iffer-A non datée (d'après Rhoujjati, 2007) et la carotte datée (d'après Lamb, 1991).

II. 1. 2. Les unités B, C, D et E (entre 4600 et 2000 ans B.P environ)

Le retour assez faible de la productivité autochtone au cours de ces quatre phases est marqué par l'augmentation des teneurs en NOT. Néanmoins, les valeurs de C/N autour de 20 marquent une forte contribution de la matière organique terrestre (figure VI-9). L'évolution des fractions et des paramètres granulométriques renseigne sur le ralentissement de l'énergie de transport ce qui plaide pour une augmentation mais de moindre ampleur du niveau lacustre (figures VI-7 et 8). Ceci est étayé également par l'augmentation de la susceptibilité magnétique et des teneurs en éléments majeurs (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO). Toutefois, la fluctuation plus ou moins importante de ces paramètres parallèlement avec la variation de COT, $CaCO_3$ et NOT renseigne sur une sédimentation épisodique en relation directe avec la succession de phases climatiques arides et humides.

II. 1. 3. L'unité F (entre 2000 ans B.P et l'actuel)

Cette phase est marquée au niveau de la première moitié par la reprise importante de la productivité primaire du lac comme le montre les valeurs relativement élevées du COT et du NOT (figure VI-9). Les valeurs du rapport C/N comprises entre 10 et 15 prouvent ainsi une dominance de matière organique autochtone. Cette activité est certainement à mettre en relation avec un haut niveau lacustre (pluviosité importante) ayant permis la préservation de la matière organique dans un lac certainement bien stratifié (Rhoujjati, 2007). Ceci se traduit également par l'augmentation de la susceptibilité magnétique et des teneurs en éléments détritiques (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO) issus de l'érosion du sol suite à l'activation de l'écoulement de surface au cours de cette phase humide (figure VI-10). Une telle érosion qui semble être accélérée également par la dégradation du couvert végétal (figure VI-6). Ce dernier bien structuré et diversifié avant 2500 ans B.P, a subi des perturbations importantes sous l'effet de l'anthropisation du milieu (Lamb et *al*, 1991). Le pin était l'arbre le plus convoité. Son déclin notable à partir de 1'700 ans BP a été accompagné par l'installation d'une culture pastorale et un accroissement du pollen des herbacées (graminées, chénopodiacées et Artemisia). Le déclin de *Quercus canariensis* et de Fraxinus indique que l'homme a été présent dans le milieu après 2300 ans B.P (Lamb, 1991). La deuxième moitié enregistre la détérioration des conditions climatiques et environnementales. La diminution de la productivité autochtone primaire au profit de celle d'origine terrestre reflète la diminution du niveau lacustre. La diminution de la susceptibilité magnétique et les éléments majeurs SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_5 et MnO) renseignent sur un ralentissement des apports détritiques dont la source principale est liée aux terres arables cultivées.

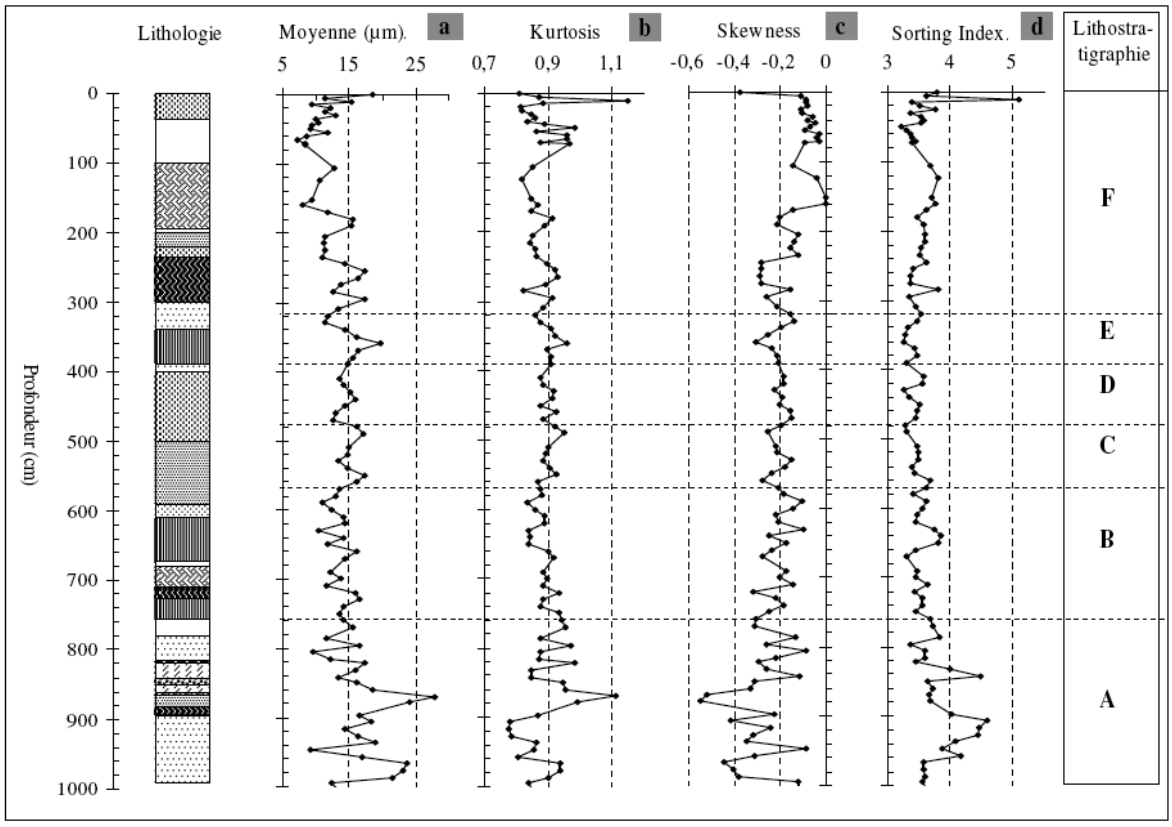


Figure VI-7 : Distribution des paramètres sédimentologiques au niveau du sondage central du lac Iffer (d'après Rhoujjati, 2007).

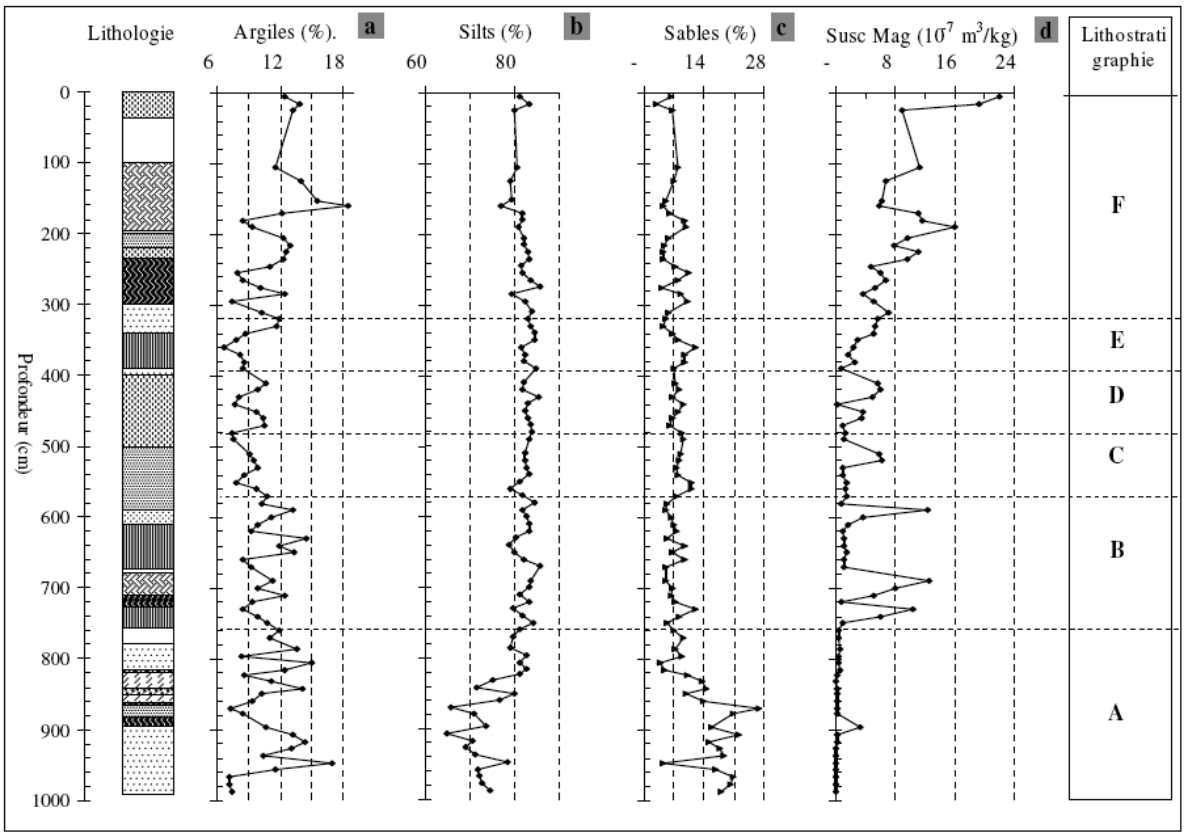


Figure VI-8 : Distribution des fractions granulométriques et de la susceptibilité magnétique au niveau du sondage central du lac Iffer (d'après Rhoujjati, 2007).

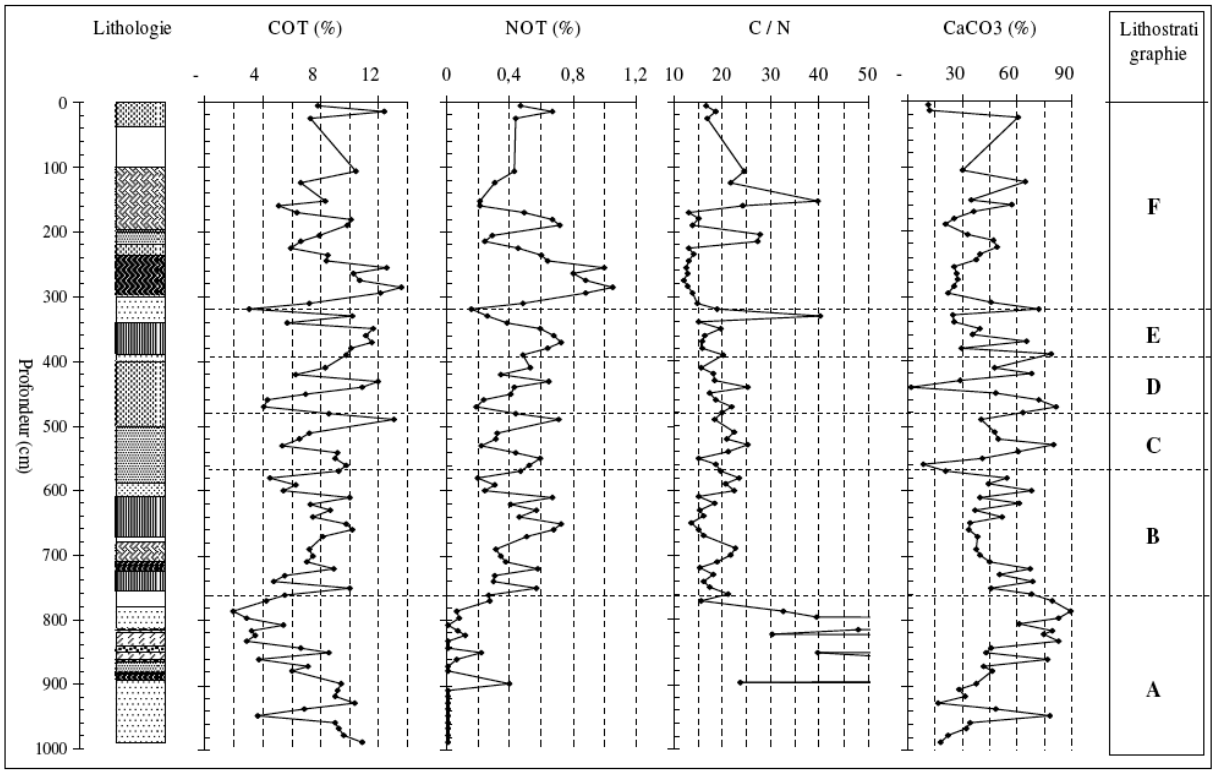


Figure VI-9 : Distribution des paramètres de la géochimie organique et des carbonates au niveau du sondage central du lac Iffer (d'après Rhoujjati, 2007).

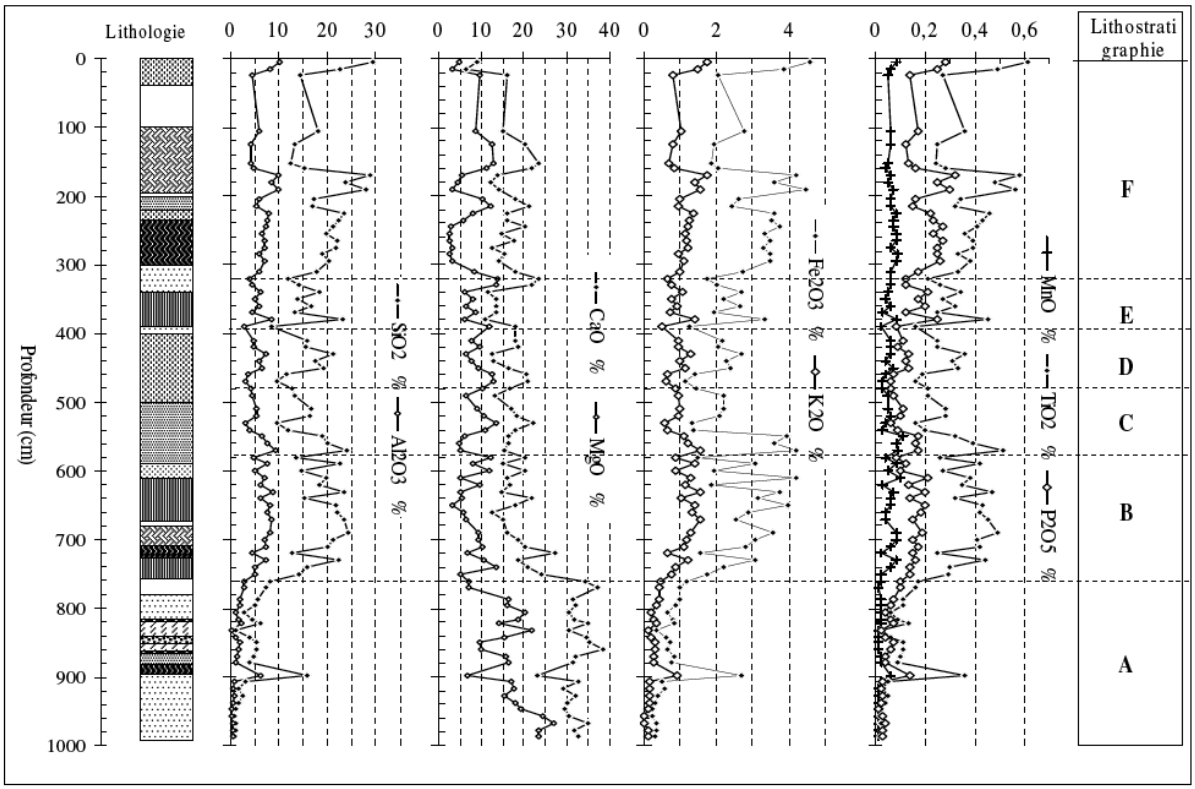


Figure VI-10 : Distribution des paramètres de la géochimie minérale au niveau du sondage central du lac Iffer (d'après Rhoujjati, 2007).

II. 2. Changements environnementaux entre 1845 et 1985

Une série de carottes de sédiments d'interface ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques, géochimiques et magnétiques par Maxted (1989) dans le but de caractériser les changements environnementaux dans la région du Moyen Atlas. La chronologie a été basée sur des datations de ^{210}Pb (figure VI-11). La période couvre la moitié du 19ème siècle jusqu'aux années 80 du 20ème siècle. L'interprétation avancée par Maxted (1989) pour expliquer la variation du taux de sédimentation au niveau du lac Iffer repose essentiellement sur l'influence humaine dans la région du Moyen Atlas en relation avec les conditions politico-économiques qu'a connu le Maroc au cours de son histoire moderne (Bardour ; 1962 ; Amin, 1970 ; Nyrop, 1972 ; Thursfield, 1983 ; Abecor, 1984). La première phase de 1845 à 1905, correspondant à la période pré-protectorale, est caractérisée par une productivité et un taux de sédimentation faibles au niveau du lac, résultant d'une érosion moins intense du sol du bassin versant. Toutefois, les indices magnétiques montrent que la proportion des sédiments qui dérive du sous-sol ou du sol cultivé est généralement élevée (Maxted, 1989).Le pays connaît à cette époque une instabilité politique manifestée parfois par des affrontements militaires entre le gouvernement chérifien centralisé à Fès et les rebelles des tribus arabes et amazighs (Amin, 1970). Ceci a eu un impact plus ou moins important sur la sécurité des populations. La région du Moyen Atlas connaît à cette époque une faible densité de l'homme et de son bétail. La deuxième phase de 1905 à 1935 qui couvre l'époque du protectorat française a connu une augmentation du taux de la sédimentation qui semble être liée à un changement dans le mode de l'utilisation du sol traduit par l'extension de l'agriculture et l'augmentation de l'érodabilité du sous-sol (Maxted, 1989). La stabilité sociopolitique relative dans la région du Moyen Atlas à cette époque du protectorat a conduit à l'intensification de l'agriculture et l'introduction de nouvelles techniques dans les pratiques agricoles. La troisième phase de 1935 à 1955 est caractérisée par une augmentation substantielle du taux d'accumulation surtout en carbonates (figure VI-11). Cet effet semble être dû à des événements très localisés selon Maxted (1989) qu'on peut lier probablement à une forte précipitation des carbonates endogènes. L'augmentation du taux d'accumulation de la fraction minérale au cours de la quatrième phase de 1955 à 1965, est accompagnée par une augmentation excessive de la production sédimentaire (figure VI-11). Cette phase qui coïncide avec l'indépendance du Maroc a été marquée par deux principaux changements économiques. Le premier changement réside dans la redistribution des terres agricoles aménagées par les occupants français. L'impact de ce changement dans la région du Moyen

Atlas est limité vu l'absence des grandes fermes aménagées (Maxted, 1989). Le deuxième changement a été représenté par la prospérité relative de l'économie du pays juste après l'indépendance en raison de l'augmentation des revenus du phosphate suite à la hausse mondiale de ses pris. Ce qui a eu des répercussions positives sur la croissance démographique. La population marocaine est passée de 10,4 millions en 1955 à 13,2 millions à 1965. Comme résultat naturel de cette croissance démographique, il y a eu une augmentation du nombre du bétail (ovins et caprins principalement). Le nombre recensé à cette époque a arrivé à 15 millions d'ovins et 6 millions de caprins (Nyrop, 1972). Ces changements socio-économiques ont engendré dans la région du Moyen Atlas voir dans toutes les régions du Maroc, une accélération de l'érosion du sol sous l'effet de l'exploitation des domaines forestiers par le surpâturage et l'agriculture. Ceci s'est accentué durant la cinquième phase de 1965 à 1975 qui a enregistré également une augmentation importante du flux sédimentaire. La diminution du taux de la sédimentation au cours de la dernière décennie qui suit (de 1975 à 1985) est liée à un changement dans les pratiques agricoles, à l'exode rural et à la diminution de la pression sur la terre (Maxted, 1989). Le changement des pratiques agricoles semble probablement lié toujours à la dominance des apports des horizons superficiels du sol vers le lac (Maxted, 1989). La diminution de la pression sur le sol est due à la dépopulation du milieu rural suite aux détériorations des situations économiques au cours de cette période. Le Maroc a connu aux cours de cette décennie une crise économique manifestée par la chutes des revenues du phosphate suite à la baisse de ses pris de 67 $/t en 1975 à seulement 37 $/t en 1983 (Abecor, 1984).

L'augmentation du taux de sédimentation de la matière organique et de la silice biogénique renseigne sur une accélération de la productivité primaire du lac entre 1965 et 1985. La variation peu importante du niveau d'eau du lac Iffer entre 1845 et 1985 semble être liée à une bonne alimentation du lac au cours de cette période (figure VI-12).

II. 3. Changements environnementaux entre 1976 et 2000

Les résultats de notre approche, entrepris sur les sédiments d'interface du lac Iffer sont concordants avec ceux de Maxted (1989) pour les deux décennies de 70 et 80 du siècle dernier. La continuation de l'élévation du taux de la production sédimentaire entre 1965 et 1975, définis par Maxted (1989) est accompagnée par une forte augmentation des éléments détritiques alumino-silicatés. La forte hydrolyse du sol est représentée par l'augmentation importante de la kaolinite. Cette phase qui coïncide avec la poursuite de la pression anthropique, a été caractérisée par une pluviosité encore importante. L'effet conjugué de

l'action humaine qui provoque la dégradation du sol et du sous-sol et de l'abondance des précipitations qui facilite le ruissellement et le transport des éléments détritique semble être responsable du fort taux de sédimentation au cours de cette phase. La deuxième phase qui coïncide avec les années 80 du siècle dernier et qui est marquée par la diminution du taux de la sédimentation (Maxted, 1989) enregistre une réduction dans les apports en éléments détritiques alumino-silicatés. L'évolution des minéraux argileux plaide pour un ralentissement de l'hydrolyse chimique avec toutefois une certaine instabilité du sol. La réduction de l'emprise humaine sous l'effet de l'exode rurale au cours de cette phase a été accompagnée par une sécheresse qui a sévis de 1981 à 1984. Les séquelles de cette sécheresse ont été traduites par le début de la régression du niveau lacustre. On assiste ainsi à la diminution des teneurs en matière organique et à l'augmentation des carbonates d'origine endogénique sous l'effet de la prépondérance de l'évaporation. La dernière phase qui correspond aux années 90 du siècle dernier est marquée par une forte variation des éléments détritiques. Cette décennie a connu une importante instabilité climatique marquée par une sécheresse prolongée, l'année 1994/1995 était la plus sèche du 20ème siècle, interrompue par une très forte pluviosité au cours 1995/1996 que l'on classe comme l'année la plus humide du 20ème siècle. La sédimentation dans le lac est épisodique et liée directement à la variabilité climatique interannuelle. Les forts apports détritiques dérivent également de la dégradation du sol sous la pression anthropique qui est devenue de plus en plus prépondérante au cours de cette décennie sous l'effet de la croissance démographique. On rappelle que la population a connu une augmentation de 21% entre 1982 et 1994 dans la province d'Ifrane dont la densité est aux alentours de 1182,20 H/Km^2 dans les municipalités et 23,17 H/Km^2 dans les communes rurales (RGPH, 1994 *in* RS-MRE-Meknès-Tafilalt ministère de l'environnement, 2001). Cette croissance démographique accompagnée par l'amélioration des conditions socio-économiques des populations rurales grâce aux efforts déployés par l'état pour atténuer les problèmes de l'exode rural et maintenir les populations autochtones dans leur milieu d'origine ont contribué à l'augmentation du cheptel et l'extension de l'agriculture. Les effets simultanés des sécheresses et de la pression anthropique ont contribué à la diminution du niveau d'eau et à l'augmentation de l'eutrophisation du lac. Ceci est matérialisé respectivement par la diminution des teneurs en matière organique et l'augmentation des teneurs en phosphate vers l'interface eau/sédiment.

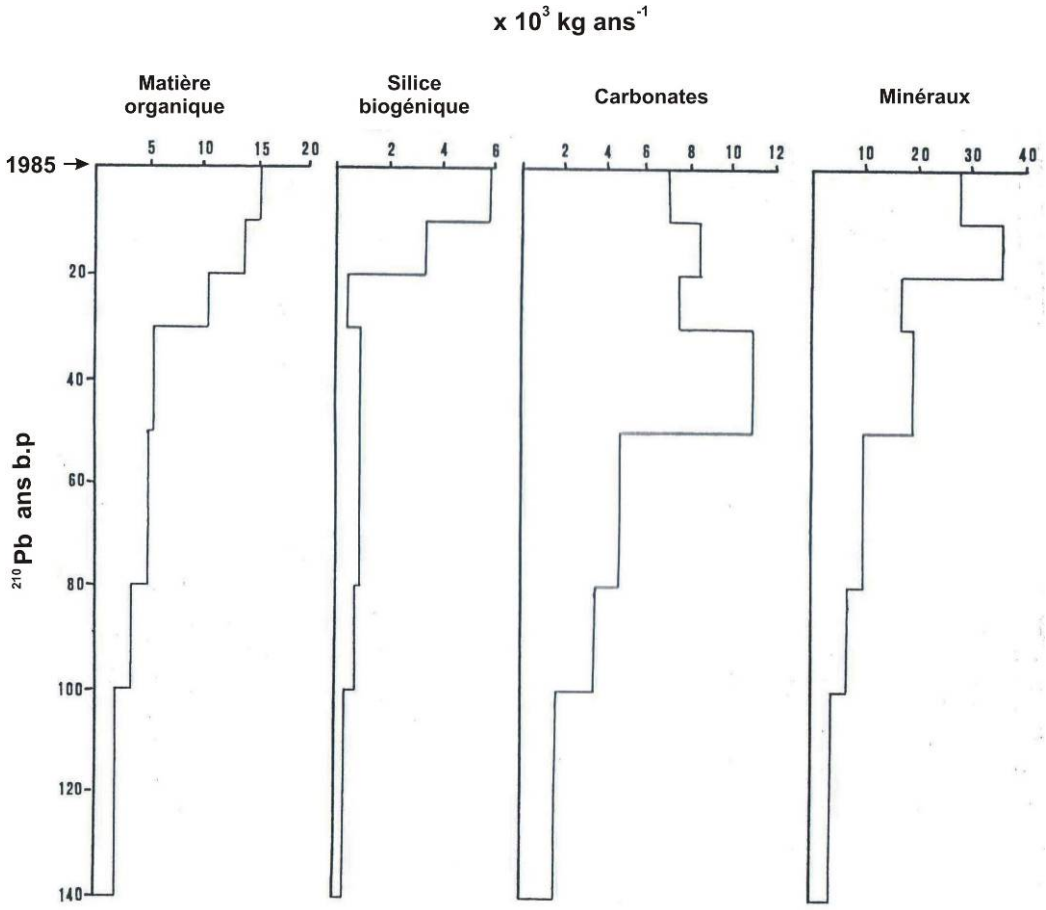


Figure VI-11 : Mesure du taux de sédimentation en fonction de la profondeur au niveau de sédiments d'interface du centre du lac Iffer (160 cm de profondeur) (d'après Maxted, 1989).

II. 4. Environnement actuel et qualité des eaux

La reconstitution de la bathymétrie du lac Iffer à l'aide d'une modélisation par DOTMAP (Maxted, 1989) en se basant sur des signatures magnétiques d'une série de carottes de sédiments d'interface montre une fluctuation plus ou moins faible du niveau d'eau au cours des 140 ans jusqu'à 1985 (figure VI-12). La profondeur maximale oscille d'un mètre autour de 11 m. Au cours des trois dernières décennies, le lac a considérablement régressé et il a perdu à peu près 50 % de son volume. Le niveau actuel ne dépasse pas 6,5 m au maximum en 2006. Ce déficit hydrique a eu un effet sur le changement du faciès hydrochimique. Les mesures effectuées par Dumont et al (1973) montrent que les teneurs en Ca ont été autour de 142 mg/l et celles en Mg autour de 30 mg/l. Les analyses actuelles révèlent un net inversement des teneurs en ces deux éléments (cf. chapitre des résultats). L'accentuation du déficit hydrique au cours des années 2003-2006, sous l'effet de l'évaporation et du faible renouvellement d'eau à cause de la diminution des apports en eau souterraine et de surface, est marquée par la diminution des teneurs en alcalino-terreux toujours avec une nette concentration du magnésium sur le calcium. Les valeurs élevées des indices de saturation vis-

à-vis de la calcite, de la dolomite et de l'aragonite calculées pour l'année 2006 montrent une importante précipitation de ces carbonates au niveau de l'épilimnion principalement à l'été. La stratification du lac est principalement verticale au cours de la saison chaude mais l'individualisation des strates n'est pas achevée à cause de la diminution actuelle du niveau lacustre. Les eaux profondes de l'hypolimnion ont été pratiquement anoxiques, très froides et neutres au cours des années 70 du siècle dernier (Dumont et al, 1973 *in* Maxted, 1989). La résorption de l'hypolimnion plus récemment (été 2006) induit une diminution moins importante de la température, de l'oxygène dissous et du pH vers le fond. La dégradation de l'état d'oxygénation des eaux au cours de 2006 par rapport aux années précédentes marque une accélération de l'eutrophisation du lac Iffer.

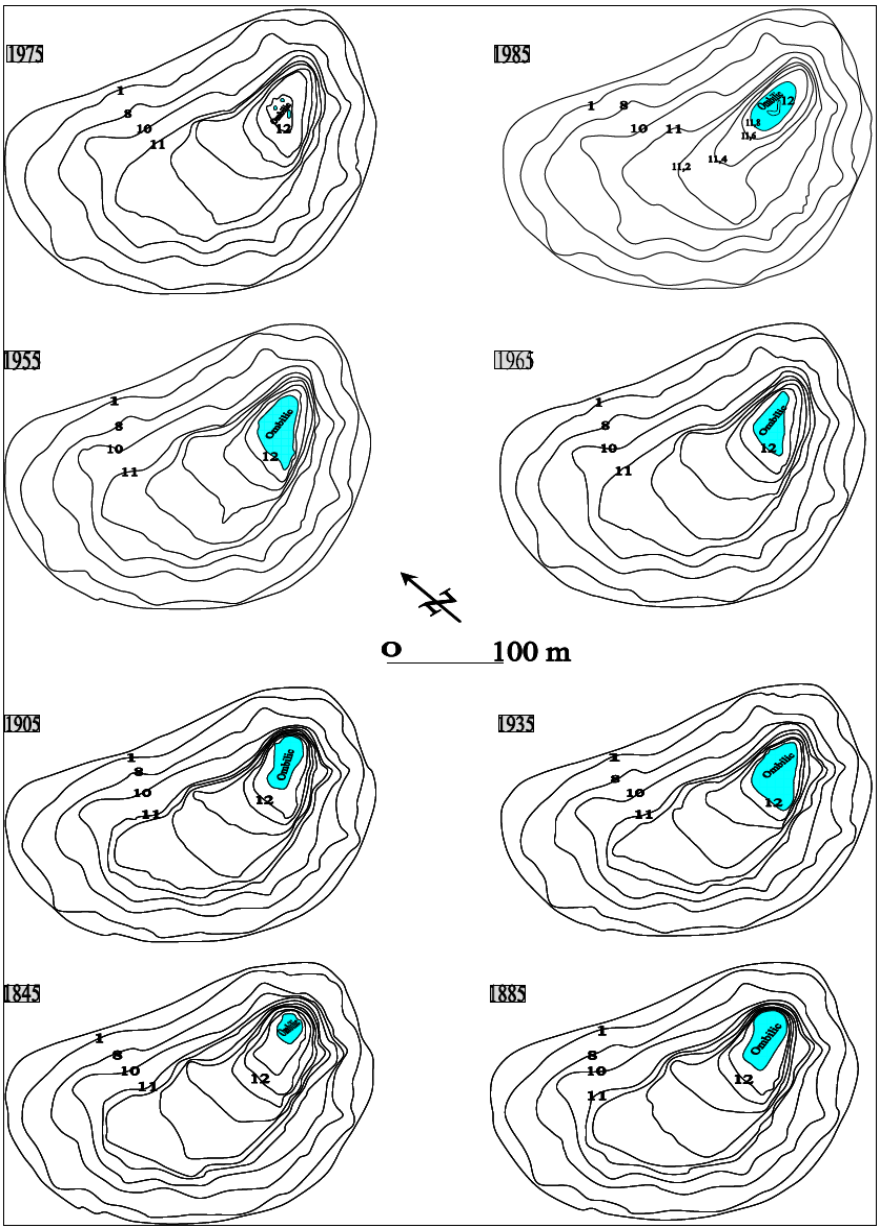


Figure VI-12 : Reconstitution de la bathymétrie du lac Iffer entre 1845 et 1985 en se basant sur une modélisation par DOTMAP (d'après Maxted, 1989).

III. Lac Afourgagh

III. 1. Histoire hydroclimatique depuis 4 500 ans B.P

Parallèlement avec le lac Iffer, une carotte de 8,7 m de longueur a été prélevée dans le centre du lac Afourgagh en 1984. Elle a fait l'objet d'un ensemble d'analyses géochimiques, magnétiques et paléobiologiques (figures VI-13 et 14) (Lamb et *al,* 1991 ; Bryan, 1993). Les mesures radiochronologiques du ^{14}C menées sur la matière organique montrent que cette séquence couvre seulement les deniers 4 500 ans B.P avec une vitesse de sédimentation relativement faible 2,8 mm/an. Le début du remplissage du lac semble être proche à celui du lac Iffer. La variation de l'ensemble des paramètres montre que la sédimentation est épisodique comme le cas du lac Iffer avec une variabilité dans la nature des sources d'apport (Lamb et *al*, 1991). Quatre unités stratigraphiques ont pu être distinguées de bas en haut (figures VI-13 et 14) :

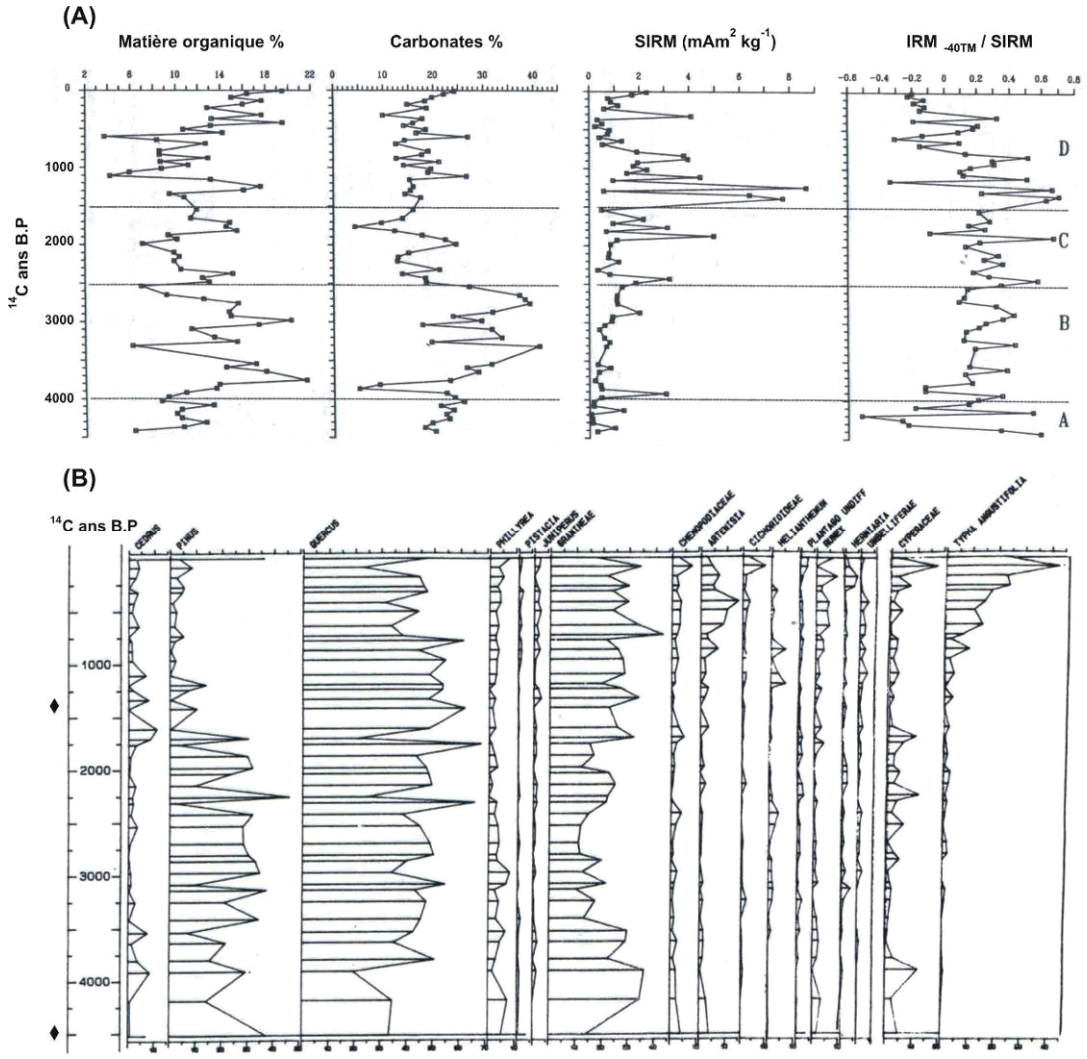


Figure VI-13 : Distribution des paramètres géochimiques, magnétiques (A) et palynologiques (B) au niveau du sondage central du lac Afourgagh (8,7m de profondeur) (d'après Lamb et al, 1991).

III. 1. 1. L'unité A (entre 4500 et 4000 ans B.P)

Cette unité montre des teneurs relativement faibles et variables en matière organique, moyennes et graduellement croissantes en carbonates. La susceptibilité magnétique est faible et variable (figure VI-13). La faible abondance et la diversité relativement élevée des populations des ostracodes vers la surface de cette unité reflètent un niveau lacustre relativement faible mais stable. Les rapports des éléments traces (Sr/Ca et Mg/Ca) au niveau des valves de *Candena fabeaformis* montrent une faible variation de l'hydrochimie et de la température des eaux (figure VI-14) (Bryan, 1993). L'analyse pollinique, ne montrant pas de grands changements, enregistre l'augmentation des graminées et la diminution du pin. Les espèces indicatrices des perturbations de l'environnement sont présentes mais leur variation reste stable (figure VI-13) (Lamb et *al*, 1991).

III. 1. 2. L'unité B (entre 4000 et 2500 ans B.P)

Un changement très rapide marque l'intervalle des unités A/B (à 4000 ans B.P environ) par l'augmentation du niveau lacustre suite au retour de conditions climatique humides. Ceci est matérialisé à la base de l'unité B par un pic de la susceptibilité magnétique d'une part et par l'augmentation substantielle de la matière organique parallèlement avec la diminution des carbonates d'autre part (figure VI-13). L'augmentation de l'abondance et de la diversité des populations Ostracodes marque des conditions écologiques optimales pour leur développement. La diminution du rapport Sr/Ca conjointement avec les rapports Fe/Ca et Mn/Ca de la calcite des valves de *Candena fabeaformis* marque une faible salinité de l'eau suite à l'élévation du niveau lacustre (figure 14). Tandis que l'augmentation du rapport Mg/Ca renseigne sur l'importance des flux des alcalino-terreux issus de la forte altération du substrat dolomitique au niveau du bassin versant (Bryan, 1993). Malgré que les rapports Sr/Ca, Fe/Ca et Mn/Ca ainsi que les pollens suggèrent un niveau d'eau stable et de faibles perturbations du couvert végétal au cours de cette unité (figures VI-13 et 14) (Bryan, 1993), les autres paramètres plaident pour une détérioration plus ou moins importante des conditions climatiques et environnementales vers la fin de cette unité (vers 3000 ans B.P environ). Ceci est représenté par la diminution des teneurs par palier en matière organique et l'augmentation de la même façon en carbonates. La susceptibilité magnétique est peu variable. La dégradation des conditions du milieu est marquée en revanche par un déclin dans l'abondance et la diversité des populations d'Ostracodes. L'augmentation du rapport de Mg/Ca de la calcite des Ostracodes marque l'importance des apports détritiques dolomitiques (Bryan, 1993).

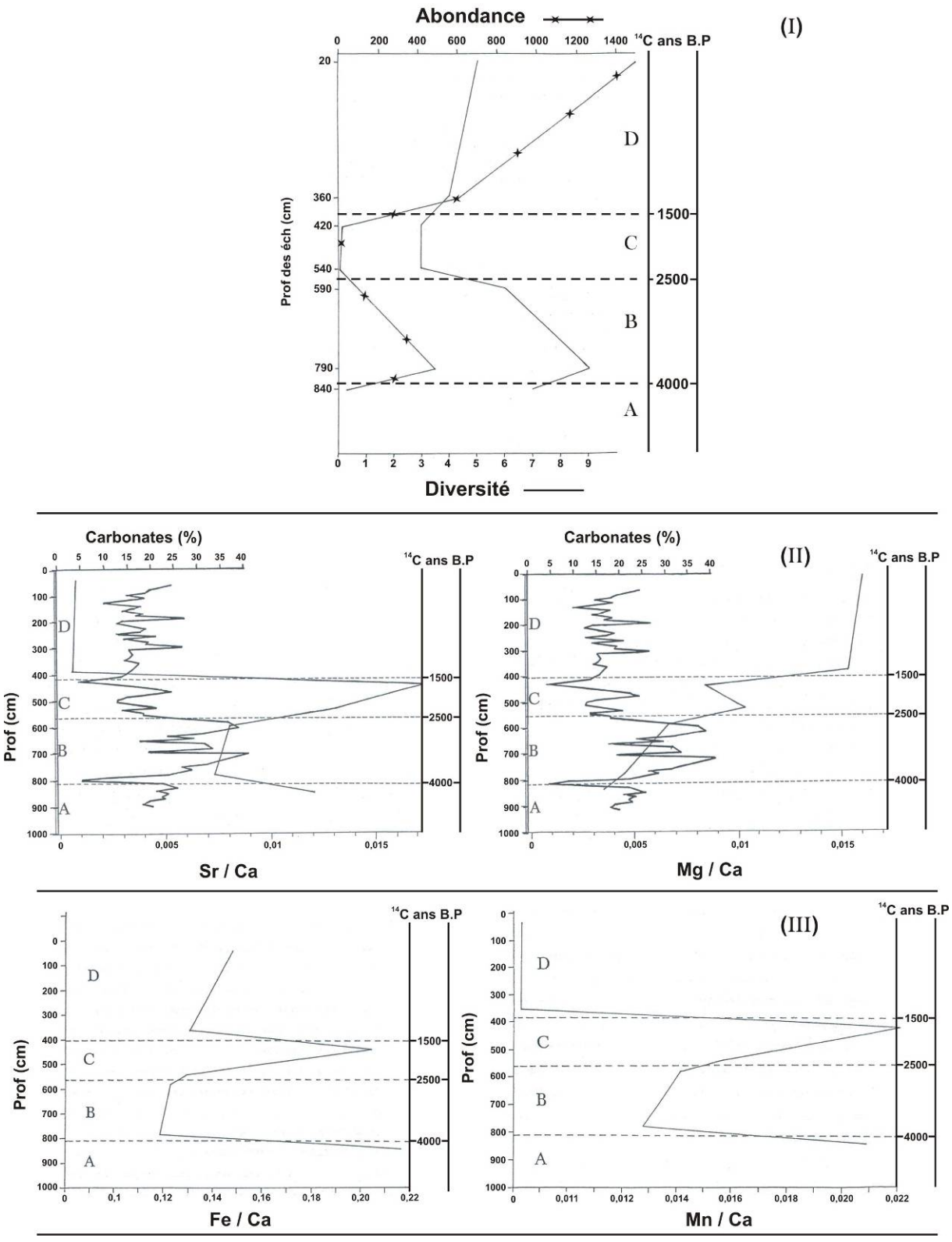


Figure VI-14 : Distribution de l'abondance et de la diversité des populations d'Ostracodes (I), des carbonates et des rapports Sr/Ca et Mg/Ca (II), Fe/Ca et Mn/Ca (III) de la calcite des valves de *Candena fabaeformis* au niveau du sondage central du lac Afourgagh (8,7 m de profondeur) (d'après Bryan, 1993).

III. 1. 3. L'unité C (entre 2500 et 1500 ans B.P)

La dégradation des conditions environnementales et climatiques s'est poursuivie au début de cette unité par une chute drastique du niveau lacustre. Ceci est représenté par la réduction maximale de l'abondance et de la diversité des Ostracodes (figure VI-14). L'augmentation des rapports Sr/Ca et Mg/Ca et l'apparition pour la première fois d'une espèce eurytherme d'Ostracodes (*Candona parallela*) renseignent sur l'augmentation de la salinité et de la température des eaux (Bryan, 993). La susceptibilité magnétique et les teneurs en matière organique et en carbonates sont peu élevés (figure VI-13). La rareté des débris d'insectes aquatiques au profit d'un seul le Caddis volant (*Leptocerus tineiformis*) renseigne sur la dégradation des conditions écologiques au niveau du lac manifestée par le manque des proies et la réduction de l'espace écologiques pour les insectes d'une part et l'expansion d'une végétation littorale d'autre part (Bryan, 993). Les données polliniques n'enregistrent pas de grandes perturbations du couvert végétal (Lamb et *al*, 1991). L'amélioration plus ou moins importante des conditions climatiques par la suite (vers la fin de cette phase c'est à dire 1700 ans B.P environ) est marquée par l'augmentation relative de l'abondance des Ostracodes, la disparition de l'espèce d'Ostracode eurytherme (*Candona parallela*) et l'apparition d'une autre espèce oligotherme (*Ilyocypris bradyi*) indicatrice des eaux fraîches. La diminution du rapport Mg/Ca confirme vraiment une baisse de la température des eaux. Toutefois, l'augmentation des rapports Sr/Ca, Fe/Ca et Mn/Ca renseigne sur l'augmentation de la salinité des eaux traduisant vraisemblablement la persistance du déficit hydrique et un niveau d'eau relativement faible (figure VI-14) (Bryan, 1993). La variation de la susceptibilité magnétique et des teneurs en matière organique et en carbonates renseigne sur un flux sédimentaire variable traduisant l'instabilité des conditions climatiques et environnementales mais également l'apparition de l'emprise humaine qui marque le début de la réduction du pin vers 1700 ans B.P (Lamb et *al*, 1989).

III. 1. 4. L'unité D (entre 1500 ans B.P et l'actuel)

Le début de cette unité est marqué par le retour des conditions climatiques humides quoique de faible durée. La hausse du niveau lacustre est reflétée par l'augmentation de l'abondance et de la diversité des populations des Ostracodes avec la réapparition d'une espèce pélagique (*Cypris Bispinisa*). La diminution très rapide des rapports Sr/Ca, Fe/Ca et Mn/Ca reflète la faible salinité des eaux (figure VI-14). Tandis que l'augmentation du rapport Mg/Ca renseigne sur la rapidité de l'érosion au niveau du sol du bassin versant à la suite de l'activation de l'écoulement de surface par l'augmentation de la pluviométrie (Bryan, 1993).

La perturbation du couvert végétal qui est manifestée par la réduction importante du pin et l'augmentation des herbacées, marque une importante déforestation d'origine anthropique au début de cette phase (depuis 1700 ans B.P environ) (Lamb et *al*, 1991). L'élévation très rapide de *Chironomus sp* (insecte aquatique) est liée à l'augmentation de l'érosion du sol et du flux des sédiments fins (Bryan, 1993). L'accélération de l'érosion du sol au début de cette unité est représentée également par l'augmentation de la susceptibilité magnétique et des teneurs en matière organique (figure VI-13). Vers l'interface du sédiment, la faible variation des rapports Sr/Ca et Mg/Ca ne montre pas de grands changements dans l'hydrologie du lac. Tandis que la variation plus ou moins importante des teneurs en matière organique puis leur augmentation vers la surface marque une augmentation de la productivité du lac qui est liée certainement à l'eutrophisation. Ceci est confirmé principalement par l'apparition des Characées (*Chara sp gyrogonia*), le dédoublement des Ostracodes, la disparition de l'espèce pélagique (*Cypris Bispinisa*) et l'apparition pour la première fois d'une espèce d'Ostracodes indicatrice de milieu mois oxygéné et étouffé de végétation (*Cyclocypris laevis*) (Bryan, 1993).

III. 2. Changements environnementaux au cours de 140 ans jusqu'à 1984

La variation des paramètres magnétiques et biologiques (Diatomées et pollens) au niveau d'un mètre de sédiment d'interface du lac Afourgagh renseigne sur une influence de plus en plus prépondérante de l'homme sur le fonctionnement du lac au cours des 140 ans passés (figures VI-15, 16 et 17) (Flower et *al*, 1989). L'érosion importante du sol suite à l'expansion de l'agriculture au niveau du bassin versant a fortement augmenté le taux de sédimentation au niveau du lac avec un dédoublement dans les derniers 40 -50 ans jusqu'aux années 80 du siècle dernier. La vitesse de sédimentation calculée, en se basant sur des analyses isotopiques du ^{120}Pb et ^{34}Cr, était aux alentours de 1,7 cm/an entre 1954 et 1972 et 1,3 cm/an entre 1972 et 1984 (Flower et al, 1989). Les valeurs généralement faibles des paramètres magnétiques sont dues à leur dilution par les forts apports des carbonates principalement d'origine détritiques issus de l'érosion des substrats dolomitiques au niveau du bassin versant, alors que leur augmentation vers les 15 derniers centimètres renseigne sur un changement dans le mode de sédimentation accompagné généralement par le ralentissement du taux d'accumulation et les faibles apports des carbonates. Ce constat traduit certainement une élévation de moindre ampleur du niveau lacustre au cours des années 60-70 du siècle denier (figure VI-15). Les changements des populations de Diatomées renseignent à leur tour sur l'importance des apports détritiques et les changements de la qualité des eaux. Ainsi, la transformation des populations benthiques en planctoniques puis en périphytiques vers la

surface indique l'extension de la zone littorale à la suite de l'accélération du comblement du lac et la régression progressive du niveau lacustre (figure VI-16). L'absence des Diatomées entre 90 et 60 cm de profondeur, reflète un fort apport détritique permettant la dilution des frustules de Diatomées (Flower et al, 1989). Tandis que l'apparition d'espèces de Diatomées tolérantes de l'augmentation de la salinité des eaux vers 50 et 60 cm de profondeur, à savoir *Mastogloia smithi, Nitzschia tryblionella* et *Achnanthes conspicua* (figure VI-16) (Flower et al, 1989), est liée fort probablement à la diminution du niveau lacustre vers 50 cm de profondeur qui coïncide avec des valeurs quasi nulles de la susceptibilité magnétique (figure VI-15). L'apparition de *Fragilaria crotonensis* au niveau des 20 derniers centimètres indique l'enrichissement en éléments nutritifs et l'accélération de l'eutrophisation du lac (figure VI-16) (Flower et *al*, 1989). Le diagramme pollinique met en évidence les perturbations d'origine anthropique du couvert végétal au niveau du bassin versant (figure VI-17). Ceci est manifesté par le déclin du pin et du cèdre en concomitance avec l'augmentation du chêne vert plus résistant. L'abondance des plantes rudérales, principalement les graminées, les Chénopodiacées et Artémisa qui sont liées à des grands pourcentages d'Olea à partir de 60 cm de profondeur renseigne sur l'expansion des fermes pastorales et la culture des olives dans la région (Flower et al, 1989). L'augmentation des pourcentages du pin vers les 20 derniers centimètres est liée à son implantation dans le bassin versant. La rareté des pollens vers 50 cm de profondeur est due à leur dilution par les forts apports détritiques (Flower et *al*, 1989). Tandis que la prolifération des macrophytes littorales (*Sparganium* type) vers 40 cm puis leur déclin vers la surface indique l'avancement de l'état trophique du lac (figure VI-17).

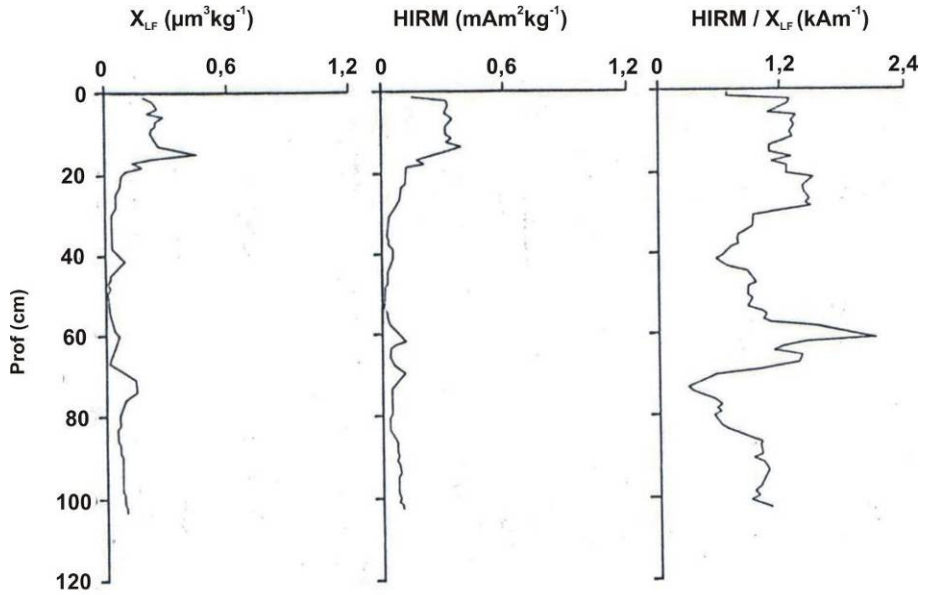


Figure VI-15 : Distribution des paramètres magnétiques au niveau des sédiments d'interface du centre du lac Afourgagh (120 cm de profondeur) (d'après Flower et al, 1989). X_{LF} : susceptibilité magnétique ; HIRM : champ magnétique rémanent.

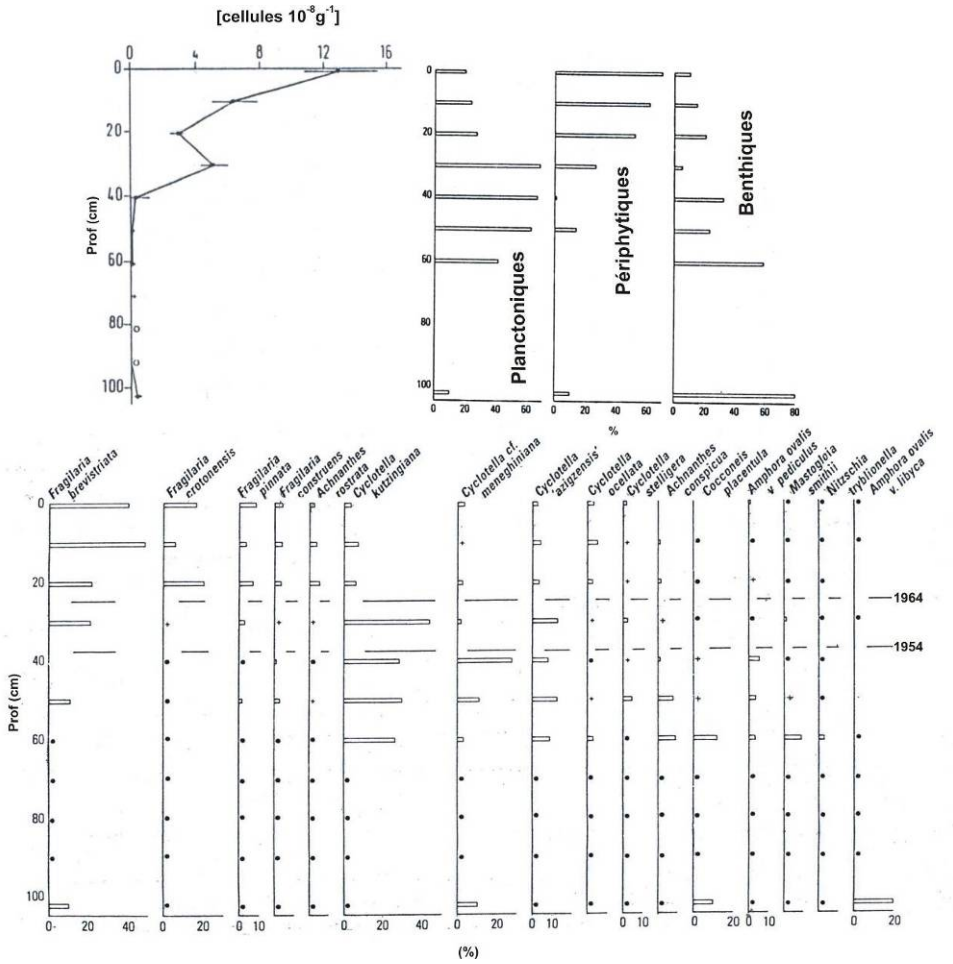


Figure VI-16 : Distribution de la densité, du pourcentage des Diatomées selon le type d'habitat (en haut) et selon les taxons (en bas) au niveau des sédiments d'interface du centre du lac Afourgagh (100 cm de profondeur) (d'après Flower et al, 1989).

III. 3. Changements environnementaux entre 1962 et 2006

Notre approche sédimentologique, géochimique et minéralogique entrepris sur les 35 cm de sédiments d'interface de bordure et du centre du lac Afourgagh a permis de caractériser en détail les fluctuations bathymétriques très récentes du lac au cours des cinq dernières décennies. La corrélation des indicateurs magnétiques des 10 premiers centimètres de la carotte du centre avec ceux de la surface de la carotte étudiée par Flower et *al* (1989) est significative. De même le taux de sédimentation actuel (1 cm/an) parait très proche de celui calculé par Flower et *al* (1989) (1,3 cm/an). L'avancement de l'état trophique du lac enregistré par les indicateurs biologiques à la surface de la carotte étudiée par Flower et *al* (1989) paraît synchrone avec l'augmentation de la fraction organo-carbonatée au niveau de la première unité de la carotte centrale. Cette unité traduit un déficit hydrique au cours des années 60-70 du dernier siècle comme le montre la diminution des apports détritiques alumino-silicatés et l'augmentation des fractions grossières (cf. le chapitres IV, figures IV-63 et IV-64).

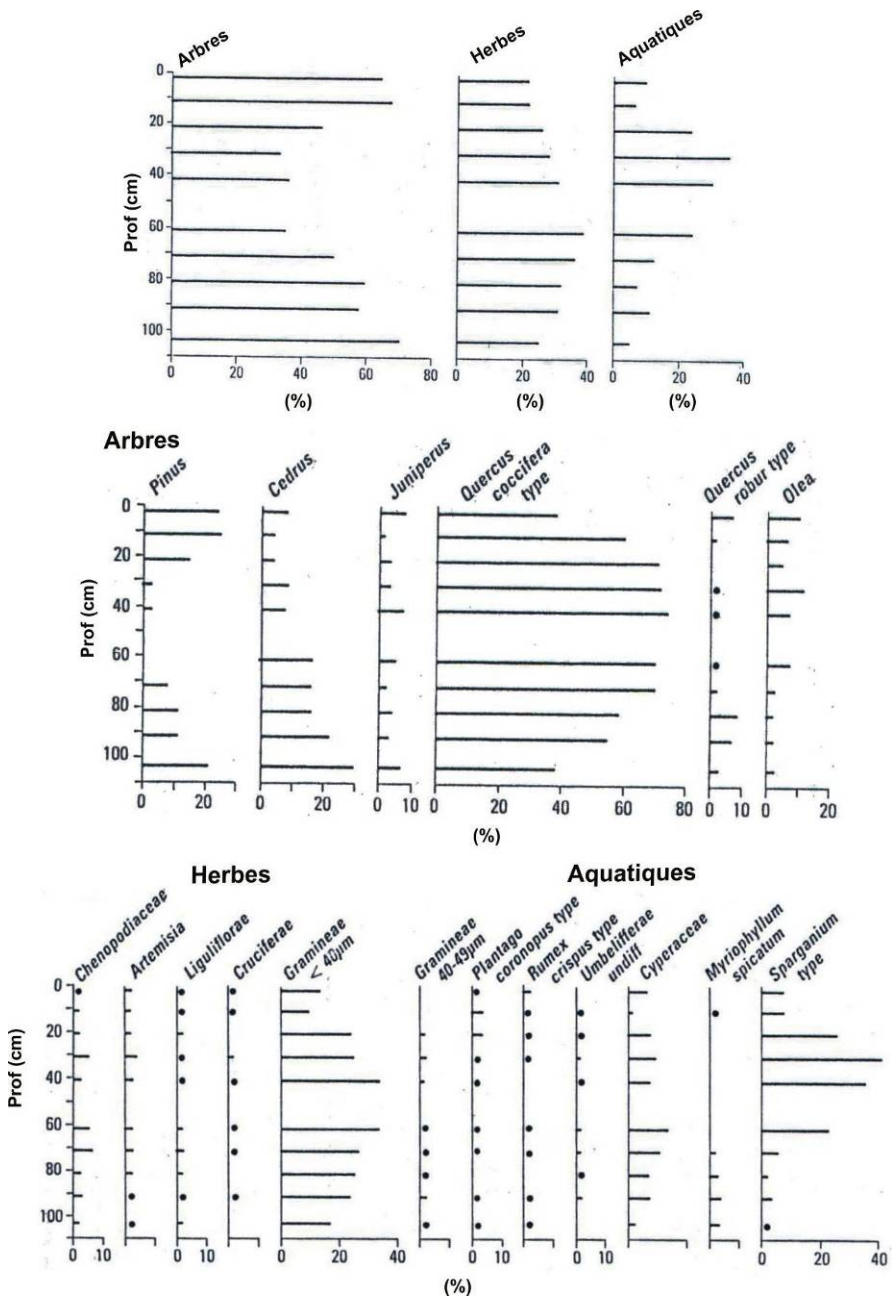


Figure VI-17 : Distribution des pourcentages des Pollens selon les types de plantes (arborées, herbacées et aquatiques) et selon leurs taxons au niveau des sédiments d'interface du centre du lac Afourgagh (100 cm de profondeur) (d'après Flower et al, 1989).

Les années 70 et le début des années 80 du siècle dernier marquent plus ou moins l'amélioration des conditions climatiques. L'augmentation des apports alumino-silicatés et des teneurs en matière organique au détriment de la fraction carbonatée au niveau de la deuxième unité de la carotte du centre et la première unité de la carotte de bordure marquent l'élévation du niveau lacustre. Le cortège argileux plaide pour une forte hydrolyse du sol au cours de cette période. L'anthropisation du bassin versant, marquée par la croissance démographique et l'augmentation du cheptel participe d'une façon notable dans la fragilité du sol. L'érosion s'accélère fortement par le lessivage et le ruissellement des sols cultivés

lorsqu'elle coïncide avec les saisons humides. La succession des sécheresses prolongées et l'emprise humaine de plus en plus prépondérante au cours des trois dernières décennies sont responsables de la régression très importante du niveau lacustre. Cette régression, représentée par la variation des paramètres sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques au niveau des trois dernières unités de la carotte de bordure, est interrompue par une phase positive coïncidant avec l'année 1995-1996 qui était très pluvieuse. Le déficit hydrique s'est accentué fortement après le retour de la sécheresse. Le taux de sédimentation a diminué à cause de l'assèchement ou le détournement des affluents. La sédimentation actuelle au niveau du lac est plus liée à l'action éolienne qui redistribue les éléments détritiques à partir des sols et des terrasses exondées.

III. 4. Qualité des eaux au cours de 2006

Le déficit hydrique que connaît le lac Afourgagh et qui est matérialisé par la chute drastique du niveau lacustre depuis les années 80 du siècle dernier, a fortement influencé la qualité des eaux. Ces dernières sont devenues très minéralisées avec l'accumulation des sels dissous principalement les chlorures de sodium. La charge dissoute totale (CDT) s'est multipliée par deux pour atteindre 6 g/l en moyenne vers la fin de 2006 avec 3,5 g/l de chlorure de sodium (cf. chapitre IV tableau IV-7). Les eaux sont sursaturées en ions alcalino-terreux (calcium et magnésium). Les indices de saturation vis-à-vis de la calcite, de l'aragonite et de la dolomite sont supérieurs à zéro. Le rapport Mg/Ca dépasse largement la limite 12 pour la précipitation des trois minéraux carbonatés. Les éléments nutritifs présentés par des teneurs élevées en phosphore reflètent l'état trophique très avancé du lac. La colonne d'eau a perdu sa structuration verticale à cause de la chute actuelle du niveau lacustre et la masse d'eau entre perpétuellement en mélange. L'accentuation du déficit hydrique au cours de 2007 et 2008 sous l'effet de l'évaporation, des prélèvements quotidiens des eaux pour l'abreuvement du bétail et le manque du renouvellement de l'eau, a créé des conditions évaporitiques comparables à celles des lacs salins des milieux chauds (Eugster Hans et Hardie Lawrence, 1978). L'assèchement complet du lac en Août 2008 a permis la précipitation des sels après l'évaporation totale des eaux. Des florescences de sels de chlorure de sodium et des carbonates ont apparues à la surface des terrasses exondées. Une mise en eau du lac a eu lieu vers la fin de 2008 et début de 2009 après les précipitations très abondantes qu'a connu le pays. Cette mise en eau est accompagnée par des apports détritiques très importants qui ne font qu'accélérer le comblement du lac.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le but de cette conclusion est de faire une récapitulation générale sur l'état actuel des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh. Les analyses physico-chimiques des eaux et les analyses sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques des sédiments d'interface ont permis de caractériser d'une part le fonctionnement hydrogéochimique des lacs en question et d'autre part d'identifier les sources d'apport des éléments détritiques et la sédimentation autochtone. La variation de ces paramètres avec la profondeur permet de reconstituer les changements environnementaux au cours du siècle dernier.

I. Fonctionnement hydrogéochimique

Le suivi saisonnier de la physico-chimie des eaux a permis de caractériser le fonctionnement hydrogéochimique des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh au cours des quatre années de 2003 à 2006. La fréquence des sécheresses depuis les trois dernières décennies et l'action anthropique de plus en plus prépondérante ont fortement influencé le fonctionnement hydrogéochimique des trois lacs. Ceci a été représenté essentiellement par la diminution du niveau lacustre et la dégradation de la qualité des eaux. L'analyse physico-chimique révèle un changement dans le faciès hydrochimique. Faiblement minéralisées, les eaux douces des trois lacs généralement alimentées ont été bicarbonatées calco-magnésiennes. Avec la diminution de l'alimentation en eaux et l'augmentation de l'évaporation et de l'emprise humaine, les eaux sont devenues bicarbonatées chloro-sodiques magnésiennes. Les valeurs des indices de saturation montrent une sursaturation des eaux en alcalino-terreux manifestée par la précipitation de la calcite, de l'aragonite et de la protodolomite. La diminution de l'oxygénation des eaux reflète l'accélération de l'eutrophisation des trois lacs. Soumis aux mêmes conditions climatiques, les trois lacs présentent des différences dans leur fonctionnement hydrogéochimique qui dépend essentiellement du degré d'anthropisation, de l'état d'évolution et des caractéristiques morphologiques de chaque lac.

La surface étendue et la faible profondeur du lac Ifrah procurent une stratification horizontale des eaux au cours de la saison chaude. La proximité d'un village permet un apport important en éléments nutritifs issus des manipulations domestiques et le lessivage des terrasses cultivées. Cet état d'eutrophisation permet un développement important de la végétation aquatique qui envahit tout le lac au printemps et en été. Sa décomposition au cours d'automne permet la chute de l'oxygène dissous et l'augmentation accrue de la charge

particulaire et la turbidité des eaux. Une telle turbidité s'élève également au cours des saisons chaudes par la resuspension des sédiments d'interface sous l'influence anthropique. La persistante du déficit hydrique au cours des années 2006/2007 et la forte consommation des eaux par les riverains a engendré l'assèchement total du lac à l'été de 2008 pour être remis en eau en 2008/2009 avec l'abondance des précipitations.

Le lac Iffer qui possède une surface très peu étendue mais une profondeur plus grande présente une stratification verticale des eaux au cours de l'été. L'individualisation des trois strates de la colonne d'eau n'est pas achevée à cause de la régression du niveau lacustre depuis les années 80. L'augmentation de la salinité des eaux à la suite de ce déficit hydrique a permis la précipitation des minéraux carbonatés au niveau de l'épilimnion bien chauffé. Ces minéraux endogènes se dissolvent en partie sous des conditions réductrices et anoxiques vers le fond. La prédominance des processus de minéralisation vers le fond provoque une élévation de la turbidité des eaux qui est généralement faible à la surface. Tandis que la grande productivité phytoplanctonique et minéralogique est à l'origine de l'augmentation de la charge particulaire. La dégradation de l'état d'oxygénation des eaux au cours de 2006 par rapport aux années précédentes marque une accélération de l'eutrophisation du lac Iffer.

Le niveau d'eau du lac Afourgagh a connu une très forte régression au cours des trois dernières décennies avec la succession des sécheresses et la prépondérance de l'emprise humaine. La salinité des eaux a considérablement augmenté sous l'effet de l'évaporation après l'assèchement total des affluents. La charge dissoute totale (CDT) s'est multipliée par deux pour atteindre 6 g/l en moyenne vers la fin de 2006 avec 3,5 g/l de chlorure de sodium. L'aggravation du déficit hydrique au cours des 2007 et 2008 sous l'effet de l'évaporation et les prélèvements excessifs d'eau a provoqué l'assèchement total du lac à l'été 2008. La mise en eau vers la fin de 2008 et le début de 2009 est accompagnée par des apports détritiques très importants qui ne font qu'accélérer le comblement du lac.

II. Processus de sédimentation d'interface

L'analyse granulométrique des sédiments d'interface des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh montre généralement une nette prédominance de la fraction silteuse. Ce qui renseigne sur un transport relativement moins actif au niveau des bassins versants. Dans le cas du lac Ifrah, la répartition des fractions argileuses et sableuses montre un grano-classement décroissant des particules depuis les bordures vers le centre du lac. Au niveau des bordures, la proximité des apports terrigènes et l'énergie hydrodynamique moyenne permettent le dépôt par excès de charge de matériaux plus grossiers avec prédominance du sable fin à moyen. Vers le centre du

lac, la diminution de l'énergie hydrodynamique favorise plutôt une sédimentation silto-argileuse par décantation. Dans le cas du lac Iffer, le transport des particules est principalement en fonction de la pente du relief. L'intermittence de l'écoulement de surface et la présence d'une ceinture de végétaux aquatiques permettent le dépôt de sédiments relativement fins dominés par la fraction silteuse. La diminution de l'énergie hydrodynamique vers le centre du lac est à l'origine de l'augmentation du pourcentage de la fraction silto-argileuse par rapport au sable fin qui diminue vers le centre du lac. Dans le cas du lac Afourgagh, c'est la fraction silto-sableuse qui prédomine. Ceci renseigne sur un mode de transport relativement actif et une énergie hydrodynamique variable. Après la succession des sécheresses et l'importance des perturbations anthropiques au cours des dernières décennies, la compétence de l'écoulement de surface s'est considérablement affaiblie au profit du transport éolien qui joue actuellement un rôle important dans la redistribution des éléments détritiques au niveau des sols arables et des terrasses après la diminution drastique du niveau d'eau du lac. La répartition des fractions argileuses, silteuses et sableuses au niveau du lac Afourgagh (bordures et centre) est assez homogène et ne présente pas de grandes différences.

Les apports détritiques sont généralement riches en dolomite. Ce minéral reflète la nature carbonatée du substrat géologique commun pour les bassins versants des trois lacs. Néanmoins la répartition de la dolomite au sein des lacs est régit par le mode de son altération et son transport. Au niveau du lac Ifrah, l'altération assez modérée et le transport moins actif de la dolomite sont à l'origine de sa diminution progressive vers les bordures puis assez rapide vers le centre du lac. Au niveau des deux lacs Iffer et Afourgagh, la proximité de la source d'apport à cause de la taille modeste des deux lacs procure des pourcentages élevés de ce minéral principalement au niveau des rives. Le quartz (deuxième minéral détritique) est représenté par des pourcentages assez élevés au niveau des sédiments d'interface du lac Ifrah. Cependant, ils sont moins élevés au niveau des sédiments d'interface du lac Iffer et encore moins au niveau du lac Afourgagh. Sa répartition au sein des lacs est tout à fait inverse à la dolomite. Les autres minéraux carbonatés (la calcite et l'aragonite) sont d'origine autochtone. Deux autres minéraux secondaires apparaissent au niveau des sédiments du lac Ifrah. Il s'agit de la calcite magnésienne qui dérive de la diagenèse précoce de la calcite endogénique et de la titanomagnétite d'origine détritique.

Les éléments majeurs viennent étayer la nature et la répartition des minéraux. Globalement, deux groupes d'éléments majeurs présentent une répartition inverse par rapport aux milieux intra et extra lacustre. Le premier groupe constitué par CaO et MgO (principaux constituants de la dolomite) présente des pourcentages très élevés au niveau des sols et des

bordures des trois lacs. Leur diminution progressive vers le centre des lacs dérive de l'éloignement de la source d'apport. Le deuxième groupe est constitué de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, TiO_2, Na_2O, P_2O_5 et MnO. Contrairement au premier groupe, le pourcentage de ces éléments augmente progressivement vers le centre des lacs.

Les valeurs assez faibles de la susceptibilité magnétique reflètent la nature carbonatée du substrat géologique. Sa répartition au niveau des lacs est tout à fait corrélative avec celle du groupe des éléments alumino-silicatés et ferriques.

Les teneurs en matière organique sont assez élevées au niveau des sédiments d'interface et reflètent généralement l'état eutrophe des lacs étudiés. Sa répartition est associée à la fraction argilo-silteuse.

Le cortège des minéraux argileux caractérisé par la prédominance de la kaolinite et des interstratifiés illite-sméctite montre une nette influence du contraste saisonnier et de l'irrégularité des précipitations. Sa répartition au sein des lacs est contrôlée essentiellement par l'hydrodynamisme. Les caractéristiques d'endoréisme des trois lacs et les changements environnementaux récents laissent penser à une transformation intra-lacustre des minéraux argileux à la suite de la diminution du niveau d'eau des lacs et de l'augmentation de la salinité des eaux.

III. Changements environnementaux au cours des dernières décennies

L'étude des carottes de bordures et du centre des trois lacs a permis de caractériser les changements environnementaux récents en relation avec la variabilité climatique et l'action anthropique. La variation des paramètres sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques selon la profondeur au niveau des carottes reflète le changement des conditions environnementales qui agissent sur la nature et la vitesse de l'érosion des sols. La chronologie basée sur des analyses du ^{120}Pb, montre que le taux d'accumulation des sédiments varie d'un lac à l'autre suivant le fonctionnement propre de chaque lac. Toutefois, la corrélation entre les carottes des trois lacs révèle plus ou moins la même réponse vis-à-vis des changements environnementaux (figure Conclusion-1).

Au niveau du lac Ifrah, le taux de sédimentation est moyennement élevé mais diminue vers la surface. Les deux carottes de sédiments d'interface prélevées aux bordures et au centre du lac sont corrélatives et enregistrent trois phases de sédimentation traduisant les changements environnementaux qu'a subis le lac au cours du siècle dernier :

- La première phase qui correspond aux deux premières décennies du XX^e siècle renseigne sur un niveau lacustre encore élevé matérialisé par la granulométrie fine et les

teneurs assez élevées en matière organique et un apport détritique important représenté par l'élévation de la susceptibilité magnétique et des teneurs en éléments alumino-silicatés et ferromagnésiens et en minéraux détritiques (quartz et argiles). Néanmoins, la diminution des teneurs en matière organique et le ralentissement de l'hydrolyse du sol comme le montre la diminution de la kaolinite et des interstratifiés illite/sméctite et l'augmentation de la chlorite et de l'illite renseignent sur une instabilité des conditions climatiques qu'on peut lier à la diminution des précipitations et au recul relatif du niveau lacustre.

- La deuxième phase (comprise entre 1920 et 1965) marque un changement dans le mode de sédimentation représenté par l'augmentation de la fraction organo-carbonatée et le ralentissement plus ou moins faible des apports détritiques alumino-silicatés et ferromagnésiens. Cette augmentation de la productivité autochtone du lac traduit l'accélération de l'état trophique du lac sous la prépondérance de la pression anthropique et l'augmentation relative de la température moyenne au cours des saisons chaudes.

- La troisième phase enregistre la régression du niveau lacustre qui est matérialisée par la diminution des teneurs en matière organique et l'augmentation des fractions grossières. Ce déficit hydrique dérive de la succession des sécheresses au cours des trois dernières décennies du XX^{e} siècle et de l'anthropisation de plus en plus prépondérante du bassin versant. L'élévation des apports détritiques alumino-silicatés et ferromagnésiens au cours de cette période renseigne sur une plus forte érosion du sol sous l'effet de la dégradation du couvert végétal et le travail du sol. Les conditions climatiques au début de cette phase (années 60 du siècle dernier) (figure Conclusion-2) sont marquées par la diminution de la température moyenne annuelle et l'importance de la pluviométrie. Elles ont participé considérablement à l'accélération de l'hydrolyse chimique du sol comme le montre l'augmentation de la kaolinite et les interstratifiés illite/sméctite et la diminution de la chlorite et de l'illite. La succession des sécheresses par la suite, représentées par l'augmentation de la température moyenne annuelle et de l'évapotranspiration potentielle et la diminution des précipitations annuelles (figure Conclusion-2), ont participé considérablement à côté de l'action anthropique à la réduction du niveau lacustre du lac Ifrah. La diminution du taux de sédimentation vers la fin de cette période semble être liée à une prépondérance de l'érosion éolienne après la réduction de l'écoulement de surface.

Au niveau du lac Iffer, la forme abrupte et modeste de la cuvette lacustre agit sur le mode de sédimentation au niveau des bordures et du centre du lac dont la corrélation n'est pas significative tandis que le taux de sédimentation reste généralement faible. Situé dans un bassin versant assez compact, de petite taille et de relief plus ou moins accentué, le lac Iffer

est très sensible aux changements environnementaux et climatiques. La sédimentation au cours des trois dernières décennies du XX^{e} siècle délivrée par la carotte du centre est épisodique. Elle est marquée par des apports détritiques périodiques selon la variabilité climatique.

- La première phase correspondant aux années 70, est caractérisée par l'augmentation des apports détritiques alumino-silicatés. Précédée par une période caractérisée par la forte variation des précipitations et la baisse de la température moyenne annuelle et de l'évapotranspiration potentielle (figure Conclusion-2), cette phase enregistre une forte hydrolyse du sol représentée par l'augmentation importante de la kaolinite.

- Au niveau de la deuxième phase, la sécheresse prolongée pendant les années 80 est reflétée par la réduction des apports en éléments détritiques alumino-silicatés et le ralentissement de l'hydrolyse chimique comme le montre l'évolution des minéraux argileux. La fin de cette phase est marquée par le début de la régression du niveau lacustre.

- La dernière phase qui correspond aux années 90 est marquée par une forte variation des éléments détritiques. Cette décennie a connu une importante instabilité climatique (figure Conclusion-2). Les forts apports détritiques dérivent également de la dégradation du sol sous la pression anthropique qui est devenue de plus en plus prépondérante au cours de cette décennie sous l'effet de la croissance démographique.

Au niveau du lac Afourgagh, les indicateurs biologiques et magnétiques renseignent sur des perturbations significatives (anthropiques et climatiques) qui ont influencé le fonctionnement du lac au cours du siècle dernier (Flower et al, 1989). Ceci est traduit par l'augmentation de la productivité du lac et l'accélération de l'érosion du sol sous l'effet de l'agriculture et la dégradation du couvert végétal. Ceci a induit un dédoublement dans le taux d'accumulation. Avec la régression très importante du niveau lacustre actuellement, le taux de sédimentation a considérablement diminué à la suite de l'assèchement des affluents. Les deux carottes (35 cm de longueur) prélevées aux bordures et au centre du lac ont permis de reconstituer les variations bathymétriques très récentes du lac.

- Les deux premières unités de la carotte du centre coïncidant avec les années 60-70 montrent un ralentissement puis un fort apport des éléments détritiques. L'influence climatique est fortement nuancée par l'impact humain au cours de cette phase.

- Les grands changements produits à partir des années 80 sont enregistrés par les trois dernières unités de la carotte de bordure. La régression du niveau lacustre est traduite par une nette réduction des apports détritiques alumino-silicaté et ferromagnésiens vers la fin des années 80 caractérisées par la succession et la sévérité des sécheresses (figure Conclusion-2).

- L'instabilité climatique au cours des années 90 a été responsable de l'élévation du niveau du lac après l'année 1996 exceptionnellement humide. Les apports détritiques ont fortement augmenté. Le cortège argileux renseigne sur une plus forte hydrolyse du sol déjà fragilisé par l'impact anthropique. La reprise des sécheresses vers la fin des années 90 et le début de la première décennie du XXI^{e} siècle d'une part et l'amplification de l'emprise humaine d'autre part sont à l'origine de la régression du niveau d'eau. Les apports détritiques ont baissé conjointement avec le taux de sédimentation à cause de l'assèchement des affluents. La sédimentation actuelle au niveau du lac est liée plutôt à l'action éolienne qui redistribue les éléments détritiques à partir des sols et des terrasses exondées.

IV. Principales conclusions

Cette étude paléolimnologique apporte une meilleure compréhension du fonctionnement hydroclimatique des bassins lacustres du Moyen Atlas marocain. L'approche entreprise pour l'analyse des eaux et des sédiments d'interface a permis de caractériser l'état actuel des trois lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh et de quantifier l'impact climatique et anthropique sur leur fonctionnement. Les principales conclusions retenues de cette étude peuvent être résumées comme suit :

- Les lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh connaissent un déficit hydrique très important à cause de la succession des sécheresses aux cours des trois dernières décennies et la forte consommation des eaux sous l'effet de la croissance démographique.
- Ce déficit hydrique est traduit par la chute des niveaux d'eau et la dégradation de la qualité des eaux. L'ultime déficit hydrique a été manifesté par l'assèchement temporaire des lacs Ifrah et Afourgagh à l'été de 2008.
- Les principales constatations tirées de l'analyse physico-chimiques des eaux résident essentiellement dans le changement des faciès hydrochimiques, l'élévation de la salinité, la sursaturation en alcalino-terreux, la précipitation des carbonates, l'augmentation de la charge particulaire et en fin l'avancement de l'état trophique avec la dégradation de l'oxygénation des eaux et l'enrichissement en éléments nutritifs.
- Les perturbations d'origine climatiques et anthropiques ont également influencé le mode de sédimentation des trois lacs au cours du siècle dernier.
- Généralement épisodique, la sédimentation actuelle au niveau des lacs est caractérisée par la prédominance de la fraction organo-carbonatée à la suite de l'avancement de l'état trophique des lacs et l'augmentation de la précipitation des carbonates

endogéniques sous l'effet des sécheresses et l'élévation relative de la température moyenne et de l'évapotranspiration au cours du siècle dernier (figure Conclusion-2).

- L'instabilité climatique accompagnée par l'impact anthropique est représentée par une forte hydrolyse des sols et un apport important en éléments détritiques alumino-silicatés ferromagnésiens au cours des années pluvieuses.
- La diminution du taux d'accumulation des sédiments au cours des trois dernières décennies est du à l'assèchement des affluents sous l'effet de la succession des sécheresses et la consommation excessive des eaux par l'homme et son bétail.
- La sédimentation actuelle qui est dominée par la fraction carbonaté, dépend essentiellement de l'action éolienne qui redistribue les matériaux au niveau des sols et des terrasses exondées.

V. Recommandations

Les lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh subissent actuellement un dysfonctionnement sous la pression anthropique et l'instabilité climatique. Ceci constitue une menace sans précédant de leur existence et par là le déséquilibre de tous les écosystèmes connexes qui abritent une biodiversité très remarquable. Un plan d'urgence doit être mis en œuvre pour le suivi, la gestion et la préservation de ces milieux. Un tel aménagement de ces bassins lacustres suscite une volonté sérieuse qui doit faire intervenir tous les secteurs concernés comme l'agence hydraulique du bassin de Sbou, les directions du haut commissariat aux eaux et forêts et la lutte contre la désertification, les collectivités locales ainsi que la population autochtone. Certaines opérations peuvent s'avérer efficaces pour empêcher la disparition immédiate de ces hydrosystèmes comme l'ouverture des chenaux au niveau des affluents, le dragage des sédiments, le désherbage au cours des saisons chaudes et la réintroduction des poissons. Au moyen et à long terme, l'atténuation de l'impact humain constitue un défit primordial pour la préservation de ces lacs. Etant donné que la population locale, en croissance permanente, est très liée à son environnement naturel (agriculture, pâturage …), la seule solution réside à l'amélioration des conditions socio-économiques de ces populations. La diminution des têtes du bétail pour minimiser les effets négatifs du surpâturage peut être substitué par d'autres pratiques d'élevage comme l'engraissement à domicile, l'aviculture et l'apiculture qui sont plus saines envers l'environnement et beaucoup plus rentables. Le reboisement des aires défrichées par les espèces végétales autochtones et la lutte contre les incendies et les coupures non contrôlées du bois peuvent contribuer considérablement à la diminution de la dégradation et la stabilité des sols. Enfin, promouvoir l'artisanat local, sensibiliser et encourager

l'écotourisme dans la région des lacs peuvent avoir également un impact significatif sur l'amélioration des conditions économiques des populations locales et par là la diminution de la pression anthropique sur les systèmes lacustres.

VI. Perspectives de recherche

L'élargissement de l'éventail d'étude à d'autres lacs du Moyen Atlas (Agoulmam Sidi Ali, Agoulmam Azigza et d'autres) en utilisant d'autres approches d'étude comme les bio-indicateurs aura des apports importants pour une meilleure compréhension du fonctionnement actuel des systèmes lacustres du Moyen Atlas vis-à-vis de la variabilité climatique et de l'impact humain.

L'enregistrement paléoclimatique délivré par l'étude multi-Proxy (palynologie, sédimentologie et géochimie minérale et organique) des deux séquences des lacs Ifrah et Iffer (Chaddadi, 2004 et 2006 ; et Rhoujjati, 2007) devrait être complété par une étude plus détaillée des minéraux argileux et magnétiques tout en augmentant le nombre des datations radiocarbones. Une telle étude apportera certainement des informations supplémentaires sur les processus de pédogenèse et d'érosion des sols en relation avec les variations paléoclimatiques surtout au cours de la période glaciaire enregistrée par la carotte du lac Ifrah.

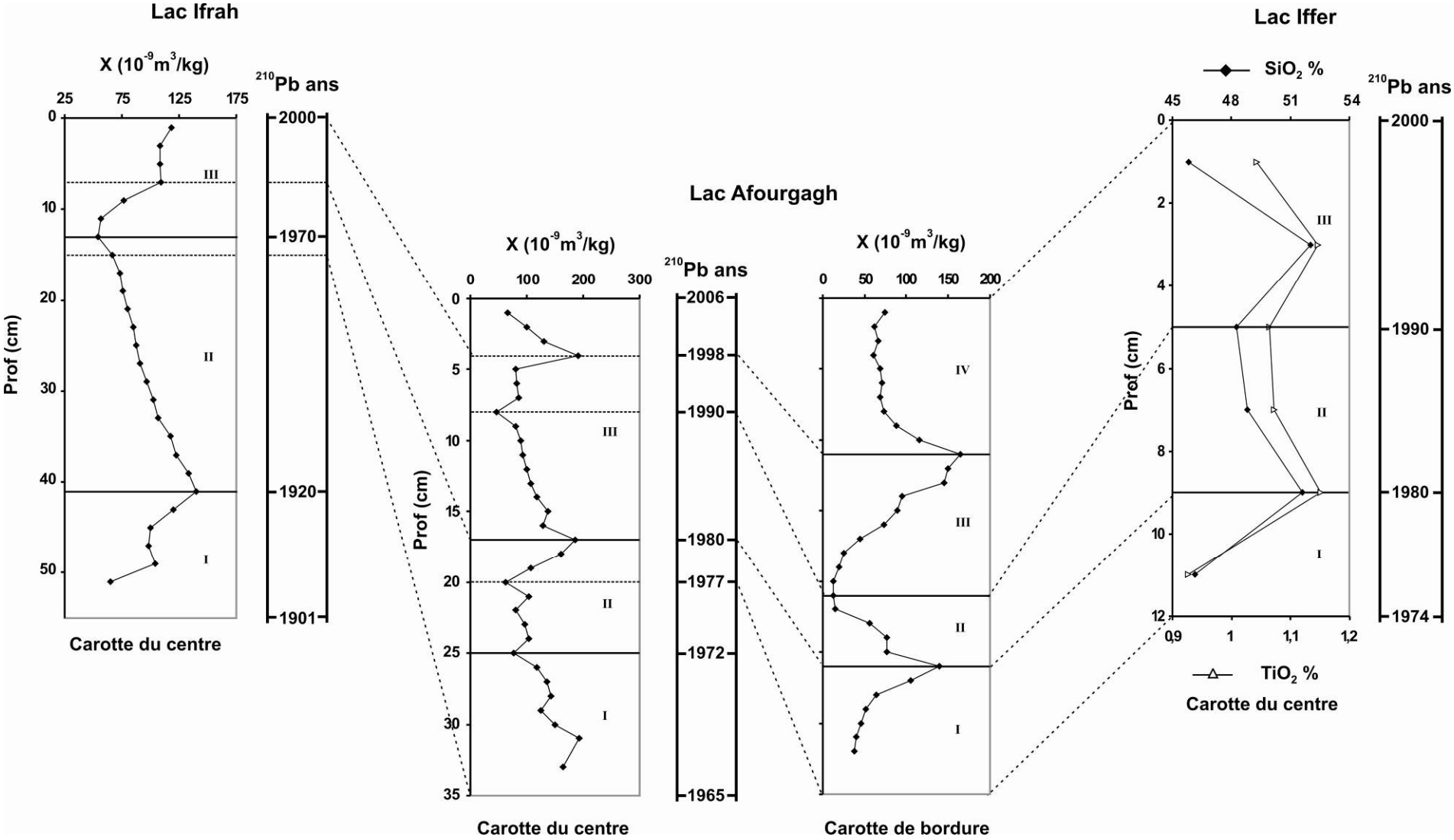


Figure conclusion-1 : Corrélations entre les carottes de sédiments d'interface des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh en se basant sur des paramètres magnétiques et géochimiques. X : susceptibilité magnétique

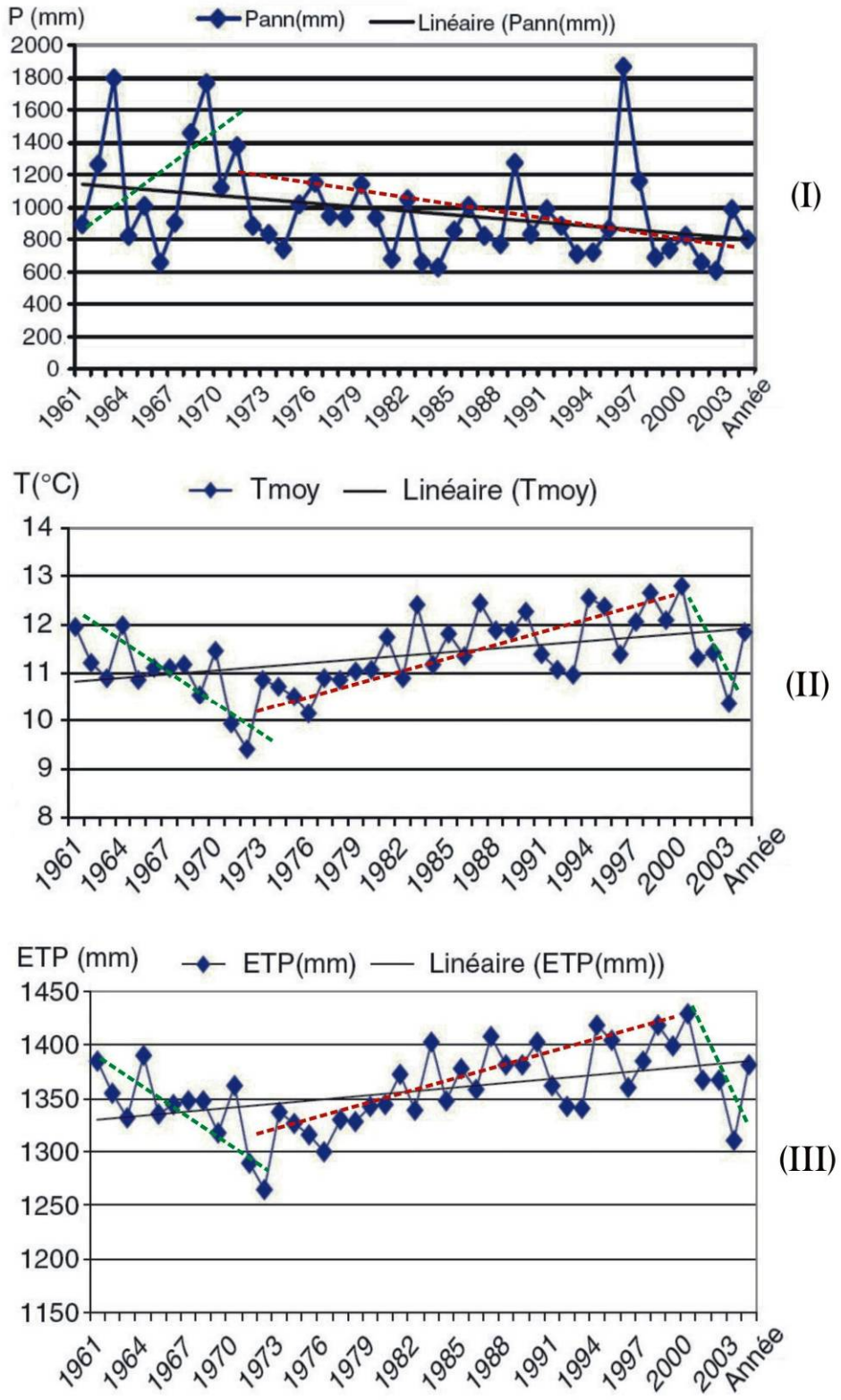


Figure conclusion-2 : Évolution des précipitations annuelles (I), de la température moyenne annuelle (II) et de l'évapotranspiration potentielle (III) de la ville d'Ifrane au cours de la période 1961-2004 (d'après Stour et Agoumi, 2008).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABECOR., 1984. Country report; Morocco. Barclays bank PlC. London.

AGOUMI., 2003. Vulnérabilité des pays du Maghreb face aux changements climatiques Besoin réel et urgent d'une stratégie d'adaptation et de moyens pour sa mise en œuvre. *Rapport de L'Institut international du développement durable. Canada*. 11p

AGOUMI, A,. & DEBBARH, A., 2005. Ressources en eau et bassins versants du Maroc : 50 ans de développement (1955-2005). *In* : 50 ans de développement humain et perspectives 2025 : Cadre naturel, environnement et territoires. Éditeurs : Agoumi A. *et al*, 9-58. A consulter sur l'URJ : http://www.rdh50.ma/fr/pdf/contributions/GT8-1.pdf

AMHAOUCH, M., 1995. Étude physico-chimique et ichthyologique des lacs du Moyen Atlas : cas d'Ifrah et Sidi Ali. *Mémoire de 3ème cycle*, Ecole Nationale Forest. ingénieurs, Salé130p.

AMIN., 1970. The Magrehb in the Modern World. Penguin African Library. London.

AMRAOUI, F., 2005. Contribution à la connaissance des aquifères karstiques : Cas du Lias de la plaine du Saïs et du Causse Moyen Atlasique tabulaire (Maroc). Thèse de Doctorat d'état. Univ. Hassan II. FS Casablanca. 249p.

APPLEBY, P.G., & OLDFIELD, F., 1983. The assessement of ^{210}P data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiologia*, 103: 29-35.

APPLEBY, P.G., 2004. Environmental change and atmospheric contamination on Svalbard: sediment chronology. J. of Paleolimnology, 31: 433-443.

ARBOLEYA, M.L., TEIXELL, A., CHARROUD, M., & JULIVERT, M., 2004. A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39 : 319–327.

ATMANI, M., EL BOUAMI, F., & LAGHRARI, Z., 2004. Pour une étude de l'impact de la sécheresse sur le climat méditerranéen du massif de Moulay Driss Zerhoun (Pré-rif, Maroc). *Geomaghreb*, 2 : 119-125.

AZEROUAL, A., CRIVELLI, A.J., YAHYAOUI, A., & DAKKI, M., 2000. L'ichtyofaune des eaux continentales du Maroc. *Cybium, 24(3) suppl : 17-22.*

BAALI, A., & FEDAN, B., 1996. Evolution sédimentologique et contrôle rectono-karstique du bassin de la dayat Afourgagh au cours du Plio-quaternaire (Moyen Atlas, Maroc). Bull. Inst. Sci., 20 :63-75.

BARBERO, M., QUÉZEL, P., & RIVAS-MARTINEZ, S., 1981. Contribution à l'étude des groupements forestiers et préforestiers du Maroc. *phytocoenologia*

BAPST, A., 1987. Le lac de Neuchâtel : Physico-chimie et Turbidimétrie des Eaux. Concentration, Minéralogie et Granulométrie des Particules en Suspension. *Thèse de Doctorat, Univ, de Neuchâtel, Fac, Sci ;* 101p.

BARDOUR, J., 1962. A survey of North-West Africa. Oxford University Press. London.

BARKER, P.A., ROBERTS, N., LAMB, H.F., VAN DER KAARS, S., & BENKADDOUR, A., 1994. Holocene Lake Level change interpreted from diatom assemblages in lake Sidi Ali, Middle Atlas, Morocco. Journal of palaeolimnology 12: 223-234

BATTARBEE, R.W., 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews*, 19: 107-124.

BECKHOFF, B., KANNGIEBER, B., LANGHOFF, N., WEDELL, R., & WOLFF, H., 2006. Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis, *Springer*, Site web : www.ISBN 3-540-28603-9.

BENABID, M., 1984. Etude phytoécologique de peuplements forestiers du Rif centro-occidental. *Tv. Inst. Sc. Rabat, Série bot*, 34 p.

BENABID, A., & FENNANE, M., 1994. Connaissances sur la végétation du Maroc. *Lazaroa*

BENKEDDOUR, A., 1993. Changements hydrologiques et climatiques dans le Moyen Atlas marocain : chronologie, minéralogie, géochimie isitopique et élémentaire des sédiments lacustres de Tiglmamine. *Thèses Doctorat, Université de Paris XI*. pp 156.

BENTAYEB, A., & LECLERC, C.L., 1977. Le Causse moyen atlasique. *Notes et mémoires du service géologique du Maroc*

BERGONZINI, L., RICHARD, Y., & CAMBERLIN, P., 2002. Variation interannuelle du bilan hydrique du lac Tanganyika (1932-1995): changement dans la relation précipitation-excédent lacustre. *Hydrological Sciences Journal des Sciences Hydrologiques*, 47(5) : 781-796

BERTRAND, S., 2005. Sédimentation lacustre postérieure au dernier maximum glaciaire dans les lacs Icalma et Puyehue (Chili méridional) : Reconstitution de la variabilité climatique et des événements sismo-tectoniques. *Thèse de Doctorat,* 154 p. annexes 112p. Université de Liège, Belgique.

BIRKS, H.H., & BIRKS, H.J.B., 2006. Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Vegetation History and Archaeobotany*, 15: 235-251.

BLANC, P., PELLETIER, J.P., & MOILLE, J.P., 1993. Variabilité spatiale et temporelle des paramètres physico-chimiques et biologiques dans l'eau du Léman, campagnes 1991 et 1992. *Rapp. Comm. int. prot*. Eaux Léman contre pollut. Campagne 1992, 113-162.

BLOTT, S., 2000. GRADISTAT Version 4.0, A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments by Sieving or Laser Granulometer. *University of London, Royal Holloway*.

BOUCHET, A., MEUNIER, A., & SARDINI, P., 2000. Minéraux argileux : structure cristalline, identification par diffractionde rayons X. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mém.* 23, 136 p.

BOUDAD, L., 2004. Les formations sédimentaires du quaternaire Terminal du Tafilalt (Sud-est du Maroc) : Géochronologie, Stratigraphie et Paléoenvironnement. Doc d'état. Univ. Moulay Ismail 250 p.

BOYLE, J., 2001. Inorganic geochemical methods in palaeolimnology. *In*: Last W.M. & Smol J.P. (Eds), Tracking Environmental Change Using Lke sediments, vol: 2 Physical and Geochemical Methods. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 83-141.

BOYLE, J., 2004. A comparison of two methods for estimating the organic matter content of sediments. *J. Paleolimnol*. 31: 125-127.

BRAHNEY, J., CLAGUE, J.J., MENOUNOS, B., & EDWARDS, T.W.D., 2008. Timing and cause of water level fluctuations in Kluane Lake, Yukon Territory, over the past 5000 years, *Quaternary Research*. 70(2): 213-227.

BREMOND R. & **PERRODON C.** 1979. Paramètres de la qualité des eaux Minérales. *Envir. Et Cadre de Vie, 4^{e} éd.*, 258p.

BRYAN, H.A., 1993; late quaternary Ostracod ecostratigraphy and shell chemistry from a small Moroccan Lakes, Middle Atlas mountains. Ph. D. thesis, 266 p. University of Wales at Aberystwyth. 108 p.

BUILLIT, N., LALLIER-VERGES, E., DISNAR, J.R., & LOIZEAU, J.L., 1997. Changements

climatiques et effets anthropiques au cours du dernier millénaire attestés par l'étude pétrographique de la matière organique (Annecy, Le Petit Lac, France).*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168(5) : 573-584.

CAITCHEON, G.G., 1993. Sediment source tracing using environmental environmental magnetism: a new approach with examples from Australia. *Hydrol. Process*, 7 : 349–358.

CAMPY, M., et MACAIRE, J.J., 2003. Géologie de la surface : érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux. *2ème édition Dunod*, 440 p.

CAPO, R.C., STEWART, B.W., & CHADWICK, O.A., 1998. Strontium isotopes as tracers of ecosystem processes: theory and methods. *Geoderma*, 82(1-3): 197-225.

CHAIRI, R., 2005. Étude du remplissage sédimentaire d'un système hypersalin de la Tunisie orientale au cours du quaternaire récent : la Sebkha de Mokline. *Quaternaire*, 16(2) : 107-117.

CHAMLEY H. 1989. Clay Sedimentology. *Springer-Verlag, Berlin*, 623 pp.

CHAMLEY, H., 2000. Bases de sédimentologie. *Dunod 2ème Ed*, 178 p.

CHARLEUX–DEMARGNE, J., 2001**.** Qualité des modèles numériques de terrain pour l'hydrologie (Application à la caractérisation du régime de crues des bassins versants). *Thèse, université de Marne-la-Vallée*, 275 p.

CHARRIERE A. 1990. Héritage Hercynien et évolution géodynamique Alpine d'une chaîne intracontinentale : le Moyen Atlas au SE de Fès (Maroc). *Thèse Doct. Etat, Toulouse*, 589 p.

CHEDDADI, R., FRANÇOIS, L., BAR-HEN, A., HUANG, K., DEMARTEAU, M., RHOUJJATI, A., BAALI, A., DAMNATI, B., TAIEB, M., & LAURENT, J.M., 2006. Impact du climat sur quelques espèces méditerranéennes : du passé au futur. Poster au colloque de restitution IFB : 91-96. Paris, 18-20 septembre.

CHEDDADI, R., LAMB, H.F., GUIOT, J., & VAN DER KAARS, S., 1998. Holocene climatic change in Morocco: a Quantitative reconstitution from pollen data. *Climate dynamics*, 14 : 883-890.

CHEDDADI, R., TAIEB, M., DAMNATI, B., ORTU, E., GUIOT, J., & LAMB, H., 2004. Climate changes since the last glacial maximum in Morocco and predicted impact on the Mediterranean ecosystems. "Rapid and catastrophic environmental changes in the Holocene and human response" first joint meeting of IGCP 490 and ICSU Environmental catastrophes in Mauritania, the desert and the coast. *Atar, Mauritania* 39-43.

CHILLASSE, L., & DAKKI, M., 2004. Potentialités et statuts de conservation des zones humides du Moyen-Atlas (Maroc), avec référence aux influences de la sécheresse. *Sécheresse*, 15(4) : 337-45.

CHILLASSE, L., DAKKI, M., & ABBASSI, M., 2001. Valeurs et fonctions écologiques des zones humides du Moyen Atlas (Maroc). *Humedales Mediterranios*, 1 : 139-146.

CHOUBERT, G., & MARÇAIS, J., 1952. Aperçu structural. *In* : Géologie du Maroc. *Notes et Serv. géol. Maroc*

COHEN, A.S., 2003. Paleolimnology; The History and Evolution of Lake Systems. *Oxford University Press*, Oxford. 500 p.

COJAN, I., & RENARD, M., 1995. Sédimentologie. *Masson*, 418 p.

COLE, T., BIDOGLIO, G., SOUPIONI, M., O'GORMAN, M., & GIBSON, N., 2000. Diffusion mechanisms of multiple strontium species in clay. *Geochim Cosmochim Ac*. 64(3): 385-396.

COLO, G., 1961. Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. *Notes et M. Serv. Géol. Maroc*. V **139**, 226 p.

CURTIS, C.D., 1990. Aspects of climatic influence on the clay mineralogy and geochemistry of soils, paleosols and elastic sedimentary rocks. J. *Geol. Sot. London*, 147: 351-357.

DAGET, PH., 1968. Etude du climat local en région de moyenne montagne à l'aide des données météorologiques classiques. Application au Nord-est de la Margeride. *Thèse Doct. Ingénieur*

DAGET, PH., 1977. Le bioclimat méditerranéen : Caractères généraux.

DAMNATI, B., & TAIEB, M., 2003. La sédimentation sub-actuelle dans le lac Iffir (Moyen Atlas, Maroc): Résultats préliminaires. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*. 452 : 301-306.

DAMNATI, B., 1993. Sédimentologie et géochimie de séquences lacustres du pléistocène supérieur et de l'holocène en région intertropicale (lac Magadi et Green Crater Lake) : implications paléoclimatiques. *Université d'Aix-Marseille II. Thèse de Doctorat*, 239 p.

DAMNATI, B., 1997. Les variations paléoclimatiques et environnementales en Afrique depuis 30 000 ans B.P. Thèse d'habilitation à diriger des recherches, volume 1: 304p; volume 2: annexes 2 : 144 p. Université d'Aix Marseille II, France.

DAMNATI, B., 1998. The modern sediment of lake Sonachi (Green Crater Lake, Kenya). *Palaeoecology of Africa*, 42: 162-170.

DAMNATI, B., 2000. Holocene lake records in northern Hemisphere of Africa. *J. of African Earth Sciences*, 31(2): 253-262.

DAMNATI, B., 2006. Les variations climatiques passées, actuelles et futures : (un aperçu global et régional (Afrique et Maroc). *Ed Spartel Tanger* 189 p.

DAMNATI, B., ICOLE, M., TAIEB, M., & WILLIAMSON, D., 2007. The application of organic carbon and carbonate stratigraphy to the reconstruction of lacustrine palaeoenvironments from Lake Magadi , Kenya . *Pleoecology of* Africa, 28: 155-168.

DAMNATI, B., RHOUJJATI, A., ETEBAAI, I., BENHARDOUZE, H., REDDAD, H., CHADDADI, R., & TAIEB, M., 2008. Climate changes from the last glacial maximum to the present in Morocco: A record from lake Ifrah (Middle atlas). *The 1st FMSH-ESF Entre-Sciences Conference in Environmental Sciences:* New Methodologies and Interdisciplinary Approaches in Global Change Research. 5-10 November 2008, IGeSA, Porquerolles, France.

DE DECKKER, P., & FORESTER, R.M., 1988. The use of ostracods to reconstruct continental palaeoenvironemental records. *In:* P. De Deckker et al. Eds. Ostracods in the earth sciences. *Elsevier, Amsterdam*, 175-198.

DEAN, W.E,. & GORHAM, E., 1976. Major chemical and mineralogical components of profundal surface sediments in Minnesota Lakes. *Limnol. Oceanogr*. 21: 259-284.

DEAN, W.E.J., 1974. Determination of carbonates and matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss-on-ignition: comparison with other methods. *Journal of sedimentary petrology*, 44; 1: 242-248.

DEARING, J.A., 1991. Lake sediment records of erosional processes. *Hydrobiologia* 214: 99-106. *In:* Smith J.P., Appleby P.G., Battarbee R.W., Dearing J.A., Flower R., Haworth E.Y., Oldfield F. & O'Sullivan P.E. (eds), *Environmental History and Palaeolimnology*. *Kluwer Academic Publishers*. Printed in Belgium.

DEARING, J.D., MAHER, B.A., & OLDFIELD, F., 1985. Geomorphological linkages between soils and sediments: the role of magnetic measurements. In: *Geomorphology of Soils*. 245-266. (eds) RICHARDS, K.S., ARNET, R.R., and ELLIS, S., *George Allen and Unwin, London.*

DEEVEY, E.S., 1984. Stress, strain, and stability of lacustrine ecosystems. *In*: Haworth E.Y., Lund J.W.G. (eds). Lake Sediments and Environmental History. *University of Leicester Press*, Leicester, 203-229.

DELCOURT, H.R., & DELCOURT, P.A., 1991. Quaternary Ecology – A paleoecological perspective. *Chapman & Hall*, London. 242 p.

DERRON, M.H., HUNZIKER, J., & PFEIFER, H.R., 2002. Géochimie des eaux acides de l'ancienne mine de cuivre de Libiola (Ligurie, Italie). *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat*. 88(2): 175-194.

DESAUZIERS, V., AVEZAC, M., & FANLO, J.L., 2000. Simple analysis of odorous fatty acids in distillery effluents by capillary electrophoresis. *Analusis*, 28:163-167.

DRESNAY, R.D., 1988. Recent data on the geology of the Middle Atlas (Morocco) *In*: V. Jacobshagen.

DROUET, TH., HERBAUTS, J., GRUBER, W., & DEMAIFFE., D., 2005. Strontium isotope composition as a tracer of calcium sources in two forest ecosystems in Belgium. *Geoderma.* 126: 203–223.

DUMONT H.J., MIRON I., DALL'ASTA U., DECRAEMER W., CLAUS C. & SOMERS D. 1973. Limnological aspects of some Moroccan Atlas lakes. *Int. rev. ges. Hydrobio.* 58(1): 33-60.

DURANT, A., & LANG, J., 1986. Approche critique des méthodes de reconstitution paléoclimatiques : le sahel nigéro-tchadien depuis 40'000 ans. *Bull. Soc. Géol. F,* 8 (2): 267-278.

DUSSART, B., 1966. Limnologie ; étude des eaux continentales. *Gautier Villars*, 677 p.

EBERL, D.D., SRODON, J., & NORTHROP, R.H., 1986. Potasium fixation in smectite by wetting and drying. In: Davis J.A. & Hays K.F. (Eds): Geochemical processes at mineral surfaces. *Amer. Chem. Soc; Symp., Ser*. 323, Washington, DC, 296-326.

EL HAMOUTI, N., 2003 Changement hydrologiques et climatiques dans le Moyen Atlas marocain à partir de l'étude des Diatomées du site de Tigalmamine. Thèse de Doctorat d'état. Unuv M^{ed} I FS Oujda. 345 p.

EL HAMOUTI, N., LAMB, H.F., FONTES, J.C., & GASSE, F., 1991. Changements hydrologiques abrupts dans le Moyen Atlas marocain depuis le dernier maximum glaciaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Séries II, 313: 259-265.

EMBERGER, L., 1939. Aperçu général sur la végétation du Maroc

ENGSTROM, D.R., & WRIGHT, J.H.E., 1984. Chemical stratigraphy of lake sediments as arecord of environmental change. *In*: E. Y. Haworth and J. G. W. Lund (eds), lake sediments and environmental history, Leicester University Press, U.K. 11–67.

ERIKSSON, M.G., & SANDGREN, P., 1999. Mineral magnetic analyses of sediment cores recording recent soil erosion history in central Tanzania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 152: 365–383.

ETEBAAI, I., MICHE, H., REDDAD, H., BENHARDOUZE, H., BENHARDOUZ, O., & DAMNATI, B., 2008a. La sédimentation actuelle au niveau du lac Afourgagh (Moyen Atlas, Maroc). *Actes de la Quatrième Rencontre des Quaternaristes Marocains (RQM4). Oujda*,(2) 119-129.

ETEBAAI, I., DAMNATI, B., BENHARDOUZE, H., BENHARDOUZ, O., REDDAD, H., MAÂTOUK, M. & TAIEB, M., 2008b. L'Environnement du lac Ifrah (Moyen Atlas, Maroc): physico-chimie des eaux et sédimentation actuelle. *Africa Geoscience review*, 15(3-4): 303-318.

EUGSTER, H.P., & HARDIE, LAWRENCE, A., 1978. Saline Lakes, *In*: *Lakes: Chemistry, Geology, Physics, (*Ed) Lerman A. NY. 237-293.

EUGSTER, H.P., & KELTS, K., 1983. Lacustrine chemical sediments, p. 321-368. *In* A.S. Goudie and K. Pye, eds., Chemical Sediments and Geomorphology. *Academic Press, New York*, 356 p.

FENNANE, M., & IBN-TATOU, M., 1998. Catalogue des plantes vasculaires rares

FINDENEGG, I., 1964. Types of planktic primary production in the lakes of the Eastern Alps as found by the radioactive carbon method. *Verh. int. Ver. Limmol*., 15 : 352-359.

FLOWER, R.J., & FOSTER, D.L., 1992. Climatic implication of recent changes in lake level at lac Azigza (Morocco). *Bull. Soc. Géol France* 163 (1): 91-96.

FLOWER, R.J., DEARING, J.A, & NAWAS, R., 1984. Sediment supply and accumulation in a small Moroccan lake: an historical perspective. *Hydrobiol.,* 112: 81-92.

FLOWER, R.J., STEVENSON, A.C., DEARING, J.A., FOSTER, I.D.L., AIREY, A., RIPPEY, B., WILSON, J.P.F., & APPLEBY, P.G., 1989. Catchment disturbance inferred from paleolimnological studies of three contrasted sub-humid environments in Morocco. *J. Paleolimnology*. 1: 293-322.

FOLK, R.L., & WARD, W.C., 1957. Brazos riverbar ; A study in the signification of grain size parameters. *J, Sedimentology, Petrology*, 27:514–529.

FOLK, R.L., 1966**.** A review of grain size parametrs. *Journal of Sedimentology*, 6; 2: 73-93.

FONTVIELLE, D., 1987. La circulation du carbone organique dans les écosystèmes lotiques : cas du phénomène d'autoépuration. *Thèse de Doctorat Univ. LYON,* 135p.

FOREL, F.A., 1901. Handbuch der Seenkunde, allgemeine Limnologie. *J. Engelhorn*.

FOREL, F.A., 1895, 1904- Le Léman : monographie limnologique. *3 tomes. Lausanne, F. Rouge.*

FOSTER, I.D.L., DEARING, J.A., & AIREY, A., 1986. Sediment sources in a Moroccan lake-catchment: a case study using magnetic measurements. *J. Water Resour,* 5(1): 320–334.

FOSTER, I.D.L., DEARING, J.A., & GREW, R., 1988. Lake-catchments: an evaluation of their contribution to studies of sediment yield and delivery processes. *Sediment Budgets (Proc. Porto Alegre Symp.)* IAHS Publ, 174: 143-424.

FRIEDMAN, G.M., 1967. Dynamic process and statistical parameters compared for size frequency distribution of Beach and River Sands. *Journ. Sed. Petrol*, 37; 2:327–355.

GAC, J.Y., 1979. Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. Strasbourg : *Thèse de Doctorat Université Louis Pasteur*, 270 p.

GARRISON, A.W., SCHMITT, P., & KETTRUP, A., 1995. Capillary electrophoresis for the characterization of humic substances. *Water Res*. 29:2149-2159.

GASSE, F., FONTES, J.C., PLAZIAT, J.C., CARBONEL, P., KACZMARSKA, I., DE DECKKER P., SOULE-MARSCHE, I., CALLOT Y. & DUPEUBLE, P.A., 1987. Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from North Sahara. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 60: 1-46.

GASSE, F., 1992. Paléolacs. *Géologie de la préhistoire*, 161-168.

GAYRAL, P., 1954. Recherche phytolimnologiques au Maroc. *Trav. Inst. Sci.Cherif.* Service Botanique, Rabat. 4 : 1-106.

GIEC, 2007. Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale,

Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. GIEC, Genève, Suisse, …, 103 pages.

GILLETTE, D.A., BLFFORD, I. H. & FENSTER, C. R. 1972. Measurements of the aerosols size distribution and vertical fluxes of aerosols on land subject to wind erosion. *J applied metrology* 11: 977-987.

GOLDMAN, J.C., PORCELLA, D.B., MIDDLEBROOKS, E.J., & TOERIEN, D.F., 1972. Compte rendu. The effect of carbon on algal growth - its relationship to eutrophication. *Water Res*., 6 : 637-679

GOURARI, L., ALAOUI-MHAMDI, M., BOUSHABA, A., & FEDAN, B., 2000. Variations des paramètres physico-chimiques des eaux de I'Oued Aggai: significations géoenvironnementales et conséquences sur la précipitation des travertins actuels (Causse de Sefrou, Moyen Atlas, Maroc). *Journal of African Earth Sciences* 30(2) : 283-293.

GRANDGUILLAUME, G., 1982. Limons rouges et croûtes calcaires : sédimentation et pédogenèse dans le Pléistocène récent de l'Oranie. *Thesis. Univ. Paris Sud*, 170 p.

GUINIER, A., 1964. Théorie et Techniques de la radiocristaloographie. *Ed, Dunod*, Paris, 740 p.

GUINIER A. 1984. Les rayons X. *Coll. Que sais-je ?, 70, Press Univ, France*, 128 p.

GUIOT, J., & CHADDADI, R., 2004 ; Variabilité des écosystèmes terrestres et du climat sur un cycle glaciaires-interglaciaire. *C.R. Géosciences*, 336: 667-675.

HAAS, H., & HAYNES, C.V., 1980. Discussion on radiocarbon dates from the Western Desert. In: Wendorf, F. and Schild, R. (eds.) Prehistory of the Western Sahara. 373-378.

HAMILTON T.F. & SMITH J.D. 1986. Improved alpha-energy resolution for the determination of polonium isotopes by alpha-spectrometry. *Applied and Radiation Isotopes* 37: 628– 630.

HATFIELD, R.G., & MAHER, B.A., 2008. Suspended sediment characterization and tracing using a magnetic fingerprinting technique: Bassenthwaite Lake, Cumbria, UK. *The Holocene* 18(1): 105–115.

HENRY, F., LAMB, H.F., & VAN DER KAARS, S. 1995. Vegetation response to Holocene climatic change: pollen and palaelimnological data from the Middle Atlas, Morocco. *The Holocene*, 5(4): 400-408.

HERBIG, H.G., 1988. Synsedimentary tectonics in the Northern Middle Atlas (Morocco) during the Late Cretaceous and Tertiary In: V. Jacobshagen.

HEYRAUD, M., 1982. Contribution à l'étude du polonium-210 et du plomb-210 dans les organismes marins et leur environnement. *Thèse de Doctorat, Univ Pierre et Marie Curie, Paris* VI, 144p.

HEYRAUD, M., 1983. Contribution à l'étude du Polonium-210 et du Plomb-210 dans les organismes marins et leur environnment. *Thèse de doctorat, Univ, Pierre et Marie Curie, Paris* VI, 144 p.

HILTON, J., & LISHMAN, J.P., 1985. The effect of redox changes on the magnetic susceptibility of sediments from a seasonally anoxic lake. *Limnol. Oceanogr*. 30: 907-909.

HILTON, J., LISHMAN, J.P., & CHAPMAN, J.S., 1986. Magnetic and chemical characterisation of a diagcnetic magnetic mineral formed in the sediments of productive lakes. *Chem. Gcol*. 56: 325-333.

HINAJE, S., & AIT BRAHIM, L., 2001. Paléocontraintes, Genèse et évolution tectonique des effondrements lacustres du Moyen Atlas : exemple des Lacs Afourgagh, Aoua, Ifrah et Aguelmam Sidi Ali. *16ème coll. Bass. Sédi. Marocains. Fac. Sci. Meknès*, 95-96 p.

HINAJE, S., & AIT BRAHIM, L., 2002. Les bassins lacustres du Moyen Atlas (Maroc) : exemple d'activité tectonique polyphasée

associée à des structures d'effondrement. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, 89 : 283-294.

HOFMANN, A., & DOMINIK, J. ,1995. Turbidity and mass concentration of suspended matter in lake water: A comparison of two calibration methods. *Aquatic Sciences*. 57 : 54-69.

HOLTZAPFFEL, T., 1985. Les minéraux argileux: préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Publication-Société Géologique du Nord*,12, 136 p.

HORIE, S., 1987. History of lake Biwa. In : Institut of paleolimnology and paleoenvironment of Lake biwa. *Kyoto University*, 553 p.

HUTCHINSON, G.E., & LÖFFLER, H., 1956. The thermal classification of lakes. *Proc. nat. Acad. Sci. Wash.*, 42 : 84-86.

HUTCHINSON, G.E., 1937. A contribution to the limnology of arid regions primarily founded on observation made in the Lahontan basin. *Trans. Conn. Acad. Arts Sci*., 33: 47-132.

HUTCHINSON, G.E., 1957. A Treatise on limnology. Vol 1, *Physics and Chemistry*. Wiley, J., et Sons, N.Y., 1015p.

INGLES, M., & RAMOS-GUERRERO, E., 1995. Sedimentological control on the clay mineral distribution in the marine and non-marine Palaeogene deposits of Mallorca (Western Mediterranean). *Sedimentary Geology*. 94: 229-243.

INTES, A., & ARNAUDIN, H., 1987 - Esquisse sédimentologique du lagon in Contribution à l'étude de l'atoll de Tikehau : IV. ORSTOM *Notes et documents*, 35 :71-100.

JÄCKLI, H., 1970. Kriterien zur Klassifikation von Grundwasservorkommen Translated. Title: Criteria for the classification of ground-water occurrences. *Eclogae Geol. Helv*. 63: 389–434.

JAMET, R., 2000. Les sols de Moorea et des îles Sous-le-vent archipel de la société polynésie française. *Éds de l'Institut de Recherche pour le Développement*. N° 113 Paris. 43 p.

JARVIS, I., & JARVIS, K.E., 1992. Plasma spectrometry in the earth sciences: techniques, applications and future trends. *Chemical Geology*, 95:1-33.

JAVIS I., 1991. Sample préparation for ICP-MS. In: Javis, K.E., Gray, A.L., and Houk, S., (Editors), Handbook of Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Blackie, Glasgow*, 172-224 pp.

JONES ,B.F., & BOWSER, C.J., 1978. The mineralogy and related chemistry of lake sediments. In: A. Lerman (Editor), Lakes: Chemistry, Geology, Physics. Springer-Verlag, Berlin, pp. 179-235.

JONES, B.F., 1986. Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments., In: F.A. Mumpton (Editor), Studies in Diagenesis. U.S. Geol. Surv. Bull. 1578: 291-300.

JONES, W.R., & JANDIK, P., 1991. Controlled changes of selectivity in the separation of ions by capillary electrophoresis. *J. Chromatogr*, 546:445-458.

KABBAJ, A., & COMBE, M., 1977. Présentation du Domaine Atlasique. *In*: Ressources en eau du Maroc: Domaine atlasique et sud atlasique

KATZ, A., 1973. The interaction of magnesium with calcite during crystal growth at 25-90°C and one atmosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 37: 1563-1586.

KELLER, W.D., 1970. Environmental aspects of clay minerals. J. *Sediment. Petrol*., 40: 788-814.

KELTS, K., 1988**.** Environment of deposition of lacustrine petroleum source rocks : an introduction, in lacustrine Petroleum source rocks. *Geol. Soc. Spec. Public*., 40 : 3-26.

KELT K. & HSÜ K.L. 1978. Freshwater carbonate sedimentation. In: Lakes chemistry, Geology, Physics. *Ed LERMAN, A., Springer- N.Y.* 295-323.

KELTS, K., & TALBOT, M., 1990. Lacustrine carbonates as geochimical archives of environmental change and biotic/abiotic interactions. *In*: Large Lakes: Eological structure and function. *edited by* TILZER, M.M. & SERRUYA, C. p. 288-315. *Springer-Verlag, Berlin*.

KRATZ, T.K., WEBSTER, K.E., BOWSER, C.J., MAGNUSON, J.J., AND BENSON, B.J., 1997. The influence of landscape position on lakes in northern Wisconsin. *Freshwater Biol*., 37: 209–217.

KRITZ, M.A., & RANCHER, T., 1980. Circulation of Na, Br and Cl in the tropical marine atmosphere. *J. Geophys. Res*., 85: 1633-1639.

LAMB, H.F., DAMBLON, F., & MAXTED, R.W., 1991. Human impact on the vegetation of the Middle Atlas Morocco, during the last 5000 years. *J. of biogeography,* 18: 519-532.

LAMB, H.F., EICHER, U., & SWITSUR, V.R., 1989. An 18,000-year of vegetation, lake-level and climatic change from Tiglmamine, Middle Atlas, Morocco. *J. of Biogeography* 16: 65-74.

LAMB, H.F., GASSE, F., BENKADDOUR, A., EL HAMOUTI, N., VAN DER KAARS, S., PERKINS, W.T., PEARCE, N.J. & REBERT, C.N., 1995. Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature*, V 373: 134-137.

LAMB, H.F., ROBERTS, N., LENG, M., BARKER P., BENKADDOUR, A., EL HAMOUTI, N. & VAN DER KAARS, S., 1999. Lake evolution in a semi-arid mountain environment: response to atchments change and hydroclimatic variation. *J. of Paleolimnology*, 21(3): 325-343.

LAMBERT, P., 1997. La sédimentation dans Ie Lac de Neuchâtel (Suisse): processus actuels et reconstitution paléoenvironnementale de 1500BP à nos jours. *Thèse de Doctorat, Univ, de Neuchâtel, Fac, Sci ;* 190p.

LARQUE, P.H., 1992. Diffractométrie, Minéralogie de la fraction argileuse. *Géologie de la Préhistoire*. 519-540.

LECOMPTE, M., 1969. La végétation du Moyen Atlas centrale ; esquisse phyto-écologique et carte des séries de végétation au 1/200000. *Revue de Géographie du Maroc*, 16 : 3-34.

LECOMPTE, M., 1986. Biogéographie de la montagne marocaine : le Moyen Atlas central. CNRS *(éd).*

LEFEVRE D. 1985. Nouvelles positions pour un cadre chronologiques raisonné du Quaternaire marocain. *C. R. Acad. Sc. Paris.*

LEPOUTRE, B., 1964. Facteurs climatiques déterminant les conditions de germinations et d'installation des plantules de cèdres. *A. Rech. Forest. Maroc*

LERMAN A. 1978. Lake: chemistry, geology, physics. New York: *Spinger*. 1, 363 p.

LEVEQUE, C., 1996. Ecosystèmes Aquatiques. *Hachette. 1ère édi, Italie. Collection* 50. 159p.

LEYDIER, S., 1998. Corrélation de trois méthodes de mesures granulométriques : Sédimentométrie/Malvern/Coulter. *Rapport de stage, Projet industriel. SQR TEGG CEMETE, Aix-en-Provence*. 64 p.

LIKENS, G.E, 1985. An Ecosystem Approach to Aquatic Ecology. Mirror Lake and its Environment. *Springer-Verlag*, New York. 516 p.

LEMMIN, U., 1995. Limnologie physique. In : Limnologie générale. *Masson*.

LEVEQUE, C., 1996**.** Ecosystèmes Aquatiques. *Hachette. 1ère édi, Italie. Collection* 50. 159p.

LEWIS, D.G., & CONCHIE, M.D., 1994. Analytical sedimentology. *Chapman & Hall., London*, 360 p.

LOTTER, A.F., & BIRKS, H.J.B., 2003. The Holocene palaeolimnology of Sägistalsee

and its environmental history – a synthesis. *J. of Paleolimnology*, 30: 333-342.

LOTTER, A.F., 2003. Multi-proxy climatic reconstructions. *In*: Mackay A., Battarbee R.W., Birks H.J.B. & Oldfield F. (eds). Global Change in the Holocene. *Hodder Arnold*, London, 373-383.

LUCA, J., 1962. La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorr. Strasbourg*

LUQUE, J.A., JULIÀ, R., RIERA, S., MARQUÉS, M.A., LÓPÈZ-SÀEA, J.A, & MEZQUITA, F., 2004. Respuesta sedimentológica a los cambios ambientales de épocas históricas en el sur de la Peninsula Ibérica : La secuencia de la Laguna Grande de Archidona (Màlaga). *Geotemas* 6 : 113-116.

MACKERETH, F.J.H., 1957.Chemical analysis in ecology illustrated from lake district tarns lakes. I. Chemical analysis. *Proc. Linn. Soc. Lond.*, 167, 2:159-164.

MAIRE R. 1952. Flore de l'Arique du Nord (introductions). *Lechevalier*

MANZOLA, A.S., & BEN AMOR, M., 2001. Étude des équilibres des phases du carbonate de calcium: influence des compagnons de cristallisation. *J. Phys. IVFrance.* 11: 175-182.

MARGRAF, V., BRADBURY, J.P., & BUSBY, J.R., 1986. Paleoclimates in southwestern Tasmania during the last 13 000 years. *Paleobios*, 5 : 368-380.

MARTIN, J., 1964. Le karst de la région des Dayate (Causse moyen-atlasique). *Revue de Géographie du Maroc*, 5 : 19-34.

MARTIN, J., 1965. Quelques types de dépressions karstiques du Moyen Atlas Central. *Revue de Géographie du Maroc*, 7 : 95-106.

MARTIN, J., 1981**.** Le Moyen-Atlas Central : étude géomorphologique. *Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc* 258 bis, 445p.

MAXTED, R.W., 1989. Magnetic mineralogy and sediment yield of lake catchments in the middle Atlas morocco. *Ph. D. thesis, University of Wales at Aberystwyth*, 266 p.

MC CANNON, R.B., 1992. Moments mesures and the shape of size frequency distributions. *Journal of geology*, 7:89 – 92.

MEYBECK, M., 1985. Les lacs et leur bassin. *In Limnologie générale. Masson*.

MEYERS, P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, 34(2): 261-289.

MEYERS, P.A., & LALLIER-VERGES, E., 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quatemary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology* 21: 345–372.

MICHARD, A., 1976. Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 252, 408 p.

MILLOT, G., 1964. Géologie des argiles. *Masson*. Paris**,** 149 pp.

MIRALLES, J., 2004. Etude couplée des radionucléides et des isotopes stables du plomb en Méditerranée occidentale. *Thèse de Doctorat, Univ, Paul Cesanne, Fac, Sci, Tech de Saine Jérôme. Marseille*. 119 p.

MOORE, G.L., 1989. Introduction to inductively coupled plasma Atomic emission spectrometry. *Elsevier, Amsterdam*, 340 p.

MOORE, H.F., POET, S.E., MARTELL, E.A., & WILKENNING, L., 1974. Origin of Rn-222 and its Long-lived daughters in ait of Hawaï. *J. Geophys.Res* 79: 5019-5024.

MORGAN, N.C., 1982. An ecological survey of standing waters in North West Africa: III. Site descriptions for Morocco. *Biological Conservation*, 24 : 161-182.

MOUSLIH, M., 1984a. Les lacs du Bassin versant du Sébou ; Peuplement ichtyologique. Doc du Centre National de Recherche en Hydrobiologie et Pisciculture, Azrou, 59p.

MOUSLIH, M., 1984b. Les plans d'eau à salmonidés du Moyen-Atlas marocain ; Approche écologique et piscicole, référence à l'Amghass III. *Thèse de Doctorat 3ème Cycle, Institut National polytechnique de Toulouse*, 142p.

MOUSLIH M. 1987. Introductions de poissons et d'écrevisses au Maroc. *Rev. Hydrobiol*. 20(1): 65-72.

MOUSLIH, M., DE BONT, A.F., & MICHA, J.C.L., 1994. Les suites de l'introduction de poissons dans des eaux au Maroc. *Verh. Internat. Verein. Limnol*, 25 : 2180-2181

MUDROCH, A., & MUDROCH, P., 1992. Geochemical composition of the nepheloid layer in Lake Ontario. *J. Great Lakes Res*. 18: 132-153.

MULLINS, C., 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science: a review. *Journal. Soil. Science* 28: 223-246.

MURI, G., WAKEHAM, S.G., PEASE, T.K., & FAGANELIM, J., 2004. Evaluation of lipid biomarkers as indicators of changes in organic matter delivery to sediments from Lake Planina, a remote mountain lake in NW Slovenia. *Organic Geochemistry*, 35 : 1083–1093 pp.

MUSSET, R., 1935. Les calculs relatifs aux régimes pluviométriques, fractions pluviométriques, écart pluviométrique, coefficient pluviométrique relatif. *Etudes Rhodanienne*, 11 : 78-85.

NAGATA, T., 1961. Rock Magnetism (revised édition). Maruzen, Tokyo.

NEGRE, R., 1952. Intérêt de noter séparément l'abondance-dominance en phytosociologie. *Rev. Labo. Bot*

NOËL, H., 2001. Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin versant et de la production aquatique (Annecy, le Petit Lac) : Rôles respectifs de l'Homme et du Climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années. *Thèse de l'Université d'Orléans*, 279 p.

NOIN, D., 1961. La neige au Maroc. *Notes Maroc Rabat*

NYROP, P., 1972 Area Handbook for Morocco. F.A.S. American University.

OLDFIELD, F., & APPLEBY, P.G., 1984. Empirical testing of ^{210}Pb-dating models for lake sediments. In: Lake Sediments and Environmental History (Ed. by Haworth E.Y. & Lund J.W.G.). *University of Minnesota Press, Minneapolis*, 93-124.

OLDFIELD, F., 1991. Environmental magnetism - a personal perspective. *Quat. Sci. Rev.* 10: 73–85.

OLSZEWSKI, P., 1951-1953. The thermal conditions of mountain lakes. *Bull. Acad. polon. Sci. Lett., sr. A. sci. Math.*, 239-290.

OTTO, G.H., 1939. A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analysis of sediments. *J. sedim, petrology*, 9: 62-76.

PACHUR, H.J., KROEPELIN, S., HOELZMANN, P., GOSCHIN, M., & ALTMANN, N., 1990. Late Quaternary fluvio-lacustrine environments of Western Nubia. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlunger, Reihe A,v.* 120 (1) 203-260.

PASCHALSKI, J., 1964. Circulation type of lakes. Polsk. *Arch. Hydrobiol*., vol 12, 3, 383-408 pp.

PAULISSEN, E., & VERMEERSCH, P.M., 1987. Earth, Man and Climate in the Egyptian Nile Valley during the Pleistocene, in: A.E. Close (Ed.), Prehistory of Arid North Africa, Southern Methodist University Press, Dallas, TX, USA. 29–67.

PIENITZ, R., DOUGLAS, M.S.V., & SMOL, J.P., 2004. Long-term environmental change in

Arctic and Antarctic lakes. *Springer, Dordrecht*. 562 p.

PNUD-FEM., 1998. Changements climatiques et ressources en eau dans les pays du Maghreb, Algérie – Maroc - Tunisie, Enjeux et perspectives. Projet RAB/94/G31.

PNUD-FEM., 2001. Etudes de vulnérabilité de trois pays du Maghreb (Algérie, Maroc, Tunisie) face aux changements climatiques. Projet RAB/94/G31

PORTNER, C., 1951. La formation du sédiment calcaire du lac de Neuchâtel. *Thèse de Doctorat. Université de Neuchâtel*.

POURRIOT, R., & MEYBECK, M., 1995. Limnologie générale. Collection d'Écologie 25, *Ed Masson*, 956p.

PUJOS, A., 1961. Deux aspects de la végétation du Moyen Atlas en liaison avec les conditions périglaciaires. Effet du froid et de la neige. *Biul. Perygl. Lodz*

PUJOS, A., 1962. Quelques applications des données de la géographie physique aux études d'écologie végétale. *R. Géogr. Maroc*, 1(2) : 87-91.

PUJOS, A., 1966. Les milieux de la Cédraie marocaine. A. *Rech. Forest. Maroc.*

QUÉZEL, P., 1952. Quelques Aspects de la végétation sur dolomite. *Rec. Tv. Lab. Bot. Gen. Et Zool. Fac. Sci. Montpellier.*

QUÉZEL, P., 1957. Peuplement végétal des Hautes montagnes de l'Afrique du Nord. *Paris*

QUÉZEL, P., 1999. Les grandes structures de végétation en région méditerranéenne : facteurs déterminants dans leur mise en place post-glaciaire. *Geobios*

QUÉZEL, P., 2000. Réflexvions sur l'évolution de la flore et de la végétation au maghreb méditerranéen. *Ibis Press. Paris*

RAHHALI, I., 1971. Foraminifères benthoniques et pélagiques du Crétacé supérieur du synclinal d'El-koubbat (Moyen Atlas). *Notes serv. Géol. Maroc*

RAMDANI, M., & TADILI, B., 1985. La Sismicité du Moyen Atlas. *Gerland beitr. Geophysik, Leipzig*, 96 : 469-476.

RAMSAR, Convention Bureau, (1990). Procceeding of the fourth meeting of the Conference of the Contractong parties of the Ramsar Convention Montreux, Switzerland, 27 June to 4 July 1990. *Ramsar Convention Bureau, Gland, Switzerland*. Vol IV + 336 pp., Vol IIX + 356 pp., Vol. III viii + 367 pp.

REILLE, M., 1976. Analyse pollinique de sédiments post-glaciaires dans le Moyen-Atlas et le Haut Atlas marocains : premiers résultats. *Ecol. Méditer.* 2 : 153-167.

RHOUJJATI, A., 2007. Les variations paléoclimatiques et paléoenvironnementales depuis 21.000 ans BP. Jusqu'à présent dans le Moyen Atlas marocain : cas des lacs Ifrah et Iffer (région d'Ifrane). *Thèses de Doctorat, Univ Chouaib Doukkali, F Sc El Jadida*. 186 p.

RIVIERE, A., 1967. Méthodes granulométriques en géologie. *Gauthier-Villars, Paris*, 2 : 243-262.

RODIER, J., 2000. L'analyse de l'eau : Eaux naturelles, eaux résiduaires, eaux de mer. *Ed DUNOD*, Paris.

ROGNON, P., 1987. Late quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa). *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology* 58: 11-34.

ROGNON, P., WEISROCK, A., OLIVE, P., & COUDÉ-GAUSSEN, G., 1984. Premières datations d'un paléosol du dernier maximum glaciaire (18-20 000 B.P) au Maroc. *Médit* 3 : 65-69

ROUSSEL-DEBET, S., & BEAUGELIN, K., 2005. Strontium 90 et environnement. *Fiche radionuléide de l'Institut de*

Radioprotection et de Sûreté Nucléaire IRSN. 25 p.

RUIZ-FERNANDEZ, A.C., PAEZ-OSUNA, F., URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., & PREDA, M., 2005. ^{210}Pb geochronology of sediment accumulation rates in Mexico City Metropolitan Zone as recorded at Espejo de los Lirios lake sediments. *Catena* 61: 31–48.

RUTTNER, F., 1952. Einige Beobachtungen über das Verhalten des Planktons in Seeabflüssen. *Osterr. Bot. Z.*, 103 p.

SAAÏDI, E., 1987. Géologie du Quaternaire marocain

SANDGREN, P., & RISBERG, J., 1990. Magnetic mineralogy of the sediments in Lake Adran, eastern Sweden, and an interpretation of early Holocene water level changes. *Boreas*, 19: 57–68.

SCHELL, W.R., & NEVISSI, A., 1983. Sedimentation in Lakes and Reservoirs. *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*. Chap. 11. Technical Reports Series No. 91. IAEA, Vienna.

SCHOELLAMMER, P., 1997. Recherche des signatures paléoclimatiques dans les remplissages lacustres finis et postwürmiens du Locle (Neuchatel, Suisse) et d'Illay (Jura, France) à partir des analyses palynologiques, minéralogiques et géochimiques. *Thèse de Doctorat Université de Neuchatel*, 341 p.

SENOUCI., 2002. Changement climatique et ressources en eau dans le bassin versant de l'Ouergha, Thèse de doctorat, Université Hassan II, Casablanca.

SHIRLEYE, E.D., CHARLTON, N., & HICKMAN, M., 1984**.** Seasonal physical, chimical and algal in five rivers flowing through the soils sands region of Alberta, Canada. *Int. Rev. Ges. Hydrobiol*, 69 (33): 297-332.

SIGG, L., BEHRA, PH., & STUMM, W., 2006. Chimie des milieux aquatiques, chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. *Dunod, 4^{e} ed*, 564 p.

SINGER, A., & STOFFERS, P., 1980. Clay mineral diagenesis in two east african lake sediments. *Clay Miner*. 15: 291-307.

SINGER, A., 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments-a review. Earth Sci. Rev., 21: 251-293.

SMOL, J.P., 1992. Paleolimnology: an important tool for effective ecosystem management. *Journal of Aquatic Ecosystem Health* 1: 49-58. *In*: M. Munawar (ed.), Assessing Aquatic Ecosystem Health: Rationale, Challenges, and Strategies. *Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands.*

SMOL, J.P., 2002. Pollution of Lakes and Rivers; A paleoenvironmental perspective. *Arnold*, London. 250 p.

SONDAG, F., SOUBIES, F., LEDRU, M.P., & **DELAUNE, M.,** 1993. Geochemical markers of palaeo-environnements: relations between climatic changes, vegetation and geochemistry of lake sediments, southern Brazil. *Appli. Geochem., Suppl. Issue.,* 2 : 165-170.

SOUSA, A. & GARCIA-MURELLO, P., 2003. Changes in the westlands of Andalusia (Doñana Naturel Park, SW Spain) at the end of the little Ice Age. *Climatic Changes* 58: 193-217.

STEINMANN, S., & BARTELS, G., 1982. Quartärgeomophologische Beobachtungen aus Nord and süd Tunesien. *Catena* 9 : 95-108.

STREET-PEROTT, F.A, MARCHAND, D.S., ROBERT, N., HARRISON S.P., 1989. Global lake-level variation from 18,000 to 0 years age: United States Departement of Energy, Technical Report TRO46, 213p.

STOUR, L., & AGOUMI, A., 2008. Sécheresse climatique au Maroc durant les dernières décennies. *Hydroécol. Appl*, 16 : 215-232.

STUMM, W., & MORGAN, J.J., 1981. Aquatic chemistry: an introduction emphasizing

chemical equilibria in natural waters. *Wiley and sons (eds), N-Y*. 583p.

STURH ,M., 1985. Particules en suspension dans les lacs. *Mitt./Nouv*. EAWAG; 19 : 9-15.

STURM, M., & MATTER, A., 1978. Turbidites and varves in lake Brienz (Switzerland) : deposition of clastic detritus by density currents. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*. 147-168.

TALEB, M.S., 1992. Recherche phytosociologique sur le massif du Bounaceur (Moyen Atlas oriental.

TERMIER, H., 1936. Etude géologique sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. T 1 : Les terrains primaires et le Permo-Trias ; t 2 : Les terrains post-triasiques ; t 4 : Atlas des figures et des tableaux hors texte. *Notes et M. Serv. Mines et cartes géol. Maroc.*

TEXIER, J., P., RAYNAL, J.P., & LEFEVRE, D., 1985. Nouvelles positions pour un cadre chronologiques raisonné du Quaternaire marocain. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t, 301, Série II, 3 : 183-188.

THOMPSON, M., & WALSH, J.N., 1989. Handbook of Inductively Coupled Plasma Spectrometry. *Blackie, Glasgow*, 316 p.

THOMPSON, R., & OLDFIELD, F., 1986, Environmental Magnetism, *Allen and Unwin*, London.

THOMPSON, R., BATTARBEE, R.W., O'SULLIVAN, P.E., & OLDFIELD, F., 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *J. Limnol. Oceanogr*, 20: 667–698.

THOMPSON, R., BLOEMENDAL, J., DEARING, J.A., OLDFIELD, F., RUMMERY, T.A., STOBER, J.C., & TURNER, G.M., 1980. Environmental applications of magnetic measurements. *Science*, 207: 481– 486.

THOUVENY, N., 1991. Variations du champ magnétique terrestre au cours du dernier cycle climatique (depuis 120.000 ans). *Document du C.E.R.L.A.T. Mémoire n°3, ed.Thouveny N*. 347p.

THURSFIELD, P.,1983. Preface, Morocco That Was (W. Harris). Eland Books. London.

TODLAND, M., JARVIS, I. & JARVIS K.E., 1992. An assessment of dissolution techniques for the analysis of geological samples by plasma spectrometry. In: JARVIS, I., and JARVIS, K.E., Plasma Spectrometry in the Earth Sciences. J, *Chem. Geol*. 95: 35-62.

TOUCHARD, L., 2003. Hydrologie : Mers, Fleuves et Lacs. *Armand Colin*, 190 p.

TUREKIAN, K.K., NOZAKI, Y., & BENNINGER, L.K., 1977. Geochemistry of atmospheric radon and radon product. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci*, 5: 227-255.

TZEDAKIS, P.C., ANDRIEU, V., DE BEAULIEU, J.L., CROWHUST, S., FOLLIERI, M., HOOGHIEMSTRA, H., MAGRI, D., REILLE, M., SADORI, L., SHACKLETON, N.J., & WIJMSTRA, T.A., 1997. Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500 000 years. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 150 : 171-176.

VALERO-GARCÉS, B.L., GONZÁLEZ, P., NAVAS, A., MACHIN, J., MATA, P., DELGADO-HUERTAS, A., BAO R., MORENO, A., CARRIÓN, J.S., SCHWALB, A., & GONZÁLEZ-BARRIOS, A., 2006. Human impact since medieval times and recent ecological restoration in a Mediterranean lake: the Laguna Zoñar, southern Spain. J. of paleolimnology 35:441-465.

VERNIER, E., & FROGET, C., 1984. Sédimentation argileuse dans le Sud-Ouest du bassin de Somalie depuis le Crétacé supérieur (sites D.S.D.P. 240 et 241). *Rev. Géol. dynam. Géogr. phys.*, 25 (5) : 339-348.

VEROSUB, K.L., & ROBERTS, A.P., 1995. Environmental magnetism: past, present and future. *Journal of Geophysical Research* 100 : 2175–2192.

WEDZEL, R.G., 1975. Limnology in: W.B. Saunders Co., Philadelphia.

WETZEL, R.G., 1983 - Limnology. Saunder College Publishing, *Fort Whort*, 760 pp.

WHIPPLE, G.C., 1927. The microscopy of drinking, water. *J. Wiley, N.Y.*, 4e Ed., 586 p.

WALLING, D.E., PEART, M.R., OLDFIELD, F., & THOMPSON, R., 1979. Suspended sediment sources identified by magnetic measurements. *Nature*, 281: 110–113.

WANNER, H., BEER, J., BÜTIKOFER, J., CROWLEY, T.J., CUBASCH, U., FLÜCKIGER, J., GOOSSE, H., GROSJEAN, M., JOOS, F., KAPLAN, J.O., KÜTTEL, M., MÜLLER, S.A., COLIN PRENTICE, I., SOLOMINA, O., STOCKER, T.F., TARASOV, P., WAGNER, M., & WIDMANN, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27: 1791–1828.

WEDZEL, RG., 1975. Limnology in: W.B. Saunders Co., Philadelphia.

WEISROCK, A., 1980. Géomorphologie et paléoenvironnement de l'Atlas atlantique (Maroc).Doc. d'état, Univ Pris I 931 p.

WESTON, A., BROWN, P.R., JANDIK, P., HECKENBERG, A., & JONES, W.R., 1992. Optimisation of detection sensitivity in the analysis of inorganic cations by capillary ion electrophoresis using indirect UV detection. *J. Chromatog*, 608:395-402.

WESTPHAL, M., 1986. Paléomagnétisme et magnétisme des roches. *Ed Doin, Paris*, 131 p.

WETZEL, R.G., 1983. Limnology. *Saunders College Publishing*, Fort Worth, 767 p.

WILKENNING, M.H., CLEMENTS, W.E., & STANLEY, D., 1975. Radon-222 measurements in widely separated regions. The natural radiation environment In. Adams J.A. *(Ed), USERDA CONF*-720805, *OAkRidge, TN, USA*. 717-730 pp.

WILLIAMSON, D., JACKSON, M., BANERJEE, S.K., & PETIT MAIRE, N., 2004. The magnetism of a glacial aeolianite sequence from Lanzarote (Canary Islands): coupling between luvic calcisol formation and Saharan dust trapping processes during wet deposition events off northwestern Sahara. *Geophys. J. Int* 157: 1090-1104.

WINIARSKI, T., 2000. Les lacs montagnards : indicateurs de la qualité du milieu Application aux lacs d'altitude des réserves de Haute-Savoie. *R. Géographie Alpine* 3 : 9-20.

WRIGHT, H.E., 1966. Stratigraphy of lake sediments and the precision of the palaeoclimatic record. *In*: Sawyer, J.J. (ed) World Climate from 8000 to 0 BC. *Royal Meteorological Society*, London, 157-173.

YOSHIMURA, S., 1936. A contribution to the Knowledge of deep water temperatures of Japanese lakes. Part. I. Summer temperatures. *Jap, J. Astr. Geophys.*, 13 : 61-120.

ZEROUAL, E., 1995. Enregistrement climatiques dans les sédiments du lac Isli (Haut Atlas, Maroc) : variations des influences climatiques sahariennes et méditerranéennes (de 34,000 ans BP a nos jours). *Thèse de Doctorat de l'Université de Neuchâtel*, 189 pp.

ANNEXE

Données relatives aux analyses des sédiments d'interface

Tableau 1 : Données relatives aux analyses granulométriques des sols du lac Ifrah.

Echantillons	A1 (0-5 cm)	A3 (0-5 cm)	A3 (5-10 cm)	A7 (0-5 cm)	A7 (5-10 cm)
Moyenne (µm)	15,83	9,959	9,105	8,028	9,143
Sorting (µm)	5,774	6,637	6,839	6,515	6,894
Skewness (µm)	-0,151	-0,222	-0,188	-0,121	-0,149
Kurtosis (µm)	0,998	0,868	0,844	0,822	0,851
Moyenne (Φ)	5,981	6,650	6,779	6,961	6,773
Sorting (Φ)	2,530	2,731	2,774	2,704	2,785
Skewness (Φ)	0,151	0,222	0,188	0,121	0,149
Kurtosis (Φ)	0,998	0,868	0,844	0,822	0,851
Mode 1 (µm)	52,25	52,25	44,85	52,25	60,87
Mode 2 (µm)	13,22	0,394	8,359	8,359	9,738
Mode 3 (µm)	0,394		0,459	0,535	0,459
Mode 1 (Φ)	4,263	4,263	4,483	4,263	4,042
Mode 2 (Φ)	6,246	11,31	6,907	6,907	6,686
Mode 3 (Φ)	11,31		11,09	10,87	11,09
D_{10} (µm)	1,305	0,595	0,563	0,570	0,575
D_{50} (µm)	17,70	13,31	11,82	9,253	11,09
D_{90} (µm)	119,6	87,08	86,64	76,67	92,15
(D_{90} / D_{10}) (µm)	91,62	146,4	154,0	134,6	160,4
(D_{90} - D_{10}) (µm)	118,3	86,48	86,07	76,10	91,57
(D_{75} / D_{25}) (µm)	11,05	15,75	17,32	16,92	16,78
(D_{75} - D_{25}) (µm)	50,79	41,78	40,30	34,83	40,10
D_{10} (Φ)	3,064	3,522	3,529	3,705	3,440
D_{50} (Φ)	5,820	6,232	6,403	6,756	6,495
D_{90} (Φ)	9,582	10,71	10,80	10,78	10,77
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	3,127	3,043	3,059	2,909	3,130
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	6,518	7,193	7,267	7,072	7,325
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,833	1,886	1,905	1,858	1,894
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	3,466	3,977	4,114	4,081	4,069
Sable moyen (%)	2,296	0,807	0,686	0,115	0,435
Sable fin (%)	7,078	4,308	4,608	3,285	5,042
Sable très fin (%)	13,079	11,703	10,913	10,614	11,872
Silt très grossier (%)	15,540	16,485	15,829	14,185	13,461
Silt grossier (%)	14,624	13,743	13,065	11,963	12,538
Silt moyen (%)	14,350	12,585	12,296	13,228	13,645
Silt fin (%)	12,057	11,179	11,550	13,118	12,286
Silt très fin (%)	7,955	8,280	8,674	9,905	8,608
Argile (%)	13,021	20,910	22,378	23,586	22,113

Tableau 2 : Données relatives aux analyses granulométriques de la carotte de bordure du lac Ifrah.

Profondeur (cm)	2	6	10	14	18	22	26	30	34	38	42	46	50	54
Moyenne (µm)	13,14	7,581	13,39	11,43	10,54	12,53	13,88	15,88	12,62	12,74	8,268	14,30	7,329	10,20
Sorting (µm)	6,057	6,837	6,773	7,173	7,685	7,006	6,868	6,105	6,565	6,273	5,623	6,038	5,729	6,223
Skewness (µm)	-0,128	-0,115	-0,246	-0,169	-0,169	-0,188	-0,192	-0,184	-0,201	-0,214	-0,156	-0,202	-0,170	-0,188
Kurtosis (µm)	0,996	0,809	0,934	0,935	0,877	0,932	0,961	1,011	0,965	0,988	0,927	1,001	0,928	0,929
Moyenne (Φ)	6,250	7,043	6,223	6,452	6,567	6,319	6,171	5,977	6,309	6,295	6,918	6,128	7,092	6,616
Sorting (Φ)	2,599	2,773	2,760	2,843	2,942	2,809	2,780	2,610	2,715	2,649	2,491	2,594	2,518	2,638
Skewness (Φ)	0,128	0,115	0,246	0,169	0,169	0,188	0,192	0,184	0,201	0,214	0,156	0,202	0,170	0,188
Kurtosis (Φ)	0,996	0,809	0,934	0,935	0,877	0,932	0,961	1,011	0,965	0,988	0,927	1,001	0,928	0,929
Mode 1 (µm)	9,738	52,25	52,25	52,25	52,25	52,25	52,25	52,25	44,85	44,85	9,738	44,85	24,35	44,85
Mode 2 (µm)	52,25	8,359	0,459	11,35	0,459	0,459	0,394	0,394	0,394	0,394	33,04	0,394	9,738	8,359
Mode 3 (µm)	0,394	0,459	--	0,459	-	-	-	-	-	-	0,394	-	0,459	0,394
Mode 1 (Φ)	6,686	4,263	4,263	4,263	4,263	4,263	4,263	4,263	4,483	4,483	6,686	4,483	5,364	4,483
Mode 2 (Φ)	4,263	6,907	11,09	6,466	11,09	11,09	11,31	11,31	11,31	11,31	4,924	11,31	6,686	6,907
Mode 3 (Φ)	11,31	11,09	-	11,09	-	-	-	-	-	-	11,31	-	11,09	11,31
D_{10} (µm)	0,927	0,520	0,701	0,644	0,570	0,708	0,767	1,086	0,740	0,779	0,647	0,965	0,579	0,639
D_{50} (µm)	14,36	8,868	18,17	14,58	13,74	16,17	17,61	18,87	16,06	16,32	9,664	17,66	9,014	12,61
D_{90} (µm)	108,6	78,43	116,3	116,0	121,5	123,1	130,4	126,7	110,1	101,6	62,75	110,1	57,42	83,71
(D_{90} / D_{10}) (µm)	117,2	150,7	166,0	180,1	213,3	173,8	170,1	116,6	148,8	130,4	96,96	114,1	99,17	130,9
(D_{90} - D_{10}) (µm)	107,7	77,91	115,6	115,4	121,0	122,4	129,6	125,6	109,3	100,8	62,10	109,1	56,85	83,07
(D_{75} / D_{25}) (µm)	11,59	18,75	14,31	15,56	19,02	15,31	14,37	11,56	13,30	12,15	11,26	11,57	11,13	12,70
(D_{75} - D_{25}) (µm)	44,53	34,17	53,02	47,74	48,61	50,03	53,38	52,59	46,77	44,64	27,68	47,48	25,04	39,03
D_{10} (Φ)	3,203	3,672	3,104	3,107	3,041	3,022	2,939	2,980	3,183	3,299	3,994	3,184	4,122	3,578
D_{50} (Φ)	6,122	6,817	5,782	6,100	6,185	5,951	5,827	5,728	5,960	5,938	6,693	5,823	6,794	6,309
D_{90} (Φ)	10,08	10,91	10,48	10,60	10,78	10,46	10,35	9,846	10,40	10,33	10,59	10,02	10,75	10,61
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	3,146	2,970	3,376	3,411	3,544	3,462	3,521	3,304	3,267	3,130	2,652	3,147	2,609	2,965
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	6,872	7,236	7,375	7,493	7,737	7,442	7,410	6,866	7,218	7,027	6,599	6,834	6,632	7,033
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,811	1,882	1,929	1,922	1,992	1,932	1,933	1,857	1,867	1,826	1,693	1,828	1,671	1,804
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	3,535	4,229	3,839	3,960	4,250	3,936	3,845	3,531	3,734	3,602	3,493	3,532	3,476	3,666
Sable moyen (%)	1,77	0,28	1,83	2,93%	2,98%	3,07	3,45	2,83	2,41	2,24	0,67	2,41	0,88	1,03
Sable fin (%)	6,31%	3,81	7,07	5,55	6,70	6,50	6,8	7,35	5,99	5,32	2,12	6,01	2,00	3,84
Sable très fin (%)	11,74	9,99	13,85	11,35	11,18	11,72	12,49%	12,90	11,72	11,35	7,28	12,07	5,83	10,94
Silt très grossier (%)	14,35	13,57	16,42	15,13	14,37	15,55	15,90%	16,21	16,09	17,07	14,31	17,16	13,44	16,13
Silt grossier (%)	14,06	12,05	13,61	13,11	12,54	13,53	13,24%	14,50	14,32	14,88	15,03	14,78	15,57	13,88
Silt moyen (%)	14,86	12,68	12,19	12,69	11,93	12,11	12,20%	13,45	12,97	13,19	15,31	13,14	15,48	13,87
Silt fin (%)	13,05	12,45	10,28	11,27	10,69	10,79	10,94%	11,29	11,13	11,30	14,18	11,50	14,53	12,95
Silt très fin (%)	8,47	9,98	7,05	7,88	8,00	7,95	7,69%	7,44	7,86	7,82	10,45	7,86	10,18	8,42
Argile (%)	15,38	25,18	17,70	19,43	21,61	18,54	17,01%	14,02	17,51	16,83	20,65	15,07	22,09	18,93

Tableau 3 : Données relatives aux analyses granulométriques de la carotte du centre du lac Ifrah.

Profondeur (cm)	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	25	27	29	31
Moyenne (µm)	6,360	6,638	9,139	9,380	7,423	6,470	7,272	5,908	8,527	8,238	5,931	6,866	6,539	5,943	5,977	6,673
Sorting (µm)	6,250	6,569	6,786	6,811	6,574	6,579	5,858	6,219	6,438	6,280	5,741	5,908	5,758	5,490	5,424	5,652
Skewness (µm)	0,004	-0,104	-0,164	-0,055	-0,094	-0,109	-0,139	-0,129	-0,131	-0,141	-0,154	-0,159	-0,157	-0,157	-0,164	-0,156
Kurtosis (µm)	0,943	0,854	0,868	0,917	0,881	0,837	0,939	0,836	0,927	0,920	0,865	0,880	0,881	0,885	0,901	0,939
Moyenne (Φ)	7,297	7,235	6,774	6,736	7,074	7,272	7,103	7,403	6,874	6,924	7,398	7,186	7,257	7,395	7,386	7,227
Sorting (Φ)	2,644	2,716	2,763	2,768	2,717	2,718	2,550	2,637	2,687	2,651	2,521	2,563	2,526	2,457	2,439	2,499
Skewness (Φ)	-0,004	0,104	0,164	0,055	0,094	0,109	0,139	0,129	0,131	0,141	0,154	0,159	0,157	0,157	0,164	0,156
Kurtosis (Φ)	0,943	0,854	0,868	0,917	0,881	0,837	0,939	0,836	0,927	0,920	0,865	0,880	0,881	0,885	0,901	0,939
Mode 1 (µm)	6,159	9,738	44,85	8,359	8,359	8,359	8,359	9,738	9,738	9,738	9,738	9,738	9,738	9,738	9,738	9,738
Mode 2 (µm)	38,50	0,459	9,738	44,85	38,50	44,85	0,459	0,459	38,50	38,50	0,459	0,459	0,459	0,459	0,459	0,459
Mode 3 (µm)	0,623	-	0,394	0,459	0,459	0,459	-	-	0,459	0,459	-	-	-	-	-	130,6
Mode 1 (Φ)	7,347	6,686	4,483	6,907	6,907	6,907	6,907	6,686	6,686	6,686	6,686	6,686	6,686	6,686	6,686	6,686
Mode 2 (Φ)	4,703	11,09	6,686	4,483	4,703	4,483	11,09	11,09	4,703	4,703	11,09	11,09	11,09	11,09	11,09	11,09
Mode 3 (Φ)	10,65	-	11,31	11,09	11,09	11,09	-	-	11,09	11,09	-	-	-	-	-	2,941
D_{10} (µm)	0,555	0,503	0,574	0,650	0,542	0,489	0,572	0,478	0,591	0,589	0,506	0,541	0,540	0,528	0,534	0,555
D_{50} (µm)	6,345	7,805	11,37	9,889	8,431	7,641	8,575	7,175	10,12	9,876	7,272	8,397	7,991	7,228	7,332	8,135
D_{90} (µm)	66,72	67,85	87,75	104,2	75,71	65,46	61,83	56,00	79,67	73,68	49,11	57,52	53,60	46,36	45,69	52,64
(D_{90} / D_{10}) (µm)	120,3	134,9	153,0	160,3	139,6	134,0	108,1	117,0	134,8	125,0	97,11	106,2	99,22	87,78	85,53	94,77
(D_{90} - D_{10}) (µm)	66,16	67,35	87,17	103,5	75,17	64,98	61,26	55,52	79,08	73,09	48,60	56,98	53,06	45,83	45,16	52,08
(D_{75} / D_{25}) (µm)	12,42	15,77	16,35	15,04	14,91	16,24	10,99	14,96	13,28	12,99	12,49	12,66	12,23	11,35	10,78	10,80
(D_{75} - D_{25}) (µm)	21,30	25,85	38,61	36,47	28,87	25,89	24,19	22,23	32,29	30,48	20,67	24,61	22,68	19,52	19,12	21,59
D_{10} (Φ)	3,906	3,882	3,511	3,263	3,723	3,933	4,016	4,158	3,650	3,763	4,348	4,120	4,222	4,431	4,452	4,248
D_{50} (Φ)	7,300	7,001	6,458	6,660	6,890	7,032	6,866	7,123	6,627	6,662	7,103	6,896	6,967	7,112	7,092	6,942
D_{90} (Φ)	10,82	10,96	10,77	10,59	10,85	11,00	10,77	11,03	10,72	10,73	10,95	10,85	10,85	10,89	10,87	10,81
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	2,769	2,823	3,067	3,245	2,914	2,796	2,683	2,652	2,938	2,851	2,518	2,634	2,571	2,457	2,442	2,546
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	6,910	7,076	7,257	7,325	7,126	7,066	6,757	6,871	7,075	6,966	6,602	6,731	6,633	6,456	6,418	6,566
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,669	1,768	1,876	1,836	1,777	1,776	1,661	1,724	1,771	1,752	1,665	1,701	1,676	1,632	1,616	1,637
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	3,635	3,979	4,031	3,911	3,898	4,022	3,458	3,903	3,732	3,699	3,643	3,662	3,612	3,504	3,430	3,433
Sable moyen (%)	1,12	0,78	1,44	1,71	0,59	0,86	0,13	0,14	0,99	1,10	0,14	0,26%	0,33	0,18	0,21	0,57
Sable fin (%)	3,51	3,14	4,16	6,21	3,89	2,64	2,12	1,94	4,24	3,43	1,16	1,82%	1,57	0,98	1,14	2,45
Sable très fin (%)	6,18	7,26	10,49	9,26	8,40	7,25	7,58	6,36	8,51	8,08	5,18	6,60%	5,77	4,60	4,31	4,68
Silt très grossier (%)	9,84	11,63	14,62	11,56	11,94	12,09	12,20	11,50	13,47	13,49	11,81	13,10%	12,43	11,38	11,13	11,60
Silt grossier (%)	10,62	12,82	13,29	12,16	12,51	12,44	13,74	13,38	13,71	14,08	14,47	14,50%	14,81	14,86	15,01	15,18
Silt moyen (%)	13,94	14,35	13,08	14,01	14,28	14,26	16,52	14,85	14,64	14,87	15,62	15,32%	15,59	16,19	16,68	16,49
Silt fin (%)	15,89	13,23	11,87	13,55	13,73	13,53	15,24	13,95	13,52	13,53	14,69	14,10%	14,31	15,06	15,32	14,90
Silt très fin (%)	13,19	10,38	9,01	10,39	10,45	10,22	10,11	10,40	9,47	9,59	10,90	10,28%	10,62	11,28	11,20	10,71
Argile (%)	25,71	26,41	22,03	21,14	24,20	26,72	22,37	27,48	21,46	21,81	26,03	24,03%	24,56	25,46	24,99	23,43

Tableau 3 suite : Données relatives aux analyses granulométriques de la carotte du centre du lac Ifrah.

Profondeur (cm)	33	35	37	39	41	43	45	45
Moyenne (µm)	6,491	6,851	5,340	5,448	4,805	5,086	7,955	6,184
Sorting (µm)	5,458	5,317	5,099	5,038	5,093	5,206	5,193	5,472
Skewness (µm)	-0,185	-0,188	-0,182	-0,162	-0,170	-0,173	-0,187	-0,168
Kurtosis (µm)	0,913	0,943	0,880	0,913	0,892	0,877	0,977	0,908
Moyenne (Φ)	7,267	7,190	7,549	7,520	7,701	7,619	6,974	7,337
Sorting (Φ)	2,448	2,411	2,350	2,333	2,348	2,380	2,376	2,452
Skewness (Φ)	0,185	0,188	0,182	0,162	0,170	0,173	0,187	0,168
Kurtosis (Φ)	0,913	0,943	0,880	0,913	0,892	0,877	0,977	0,908
Mode 1 (µm)	11,35	11,35	9,738	8,359	9,738	9,738	13,22	9,738
Mode 2 (µm)	0,459	0,459	0,459	0,459	0,459	0,459	0,459	0,459
Mode 3 (µm)	-	-	-	-	-	-	-	-
Mode 1 (Φ)	6,466	6,466	6,686	6,907	6,686	6,686	6,246	6,686
Mode 2 (Φ)	11,09	11,09	11,09	11,09	11,09	11,09	11,09	11,09
Mode 3 (Φ)	-	-	-	-	-	-	-	-
D_{10} (µm)	0,549	0,586	0,522	0,540	0,485	0,494	0,669	0,539
D_{50} (µm)	8,102	8,476	6,686	6,604	6,014	6,350	9,565	7,602
D_{90} (µm)	48,52	48,92	37,69	38,65	34,43	37,32	53,77	47,19
(D_{90} / D_{10}) (µm)	88,29	83,54	72,22	71,51	70,92	75,59	80,43	87,61
(D_{90} - D_{10}) (µm)	47,97	48,33	37,16	38,10	33,94	36,83	53,10	46,65
(D_{75} / D_{25}) (µm)	10,60	9,819	10,23	9,478	10,06	10,61	9,181	10,72
(D_{75} - D_{25}) (µm)	20,90	21,09	16,39	15,98	14,41	15,86	23,58	20,02
D_{10} (Φ)	4,365	4,353	4,730	4,694	4,860	4,744	4,217	4,405
D_{50} (Φ)	6,947	6,882	7,225	7,242	7,377	7,299	6,708	7,039
D_{90} (Φ)	10,83	10,74	10,90	10,85	11,01	10,98	10,55	10,86
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	2,481	2,467	2,305	2,312	2,265	2,315	2,501	2,465
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	6,464	6,384	6,174	6,160	6,148	6,240	6,330	6,453
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,627	1,609	1,580	1,559	1,558	1,584	1,610	1,622
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	3,407	3,296	3,355	3,245	3,331	3,407	3,199	3,423
Sable moyen (%)	0,2%	0,1%	0,0%	0,0%	0,1%	0,1%	0,3%	0,3%
Sable fin (%)	1,0%	1,2%	0,2%	0,1%	0,7%	0,3%	1,6%	1,3%
Sable très fin (%)	5,0%	5,0%	3,0%	3,4%	2,5%	3,0%	5,7%	4,3%
Silt très grossier (%)	12,2%	12,2%	10,1%	10,0%	8,2%	9,7%	13,5%	11,7%
Silt grossier (%)	15,6%	16,2%	15,3%	14,5%	14,1%	14,6%	16,7%	15,1%
Silt moyen (%)	16,8%	17,2%	17,5%	17,6%	17,8%	17,2%	17,1%	16,6%
Silt fin (%)	14,9%	15,1%	16,0%	16,7%	16,6%	16,1%	15,0%	15,4%
Silt très fin (%)	10,6%	10,5%	11,6%	12,1%	12,2%	11,8%	10,2%	10,9%
Argile (%)	23,6%	22,4%	26,3%	25,5%	27,8%	27,2%	19,9%	24,3%

Tableau 4 : Données relatives aux analyses granulométriques des sédiments d'interface du lac Ifrah.

Echantillons (0-5 cm)	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10
Moyenne (µm)	7,801	8,589	10,82	10,16	27,16	19,57	12,75	14,69	15,43	14,48
Sorting (µm)	6,885	5,432	5,649	7,360	6,870	5,915	6,594	7,547	6,100	5,741
Skewness (µm)	-0,023	-0,118	-0,159	-0,235	-0,345	-0,331	-0,269	-0,052	-0,228	-0,165
Kurtosis (µm)	0,924	1,022	0,993	0,810	1,006	0,973	0,888	1,076	0,915	0,992
Moyenne (Φ)	7,002	6,863	6,530	6,622	5,202	5,675	6,293	6,089	6,019	6,109
Sorting (Φ)	2,783	2,442	2,498	2,880	2,780	2,564	2,721	2,916	2,609	2,521
Skewness (Φ)	0,023	0,118	0,159	0,235	0,345	0,331	0,269	0,052	0,228	0,165
Kurtosis (Φ)	0,924	1,022	0,993	0,810	1,006	0,973	0,888	1,076	0,915	0,992
Mode 1 (µm)	7,175	13,22	17,94	60,87	82,61	60,87	52,25	60,87	60,87	52,25
Mode 2 (µm)	60,87	0,394	0,394	0,459	0,394	9,738	0,459	9,738	8,359	9,738
Mode 3 (µm)	0,459	-	-	-	-	0,394	-	700,8	0,394	0,394
Mode 1 (Φ)	7,127	6,246	5,805	4,042	3,602	4,042	4,263	4,042	4,042	4,263
Mode 2 (Φ)	4,042	11,31	11,31	11,09	11,31	6,686	11,09	6,686	6,907	6,686
Mode 3 (Φ)	11,09	-	-	-	-	11,31	-	0,517	11,31	11,31
D_{10} (µm)	0,555	0,766	0,883	0,548	1,326	1,273	0,688	1,022	1,092	1,207
D_{50} (µm)	7,846	9,658	12,50	14,35	39,85	27,89	17,86	16,57	19,63	16,81
D_{90} (µm)	91,80	67,27	82,77	101,5	204,6	126,3	104,0	152,7	114,9	106,7
(D_{90} / D_{10}) (µm)	165,5	87,80	93,69	185,4	154,3	99,22	151,1	149,3	105,2	88,38
(D_{90} - D_{10}) (µm)	91,25	66,50	81,89	101,0	203,3	125,1	103,3	151,6	113,8	105,5

(D_{75} / D_{25}) (µm)	14,42	9,476	10,42	20,60	13,45	11,99	15,14	14,78	13,93	11,25
(D_{75} - D_{25}) (µm)	29,07	24,51	32,92	49,41	98,28	64,48	51,82	56,62	56,28	46,93
D_{10} (Φ)	3,445	3,894	3,595	3,300	2,289	2,985	3,265	2,712	3,122	3,229
D_{50} (Φ)	6,994	6,694	6,322	6,123	4,649	5,164	5,807	5,915	5,671	5,894
D_{90} (Φ)	10,82	10,35	10,14	10,83	9,559	9,617	10,50	9,934	9,839	9,695
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	3,139	2,658	2,822	3,283	4,176	3,222	3,217	3,664	3,152	3,002
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	7,371	6,456	6,550	7,534	7,270	6,633	7,240	7,222	6,718	6,466
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,770	1,625	1,708	2,023	2,159	1,936	1,940	1,961	1,940	1,816
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	3,850	3,244	3,382	4,365	3,750	3,583	3,921	3,885	3,800	3,492
Sable grossier (%)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,28	0,00	5,72	1,67	0,00
Sable moyen (%)	0,76	0,26	0,75	0,68	6,35	2,40	1,16	2,68	1,40	2,34
Sable fin (%)	5,50	3,66	4,12	6,03	14,23	7,51	5,88	3,24	5,57	5,76
Sable très fin (%)	9,05	6,97	9,64	13,78	18,38	18,57	14,78	12,70	15,52	12,05
Silt très grossier (%)	9,68	11,30	13,84	15,84	15,76	18,92	17,40	14,65	17,18	17,11
Silt grossier (%)	10,64	16,06	16,36	12,26	11,14	12,28	13,09	12,04	12,46	14,17
Silt moyen (%)	14,46	16,77	15,68	11,23	9,03	10,79	11,55	12,77	11,60	13,64
Silt fin (%)	14,97	14,68	12,83	10,07	7,37	9,65	10,32	11,97	11,20	12,50
Silt très fin (%)	11,39	11,12	9,66	7,68	5,30	6,75	7,48	8,84	8,56	8,62
Argile (%)	23,54	19,18	17,12	22,43	12,21	12,86	18,35	15,39	14,83	13,82

Tableau 4 suite : Données relatives aux analyses granulométriques de la carotte du centre du lac Ifrah.

Echantillons (0-5 cm)	C11	C12	C12 bis	C13	C14	C15	ifh 1	ifh 3	ifh 4
Moyenne (µm)	14,26	13,73	16,16	12,03	16,91	13,90	7,765	9,354	11,16
Sorting (µm)	6,674	6,010	5,648	5,800	6,431	5,985	6,769	6,049	6,135
Skewness (µm)	-0,186	-0,186	-0,394	-0,128	-0,230	-0,243	-0,043	-0,192	-0,185
Kurtosis (µm)	0,970	0,950	0,984	0,930	0,958	0,883	0,834	0,874	0,884
Moyenne (Φ)	6,132	6,187	5,951	6,377	5,886	6,168	7,009	6,740	6,485
Sorting (Φ)	2,738	2,587	2,498	2,536	2,685	2,581	2,759	2,597	2,617
Skewness (Φ)	0,186	0,186	0,394	0,128	0,230	0,243	0,043	0,192	0,185
Kurtosis (Φ)	0,970	0,950	0,984	0,930	0,958	0,883	0,834	0,874	0,884
Mode 1 (µm)	52,25	52,25	52,25	52,25	60,87	60,87	6,159	44,85	52,25
Mode 2 (µm)	9,738	8,359	0,394	8,359	0,394	8,359	60,87	0,394	8,359
Mode 3 (µm)	0,394	0,394	-	0,459	-	0,394	0,459	-	0,394
Mode 1 (Φ)	4,263	4,263	4,263	4,263	4,042	4,042	7,347	4,483	4,263
Mode 2 (Φ)	6,686	6,907	11,31	6,907	11,31	6,907	4,042	11,31	6,907
Mode 3 (Φ)	11,31	11,31	-	11,09	-	11,31	11,09	-	11,31
D_{10} (µm)	0,862	0,992	0,921	0,966	1,059	0,917	0,554	0,645	0,767
D_{50} (µm)	17,87	16,28	24,77	13,16	21,46	17,55	7,959	11,58	13,50
D_{90} (µm)	120,6	103,4	94,95	93,23	136,3	99,75	83,98	74,92	89,75
(D_{90} / D_{10}) (µm)	140,0	104,3	103,1	96,52	128,7	108,8	151,5	116,1	117,0
(D_{90} - D_{10}) (µm)	119,7	102,4	94,03	92,26	135,2	98,83	83,43	74,28	88,99
(D_{75} / D_{25}) (µm)	14,06	12,76	10,56	12,43	13,63	14,14	17,59	13,98	14,42
(D_{75} - D_{25}) (µm)	54,11	48,77	51,43	42,54	60,72	53,13	33,92	35,54	42,57
D_{10} (Φ)	3,052	3,274	3,397	3,423	2,875	3,326	3,574	3,738	3,478
D_{50} (Φ)	5,807	5,941	5,336	6,248	5,542	5,832	6,973	6,432	6,211
D_{90} (Φ)	10,18	9,978	10,08	10,02	9,883	10,09	10,82	10,60	10,35
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	3,336	3,048	2,969	2,926	3,437	3,034	3,027	2,835	2,975
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	7,129	6,704	6,688	6,593	7,008	6,766	7,243	6,859	6,870
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,930	1,866	1,822	1,820	1,959	1,926	1,862	1,808	1,865
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	3,813	3,673	3,400	3,636	3,769	3,822	4,137	3,806	3,850
Sable grossier (%)	0,55	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sable moyen (%)	3,87	2,12	0,61	0,95	2,90	0,36	0,46	0,30	0,60
Sable fin (%)	5,17	5,12	4,64	5,02	8,49	5,30	4,21	3,08	4,61
Sable très fin (%)	13,64	13,40	16,52	12,02	14,79	16,80	10,54	10,22	12,29
Silt très grossier (%)	16,39	16,79	22,49	15,52	16,35	17,16	11,97	16,19	16,31
Silt grossier (%)	12,73	13,18	14,74	13,17	13,11	12,36	10,41	14,49	13,53
Silt moyen (%)	12,29	12,93	10,84	13,95	11,68	12,12	12,78	13,17	12,52
Silt fin (%)	11,19	12,27	9,04	13,53	10,59	11,40	13,87	12,23	11,94
Silt très fin (%)	7,96	8,76	6,29	9,75	7,65	8,48	11,43	9,68	9,59
Argile (%)	16,22	15,31	14,84	16,09	14,44	16,02	24,33	20,66	18,59

Tableau 5 : Données relatives aux analyses granulométriques du sol e t de la carotte de bordure du lac Iffer.

Echantillons du sol profondeur (cm)	C1 (0-5)	C1 (5-10)	C3 (0-5)	C3 (5-10)	C7 (0-5)	C7 (5-10)	Carotte de bordure profondeur (cm)	1	5-3	5	8	12	16
Moyenne (µm)	7,922	9,371	7,152	15,80	11,17	24,64	Moyenne (µm)	14,98	14,15	13,55	12,73	14,38	10,88
Sorting (µm)	6,326	5,878	6,752	6,888	7,082	6,907	Sorting (µm)	3,916	4,101	4,019	3,959	4,049	3,776
Skewness (µm)	-0,079	-0,122	-0,047	-0,469	-0,071	-0,350	Skewness (µm)	-0,278	-0,189	-0,159	-0,196	-0,190	-0,110
Kurtosis (µm)	0,912	0,956	0,812	0,761	0,876	0,826	Kurtosis (µm)	0,850	0,788	0,805	0,799	0,802	0,829
Moyenne (Φ)	6,980	6,738	7,128	5,984	6,485	5,343	Moyenne (Φ)	6,061	6,143	6,205	6,296	6,119	6,522
Sorting (Φ)	2,661	2,555	2,755	2,784	2,824	2,788	Sorting (Φ)	1,969	2,036	2,007	1,985	2,018	1,917
Skewness (Φ)	0,079	0,122	0,047	0,469	0,071	0,350	Skewness (Φ)	0,278	0,189	0,159	0,196	0,190	0,110
Kurtosis (Φ)	0,912	0,956	0,812	0,761	0,876	0,826	Kurtosis (Φ)	0,850	0,788	0,805	0,799	0,802	0,829
Mode 1 (µm)	8,359	9,738	6,159	82,61	8,359	112,1	Mode 1 (µm)	44,85	44,85	44,85	44,85	52,25	33,04
Mode 2 (µm)	0,394	0,394	44,85	6,159	60,87	7,175	Mode 2 (µm)	-	7,175	8,359	-	9,738	-
Mode 3 (µm)	-	-	0,623	0,459	0,459	0,623	Mode 3 (µm)	-	-	-	-	-	-
Mode 1 (Φ)	6,907	6,686	7,347	3,602	6,907	3,161	Mode 1 (Φ)	4,483	4,483	4,483	4,483	4,263	4,924
Mode 2 (Φ)	11,31	11,31	4,483	7,347	4,042	7,127	Mode 2 (Φ)	-	7,127	6,907		6,686	
Mode 3 (Φ)	-	-	10,65	11,09	11,09	10,65	Mode 3 (Φ)	-	-	-	-	-	-
D_{10} (µm)	0,586	0,720	0,532	0,706	0,704	1,311	D_{10} (µm)	1,987	1,919	1,935	1,795	1,967	1,753
D_{50} (µm)	8,491	10,47	7,499	29,92	11,68	37,41	D_{50} (µm)	19,19	16,76	15,53	15,10	16,93	11,83
D_{90} (µm)	77,83	77,23	77,80	111,4	124,5	188,0	D_{90} (µm)	68,51	73,05	70,12	62,84	72,94	54,45
(D_{90} / D_{10}) (µm)	132,8	107,3	146,3	157,9	176,9	143,4	(D_{90} / D_{10}) (µm)	34,48	38,07	36,23	35,01	37,08	31,06
(D_{90} - D_{10}) (µm)	77,24	76,51	77,27	110,7	123,8	186,7	(D_{90} - D_{10}) (µm)	66,53	71,13	68,18	61,05	70,98	52,70
(D_{75} / D_{25}) (µm)	13,53	11,68	18,74	22,85	17,54	20,44	(D_{75} / D_{25}) (µm)	7,775	9,450	8,865	8,711	8,980	7,655
(D_{75} - D_{25}) (µm)	28,51	31,38	31,81	71,80	48,34	107,0	(D_{75} - D_{25}) (µm)	37,49	39,77	36,74	34,06	39,48	26,84
D_{10} (Φ)	3,684	3,695	3,684	3,166	3,006	2,411	D_{10} (Φ)	3,867	3,775	3,834	3,992	3,777	4,199
D_{50} (Φ)	6,880	6,578	7,059	5,063	6,420	4,741	D_{50} (Φ)	5,703	5,899	6,009	6,050	5,885	6,402
D_{90} (Φ)	10,74	10,44	10,88	10,47	10,47	9,575	D_{90} (Φ)	8,975	9,025	9,013	9,122	8,990	9,156
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	2,915	2,826	2,952	3,307	3,484	3,971	(D_{90} / D_{10}) (Φ)	2,321	2,391	2,351	2,285	2,380	2,181
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	7,053	6,745	7,193	7,303	7,467	7,164	(D_{90} - D_{10}) (Φ)	5,108	5,251	5,179	5,130	5,213	4,957
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,748	1,729	1,864	2,209	1,964	2,381	(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,652	1,722	1,685	1,664	1,705	1,585
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	3,758	3,546	4,228	4,514	4,132	4,353	(D_{75} - D_{25}) (Φ)	2,959	3,240	3,148	3,123	3,167	2,936
Sable moyen (%)	0,18	0,57	0,39	0,00	1,79	4,16	Sable moyen (%)	0,00	0,06	0,15	0,00	0,00	0,00
Sable fin (%)	3,79	4,00	3,78	6,78	8,11	17,55	Sable fin (%)	0,61	1,27	1,45	0,26	0,86	0,25
Sable très fin (%)	9,37	8,78	9,47	25,66	11,57	19,16	Sable très fin (%)	11,96	12,95	11,27	9,89	13,44	6,90
Silt très grossier (%)	11,41	13,59	12,61	17,01	11,75	11,56	Silt très grossier (%)	23,40	21,33	20,37	21,38	21,17	17,51
Silt grossier (%)	12,74	14,50	11,04	6,60	11,47	8,46	Silt grossier (%)	18,92	15,77	16,63	17,72	16,20	18,45
Silt moyen (%)	14,28	14,87	11,93	8,06	13,01	9,21	Silt moyen (%)	14,00	13,57	14,52	14,43	14,23	16,88
Silt fin (%)	14,09	13,90	13,04	8,82	12,76	9,38	Silt fin (%)	11,79	13,58	14,09	13,65	13,47	15,69
Silt très fin (%)	11,34	10,49	11,48	7,85	9,83	7,41	Silt très fin (%)	9,53	11,24	11,40	11,54	10,73	12,76
Argile (%)	22,80	19,29	26,25	19,23	19,68	13,08	Argile (%)	9,79	10,22	10,12	11,14	9,90	11,57

Tableau 6 : Données relatives aux analyses granulométriques de la carotte du centre du lac Iffer.

Profondeur (cm)	0.5	1.25	2.25	3.25	4.25	5.25	6.25	8.25	9.25	10.25	11.25
Moyenne (µm)	10,73	11,23	10,33	9,078	11,66	8,896	9,964	11,55	10,96	10,78	13,83
Sorting (µm)	3,408	3,398	3,691	3,365	3,986	3,930	3,539	3,473	3,726	3,726	3,848
Skewness (µm)	-0,208	-0,246	-0,102	-0,115	-0,129	-0,002	-0,110	-0,166	-0,132	-0,187	-0,216
Kurtosis (µm)	0,868	0,903	0,883	0,880	0,787	0,829	0,847	0,885	0,814	0,828	0,814
Moyenne (Φ)	6,542	6,477	6,598	6,783	6,422	6,813	6,649	6,436	6,511	6,535	6,176
Sorting (Φ)	1,769	1,765	1,884	1,751	1,995	1,975	1,824	1,796	1,898	1,898	1,944
Skewness (Φ)	0,208	0,246	0,102	0,115	0,129	0,002	0,110	0,166	0,132	0,187	0,216
Kurtosis (Φ)	0,868	0,903	0,883	0,880	0,787	0,829	0,847	0,885	0,814	0,828	0,814
Mode 1 (µm)	28,36	24,35	24,35	15,40	44,85	6,159	24,35	28,36	33,04	33,04	44,85
Mode 2 (µm)	-	-	-	-	7,175	28,36	-	-	-	-	-
Mode 3 (µm)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mode 1 (Φ)	5,144	5,364	5,364	6,025	4,483	7,347	5,364	5,144	4,924	4,924	4,483
Mode 2 (Φ)	-	-	-	-	7,127	5,144	-	-	-	-	-
Mode 3 (Φ)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
D_{10} (µm)	1,834	1,874	1,748	1,705	1,718	1,491	1,749	1,987	1,767	1,663	1,991
D_{50} (µm)	12,56	13,64	11,30	9,867	12,90	8,782	10,77	13,09	12,12	12,55	16,63
D_{90} (µm)	44,11	44,87	50,21	39,65	61,07	51,28	46,17	50,26	53,03	49,91	64,68
(D_{90} / D_{10}) (µm)	24,05	23,94	28,72	23,26	35,55	34,39	26,40	25,30	30,01	30,02	32,48
(D_{90} - D_{10}) (µm)	42,28	42,99	48,46	37,94	59,35	49,78	44,42	48,28	51,26	48,25	62,68
(D_{75} / D_{25}) (µm)	6,170	5,824	6,852	5,928	9,007	8,102	6,724	6,164	7,709	7,526	8,111
(D_{75} - D_{25}) (µm)	23,01	23,18	23,54	18,75	32,17	22,53	22,51	24,70	27,22	26,41	35,46
D_{10} (Φ)	4,503	4,478	4,316	4,657	4,033	4,286	4,437	4,314	4,237	4,324	3,951
D_{50} (Φ)	6,316	6,196	6,467	6,663	6,277	6,831	6,537	6,255	6,367	6,316	5,910
D_{90} (Φ)	9,091	9,060	9,160	9,196	9,185	9,390	9,159	8,976	9,144	9,232	8,972
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	2,019	2,023	2,122	1,975	2,277	2,191	2,064	2,080	2,158	2,135	2,271
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	4,588	4,581	4,844	4,540	5,152	5,104	4,722	4,661	4,907	4,908	5,021
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,506	1,493	1,536	1,469	1,662	1,571	1,525	1,516	1,589	1,578	1,653
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	2,625	2,542	2,777	2,567	3,171	3,018	2,749	2,624	2,946	2,912	3,020
Sable grossier (%)	0,00%	0,19	1,25	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sable moyen (%)	0,00%	0,58	0,84	0,00	0,29	0,82	0,00	0,11	0,00	0,00	0,31
Sable fin (%)	3,07%	3,02	3,56	2,57	9,13	5,50	4,17	5,50	6,34	5,09	10,68
Sable très fin (%)	17,48%	17,21	14,84	13,20	19,77	14,00	16,06	17,56	18,69	19,07	22,42
Silt très grossier (%)	23,07%	24,73	19,81	20,37	16,71	15,72	19,66	21,61	18,80	20,35	17,97
Silt grossier (%)	18,78%	19,06	18,29	20,60	14,87	16,57	18,53	19,10	16,49	16,50	14,67
Silt moyen (%)	15,21%	14,01	16,11	17,66	14,81	17,18	16,74	15,12	15,48	14,68	13,46
Silt fin (%)	11,57%	10,69	12,77	13,52	12,56	15,27	13,22	11,23	12,75	12,05	10,75
Silt très fin (%)	10,82%	10,51	11,61	12,08	11,87	14,67	11,63	9,77	11,4	12,25	9,74
Argile (%)	0.5	1.25	2.25	3.25	4.25	5.25	6.25	8.25	9.25	10.25	11.25

Tableau 7 : Données relatives aux analyses granulométriques du sol du lac Afourgagh.

Echantillons	E1 (0-5)	E1 (5-10)	E3 (0-5)	E3 (5-10)	E4 (0-5)	E4 (5-10)	S2 (0-5)	S3 (0-5)	S4 (0-5)
Moyenne (µm)	13,01	17,15	18,17	14,66	24,06	26,75	4,283	9,103	13,97
Sorting (µm)	7,089	7,664	4,950	5,699	4,794	5,253	6,056	6,444	5,208
Skewness (µm)	-0,188	-0,193	-0,312	-0,194	-0,311	-0,307	-0,008	-0,059	-0,237
Kurtosis (µm)	0,875	0,853	1,096	1,089	1,130	1,082	0,788	0,897	0,948
Moyenne (Φ)	6,264	5,866	5,782	6,092	5,377	5,224	7,867	6,779	6,162
Sorting (Φ)	2,826	2,938	2,308	2,511	2,261	2,393	2,598	2,688	2,381
Skewness (Φ)	0,188	0,193	0,312	0,194	0,311	0,307	0,008	0,059	0,237
Kurtosis (Φ)	0,875	0,853	1,096	1,089	1,130	1,082	0,788	0,897	0,948
Mode 1 (µm)	60,87	152,2	52,25	38,50	60,87	70,91	6,159	7,175	44,85
Mode 2 (µm)	7,175	8,359	0,394	0,394	-	-	0,459	44,85	-
Mode 3 (µm)	0,394	0,394	-	-	-	-	38,50	0,459	-
Mode 1 (Φ)	4,042	2,720	4,263	4,703	4,042	3,822	7,347	7,127	4,483
Mode 2 (Φ)	7,127	6,907	11,31	11,31	-	-	11,09	4,483	-
Mode 3 (Φ)	11,31	11,31	-	-	-	-	4,703	11,09	-
D_{10} (µm)	0,709	0,816	1,492	1,083	2,358	2,373	0,414	0,673	1,244
D_{50} (µm)	16,30	20,95	23,31	17,51	30,62	34,74	4,401	9,504	17,35
D_{90} (µm)	125,9	176,6	95,36	109,0	121,3	151,9	45,20	89,09	86,90
(D_{90} / D_{10}) (µm)	177,7	216,5	63,90	100,7	51,47	64,00	109,2	132,4	69,84
(D_{90} - D_{10}) (µm)	125,2	175,8	93,87	108,0	119,0	149,5	44,79	88,42	85,65
(D_{75} / D_{25}) (µm)	18,00	21,22	7,793	9,235	7,325	8,829	16,32	14,93	10,30
(D_{75} - D_{25}) (µm)	56,98	80,94	47,92	42,48	58,86	72,36	15,78	35,63	43,13
D_{10} (Φ)	2,989	2,501	3,391	3,197	3,043	2,719	4,467	3,489	3,525
D_{50} (Φ)	5,939	5,577	5,423	5,836	5,029	4,847	7,828	6,717	5,849
D_{90} (Φ)	10,46	10,26	9,388	9,851	8,728	8,719	11,24	10,54	9,651
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	3,500	4,102	2,769	3,081	2,869	3,207	2,515	3,020	2,738
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	7,473	7,758	5,998	6,654	5,686	6,000	6,770	7,049	6,126
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	2,029	2,239	1,708	1,730	1,741	1,869	1,683	1,828	1,767
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	4,170	4,407	2,962	3,207	2,873	3,142	4,028	3,900	3,365
Sable moyen (%)	2,39	3,79	0,38	1,62	1,62	3,38	0,00	1,44	0,48
Sable fin (%)	7,72	13,45	4,89	6,76	7,87	10,33	0,50	4,70	4,24
Sable très fin (%)	14,05	13,70	15,78	10,53	18,33	19,60	5,04	9,60	12,82
Silt très grossier (%)	15,08	12,64	21,08	16,71	21,60	19,12	10,07	12,88	19,05
Silt grossier (%)	11,41	10,86	17,46	17,09	16,08	13,55	10,57	12,02	15,57
Silt moyen (%)	11,17	10,59	13,76	15,05	12,29	11,60	12,49	13,29	13,71
Silt fin (%)	11,03	10,30	9,43	11,21	8,48	8,58	13,63	13,80	11,73
Silt très fin (%)	8,60	8,00	5,66	7,09	4,74	4,84	12,41	11,21	8,44
Argile (%)	18,54	16,67	11,56	13,94	8,98	8,92	35,30	21,05	13,95

Tableau 8 : Données relatives aux analyses granulométriques de la carotte de bordure du lac Afourgagh.

Profondeur (cm)	1	3	5	7	9	11	13	15	17
Moyenne (µm)	20,96	14,42	21,55	21,77	23,18	10,37	10,19	14,96	18,48
Sorting (µm)	5,247	5,807	5,810	4,993	5,028	4,893	4,920	5,854	6,206
Skewness (µm)	-0,288	-0,225	-0,288	-0,264	-0,295	-0,306	-0,266	-0,231	-0,176
Kurtosis (µm)	1,092	0,965	1,099	1,138	1,199	0,979	0,944	1,022	1,044
Moyenne (Φ)	5,577	6,116	5,536	5,521	5,431	6,591	6,616	6,063	5,758
Sorting (Φ)	2,391	2,538	2,539	2,320	2,330	2,291	2,299	2,549	2,634
Skewness (Φ)	0,288	0,225	0,288	0,264	0,295	0,306	0,266	0,231	0,176
Kurtosis (Φ)	1,092	0,965	1,099	1,138	1,199	0,979	0,944	1,022	1,044
Mode 1 (µm)	60,87	52,25	60,87	52,25	52,25	28,36	33,04	44,85	52,25
Mode 2 (µm)	0,394	9,738	0,394	-	-	0,459	0,459	0,459	0,394
Mode 3 (µm)		0,394	-	-	-	-	-	-	-
Mode 1 (Φ)	4,042	4,263	4,042	4,263	4,263	5,144	4,924	4,483	4,263
Mode 2 (Φ)	11,31	6,686	11,31	-	-	11,09	11,09	11,09	11,31
Mode 3 (Φ)		11,31	-	-	-	-	-	-	-
D_{10} (µm)	1,723	1,017	1,497	2,105	2,170	0,852	0,874	1,115	1,382
D_{50} (µm)	26,51	17,94	28,45	27,18	29,95	13,94	12,93	19,35	21,84
D_{90} (µm)	119,9	101,0	142,1	123,4	126,1	57,09	58,28	105,7	159,4
(D_{90} / D_{10}) (µm)	69,60	99,34	94,89	58,61	58,12	66,98	66,70	94,79	115,3
(D_{90} - D_{10}) (µm)	118,2	99,97	140,6	121,3	123,9	56,24	57,40	104,6	158,0

(D_{75} / D_{25}) (µm)	8,596	11,74	9,616	7,600	7,143	8,721	9,361	10,85	11,23
(D_{75} - D_{25}) (µm)	57,40	48,89	63,05	54,52	55,86	29,23	30,09	46,96	58,06
D_{10} (Φ)	3,060	3,308	2,815	3,019	2,987	4,131	4,101	3,242	2,649
D_{50} (Φ)	5,237	5,801	5,135	5,201	5,061	6,164	6,273	5,692	5,517
D_{90} (Φ)	9,181	9,942	9,384	8,892	8,848	10,20	10,16	9,808	9,499
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	3,000	3,006	3,333	2,945	2,962	2,468	2,478	3,026	3,585
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	6,121	6,634	6,568	5,873	5,861	6,066	6,060	6,567	6,850
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,787	1,841	1,853	1,733	1,719	1,635	1,660	1,805	1,878
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	3,104	3,553	3,265	2,926	2,836	3,125	3,227	3,439	3,489
Sable grossier (%)	0,00	0,04	0,01	0,00	0,25	0,00	0,00	0,65	0,12
Sable moyen (%)	1,62	1,75	3,72	2,64	3,19	0,35	0,09	2,63	4,73
Sable fin (%)	7,69	5,17	8,23	7,19	6,67	1,46	0,89	4,80	8,15
Sable très fin (%)	16,86	13,74	16,48	15,31	16,15	6,46	7,53	11,95	12,46
Silt très grossier (%)	19,76	18,11	19,32	21,06	22,51	18,47	18,72	18,69	16,61
Silt grossier (%)	15,66	13,74	14,54	16,84	16,70	20,37	18,39	15,63	14,73
Silt moyen (%)	12,88	13,04	11,72	12,89	11,84	15,52	15,24	12,69	12,90
Silt fin (%)	9,37	11,69	8,86	9,10	8,34	11,90	12,83	10,80	10,61
Silt très fin (%)	5,48	7,93	5,59	5,44	4,94	8,63	9,37	7,85	7,20
Argile (%)	10,69	14,79	11,52	9,54	9,41	16,84	16,96	14,31	12,47

Tableau 8 suite : Données relatives aux analyses granulométriques de la carotte de bordure du lac Afourgagh.

Profondeur (cm)	19	21	23	25	27	29	31	32
Moyenne (µm)	17,39	14,50	15,28	11,37	12,05	10,64	21,48	20,16
Sorting (µm)	7,789	5,693	5,695	5,645	4,552	4,820	5,435	5,383
Skewness (µm)	0,054	-0,260	-0,196	-0,091	-0,381	-0,243	-0,282	-0,264
Kurtosis (µm)	1,183	0,982	0,996	1,056	1,011	0,949	1,021	1,011
Moyenne (Φ)	5,846	6,108	6,032	6,459	6,374	6,554	5,541	5,633
Sorting (Φ)	2,961	2,509	2,510	2,497	2,187	2,269	2,442	2,428
Skewness (Φ)	-0,054	0,260	0,196	0,091	0,381	0,243	0,282	0,264
Kurtosis (Φ)	1,183	0,982	0,996	1,056	1,011	0,949	1,021	1,011
Mode 1 (µm)	9,738	52,25	52,25	11,35	33,04	38,50	60,87	60,87
Mode 2 (µm)	700,8	8,359	11,35	0,459	0,459	0,459	-	-
Mode 3 (µm)	38,50	0,394	0,394	-	-	-	-	-
Mode 1 (Φ)	6,686	4,263	4,263	6,466	4,924	4,703	4,042	4,042
Mode 2 (Φ)	0,517	6,907	6,466	11,09	11,09	11,09	-	-
Mode 3 (Φ)	4,703	11,31	11,31	-	-	-	-	-
D_{10} (µm)	1,332	1,014	1,126	0,982	1,054	0,975	1,814	1,733
D_{50} (µm)	16,38	18,57	17,97	12,11	17,12	12,97	28,22	25,68
D_{90} (µm)	574,6	93,79	107,4	90,32	56,83	60,11	133,1	125,2
(D_{90} / D_{10}) (µm)	431,3	92,46	95,40	91,98	53,94	61,68	73,38	72,23
(D_{90} - D_{10}) (µm)	573,3	92,78	106,3	89,33	55,77	59,14	131,3	123,4
(D_{75} / D_{25}) (µm)	12,07	11,25	10,85	9,546	7,610	9,160	9,995	9,974
(D_{75} - D_{25}) (µm)	53,02	47,57	49,49	33,38	30,83	30,91	62,76	59,42
D_{10} (Φ)	0,799	3,414	3,219	3,469	4,137	4,056	2,909	2,998
D_{50} (Φ)	5,932	5,751	5,798	6,367	5,868	6,269	5,147	5,283
D_{90} (Φ)	9,552	9,945	9,795	9,992	9,890	10,00	9,106	9,173
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	11,95	2,913	3,043	2,880	2,391	2,466	3,130	3,059
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	8,753	6,531	6,576	6,523	5,753	5,947	6,197	6,174
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,874	1,820	1,820	1,686	1,608	1,659	1,864	1,846
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	3,594	3,492	3,440	3,255	2,928	3,195	3,321	3,318
Sable grossier (%)	11,91	0,26	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,02
Sable moyen (%)	3,25	2,29	1,45	2,06	0,17	0,10	3,08	2,38
Sable fin (%)	0,78	3,46	6,26	4,40	0,97	0,88	7,92	7,62
Sable très fin (%)	7,67	13,68	13,84	8,77	6,81	8,14	17,35	16,61
Silt très grossier (%)	13,65	19,51	16,85	13,20	21,87	18,91	19,35	18,94
Silt grossier (%)	13,69	13,96	14,45	15,30	22,62	17,74	13,67	14,25
Silt moyen (%)	14,41	12,75	14,12	16,77	14,46	15,25	11,82	12,44
Silt fin (%)	13,06	11,68	11,84	14,35	10,57	13,45	9,88	10,26
Silt très fin (%)	8,57	7,88	7,46	9,33	7,78	9,57	6,44	6,66
Argile (%)	13,00	14,53	13,73	15,67	14,76	15,95	10,49	10,82

Tableau 9 : Données relatives aux analyses granulométriques de la carotte du centre du lac Afourgagh.

Profondeur (cm)	1	3	5	7	9	11	13	15	17
Moyenne (µm)	14,95	14,37	19,57	14,81	18,77	18,18	18,09	15,91	14,93
Sorting (µm)	5,642	5,976	5,853	5,214	5,407	4,938	5,867	5,521	5,341
Skewness (µm)	-0,277	-0,224	-0,254	-0,270	-0,266	-0,230	-0,217	-0,211	-0,240
Kurtosis (µm)	1,004	0,966	1,054	1,051	1,075	1,106	1,090	1,087	1,084
Moyenne (Φ)	6,063	6,121	5,675	6,078	5,736	5,782	5,789	5,974	6,066
Sorting (Φ)	2,496	2,579	2,549	2,383	2,435	2,304	2,553	2,465	2,417
Skewness (Φ)	0,277	0,224	0,254	0,270	0,266	0,230	0,217	0,211	0,240
Kurtosis (Φ)	1,004	0,966	1,054	1,051	1,075	1,106	1,090	1,087	1,084
Mode 1 (µm)	52,25	52,25	60,87	44,85	52,25	52,25	52,25	44,85	44,85
Mode 2 (µm)	0,394	13,22	0,394	0,394	0,394	0,394	0,394	0,394	0,394
Mode 3 (µm)	-	0,394	-	-	-	-	-	-	
Mode 1 (Φ)	4,263	4,263	4,042	4,483	4,263	4,263	4,263	4,483	4,483
Mode 2 (Φ)	11,31	6,246	11,31	11,31	11,31	11,31	11,31	11,31	11,31
Mode 3 (Φ)	-	11,31	-	-	-	-	-	-	
D_{10} (µm)	0,968	0,937	1,314	1,135	1,398	1,748	1,287	1,202	1,140
D_{50} (µm)	19,43	17,86	24,56	18,81	23,38	21,37	22,08	18,98	18,44
D_{90} (µm)	96,44	105,3	134,9	86,66	114,1	102,2	133,4	107,2	92,19
(D_{90} / D_{10}) (µm)	99,66	112,3	102,7	76,33	81,58	58,44	103,6	89,21	80,85
(D_{90} - D_{10}) (µm)	95,47	104,4	133,6	85,53	112,7	100,4	132,1	106,0	91,05
(D_{75} / D_{25}) (µm)	10,37	11,96	10,25	8,822	9,063	7,817	9,852	9,013	8,714
(D_{75} - D_{25}) (µm)	47,67	49,97	60,21	42,37	53,91	47,14	54,25	45,81	42,19
D_{10} (Φ)	3,374	3,248	2,890	3,528	3,132	3,291	2,906	3,221	3,439
D_{50} (Φ)	5,686	5,807	5,348	5,733	5,418	5,548	5,501	5,720	5,761
D_{90} (Φ)	10,01	10,06	9,572	9,783	9,482	9,160	9,601	9,700	9,776
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	2,968	3,098	3,312	2,772	3,027	2,783	3,304	3,012	2,843
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	6,639	6,812	6,682	6,254	6,350	5,869	6,695	6,479	6,337
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,795	1,853	1,859	1,716	1,786	1,705	1,815	1,741	1,711
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	3,374	3,580	3,357	3,141	3,180	2,967	3,300	3,172	3,123
Sable grossier (%)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sable moyen (%)	0,72	1,29	2,40	1,05	1,55	1,24	3,32	1,60	1,41
Sable fin (%)	5,12	6,07	8,86	4,04	6,93	5,78	7,48	6,34	4,80
Sable très fin (%)	14,43	14,12	15,47	12,29	15,64	13,99	13,30	12,34	11,63
Silt très grossier (%)	18,85	17,08	17,81	19,90	19,02	19,24	18,04	17,56	18,87
Silt grossier (%)	15,42	14,04	14,76	16,94	15,61	17,35	15,12	16,70	17,17
Silt moyen (%)	13,41	13,34	12,77	14,43	13,61	15,16	13,63	14,92	14,83
Silt fin (%)	10,66	11,25	9,65	10,99	9,96	10,61	10,34	10,95	11,11
Silt très fin (%)	6,87	7,56	5,95	6,85	5,80	5,97	6,27	6,58	6,79
Argile (%)	14,51	15,25	12,32	13,51	11,88	10,66	12,51	13,02	13,39

Tableau 9 suite : Données relatives aux analyses granulométriques de la carotte du centre du lac Afourgagh.

Profondeur (cm)	19	21	23	25	27	29	31	33
Moyenne (µm)	15,40	17,50	18,48	17,25	20,35	13,80	15,56	7,807
Sorting (µm)	5,522	5,708	5,998	5,290	5,609	5,457	5,153	4,735
Skewness (µm)	-0,198	-0,231	-0,261	-0,206	-0,241	-0,217	-0,199	-0,175
Kurtosis (µm)	1,091	1,040	0,996	1,132	1,098	1,044	1,088	1,010
Moyenne (Φ)	6,021	5,837	5,758	5,857	5,619	6,179	6,006	7,001
Sorting (Φ)	2,465	2,513	2,584	2,403	2,488	2,448	2,365	2,243
Skewness (Φ)	0,198	0,231	0,261	0,206	0,241	0,217	0,199	0,175
Kurtosis (Φ)	1,091	1,040	0,996	1,132	1,098	1,044	1,088	1,010
Mode 1 (µm)	44,85	52,25	60,87	44,85	52,25	44,85	44,85	11,35
Mode 2 (µm)	0,394	0,394	0,394	0,394	0,394	0,394	0,394	0,623
Mode 3 (µm)	-	-	-	-	-	-	-	
Mode 1 (Φ)	4,483	4,263	4,042	4,483	4,263	4,483	4,483	6,466
Mode 2 (Φ)	11,31	11,31	11,31	11,31	11,31	11,31	11,31	10,65
Mode 3 (Φ)	-	-	-	-	-	-	-	
D_{10} (µm)	1,202	1,227	1,167	1,499	1,588	1,038	1,343	0,775
D_{50} (µm)	18,15	21,48	23,96	20,49	25,53	16,81	18,00	9,117
D_{90} (µm)	103,1	119,1	131,4	109,1	134,7	90,47	95,59	47,43
(D_{90} / D_{10}) (µm)	85,79	97,12	112,5	72,77	84,79	87,13	71,16	61,23

(D_{90} - D_{10}) (µm)	101,9	117,9	130,2	107,6	133,1	89,43	94,24	46,66
(D_{75} / D_{25}) (µm)	9,014	10,09	11,54	8,212	9,277	9,373	8,310	7,899
(D_{75} - D_{25}) (µm)	44,32	54,18	61,58	46,24	57,95	41,33	42,55	20,46
D_{10} (Φ)	3,277	3,069	2,928	3,196	2,893	3,466	3,387	4,398
D_{50} (Φ)	5,784	5,541	5,383	5,609	5,292	5,894	5,796	6,777
D_{90} (Φ)	9,700	9,671	9,742	9,381	9,299	9,912	9,540	10,33
(D_{90} / D_{10}) (Φ)	2,960	3,151	3,327	2,935	3,214	2,859	2,817	2,350
(D_{90} - D_{10}) (Φ)	6,423	6,602	6,814	6,185	6,406	6,445	6,153	5,936
(D_{75} / D_{25}) (Φ)	1,733	1,822	1,907	1,715	1,815	1,728	1,699	1,551
(D_{75} - D_{25}) (Φ)	3,172	3,335	3,528	3,038	3,214	3,229	3,055	2,982
Sable grossier (%)	0,49	0,00	0,00	0,00	0,34	0,00	0,00	0,02
Sable moyen (%)	2,06	2,15	2,45	2,64	3,71	1,42	1,37	0,85
Sable fin (%)	5,03	7,12	8,38	5,76	6,95	4,60	5,05	1,07
Sable très fin (%)	11,94	14,72	16,26	12,12	15,12	11,34	12,14	4,19
Silt très grossier (%)	17,27	17,60	17,47	18,76	19,11	17,88	17,72	12,06
Silt grossier (%)	16,74	15,15	13,44	17,19	15,07	16,44	17,18	17,27
Silt moyen (%)	15,23	13,71	12,39	14,97	12,91	15,07	15,96	18,61
Silt fin (%)	11,29	10,34	9,95	10,69	9,71	11,65	11,55	15,97
Silt très fin (%)	6,86	6,34	6,38	6,24	5,85	7,28	6,68	10,98
Argile (%)	13,09	12,88	13,28	11,63	11,24	14,34	12,36	18,97

Tableau 10 : Données relatives aux analyses géochimiques des échantillons du sol du lac Ifrah en pourcentage.

échantillons	eau liée	MO	Carb
A1 (0-5)	0,70	5,57	41,62
A3 (0-5)	1,25	8,07	28,16
A3 (5-10)	1,35	8,06	25,79
A7 (0-5)	2,39	14,63	21,44
A7 (5-10)	2,74	14,66	20,81

échantillons	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O
A1 (0-5)	12,42	4,54	1,64	48,61	30,38	0,73
A3 (0-5)	23,27	7,23	1,74	54,43	9,18	1,05
A3 (5-10)	22,50	6,88	1,67	53,13	9,63	1,03
A7 (0-5)	33,94	11,94	4,99	41,78	5,64	1,66
A7 (5-10)	35,78	12,63	5,47	39,72	4,49	1,91

échantillons	Na_2O	MnO	P_2O_5	TiO_2	Sr ppm	SiO_2/Al_2O_3	CaO/MgO	MgO/CaO	Fe_2O_3/MnO
A1 (0-5)	0,13	0,05	0,35	0,24	58,31	2,74	1,60	0,62	30,37
A3 (0-5)	0,22	0,02	0,28	0,43	40,22	3,22	5,93	0,17	71,91
A3 (5-10)	0,22	0,02	0,26	0,41	298,98	3,27	5,52	0,18	69,58
A7 (0-5)	0,33	0,12	0,42	0,69	330,49	2,84	7,41	0,13	42,54
A7 (5-10)	0,27	0,12	0,47	0,76	201,44	2,83	8,85	0,11	45,06

Tableau 11 : Données relatives aux analyses de la susceptibilité magnétique et aux géochimiques des sédiments d'interface du lac Ifrah en pourcentage.

éch	Scus Magn	MO	Carb	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO
1	120,67	14,6	9,4	42,59	19,03	4,63	9,95	5,31
2	113,31	15,13	9,11	52,44	22,61	5,53	10,97	5,93
3	87,39	13,05	7,69	52,54	21,69	4,73	5,85	4,91
4	144,61	15,45	12,38	40,84	17,48	3,96	12,80	5,54
5	110,63	15,35	10,29	47,92	20,84	4,76	12,34	5,90
7	31,65	4,40	34,31	13,11	6,63	1,32	6,83	3,25
9	15,43	3,75	36,20	7,70	3,67	0,66	7,89	3,35
12	54,59	8,11	28,55	22,10	10,47	2,00	11,92	5,17
14	141,07	4,69	35,97	12,02	6,10	1,04	10,83	3,73
16	22,57	7,01	27,53	18,14	8,18	1,73	11,54	4,20
18	24,29	12,79	19,95	35,73	16,78	3,52	15,56	6,27

éch	K_2O	Na_2O	SO_3	P_2O_5	SiO_2/Al_2O_3	CaO/MgO	MgO/CaO
1	1,46	0,44	0,50	0,41	2,24	1,87	0,53
2	1,74	0,58	0,59	0,47	2,32	1,85	0,54
3	1,59	0,51	0,37	0,46	2,42	1,19	0,84
4	1,33	0,46	0,47	0,39	2,34	2,31	0,43
5	1,57	0,53	0,57	0,44	2,30	2,09	0,48
7	0,40	0,16	0,10	0,09	1,98	2,10	0,48
9	0,23	0,13	0,12	0,09	2,10	2,36	0,42
12	0,72	0,27	0,42	0,30	2,11	2,30	0,43
14	0,40	0,22	0,20	0,18	1,97	2,90	0,34
16	0,61	0,23	0,32	0,21	2,22	2,75	0,36
18	1,29	0,42	1,27	0,55	2,13	2,48	0,40

Tableau 12 : Données relatives aux analyses géochimiques de la carotte de bordure du lac Ifrah en pourcentage.

Prof (cm)	eau liée	MO	Carb		Prof (cm)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O
2	2,48	11,55	12,51		2	50,09	15,99	7,54	18,92	5,48	1,91
6	2,64	17,18	8,16		6	51,44	16,45	7,49	16,58	5,51	2,36
10	2,44	19,17	11,43		10	43,07	15,65	6,52	25,35	5,22	1,71
14	2,44	20,14	12,49		14	42,29	14,82	6,17	29,56	5,05	1,80
18	2,39	20,01	12,75		18	43,73	15,15	6,31	28,06	5,03	1,95
22	2,38	17,61	13,27		22	42,93	14,74	6,47	25,87	5,26	1,62
26	2,44	15,32	14,93		26	45,25	15,73	6,71	25,45	4,92	1,88
30	2,57	16,53	12,17		30	48,18	16,85	7,12	21,09	4,85	2,01
34	2,50	16,77	12,21		34	48,32	16,52	6,95	21,85	4,75	1,91
38	2,53	16,88	11,06		38	49,92	16,95	7,20	19,94	4,54	2,15
42	2,37	17,02	8,44		42	53,81	17,76	7,67	14,60	4,35	1,97
46	1,81	16,42	12,65		46	48,36	16,28	6,83	21,78	4,97	1,81
50	1,83	15,68	15,19		50	44,74	15,48	6,21	26,68	4,84	1,62
54	1,92	16,23	20,98		54	36,16	11,89	4,66	40,45	4,82	1,18

Prof (cm)	Na_2O	MnO	P_2O_5	TiO_2	Sr ppm	SiO_2/Al_2O_3	CaO/MgO	MgO/CaO	Fe_2O_3/MnO
2	0,35	0,14	0,45	1,03	165,21	3,13	3,45	0,29	53,39
6	0,36	0,13	0,46	1,08	189,69	3,13	3,01	0,33	56,28
10	0,30	0,13	0,40	0,86	131,07	2,75	4,85	0,21	50,62
14	0,32	0,13	0,41	0,88	92,59	2,85	5,85	0,17	48,96
18	0,33	0,13	0,41	0,94	80,24	2,89	5,57	0,18	50,27
22	0,29	0,12	0,45	0,92	102,91	2,91	4,92	0,20	52,21
26	0,31	0,13	0,47	0,97	61,87	2,88	5,18	0,19	50,69
30	0,33	0,13	0,48	1,04	54,42	2,86	4,35	0,23	55,54
34	0,32	0,13	0,47	1,03	165,40	2,92	4,60	0,22	52,24
38	0,32	0,13	0,48	1,01	152,51	2,95	4,39	0,23	54,00
42	0,32	0,11	0,50	1,10	106,74	3,03	3,35	0,30	67,10
46	0,30	0,13	0,46	0,96	86,94	2,97	4,38	0,23	54,12
50	0,28	0,10	0,44	0,94	104,83	2,89	5,51	0,18	62,07
54	0,25	0,09	0,40	0,68	125,86	3,04	8,38	0,12	53,69

Tableau 13 : Données relatives aux analyses géochimiques de la carotte du centre du lac Ifrah en pourcentage.

Prof (cm)	eau liée	MO	Carb		Prof (cm)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O
1	4,09	14,07	7,86		1	50,29	18,41	8,05	13,85	5,35	2,75
3	3,76	14,32	9,68		3	49,20	16,69	7,32	17,17	5,58	2,62
5	3,52	13,46	10,40		5	49,44	16,29	7,18	17,62	5,47	2,51
7	3,62	13,57	9,94		7	50,15	16,55	7,38	16,41	5,15	2,55
9	3,54	14,67	12,04		9	45,83	15,78	6,79	22,45	5,36	2,26
11	3,44	15,62	14,55		11	41,03	14,73	6,17	29,73	4,74	2,16
13	3,30	15,18	15,21		13	40,61	14,83	6,14	30,40	4,47	2,17
15	3,36	14,63	14,83		15	42,00	14,94	6,21	28,25	4,68	2,18
17	3,05	15,78	13,62		17	43,48	15,19	6,37	26,68	4,63	2,28
19	2,97	15,97	13,05		19	43,29	15,57	6,46	26,13	4,47	2,30
21	3,00	15,33	13,14		21	44,41	15,57	6,63	25,18	4,50	2,14
23	3,04	14,71	13,33		23	44,92	15,64	6,66	24,51	4,53	2,66
25	2,95	14,39	13,41		25	45,01	15,77	6,73	24,05	4,46	2,50
27	3,74	14,28	12,31		27	45,05	15,96	6,82	23,50	4,39	2,32
29	3,65	14,18	11,96		29	45,63	16,01	6,86	22,58	4,34	2,59
31	3,58	14,06	11,74		31	46,39	16,03	6,92	23,50	4,35	2,42
33	3,48	13,58	11,89		33	46,26	15,93	6,86	21,21	4,21	2,38
35	3,60	14,33	10,38		35	47,49	15,91	6,90	19,66	4,12	2,22
37	3,58	14,06	9,93		37	48,51	16,60	7,20	18,59	4,07	2,43
39	3,62	13,48	9,11		39	49,77	17,02	7,43	16,28	4,01	2,41
41	3,52	12,77	8,70		41	51,38	17,32	7,55	14,20	4,00	2,37
43	3,59	13,44	9,71		43	49,61	16,81	7,26	17,34	4,23	2,15
45	3,15	14,48	11,41		45	46,52	16,05	6,81	21,07	4,45	2,27
47	3,06	14,22	11,88		47	46,05	15,99	6,84	21,56	4,60	2,19
50	3,03	13,47	12,12		50	46,47	16,06	6,85	19,94	5,75	2,21
53	2,98	13,31	14,15		53	44,65	14,85	6,18	24,51	4,58	1,73

Prof (cm)	Na_2O	MnO	P_2O_5	TiO_2	Sr ppm	SiO_2/Al_2O_3	CaO/MgO	MgO/CaO	Fe_2O_3/MnO
1	0,34	0,13	0,50	1,04	169,00	2,73	2,59	0,39	62,74
3	0,36	0,13	0,50	1,01	167,86	2,95	3,08	0,33	55,85
5	0,33	0,13	0,50	1,04	160,78	3,03	3,22	0,31	55,32
7	0,34	0,13	0,46	0,99	165,54	3,03	3,18	0,31	58,12
9	0,32	0,12	0,48	0,95	186,31	2,90	4,19	0,24	57,81
11	0,34	0,14	0,50	0,89	218,95	2,79	6,27	0,16	45,36
13	0,32	0,13	0,49	0,85	220,75	2,74	6,80	0,15	47,55
15	0,31	0,12	0,48	0,87	209,32	2,81	6,04	0,17	50,66
17	0,32	0,12	0,48	0,91	203,22	2,86	5,77	0,17	51,96
19	0,31	0,13	0,51	0,93	204,24	2,78	5,84	0,17	51,54
21	0,28	0,13	0,51	0,95	198,12	2,85	5,60	0,18	52,54
23	0,30	0,13	0,52	0,96	197,87	2,87	5,41	0,18	51,41
25	0,27	0,13	0,52	0,94	192,24	2,85	5,40	0,19	52,18
27	0,27	0,13	0,54	0,98	194,49	2,82	5,36	0,19	51,51
29	0,28	0,13	0,52	1,00	188,24	2,85	5,20	0,19	51,73
31	0,26	0,13	0,51	0,97	233,54	2,89	5,40	0,19	52,19
33	0,27	0,13	0,46	0,98	179,22	2,90	5,04	0,20	51,17
35	0,32	0,13	0,46	0,95	186,55	2,98	4,77	0,21	53,00
37	0,26	0,13	0,50	0,98	165,41	2,92	4,56	0,22	53,94
39	0,26	0,13	0,49	1,02	157,31	2,92	4,06	0,25	59,23
41	0,26	0,11	0,50	1,09	150,69	2,97	3,55	0,28	66,03
43	0,27	0,12	0,51	1,04	164,90	2,95	4,10	0,24	63,12
45	0,26	0,12	0,48	0,95	168,12	2,90	4,73	0,21	55,97
47	0,26	0,12	0,51	0,98	171,50	2,88	4,69	0,21	55,32
50	0,25	0,11	0,51	0,97	159,02	2,89	3,47	0,29	64,46
53	0,22	0,09	0,45	0,94	161,03	3,01	5,35	0,19	65,67

Tableau 14 : Données relatives aux analyses géochimiques des échantillons du sol du lac Iffer en pourcentage.

échantillons	eau liée	MO	Carb		échantillons	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O
C1 (0-5)	1,37	6,13	32,34		C1 (0-5)	26,32	8,70	3,54	36,35	24,45	0,99
C1 (5-10)	1,10	4,57	35,72		C1 (5-10)	18,33	6,13	2,40	35,58	25,59	0,66
C3 (0 - 5)	1,04	7,41	29,98		C3 (0 - 5)	28,92	8,68	2,51	40,13	18,89	1,04
C3 (5 - 10)	1,00	23,83	33,34		C3 (5 - 10)	19,10	5,25	1,76	48,44	24,70	0,58
C7 (0 - 5)	2,66	9,72	31,73		C7 (0 - 5)	23,42	6,30	2,18	47,70	19,47	0,75
C7 (5 - 10)	0,67	7,85	14,67		C7 (5 - 10)	27,59	8,12	2,17	41,22	21,09	0,91

échantillons	Na_2O	MnO	P_2O_5	TiO_2	Sr ppm	SiO_2/Al_2O_3	CaO/MgO	MgO/CaO	Fe_2O_3/MnO
C1 (0-5)	0,20	0,09	0,25	0,50	63,30	3,03	1,49	0,67	38,67
C1 (5-10)	0,16	0,06	0,22	0,36	150,50	2,99	1,39	0,72	40,75
C3 (0 - 5)	0,18	0,04	0,19	0,52	110,06	3,33	2,12	0,47	57,34
C3 (5 - 10)	0,16	0,07	0,15	0,30	123,90	3,64	1,96	0,51	26,56
C7 (0 - 5)	0,35	0,04	0,16	0,37	122,58	3,72	2,45	0,41	49,72
C7 (5 - 10)	0,19	0,03	0,16	0,49	109,97	3,40	1,95	0,51	68,25

Tableau 15 : Données relatives aux analyses géochimiques de la carotte de bordure du lac Iffer en pourcentage.

Prof (cm)	eau liée	MO	Carb		Prof (cm)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O
1	1,69	10,13	29,94		1	25,61	7,74	3,25	42,68	17,27	0,93
3	1,84	10,26	30,32		3	24,07	7,16	3,14	42,88	18,26	0,67
5	1,73	10,41	28,82		5	26,65	7,93	3,44	42,24	17,54	0,65
8	1,89	10,84	26,63		8	30,05	8,88	3,84	40,78	15,84	0,76
12	1,85	11,54	27,48		12	28,12	8,26	3,60	42,09	17,26	0,69
15	1,91	10,96	27,02		15	28,66	9,10	3,82	34,94	20,84	0,91

Prof (cm)	Na_2O	MnO	P_2O_5	TiO_2	Sr ppm	SiO_2/Al_2O_3	CaO/MgO	MgO/CaO	Fe_2O_3/MnO
1	0,15	0,13	0,21	0,48	149,44	3,31	2,47	0,40	24,17
3	0,22	0,13	0,21	0,41	139,33	3,36	2,35	0,43	23,52
5	0,20	0,15	0,24	0,45	141,58	3,36	2,41	0,42	22,63
8	0,22	0,16	0,25	0,44	147,66	3,39	2,58	0,39	23,75
12	0,20	0,14	0,26	0,47	146,99	3,40	2,44	0,41	25,89
15	0,17	0,13	0,29	0,51	97,61	3,15	1,68	0,60	30,15

Tableau 16 : Données relatives aux analyses géochimiques de la carotte de centre du lac Iffer en pourcentage.

Prof (cm)	eau liée	MO	Carb		Prof (cm)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O
1	2,88	16,04	13,54		1	45,84	16,98	7,27	23,90	5,90	2,11
3	3,02	17,02	11,61		3	52,03	18,59	7,81	16,28	8,95	2,59
5	2,67	15,56	13,29		5	48,27	17,24	7,42	19,39	8,31	2,15
7	3,22	19,60	13,31		7	48,81	17,81	7,71	20,09	9,05	2,23
9	3,57	17,68	11,84		9	51,60	17,95	7,40	14,42	8,94	2,39
11	3,10	16,46	17,37		11	46,14	15,29	6,16	20,50	12,61	2,05

Prof (cm)	Na_2O	MnO	P_2O_5	TiO_2	Sr ppm	SiO_2/Al_2O_3	CaO/MgO	MgO/CaO	Fe_2O_3/MnO
1	0,35	0,15	0,47	1,04	193,72	2,70	4,05	0,25	47,03
3	0,41	0,13	0,46	1,15	74,12	2,80	1,82	0,55	58,33
5	0,35	0,12	0,48	1,06	311,68	2,80	2,33	0,43	61,38
7	0,35	0,14	0,47	1,07	326,63	2,74	2,22	0,45	54,27
9	0,41	0,13	0,46	1,15	324,36	2,87	1,61	0,62	55,19
11	0,42	0,15	0,37	0,93	234,65	3,02	1,63	0,62	40,99

Tableau 17 : Données relatives aux analyses géochimiques des échantillons du sol du lac Afourgagh en pourcentage.

échantillons	eau liée	MO	Carb		échantillons	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O
E1 (0-5)	0,76	4,59	39,48		E1 (0-5)	10,86	3,96	1,46	58,85	24,45	0,40
E1 (5-10)	1,36	3,44	39,55		E1 (5-10)	12,84	4,50	1,71	51,43	29,74	0,49
E3 (0-5)	2,40	9,48	26,43		E3 (0-5)	32,40	8,52	2,86	49,01	6,45	0,89
E3 (5-10)	1,61	5,86	30,74		E3 (5-10)	23,76	8,59	2,30	55,35	9,54	0,92
E4 (0-5)	1,61	13,16	32,99		E4 (0-5)	10,15	3,49	1,32	64,84	19,60	0,25
E4 (5-10)	1,62	10,76	32,97		E4 (5-10)	16,29	5,49	2,20	60,06	15,78	0,55
S2 (0-5)	1,19	3,29	31,91		S2 (0-5)	24,15	8,49	4,91	47,39	15,89	0,74
S3 (0-5)	1,08	5,47	34,02		S3 (0-5)	24,77	7,45	3,21	38,65	26,36	0,80

échantillons	Na_2O	MnO	P_2O_5	TiO_2	Sr ppm	SiO_2/Al_2O_3	CaO/MgO	MgO/CaO	Fe_2O_3/MnO
E1 (0-5)	0,11	0,32	0,13	0,19	55,64	2,74	2,41	0,42	4,61
E1 (5-10)	0,09	0,47	0,12	0,23	56,85	2,85	1,73	0,58	3,60
E3 (0-5)	0,24	0,07	0,18	0,47	62,73	3,80	7,60	0,13	43,71
E3 (5-10)	0,24	0,12	0,16	0,47	63,15	2,77	5,80	0,17	19,11
E4 (0-5)	0,67	0,25	0,20	0,17	52,98	2,91	3,31	0,30	5,28
E4 (5-10)	0,44	0,34	0,22	0,31	56,06	2,97	3,81	0,26	6,39
S2 (0-5)	0,00	0,66	0,15	0,70	66,14	2,84	2,98	0,34	7,40
S3 (0-5)	0,10	0,94	0,18	0,43	61,48	3,32	1,47	0,68	3,41

Tableau 18 : Données relatives aux analyses géochimiques de la carotte de bordure du lac Afourgagh en pourcentage.

Prof (cm)	eau liée	MO	Carb		Prof (cm)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O
1	2,57	15,35	25,02		1	25,76	9,68	3,90	46,51	10,04	1,31
3	2,52	13,87	26,59		3	23,82	9,50	3,76	49,37	9,54	1,37
5	2,08	11,40	29,33		5	23,65	8,25	3,46	44,39	15,32	1,34
7	2,20	11,57	28,54		7	24,74	8,64	3,62	43,09	15,85	1,19
9	2,18	11,71	28,20		9	25,24	8,84	3,74	42,09	16,10	1,25
11	2,63	11,79	21,85		11	36,16	13,50	5,48	27,57	13,77	1,99
13	2,28	9,79	24,06		13	35,86	12,55	4,95	26,77	16,66	1,92
15	2,16	11,55	24,51		15	27,10	10,06	3,81	30,62	19,74	1,54
17	2,58	14,97	31,61		17	19,90	7,16	3,05	41,93	25,59	1,03
19	0,34	2,25	41,64		19	9,60	3,19	1,20	50,42	31,62	0,48
21	0,25	2,50	41,76		21	7,68	2,52	0,97	50,86	32,60	0,36
23	2,81	15,00	24,71		23	28,94	11,57	4,45	37,10	15,12	1,69
25	4,37	23,01	15,37		25	38,62	16,04	6,38	25,41	10,99	2,22
27	1,96	10,95	23,16		27	36,39	12,45	4,76	27,61	16,44	1,68
29	0,83	6,15	33,42		29	24,28	7,37	2,84	39,19	25,17	0,94
31	1,35	8,49	29,93		31	20,61	6,79	2,61	41,04	24,62	0,91
32	1,22	9,41	34,17		32	19,90	6,62	2,59	44,34	25,88	0,81

Prof (cm)	Na_2O	MnO	P_2O_5	TiO_2	Sr ppm	SiO_2/Al_2O_3	CaO/MgO	MgO/CaO	Fe_2O_3/MnO
1	1,03	0,10	0,35	0,58	199,26	2,66	4,63	0,22	37,91
3	0,76	0,10	0,30	0,54	208,06	2,51	5,17	0,19	38,54
5	0,63	0,10	0,23	0,45	181,88	2,87	2,90	0,35	35,67
7	0,64	0,10	0,24	0,52	182,13	2,86	2,72	0,37	36,46
9	0,62	0,10	0,24	0,54	173,20	2,86	2,61	0,38	37,87
11	0,59	0,12	0,32	0,85	168,71	2,68	2,00	0,50	45,49
13	0,54	0,12	0,30	0,81	163,43	2,86	1,61	0,62	42,03
15	0,44	0,09	0,25	0,60	147,26	2,69	1,55	0,64	42,94
17	0,40	0,07	0,21	0,40	165,99	2,78	1,64	0,61	44,75
19	0,17	0,05	0,09	0,15	167,85	3,01	1,59	0,63	25,41
21	0,15	0,04	0,07	0,12	221,95	3,04	1,56	0,64	24,31
23	0,38	0,10	0,33	0,65	51,80	2,50	2,45	0,41	42,58
25	0,45	0,11	0,47	0,90	44,10	2,41	2,31	0,43	59,34
27	0,42	0,10	0,37	0,78	113,32	2,92	1,68	0,60	46,14
29	0,30	0,08	0,24	0,46	99,85	3,29	1,56	0,64	35,82
31	0,27	0,07	0,22	0,40	145,23	3,03	1,67	0,60	37,69
32	0,26	0,07	0,23	0,37	100,20	3,00	1,71	0,58	39,52

Tableau 19: Données relatives aux analyses géochimiques de la carotte du centre du lac Afourgagh en pourcentage.

Prof (cm)	eau liée	MO	Carb		Prof (cm)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O
1	2,91	15,44	24,63		1	23,07	8,60	3,56	48,76	6,94	0,53
3	3,37	16,24	19,10		3	32,52	11,76	5,16	38,53	8,42	2,37
5	2,75	13,79	24,59		5	24,90	9,61	3,92	46,79	7,50	1,28
7	3,47	16,02	22,67		7	25,96	10,03	4,15	45,69	7,35	1,42
9	2,72	13,17	24,51		9	25,97	10,05	4,10	44,52	8,33	1,51
11	2,91	13,31	23,20		11	28,34	11,02	4,51	41,17	8,52	1,58
13	3,04	12,78	16,98		13	28,09	10,99	4,48	35,93	8,20	1,57
15	3,13	15,19	19,35		15	33,30	13,16	5,34	34,00	8,33	1,90
17	3,18	14,74	16,54		17	37,63	15,20	5,98	28,07	7,73	2,02
19	2,82	14,89	21,80		19	29,28	11,34	4,65	41,12	8,34	1,64
21	3,96	15,73	21,23		21	28,44	10,93	4,47	43,03	7,66	1,36
23	2,48	13,89	23,26		23	28,08	10,84	4,37	42,73	8,58	1,50
25	2,23	13,06	26,06		25	24,07	9,26	3,76	49,72	7,78	1,19
27	2,68	15,17	19,38		27	33,43	13,16	5,34	34,35	8,46	1,76
29	2,55	15,02	20,17		29	32,65	12,84	5,19	35,33	9,07	1,69
31	2,63	13,94	14,96		31	42,02	16,89	6,59	18,28	11,72	2,46
33	2,67	11,93	18,27		33	38,99	15,16	5,95	21,69	14,62	1,95

Prof (cm)	Na_2O	MnO	P_2O_5	TiO_2	Sr ppm	SiO_2/Al_2O_3	CaO/MgO	MgO/CaO	Fe_2O_3/MnO
1	1,03	0,09	0,45	0,57	519,90	2,68	7,02	0,14	40,29
3	0,68	0,12	0,40	0,58	268,82	2,77	4,58	0,22	41,89
5	0,73	0,10	0,30	0,52	367,28	2,59	6,24	0,16	40,35
7	0,90	0,10	0,33	0,57	369,13	2,59	6,22	0,16	40,14
9	0,73	0,10	0,28	0,57	349,37	2,58	5,34	0,19	40,14
11	0,76	0,11	0,29	0,64	338,53	2,57	4,83	0,21	40,77
13	0,64	0,11	0,27	0,63	281,85	2,56	4,38	0,23	41,58
15	0,65	0,11	0,32	0,76	268,48	2,53	4,08	0,25	49,59
17	0,59	0,10	0,33	0,86	237,36	2,48	3,63	0,28	59,14
19	0,73	0,11	0,33	0,66	325,89	2,58	4,93	0,20	42,16
21	0,92	0,11	0,35	0,61	345,66	2,60	5,62	0,18	42,58
23	0,71	0,11	0,29	0,61	330,64	2,59	4,98	0,20	39,63
25	0,73	0,09	0,27	0,54	383,54	2,60	6,39	0,16	39,96
27	0,68	0,11	0,29	0,77	271,56	2,54	4,06	0,25	48,95
29	0,62	0,11	0,30	0,71	267,52	2,54	3,90	0,26	45,52
31	0,50	0,12	0,34	0,95	144,42	2,49	1,56	0,64	55,10
33	0,45	0,13	0,30	0,85	144,80	2,57	1,48	0,67	46,24

Tableau 21: Données relatives aux analyses de la susceptibilité magnétique et de la minéralogie des échantillons du sol du lac Ifrah.

Echantillons (cm)	X ($10^{-9}m^3/kg$)	Quartz %	Dolomite %	Aragonite %	Calcite %	Calcite magnésienne %
A1 (0-5)	21,06	2	94	0	4	0
A3 (0-5)	4,96	11	42	33	8	6
A3 (5-10)	5,11	11	42	33	8	6
A7 (0-5)	32,45	36	14	37	13	0
A7 (5-10)	25,04	36	14	37	13	0

Tableau 21: Données relatives aux analyses de la susceptibilité magnétique et de la minéralogie de la carotte de bordure et du centre du lac Ifrah.

Prfod (cm)	Carotte de bordure						
	X ($10^{-9}m^3/kg$)	Quartz %	Dolomite %	Aragonite %	Calcite %	Calcite magnésienne %	Titanomagnétite %
2	146,86	68	11	12	6	0	3
6	107,83	33	16	28	12	7	4
10	59,46	33	16	28	12	7	4
14	56,57	35	15	26	9	11	4
18	65,65	35	15	26	9	11	4
22	74,54	29	14	30	7	15	5
26	83,28	39	10	25	12	10	4
30	95,96	39	10	25	12	10	4
34	103,34	27	28	20	10	11	4
38	115,18	27	28	20	10	11	4
42	137,54	50	19	15	8	5	3
46	96,82	31	14	17	11	18	9
50	56,83	31	14	17	11	18	9
54	25,32	15	17	30	9	25	4
Prfod (cm)	Carotte du centre						
	X ($10^{-9}m^3/kg$)	Quartz %	Dolomite %	Aragonite %	Calcite %	Calcite magnésienne %	Titanomagnétite %
1	118,36	43	16	29	8	0	4
3	108,26	46	21	21	9	0	3
5	108,43	46	21	21	9	0	3
7	108,85	38	23	26	8	1	4
9	76,76	38	23	26	8	1	4
11	56,85	31	8	34	11	16	0
13	54,47	31	8	34	11	16	0
15	66,38	28	17	31	5	14	5
17	73,48	28	17	31	5	14	5
19	75,77	28	14	28	6	18	6
21	80,10	28	14	28	6	18	6
23	84,65	26	14	26	15	13	6
25	87,29	26	14	26	15	13	6
27	91,06	36	12	24	9	14	5
29	96,34	36	12	24	9	14	5
31	102,45	40	6	25	10	14	5
33	106,71	40	6	25	10	14	5
35	117,24	54	6	19	7	9	5
37	122,79	54	6	19	7	9	5
39	133,30	54	8	15	8	10	5
41	139,94	54	8	15	8	10	5
43	120,30	40	20	17	13	10	0
45	99,76	40	20	17	13	10	0
47	98,27	28	45	10	4	9	4
50	104,56	28	45	10	4	9	4
53	64,84	27	32	11	5	19	6

Tableau 22: Données relatives aux analyses de la susceptibilité magnétique et de la minéralogie des échantillons du sol et de la carotte de bordure et du centre du lac Iffer.

Echantillons (cm)	Sol				
	X ($10^{-9}m^3$/kg)	Quartz %	Dolomite %	Aragonite %	Calcite %
C1 (0-5)	115,25	2,00	96,00	0,00	2,00
C1 (5-10)	88,01	2,00	96,00	0,00	2,00
C3 (0-5)	35,26	4,00	88,00	6,00	2,00
C3 (5-10)	19,88	4,00	88,00	6,00	2,00
C7 (0-5)	15,64	11,00	89,00	0,00	0,00
C7 (5-10)	22,14	11,00	89,00	0,00	0,00
Profondeur (cm)	Carotte bordure				
	X ($10^{-9}m^3$/kg)	Quartz %	Dolomite %	Aragonite %	Calcite %
1	42,76	10	77	12	2
3	38,60	11	78	9	2
5	44,65	15	72	11	2
8	50,69	13	69	14	3
12	44,82	16	68	13	3
15	70,56	8	83	6	3
Profondeur (cm)	Carotte du centre				
	X ($10^{-9}m^3$/kg)	Quartz %	Dolomite %	Aragonite %	Calcite %
1	169,13	32	29	14	25
3	241,87	35	57	0	8
5	214,42	25	60	0	15
7	187,66	23	66	0	11
9	232,46	36	59	0	5
11	169,17	24	73	0	3

Tableau 23: Données relatives aux analyses de la susceptibilité magnétique et de la minéralogie des échantillons du sol et de la carotte de bordure du lac Afourgagh.

Echantillons (cm)	Sol				
	X ($10^{-9}m^3$/kg)	Quartz %	Dolomite %	Aragonite %	Calcite %
E1 (0-5)	25,52	4	92	4	1
E1 (5-10)	32,74	4	92	4	1
E3 (0-5)	1,08	28	40	26	6
E3 (5-10)	0,00	28	40	26	6
E4 (0-5)	0,00	4	60	28	8
E4 (5-10)	0,00	4	60	28	8
S2 (0-5)	201,51	5	83	0	12
S3 (0-5)	101,26	7	92	0	1
Profondeur (cm)	Carotte bordure				
	X ($10^{-9}m^3$/kg)	Quartz %	Dolomite %	Aragonite %	Calcite %
1	74,58	8	55	31	6
3	66,14	11	46	33	9
5	69,05	8	78	12	2
7	68,93	7	79	12	3
9	87,98	7	79	12	3
11	164,80	16	72	0	12
13	145,36	13	84	0	3
15	89,06	13	84	0	3
17	45,05	3	96	0	1
19	19,21	3	96	0	1
21	12,42	2	98	0	0
23	55,58	5	79	13	3
25	77,02	28	64	0	8
27	104,92	9	90	0	2
29	51,47	9	90	0	2
31	39,93	3	93	0	3
32	37,24	3	93	0	3

Tableau 24: Données relatives aux analyses de la susceptibilité magnétique et de la minéralogie de la carotte du centre du lac Afourgagh.

Profondeur (cm)	Carotte du centre				
	X ($10^{-9}m^3$/kg)	Quartz %	Dolomite %	Aragonite %	Calcite %
1	66,21	13	15	62	9
3	130,46	16	37	38	9
5	81,24	8	37	47	8
7	85,71	12	31	52	5
9	79,72	15	31	40	14
11	92,54	15	31	40	14
13	107,43	14	43	37	6
15	137,44	8	60	22	10
17	186,46	16	23	50	11
19	106,51	16	23	50	11
21	103,85	9	29	51	10
23	97,09	14	22	56	8
25	76,99	14	22	56	8
27	135,80	14	22	56	8
29	125,64	15	81	0	4
31	192,47	15	81	0	4
33	164,48	19	77	0	5

Tableau 25: Données relatives aux analyses des minéraux argileux du lac Ifrah.

Echantillon du sol	Kaolinite %	chlorite %	illite %	illite-smectite %	smectite %
(0-5) cm	29,53	18,73	25,93	21,01	4,80
Profondeur (cm)	Carotte de bordure				
0-4	23,6	15,0	15,4	42,2	3,8
20-24	27,9	16,2	18,8	32,7	4,5
40-44	22,4	24,7	16,3	33,4	3,3
52-56	30,3	16,6	15,6	34,6	2,9
Profondeur (cm)	Carotte du centre				
0-4	39,2	7,3	17,1	25,2	11,2
12-14	36,3	15,6	23,4	21,6	3,0
24-26	39,9	13,3	20,2	23,1	3,5
32-34	37,6	11,2	19,4	29,8	1,9
48-50	40,9	10,1	18,1	26,8	4,0

Tableau 26: Données relatives aux analyses des minéraux argileux du lac Iffer.

Echantillon du sol	Kaolinite %	chlorite %	illite %	illite-smectite %	smectite %
(0-5) cm	30,97	24,35	16,02	24,65	4,01
Profondeur (cm)	Carotte du centre				
0-2	40,1	20,4	13,6	23,5	2,3
2-4	33,6	17,6	12,8	30,4	5,6
6-8	37,7	18,2	14,7	26,6	2,7
10-12	27,6	21,9	13,6	31,5	5,4

Tableau 27: Données relatives aux analyses des minéraux argileux du lac Afourgagh.

Echantillon du sol	Kaolinite %	chlorite %	illite %	illite-smectite %	smectite %
(0-5) cm	26,8	22,2	7,8	28,1	15,1
Profondeur (cm)	Carotte de bordure				
0-1	29,6	16,0	13,2	32,0	9,2
10-11	37,6	21,8	13,0	24,1	3,5
20-21	27,6	22,9	19,0	28,4	2,1
24-25	32,7	16,3	15,6	31,2	4,3
31-32	38,5	22,8	10,1	18,9	9,7
Profondeur (cm)	Carotte du centre				
0-1	34,8	23,4	22,2	13,9	5,7
8-9	38,7	21,1	21,6	17,1	1,5
19-20	38,7	18,1	20,2	19,4	3,6
26-27	35,2	24,8	19,6	11,9	8,5
31-34	34,8	26,4	25,1	9,4	4,3