

UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCCEN  
FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE ET DES SCIENCES  
DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS  
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

# THESE

Présentée  
Pour obtenir le grade de

**Docteur en Sciences**

Par  
Fatiha HADJI

Spécialité  
Géologie

---

**LES MARNES MIOCENES DE L'ORANIE: CARACTERISATION  
MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE**

---

Soutenue publiquement le.....octobre 2019 devant les membres du jury :

Benamar DAHMANI, Professeur, UABB-Tlemcen	Président
Abbas MAROK, Professeur, UABB-Tlemcen	Directeur de
thèse	
Mabrouk BOUGHDIRI, Professeur, Université de Carthage, Tunisie	Examineur
Abdelilah DEKAYIR, Professeur, Université de Meknès, Maroc	Examineur
Benali KHARROUBI, Professeur, UMB-Oran	Examineur

# TABLE DES MATIERES

---

	Pages
<b>AVERTISSEMENT</b> .....	6
<b>RESUME</b> .....	8
<b>ABSTRACT</b> .....	9

## INTRODUCTION

---

<b>I. PROBLEMATIQUE</b> .....	10
<b>II. OBJECTIFS</b> .....	10
<b>III. RAPPEL SUR LES MINERAUX ARGILEUX</b> .....	11
<b>A. Structure des minéraux argileux</b> .....	11
1. Minéraux argileux de type 1/1 .....	12
2. Minéraux de type 2/1 .....	13
2.1 Groupe illite-mica .....	13
2.2 Croupe de la vermiculite .....	14
2.3. Groupe des smectites .....	15
2.4. Groupe des chlorites .....	16
<b>B. Occurrences et genèse des argiles</b> .....	16
1. Occurrences des argiles .....	16
2. Genèse des argiles .....	17
<b>C. Transformations des minéraux préexistants</b> .....	17
1. Transformation de la kaolinite .....	17
2. Transformation de l'illite .....	17
3. Transformation des chlorites .....	18
4. Transformation des smectites .....	18
5. Altération des feldspaths .....	18
<b>D. Argiles et climat</b> .....	18

## Chapitre 1 : **CONTEXTE GENERAL**

---

<b>I. PRESENTATION DES BASSINS ETUDIES</b> .....	19
<b>A. Sur le plan géographique</b> .....	19
1. Bassin du bas Chélif .....	20
2. Bassin de la Tafna .....	20
<b>B. Sur le plan géologique</b> .....	20
1. Bassin du bas Chélif .....	20
2. Bassin de la Tafna .....	23
<b>II. BIOCHRONOLOGIE DU MIOCENE : LIMITES ET SUBDIVISIONS</b> .	24
<b>A. Limites</b> .....	25
1. Limite inférieure .....	25
2. Limite supérieure .....	25
<b>B. Subdivisions</b> .....	25
<b>III. DONNEES STRATIGRAPHIQUES</b> .....	26
<b>A. Introduction</b> .....	26
<b>B. Lithostratigraphie et éléments de datation</b> .....	26
1. Bassin du bas Chélif .....	26
1.1. Section de Tiraouet .....	27
1.1.1. Description de la section .....	27
1.1.2. Eléments de datation .....	27
1.2. Section d'Amarna .....	29
1.2.1. Description de la section .....	29
1.2.2. Eléments de datation .....	29
1.3. Section de Ouillis .....	31
1.3.1. Description de la section .....	31
1.3.2. Eléments de datation .....	33
1.4. Section de Djeniène Meskine .....	34
1.4.1. Description de la section .....	34
1.4.2. Eléments de datation .....	36
1.5. Section de Tamzoura .....	36
1.5.1. Description de la section .....	36
1.5.2. Eléments de datation .....	36
2. Bassin de la Tafna .....	38
2.1. Section de Pierre du Chat .....	38
2.1.1. Description de la section .....	38
2.1.2. Eléments de datation .....	40
2.2. Section de Hammam Bouhrara .....	40
2.2.1. Description de la section .....	40
2.2.2. Eléments de datation .....	42
<b>C. Conclusion</b> .....	42

## Chapitre 2: **MATERIEL ET METHODES**

---

<b>I. ANALYSE MINERALOGIQUE (DRX)</b> .....	43
<b>A. Principe</b> .....	43
<b>B. Dispositif expérimental et conditions d'analyse</b> .....	44
<b>C. Diagrammes en poudre</b> .....	45
<b>D. Caractérisation des échantillons étudiés</b> .....	45
<b>II. ANALYSE GEOCHIMIQUE (FRX)</b> .....	46
<b>A. Principe</b> .....	46
<b>B. Préparation des échantillons</b> .....	46
1. Broyage .....	46
2. Pastillage .....	46
3. Standards .....	47
<b>C. Mode opératoire</b> .....	47
<b>D. Appareillage utilisé, conditions et erreurs d'analyses</b> .....	47
<b>III. INDICES D'ALTERATION</b> .....	47
<b>A. Altération et indices d'altération</b> .....	48
1. Indice résiduel de Vogt (ICV) .....	49
2. Indice d'altération de Parker (WIP) .....	49
3. Indice d'altération chimique de Nesbitt et Young (CIA) .....	50
4. Indice d'altération chimique de Harnois (CIW) .....	51
5. Indice d'altération des plagioclases (PIA) .....	52
<b>B. Rapports géochimiques</b> .....	53
1. Rapport de Ruxton (R) .....	53
2. Rapport $Al_2O_3/TiO_2$ .....	53
3. Rapport $Fe_2O_3/K_2O$ .....	53
4. Rapport $K_2O/Na_2O$ .....	54
5. Rapport $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ .....	54
6. Rapport $K_2O/Al_2O_3$ .....	54
<b>C. Rapports des minéraux argileux</b> .....	54
<b>D. Classification des sédiments</b> .....	55
<b>E. Diagramme de provenance</b> .....	55
<b>F. Echantillonnage</b> .....	56

## Chapitre 3: **MINERALOGIE ET GEOCHIMIE**

---

<b>I. INTRODUCTION</b> .....	57
<b>II. COMPOSITION MINERALOGIQUE</b> .....	57
<b>A. Bassin du bas Chélif</b> .....	57
1. Section de Tiraouet .....	57
2. Section d'Amarna .....	59

3. Section de Ouillis .....	62
4. Secton de Djeniène Meskine .....	65
5. Section de Tamzoura .....	67
<b>B. Bassin de la Tafna</b> .....	69
1. Section de Pierre du Chat .....	69
2. Section de Hammam Bouhrara .....	71
<b>III. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE</b> .....	74
<b>A. Bassin du bas Chélif</b> .....	74
1. Section de Tiraouet .....	74
2. Section d'Amarna .....	79
2.1. Au Miocène supérieur .....	79
2.2. Au Pliocène inférieur .....	80
3. Section de Ouillis .....	87
4. Secton de Djeniène Meskine .....	92
5. Section de Tamzoura .....	97
<b>B. Bassin de la Tafna</b> .....	103
1. Section de Pierre du Chat .....	103
2. Section de Hammam Bouhrara .....	108
<b>IV. CLASSIFICATION DES SEDIMENTS</b> .....	113
<b>A. Bassin du bas Chélif</b> .....	113
1. Section de Tiraouet .....	113
2. Section d'Amarna .....	114
3. Section de Ouillis .....	114
4. Secton de Djeniène Meskine .....	115
5. Section de Tamzoura .....	115
<b>B. Bassin de la Tafna</b> .....	116
1. Section de Pierre du Chat .....	116
2. Section de Hammam Bouhrara .....	117
<b>V. CONCLUSION</b> .....	117

## Chapitre 4: ALTERATION, PROVENANCE ET PALEOCLIMATS —

<b>I. INTRODUCTION</b> .....	119
<b>II. ALTERATION</b> .....	119
<b>A. Bassin du bas Chélif</b> .....	120
1. Section de Tiraouet .....	120
2. Section d'Amarna .....	122
3. Section de Ouillis .....	126
4. Section de Djeniène Meskine .....	128
5. Section de Tamzoura .....	130
<b>B. Bassin de la Tafna</b> .....	132
1. Section de Pierre du Chat .....	132
2. Section de Hammam Bouhrara .....	134

<b>III. PROVENANCE</b> .....	135
<b>A. Bassin du bas Chélif</b> .....	135
1. Section de Tiraouet .....	135
2. Section d'Amarna .....	137
3. Section de Ouillis .....	138
4. Section de Djeniène Meskine .....	139
5. Section de Tamzoura .....	140
<b>B. Bassin de la Tafna</b> .....	141
1. Section de Pierre du Chat .....	141
2. Section de Hammam Bouhrara .....	142
<b>IV. PALEOCLIMATS ET CONDITIONS PALEOREDOX</b> .....	143
<b>A. Paléoclimats (C-value)</b> .....	143
1. Bassin du bas Chélif .....	144
2. Bassin de la Tafna .....	145
<b>B. Conditions paléoredox</b> .....	145
1. Bassin du bas Chélif .....	145
2. Bassin de la Tafna .....	146
<b>V. CONCLUSION</b> .....	147

## **CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES** \_\_\_\_\_

<b>I. CONCLUSIONS</b> .....	149
<b>A. Sur le plan minéralogique</b> .....	149
<b>B. Sur le plan géochimique</b> .....	150
<b>C. Sur le plan classification des sédiments</b> .....	150
<b>D. Sur le plan altération</b> .....	151
<b>E. Sur le plan provenance</b> .....	151
<b>F. Sur le plan paléoclimatique et conditions paléoredox</b> .....	152
<b>II. PERSPECTIVES</b> .....	153

<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b> .....	155
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	174
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	178
<b>ANNEXES</b> .....	179

---

## **AVERTISSEMENT**

---

## AVERTISSEMENT

Au terme de la réalisation de cette thèse, il m'est particulièrement important d'exprimer ma gratitude à tous ceux qui ont contribué consciemment et inconsciemment à son élaboration.

Tout d'abord, je tiens à remercier Monsieur **Abbas MAROK**, Professeur à l'Université Abou-Bekr Belkaid de Tlemcen, pour avoir accepté de diriger mes travaux. J'apprécie toutes ses contributions en temps et en idées pour la préparation de cette thèse de doctorat qui fut une expérience productive et stimulante. La joie et l'enthousiasme qu'il a pour ses recherches ont été pour moi une source additionnelle de motivation et de contagion. Je suis également reconnaissante pour l'excellent exemple de géologue spécialiste qu'il a fourni et qu'il continue de fournir aux géologues issus de l'université de Tlemcen en tant qu'enseignant et chercheur. Au cours de la réalisation de ce travail, j'ai eu la chance de profiter de ses connaissances à travers ses discussions à caractère scientifique qui ont souvent suscitées ma curiosité. Aujourd'hui, je ne saurais comment lui exprimer mes sincères remerciements pour sa collégialité, pour son aide et surtout pour son humour.

Je tiens à remercier Monsieur **Benamar DAHMANI**, Professeur au département de chimie à l'Université Abou Bekr Belkaid de Tlemcen et spécialiste des argiles d'avoir accepté de présider le jury de cette thèse.

Qu'il me soit permis d'exprimer ma profonde reconnaissance à Monsieur **Mabrouk BOUGHDIRI**, Professeur à l'Université de Carthage (Tunisie), qui malgré ses lourdes tâches a accepté de juger ce travail. Je le remercie également pour son accueil lors de mes stages à la Faculté des Sciences de Bizerte et pour ses grandes qualités humaines.

Mes remerciements s'adressent aussi à Messieurs **Abdelilah DEKAYIR**, Professeur à l'Université de Meknes (Maroc), et **Benali KHARROUBI**, Professeur à l'Université Mohamed Boudiaf d'Oran pour avoir accepté de juger ce travail.

Une mention spéciale est accordée à **Louisa SAMAR** pour son aide très efficace, je ne saurais jamais la remercier assez.

Merci également à **Amel BECHLAGHEM** qui était toujours là pour son aide dans la vérification des données lors de leur traitement et dans la réalisation des figures relatives aux distributions verticales parues dans ce manuscrit.

Je suis reconnaissante aussi à l'assistance de Messieurs **Chourkri SOULIMANE** et **Bachir HADJI** qui étaient toujours prêts à intervenir en cas de désagréments en matière d'informatique.

J'adresse aussi un grand merci à **Monsieur Ali MOKHTAR-SAMET**, pour ses accompagnements sur terrain et pour la détermination des foraminifères au niveau du passage Miocène –Pliocène de la section d'Amarna.

Je ne pourrais oublier de remercier mes collègues Kamel Mustapha TALEB, Nasreddine BEDDI, Kamar Eddine BENSEFIA, Naima BADID, Fatima YOUSFI, Imen MAROK-GUASMI, Lamia YEBDRI, Souhila GAOUAR, Mustapha BENADLA, Hassina LOUHA et Ismahane CHAOUICHE (USTHB d'Alger), Houaida SALOUHI (Université de Bizerte), Lahcène BENAABIDATE (Université de Fes), Mohammed MAHMOUDI (Université de Meknes), Abdia TOUAHRIA et Abbès SEBANE (Université d'Oran 2) pour leur soutien, leurs encouragements et leurs propositions d'aide.

Je voudrais surtout adresser mes remerciements à mes chers parents pour leurs soins et leur soutien indéfectibles. Leur présence a été pour moi le pilier fondateur de ce que je fais.

Pour clore, je souhaiterais aussi remercier mes frères et sœurs, leur famille et ma belle famille, pour leur soutien.

---

## **RESUME**

---

## RESUME

Dans le présent travail, des études minéralogiques et géochimiques des éléments majeurs et en traces ont été réalisées sur les sédiments miocènes et pliocènes des bassins du bas Chéelif et de la Tafna (NW algérien). Ainsi, quatre-vingt-quatorze (94) échantillons ont été prélevés dans sept (07) sections de références (Tiraouet, Amarna, Ouillis, Djeniene Meskine, Tamzoura, Pierre du Chat et Hammam Boughrara).

Les analyses minéralogiques portées sur les minéraux argileux et non argileux indiquent que ces sédiments sont dominés par des compositions et concentrations minéralogiques variables. Selon la classification de Herron, les sédiments sont classés en tant que shales et wackes. Les minéraux argileux sont représentés par l'illite, la chlorite, la kaolinite, la smectite et l'interstratifié I-S. Les minéraux non-argileux sont constitués de quartz, calcite, dolomite, plagioclase et orthoclase dans toutes les sections. Certains autres minéraux non argileux sont observés dans le bassin du bas Chéelif (gypse, halite, bassanite, baryte, jarosite, aragonite, anatase, célestine et pyrite) et dans le bassin de la Tafna (gypse, halite et pyrite).

Par ailleurs, les marqueurs géochimiques montrent que les deux bassins considérés ont connu une altération chimique, en général, faible à modérée et les valeurs de l'ICV suggèrent que ces sédiments sont immatures et enrichis en minéraux. Comparés à la composition de la croûte continentale supérieure (CCS), les sédiments indiquent un appauvrissement important en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , zirconium, strontium et baryum pendant le processus d'altération et un enrichissement en CaO et en cuivre dans toutes les sections. Les ratios des minéraux argileux calculés et les diagrammes (illite + chlorite)-kaolinite-smectite montrent que la formation des sédiments était principalement contrôlée par l'érosion physique due aux activités tectoniques ainsi que par les forçages climatiques et lithologiques.

Enfin, les valeurs de la « C-value » suggèrent que, dans le bassin du bas Chéelif, le Miocène et le Zancéen sont marqués par une importante variabilité paléoclimatique et, celui de la Tafna, par un climat généralement aride à semi-aride pendant la sédimentation.

**Mots-clés :** Minéralogie, Géochimie, Miocène, Pliocène, Bassin du bas Chéelif, Bassin de la Tafna, Altération, Provenance, Paléoclimat

---

**ABSTRACT**

---

## ABSTRACT

In this work, mineralogical and geochemical investigations of major and trace elements were conducted on the Miocène and Pliocène sediments of Tafna and Lower Chéelif basins (Northwestern Algeria). Ninety-four (94) samples were collected from seven (07) reference sections (Tiraouet, Amarna, Ouillis, Djeniene Meskine, Tamzoura, Pierre du Chat and Hammam Boughrara).

Mineralogical analyzes of clay and non-clay minerals indicated that these sediments are dominated by variable mineral compositions and concentrations. According to Herron's classification, sediments are classified as shales and wackes. The clay minerals are represented by illite, chlorite, kaolinite, smectite and I-S inter-laminate. Non-clay minerals consist of quartz, calcite, dolomite, plagioclase and orthoclase in all sections. Some other non-clay minerals were found in the Lower Chéelif Basin (gypsum, halite, bassanite, barite, jarosite, aragonite, anatase, celestine and pyrite) and in the Tafna Basin (gypsum, halite and pyrite).

In addition, the geochemical proxy records showed that the two considered basins have generally experienced weak to moderate chemical weathering, and the ICV values suggest that these sediments are immature and enriched in rock-forming minerals. Compared to the composition of the upper continental crust (UCC), sediments indicated significant depletion of  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , zirconium, strontium and barium during the weathering process and CaO and copper enrichment in all sections. Calculated clay mineral ratios and (illite + chlorite) -kaolinite-smectite diagrams showed that sediment formation was mainly controlled by physical erosion due to tectonic activities as well as by climatic and lithologic forcings.

Finally, calculated C-values suggested that, in the Lower Chéelif basin, Miocene and Zanclean, were marked by important paleoclimatic variability and in that of Tafna by a generally arid to semi-arid climate during the sedimentation.

**Key-words:** Mineralogy, Geochemistry, Miocene, Pliocene, Lower Chéelif basin, Tafna basin, weathering, Provenance, Paleoclimate

---

## **INTRODUCTION**

---

# INTRODUCTION

## I. PROBLEMATIQUE

Il est connu que les roches (sédimentaires, magmatiques et métamorphiques) exposées à la surface de la terre sont soumises à une altération physique et/ou chimique et sont décomposées en sédiments. Ces derniers devraient pouvoir fournir des preuves de l'historique de l'érosion physique et/ou de l'altération chimique de leurs roches mères. Les roches sont assez complexes à la fois dans leur minéralogie et leur composition chimique, et chacun des minéraux constitutifs d'une roche dispose d'une composition chimique et d'une structure atomique bien définies qui déterminent ses propriétés physiques (e.g. dureté, résistance à la modification, densité, clivage, etc...) et sa forme cristalline. L'altération des roches qui sera discutée dans cette thèse est affectée et contrôlée, par les facteurs climatiques, biologiques, lithologiques, topographique ainsi que la durée de l'exposition. En outre, l'effet des divers agents et des processus d'altération réagissant avec les roches peut être démontré par des variations minéralogiques, chimiques et granulométriques du matériau altéré comparé à la roche non altérée (Carroll, 1970), la nature et l'intensité de l'altération variant d'un endroit à un autre et d'une région à une autre.

Par ailleurs, la provenance des minéraux détritiques des roches est difficile à démêler car la composition des détritiques dépend de la province distributive (Carroll, 1970). Son étude requiert plusieurs disciplines géologiques classiques (minéralogie, géochimie, géochronologie, sédimentologie et pétrologie). Ses attributions comprennent la localisation et la nature des zones sources, les voies de transfert des sédiments d'une source à une autre, ainsi que les facteurs qui influent sur la composition des roches sédimentaires tels que le climat et le contexte tectonique (Haughton et *al.*, 1991). Notons que les processus d'altération dans la zone source sont aussi une composante de la provenance (Suttner 1974; Pettijohn et *al.*, 1987), car l'altération modifie l'assemblage de minéraux primaires des roches sources, avant l'introduction des assemblages altérés dans le système de dispersion (Velbel et Saad, 1991).

Enfin, le climat peut lui aussi jouer un rôle important dans la détermination de la composition des roches sédimentaires et il permet d'apporter des conclusions paléoclimatiques sur la base de données de provenance (Velbel et Saad, 1991).

## II. OBJECTIFS

La caractérisation minéralogique et géochimique des marnes miocènes de deux bassins situés dans le Nord-Ouest algérien (Bassins du bas Chélif et de la Tafna), nous a permis pour la première fois d'estimer l'intensité de l'altération chimique subie par les sédiments et de caractériser leur provenance. Les reconstructions paléoclimatiques et les conditions oxydantes et/ou réductrices sont également abordées. Dans cette optique :

-l'intensité de l'altération sera évaluée en examinant la relation entre les éléments mobiles, qui sont lessivés de manière sélective, par rapport aux éléments immobiles. Suite au fractionnement dont l'ampleur dépend du substrat rocheux et des conditions climatiques, l'abondance des éléments labiles par rapport aux éléments résistants peut être utilisée comme mesure de l'étendue de l'altération chimique.

-outre l'estimation des degrés d'altération des roches mères, les réactions engendrées au cours de l'altération, généralement transférées aux enregistrements sédimentaires, (Nesbitt et Young, 1982; Wronkiewicz et Condie, 1987) constituent aussi un outil utile permettant la classification des sédiments et la détermination de leur provenance.

-l'étude de la reconstruction des conditions paléoclimatiques et paléoredox des zones sources sera également réalisée ici. Il est à noter que de nombreuses études ont établi la relation entre le climat et le degré d'altération des roches et ont démontré qu'à une forte pluviométrie correspondrait une perte significative et croissante de minéraux labiles et des indices d'altérations élevés dans les sédiments résultants (Basu, 1981; James et *al.*, 1981; Suttner et *al.*; 1981; Suttner et Dutta, 1986; Girty, 1991; White et Blum, 1995). Une altération chimique importante est généralement associée aux climats chauds et humides et à une hydrolyse, tandis qu'un climat aride, lui est généralement associé une altération chimique relativement faible.

### **III. RAPPEL SUR LES MINÉRAUX ARGILEUX**

Les minéraux argileux des sédiments proviennent de différentes sources, à savoir : l'érosion des sols et l'altération des roches (plus de 60 % de la surface terrestre) d'une part et la cristallisation par réaction entre les solutions salines et les silicates d'autre part (Meunier, 2005).

#### **A. Structure des minéraux argileux**

De nombreux articles et ouvrages traitant des aspects structurels et chimiques des minéraux argileux sont disponibles (Millot, 1970 ; Brown et *al.*, 1978; Brindley et Brown, 1980; Nemezc, 1981; Velde, 1985, 1995 ; Dixon et weed, 1997; Meunier, 2005). Dans ce travail, ne seront décrits que les minéraux argileux présents dans les sédiments étudiés.

Les unités structurelles des minéraux argileux sont de deux types d'alternances:

-alternance de feuillets tétraédriques (Figure 1) et octaédriques (Figure 2) (Type 1/1 ou TO);

-alternance de feuillets octaédriques pris en sandwich entre deux feuillets tétraédriques (type 2/1 ou TOT).

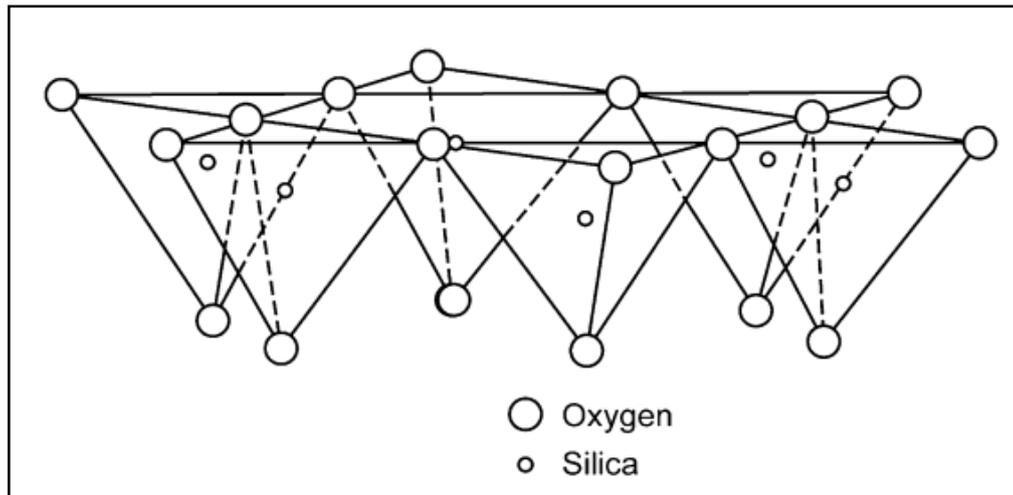


Figure 1- Esquisse schématique du feuillet tétraédrique (d'après Murray 2006).

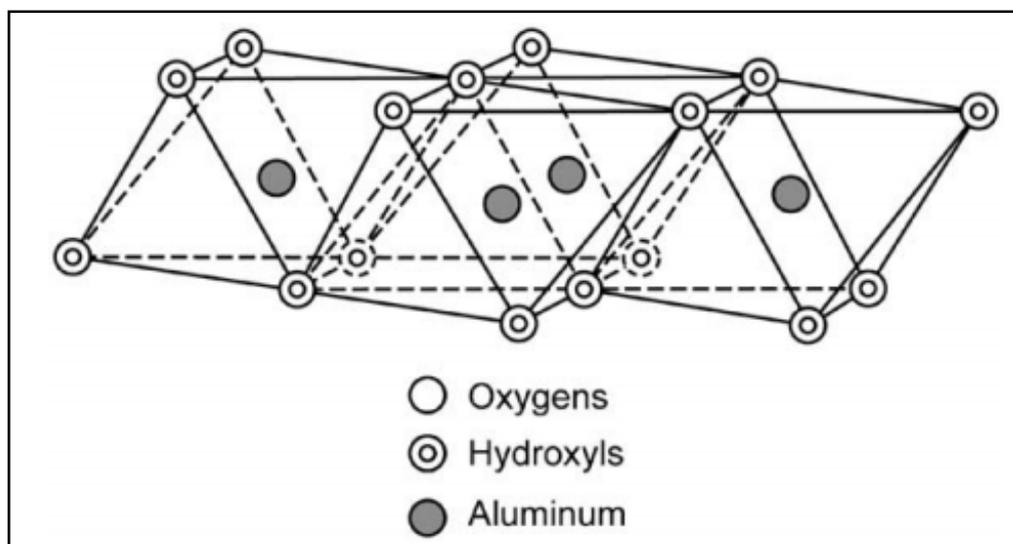


Figure 2- Esquisse schématique du feuillet octaédrique (d'après Murray, 2006).

### 1. Minéraux argileux de type 1/1

Les minéraux argileux de ce groupe (kaolinite-serpentine) sont constitués de l'empilement d'une couche silicatée tétraédrique et d'une couche octaédrique (Figure 3) (Milot 1964; White 2013, Reeves *et al.*, 2006; Murray, 2006). Ils se caractérisent par la prédominance de  $Al^{3+}$  dans les sites octaédriques, bien que certaines substitutions isomorphes de  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$ , and  $V^{3+}$  pour  $Al^{3+}$  peuvent se produire (Brigatti *et al.*, 2006).

La kaolinite et la serpentine sont respectivement de types dioctaédrique et trioctaédrique. Les minéraux dioctaédriques sont des silicates d'aluminium hydratés contenant des quantités mineures d'autres constituants. Les minéraux trioctaédriques varient largement dans leur composition cependant, ils sont relativement rares (Weaver et Pollard, 1973).

Il est important de souligner que la kaolinite est le minéral argileux le plus simple dans sa structure. Sa composition chimique théorique est :  $\text{SiO}_2$ , 46.54%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 39.50%;  $\text{H}_2\text{O}$ , 13.96% (Weaver et Pollard, 1973 ; Murray 2006).  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{CaO}$  sont presque toujours présents dans la kaolinite et  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  y sont habituellement présents. Des impuretés minérales telles que le quartz, l'anatase, le rutile, la pyrite, la limonite, le feldspath, le mica, la montmorillonite et les divers oxydes de fer et de titane sont généralement présents (Weaver et Pollard, 1973).

Ce minéral argileux provient de l'altération hydrothermale et l'altération superficielle des feldspaths (Selley, 2000). Il s'agit d'un minéral détritique commun dans les sédiments provenant de sources granitiques et gneissiques. La kaolinite subit souvent une cristallisation considérable durant la diagenèse et constitue un ciment authigène important dans certains grès (Selley 2000). Elle est, généralement, formée dans les profils des sols dans des environnements chauds et humides où les eaux acides lixivient intensément les substratums rocheux tels que le granite (Nichols 2009).

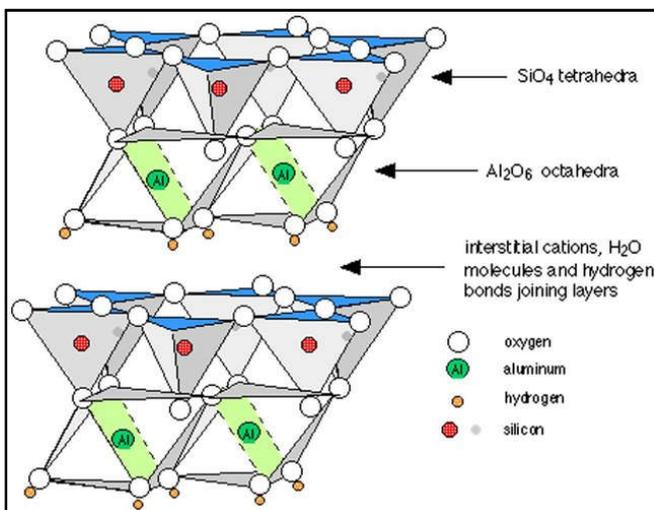


Figure 3- Esquisse schématique de la structure de la kaolinite (d'après Murray, 2006).

## 2. Minéraux argileux de type 2/1

Les minéraux du groupe 2/1 sont formés par des feuillets octaédriques pris en « sandwich » entre deux couches tétraédriques. Ils comportent quatre plans d'anions. Les deux extérieurs sont constitués par les oxygènes de base des deux feuillets tétraédriques, tandis que les deux plans intérieurs sont constitués d'atomes d'oxygène communs au feuillet octaédrique et aux deux feuillets tétraédriques, ainsi que les groupes hydroxyle appartenant au feuillet octaédrique (Schulze, 2005).

### 2.1. Groupe illite-mica

L'illite est généralement le terme utilisé pour toutes les argiles de type micas (Grim et *al.*, 1937). Elle a le plus souvent une structure de couche composite dioctaédrique 2/1 ou trois couches (Figure 4) (Reeves et *al.*, 2006) dans laquelle le cation interfoliaire est le potassium (Murray, 2006).

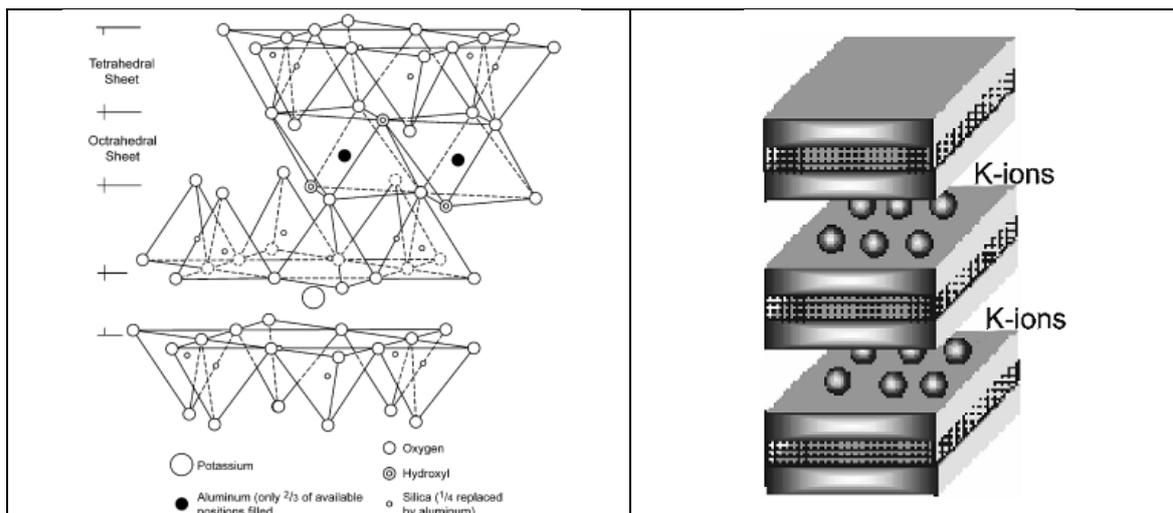


Figure 4- Esquisse schématique de l'illite (d'après Murray, 2006).

Les argiles illitiques, appelées parfois hydromicas, sont des aluminosilicates contenant jusqu'à 8% de  $K_2O$ . Ce potassium peut être présent en raison de la dégradation incomplète des feldspaths potassiques en kaolinite ou de la diagenèse de la kaolinite dans un environnement marin (Selley, 2000). L'illite est généralement associée à de nombreux kaolins et smectites (Murray, 2006) et est très répandue dans les sols et les roches sédimentaires (Brigatti et al., 2006). Dans cette optique, différentes compositions chimiques ont été trouvées pour des échantillons provenant de divers environnements génétiques, tels que les roches ignées altérées par hydrothermalisme (Srodon et al., 1992), les schistes argileux et des mudstones (Lindgreen et al., 1991).

L'illite est un minéral argileux stable qui se forme probablement dans des environnements où les eaux ont un rapport  $K^+ / H^+$  élevé (Garrels et Christ, 1965). De telles conditions peuvent exister dans les océans ou sur les continents. Cependant, les ratios  $K/Na$  et  $K/Mg$  sont également importants (des ratios faibles favorisent la formation de matériaux montmorillonitiques et chloritiques) et des valeurs élevées sont plus susceptibles de se produire dans les environnements continentaux que marins (Weaver et Pollard, 1973). Il semble actuellement que l'altération des feldspaths potassiques est en train de se former plus sur les continents que dans les océans (Weaver et Pollard, 1973).

Les micas dont la formule générale  $KA_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$ , avec Al dans les sites octaédriques, sont généralement hérités de la roche mère et sont susceptibles de se trouver dans les sols dérivés de diverses roches ignées et métamorphiques, ainsi que dans les sédiments qui en dérivent. Notons que la muscovite, la biotite et la phlogopite sont les trois minéraux du groupe du mica les plus répandus dans les roches et, par conséquent, dans les sols.

## 2.2. Groupe des vermiculites

Par définition, la vermiculite est un minéral à aspect de mica, qui prend l'aspect de vermicules quand on le chauffe (Millot, 1964). Ce groupe dit des vermiculites présente une structure et des propriétés de gonflement similaires à celle des smectites (Reeves et al., 2006). Ainsi, les couches 2/1 sont séparées par des cations hydratés, occupant l'espace

interfoliaire (Brigatti et *al.*, 2006). Ils sont représentés principalement par du magnésium hydraté (Reeves et *al.*, 2006). Toutefois, il est important de souligner que la formule typique pour une vermiculite idéalisée altérée par la muscovite est:  $M^{+}_{0.75}Al_2(Si_{3.25}Al_{0.75})O_{10}(OH)_2$ , où  $M^{+}$  représente des cations échangeables (Schulze, 2005). On pense également que l'altération des micas en vermiculite (ou smectite) se produit par le remplacement de  $K^{+}$  dans les espaces interfoliaires avec des cations hydratés échangeables.

### 2.3. Groupe des smectites

Le groupe des smectites est constitué de plusieurs minéraux argileux dont les principaux sont les montmorillonites sodiques, les montmorillonites calciques, la saponite (montmorillonite magnésienne), la nontronite (montmorillonite ferrique), l'hectorite (lithium-montmorillonite) et la beidellite (montmorillonite aluminique). Ces minéraux sont composés de deux feuillets tétraédriques de silice avec un feuillet octaédrique central (Figure 5) et des molécules d'eau et des cations qui occupent l'espace interfoliaire (Murray, 2006). Les smectites ont la propriété de gonfler et de se contracter lorsqu'elles absorbent ou perdent de l'eau. A titre d'exemple, la montmorillonite peut contenir jusqu'à 20% d'eau, ainsi que du calcium et du magnésium (Selley, 2000).

Il à noter que la composition théorique des smectites sans le matériau contenu dans l'espace interfoliaire est 66.7% de  $SiO_2$ , 28.3% d' $Al_2O_3$  et 5% de  $H_2O$ . Cependant, dans les smectites, il existe des substitutions considérables dans le feuillet octaédrique et certaines dans le feuillet tétraédrique. Dans le feuillet tétraédrique, l'aluminium remplace jusqu'à 15% de silicium (Grim, 1968) et dans le feuillet octaédrique, le magnésium et le fer pour l'aluminium. Leur occurrence la plus commune est dans de bentonite, une argile formée par l'altération de matériaux ignés vitreux tels que les cendres volcaniques ou les tufs (Grim et Güven, 1978). Cela peut se produire dans les environnements marins et continentaux. Des fragments de verre détritique, fréquemment dévitrifiés, sont généralement présents, ainsi que des grains microscopiques de quartz, de micas, de feldspaths et de minéraux lourds (Selley, 2000).

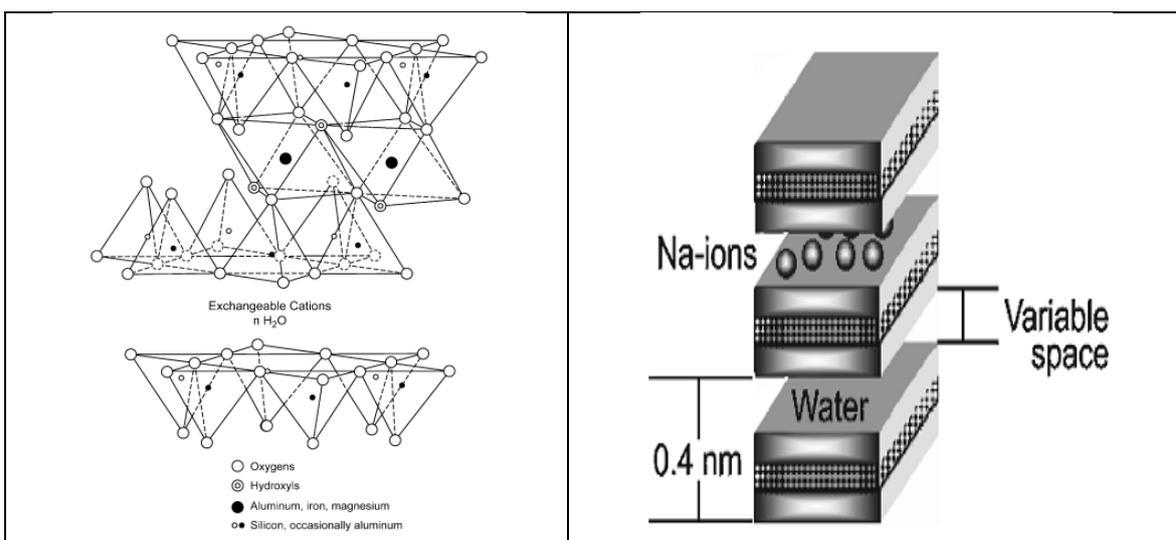


Figure 5- Esquisse schématique de la smectite (d'après Murray, 2006).

## 2.4. Groupe des chlorites

De formule chimique générale  $Mg, Fe^{2+}{}_{6-x}(Al, Fe^{3+})_xSi_{4-x}Al_xO_{10}(OH)_8$ , les chlorites sont similaires aux minéraux argileux sus-décrits (Figure 6), mais partagent également des affinités avec les minéraux du groupe des micas.

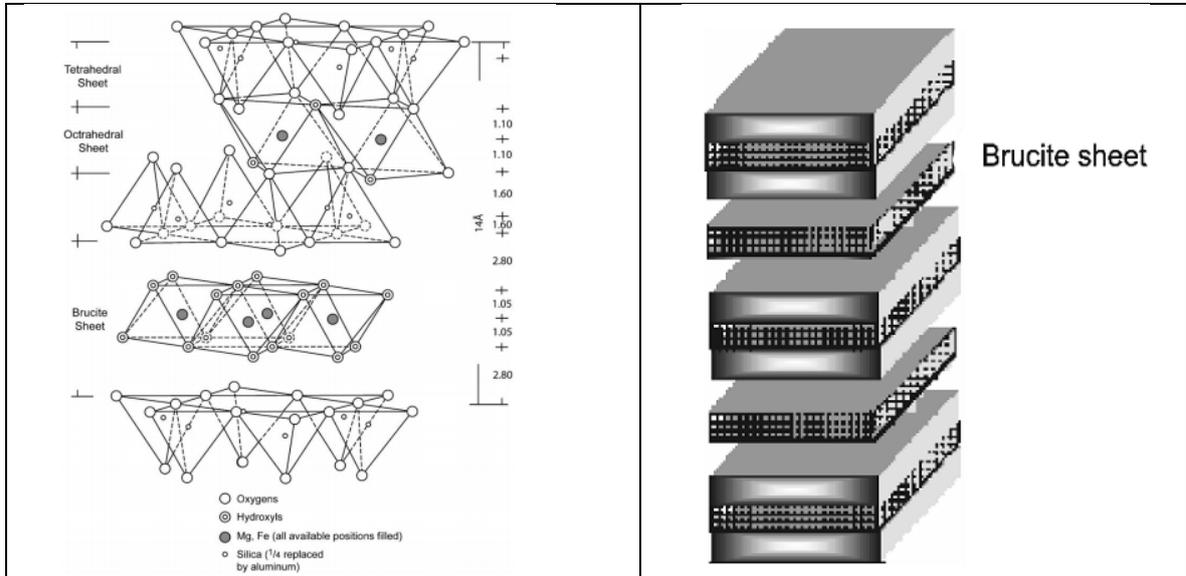


Figure 6- Esquisse schématique de la chlorite (d'après Murray, 2006).

Renfermant jusqu'à 9% de FeO et 30% de MgO (Selley, 2000), les chlorites ont une structure de type 2/1 avec une couche octaédrique (brucite) dans les sites interfoliaires ayant une charge positive nette pour compenser la charge négative nette sur les couches 2/1 (Reeves *et al.*, 2006 ; Murray, 2006). Elles sont habituellement trioctaédriques avec  $Mg^{2+}$ ,  $Al^{3+}$  et  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  dans les sites octaédriques. Plus rarement, les octaèdres sont occupés par  $Cr^{3+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Ni^{2+}$ ,  $V^{3+}$ ,  $Cu^{2+}$ ,  $Zn^{2+}$  et  $Li^+$ . Les cations tétraédriques sont  $Si^{4+}$  et  $Al^{3+}$  dont  $Si^{4+}$  peut parfois être remplacé par  $Fe^{3+}$ ,  $Zn^{2+}$ ,  $Be^{2+}$  ou  $B^{3+}$  (Brigatti *et al.*, 2006).

Dans les sols, les chlorites sont souvent des minéraux primaires hérités des roches métamorphiques ou ignées. Elles peuvent également être héritées de roches sédimentaires tels que les schistes ou de sédiments altérés hydrothermalement (Schulz, 2005). La chlorite s'altère pour former de la vermiculite et de la smectite, et la facilité avec laquelle les chlorites se décomposent en font des indicateurs sensibles d'altération (Schulze, 2005). Il est généralement admis que les chlorites authigènes dans les environnements à basse température sont riches en fer (Grim, 1968) mais leur teneur exacte en  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Mg et Al ne peut être déterminée par les méthodes indirectes les plus courantes (Brown, 1961 ; Velde, 1973).

### B. Occurrences et genèse des argiles

#### 1. Occurrences des argiles

Il existe trois milieux, dans lesquels les argiles peuvent être formées (Wilson, 1987) :

- les « milieux d'altération » à l'interface surface terrestre /atmosphère ;
- les milieux marins profonds (e.g. les océans), continentaux (e.g. les lacs) et les milieux mixtes (e.g. les deltas et les estuaires);
- les milieux diagénétiques/hydrothermaux, caractérisés par des températures et/ou des pressions plus élevées que celles des milieux sédimentaires ou d'altérations.

## 2. Genèse des argiles

Les principaux procédés de la genèse des argiles sont :

- l'héritage mécanique (détritique) : les minéraux argileux seront conservés intacts en raison de leur stabilité ;
- les transformations : les minéraux argileux seront modifiés par le milieu en raison de leur instabilité. Ces transformations peuvent se produire pendant la sédimentation elle-même, ou pendant la diagenèse (syngénétique) et le métamorphisme (épigénétique) (Millot, 1964). A titre d'exemple, dans la transformation, le type de la structure du minéral argileux est maintenu (Structure à deux ou à trois couches). Alors que, dans les transformations naturelles, on peut passer des minéraux stables (micas et chlorites) dans les roches sédimentaires, métamorphiques et cristallines à des minéraux ouverts, à espacement variables, plus fréquents dans les produits d'altération ou les milieux riches en eau (= Dégradation) (Millot, 1964). Ce sont des transformations par soustraction qui se produisent en milieu ouvert, lessivé, caractérisés par un départ de constituants.

A noter que l'agradation, phénomène inverse de la dégradation, représente le passage des produits à espacement variables à des phyllites de plus en plus semblables aux micas et aux chlorites. Il s'agit d'une transformation par addition qui se produit en milieu confiné, ou chargé en cations, caractérisé par l'entrée d'éléments supplémentaires dans les réseaux des minéraux argileux (Millot, 1964).

### C. Transformations des minéraux préexistants

#### 1. Transformation de la kaolinite

La kaolinite est généralement décrite dans les sols développés sur des cendres volcaniques ou des sols tropicaux. Elle se forme beaucoup plus lentement dans les zones bien drainées où les fluides ont une faible force ionique. Dans la nature, la kaolinite est considérée comme la phase minérale la plus stable des minéraux argileux. Elle peut naître de la transformation de l'halloysite. Ce passage s'effectue progressivement dans le temps au moyen d'un processus de dissolution-recristallisation (Meunier, 2005). Dans les shales, la kaolinite disparaît au cours de l'enfouissement profond, mais il y a peu d'informations fermes sur ce qui lui arrive. La profondeur et la température auxquelles elle disparaît varient considérablement et les facteurs qui déterminent à quelle température elle est détruite ou transformée ne sont pas bien connus (Weaver, 1989).

#### 2. Transformation de l'illite

Les illites sont des aluminosilicates à trois feuillets renfermant jusqu'à 8% de  $K_2O$ . Le potassium peut être présent soit en raison de la dégradation incomplète des feldspaths potassiques en kaolinite ou à la diagenèse dans un environnement marin (Selley, 2000).

L'illite est le minéral argileux le plus abondant dans les sédiments, mais il est moins évident que la kaolinite, car il est rarement présent dans les cristaux qui peuvent être vus avec un microscope optique.

### 3. Transformation des chlorites

Les chlorites se produisent comme un produit d'altération des micas primaires, et sont un minéral détritique accessoire commun dans les sables et les roches argileuses immatures. Inversement, la chlorite remplace l'illite et d'autres minéraux argileux au point où la diagenèse fusionne dans le métamorphisme. C'est un constituant caractéristique de la matrice de greywackes microcristallins (Weaver *et al.*, 1989).

La chlorite authigénique ou néoformée est un constituant relativement commun des grès et, dans une moindre mesure, des calcaires. La chlorite secondaire est commune dans les physilites d'anchizone et d'épizone. En raison de la présence de chlorite détritique dans la plupart des shales, il est difficile de déterminer la quantité de chlorite authigène ou diagénétique présente (Weaver *et al.*, 1989).

### 4. Transformation des smectites

De très nombreux chercheurs (Eberl, 1978; Roberson et Lahann, 1981; Inoue, 1983; Howard et Roy, 1985; Proust *et al.*, 1990; Güven et Huang, 1991; Velde et Vasseur, 1992; Huang *et al.*, 1993; Cuadros et Linares, 1995; Sato *et al.*, 1996; Huertas *et al.*, 2001; Bauer *et al.*, 2006) ont étudié le mécanisme de réaction et la cinétique de la conversion de la smectite en illite. La conversion de la smectite en illite/smectite (I-S) se produit généralement suite à l'enfouissement de sédiments argileux (Roberson et Lahann, 1981).

### 5. Altération des feldspaths

Les feldspaths alcalins (orthoclase, microcline, sanidine et anorthose) se modifient en surface en devenant de plus en plus poreux (Meunier, 2005). Les plagioclases (série albite-anorthite), qui sont encore plus sensibles aux altérations que les feldspaths potassiques, montrent fréquemment la précipitation de kaolinite ou de l'halloysite dans les pores de dissolution (Meunier, 2005).

## **D. Argiles et climats**

Il est essentiel de connaître la relation entre le climat et les minéraux résiduels qui ont été formés à la suite des altérations, afin d'évaluer les changements climatiques à travers une région (Deepthy et Balakrishnan, 2005). Dans cette optique, une meilleure compréhension de l'effet du climat sur l'altération actuelle a été atteinte par l'étude géochimique des rivières provenant de différentes parties du monde (Probst *et al.*, 1994 ; Mortatti et Probst, 2003; Millot *et al.*, 2003). Parmi les divers facteurs qui contrôlent le processus de l'altération, le climat joue un rôle majeur. Pour l'étude des processus d'altération, le climat peut être considéré comme une combinaison de la variation de la température (facteur physique) et des précipitations (facteur chimique) (Velde, 1992).

---

Chapitre 1: **CONTEXTE GENERAL**

---

# Chapitre 1: CONTEXTE GENERAL

## I. PRESENTATION DES BASSINS ETUDIES

### A. Sur le plan géographique

Selon une direction N-S, Marok (1996) subdivisa le Tell ou l'Atlas tellien de l'Algérie nord occidentale en plusieurs unités géographiques et géomorphologiques, limitées au Sud par les Hautes Plaines. Il comprend ainsi (Figure 7) :

- le Sahel d'Oran (et ses massifs littoraux) et les Monts de Dahra ;
- la dépression longitudinale jalonnée par la sebkha d'Oran et les basses plaines alluviales de la Mléta, la plaine de Habra et la plaine de Chélif ;
- les massifs montagneux composés de l'Ouest vers l'Est par les Monts des Traras, la chaîne du Tessala, les Monts de Ouled Ali, les Beni Chougrane, les Monts de la Mina et le massif de l'Ouarsenis ;
- les plaines intérieures : la dépression de la Tafna (la plaine de Maghnia et celle des Ghossels), la plaine de la Mekerra, la plaine d'Eghris ;
- les Monts de Tlemcen (s.s.), les Monts de Daïa et les Monts de Saïda-Frenda.

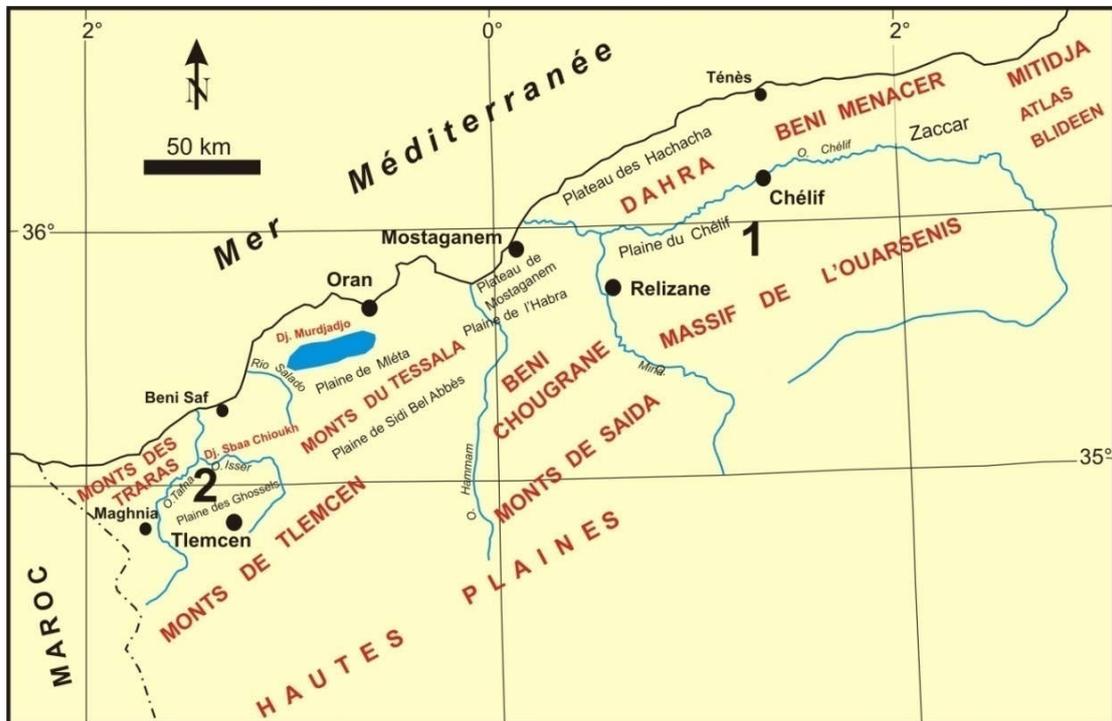


Figure 7- Schéma géographique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie nord occidentale (d'après Perrodon, 1957).

1 : Bassin du bas Chélif, 2 : Bassin de la Tafna.

## 1. Bassin du bas Chélif

Le bassin du Chélif, de 500 km de longueur et 25 à 75 km de largeur a été subdivisé par Perrodon (1957) en Haut, Moyen et Bas Chélif. Ce dernier bassin est compris entre les massifs littoraux (Murdjadjo et Dahra) au Nord et les Monts des Tessala, de Béni Chougrane et l'Ouarsenis au Sud (Figure 7).

## 2. Bassin de la Tafna

Dans sa thèse consacrée au bassin de la Tafna, Gentil (1903) subdivisa ce bassin en deux parties :

-la vallée de la «Moyenne Tafna» : une dépression tertiaire comprise entre les Monts de Tlemcen au Sud et les Monts des Traras et la moitié occidentale de la chaîne du Tessala (principalement les collines des Sebaa Chioukh) au Nord.

-la vallée de la «Basse Tafna» : c'est la partie la plus occidentale de la chaîne du Tessala qui sépare la région de la « Moyenne Tafna » de la vallée de la « Basse Tafna ».

Au sens géologique de Perrodon (1957) et Thomas (1985), le bassin de la Tafna fait partie des bassins néogènes sublittoraux de l'Oranie. Il est compris entre les Monts des Traras et Djebel Sbaa Chioukh au Nord et les Monts de Tlemcen au (s.s) au Sud. Les dépressions de Maghnia et des Ghossels forment les principales plaines du bassin (Figure 7).

## **B. Sur le plan géologique**

### 1. Bassin du bas Chélif

Depuis les années 50, plusieurs études pluridisciplinaires ont été réalisées sur le bassin du bas Chélif (S.N. Repal, 1952 ; Perrodon, 1957 ; Delfaud et *al.*, 1973 ; Delteil, 1974 ; Guardia, 1975 ; Fenet, 1975 ; Merghraoui, 1982 ; Thomas, 1985 ; Rouchy, 1982, 2007 ; Belkebir, 1986 ; Saint-Martin, 1987 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Aïfa et *al.*, 1992 ; Belkebir et *al.*, 1996 ; Bessedik et *al.*, 2002 ; Aïfa et *al.*, 2003 ; Mansour 2004 ; Mansour et *al.*, 2008 ; Atif et *al.*, 2008, Arab et *al.*, 2015). Ce bassin synorogénique de 100 km de longueur fait partie des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie nord occidentale. Il s'agit d'un bassin en compression lié aux phases paroxysmales de l'orogénèse alpine (Perrodon, 1957 ; Delfaud et *al.*, 1973 ; Delteil, 1974 ; Guardia, 1975 ; Fenet, 1975 ; Aïfa et *al.*, 1992, 2003 ; Arab et *al.*, 2015). La phase d'extension (10-12 Ma) est marquée çà et là par la présence des épanchements andésitiques et des intrusions doléritiques (Aïfa et *al.*, 1992, 2003).

Au cours du Miocène, les bassins du Nord-Ouest algérien se distinguent par deux cycles sédimentaires enregistrés dans deux sillons (Perrodon, 1957 ; Delfaud et *al.*, 1973 ; Fenet, 1975 ; Guardia, 1975 ; Thomas, 1985). Il s'agit du sillon nord (à l'exemple de la plaine de Bousfer à l'Ouest et le plateau de Hachacha à l'Est) et le sillon médian (bassins du Chélif et de la Tafna)(Figure 8).

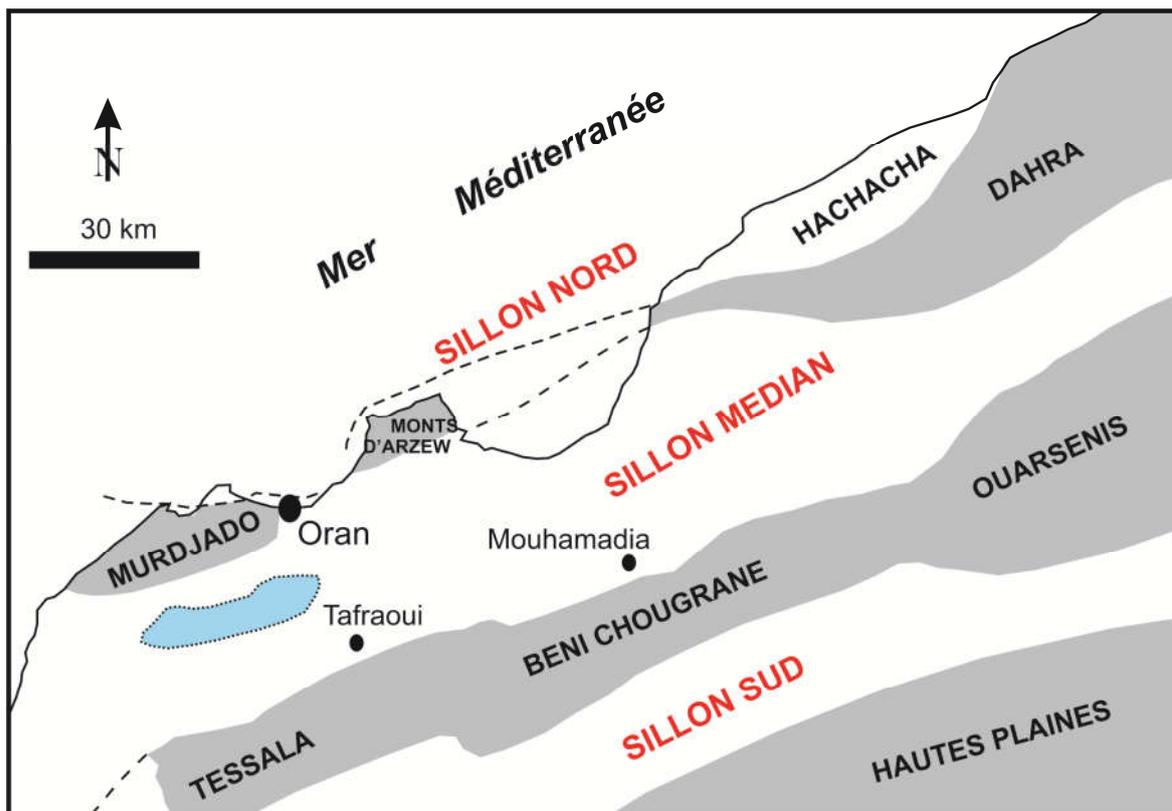


Figure 8-Structure du bassin du Chélif (d'après Delfaud et *al.*, 1973).

Subsident et allongé selon une direction Est-Ouest, le bassin du bas Chélif se caractérise par une sédimentation d'âge Mio-plio-quaternaire reposant en discordance sur le substratum mésozoïque (schistes du Crétacé) (Figure 8).

-Au Cours du Miocène inférieur (Burdigalien), des variations spatio-temporelles des faciès sont enregistrées dans plusieurs secteurs du bassin. Ainsi, la sédimentation essentiellement marine est représentée par des marnes bleues, passant latéralement à des grès, des marnes bariolées et des conglomérats (Perrodon, 1957; Bessedik et *al.*, 2002).

-Durant le Miocène moyen (Langhien-Serravallien), sur la marge comme au centre du bassin, d'importantes variations de faciès et d'épaisseurs ont été signalées dans les travaux antérieurs (Perrodon, 1957; Thomas, 1985, Neurdin-Trescartes, 1992; Bessedik et *al.*, 2002). Ce sont généralement des dépôts silico-clastiques, marins et continentaux représentés par des argiles conglomératiques, des marnes sableuses et des conglomérats surmontés par des marnes bleues et grises renfermant parfois du gypse, des marnes grises sableuses, des grès, des marnes à grès roux et enfin des argiles et des conglomérats.

-Pendant le Miocène supérieur (Tortonien-Messinien), la transgression marine amorcée dès le Tortonien recouvre largement le bassin du bas Chélif (Perrodon, 1957; Rouchy, 1982 ; Belkebir, 1986 ; Neurdin-Trescartes, 1992; Belkebir et *al.*, 2002; Aïfa et *al.*, 2003). Elle est marquée par les dépôts épais de conglomérats, de grès et de marnes bleues d'une part et les dépôts continentaux fluvio-lagunaires d'autre part (Ameur-Chehbeur, 1988).

Par ailleurs, au Messinien, la qualité du cachet sédimentaire témoigne en faveur d'un événement enregistré dans l'ensemble des bassins méditerranéens (Rouchy, 1982). Il s'agit de la crise messinienne constituée essentiellement par les épaisses séries d'évaporites. Dans le bassin du bas Chélif, cet intervalle chronologique correspond aux dépôts de diatomites auxquels font suite des marnes diatomitiques et du gypse. Notons parfois la présence de calcaires récifaux et de marnes sableuses.

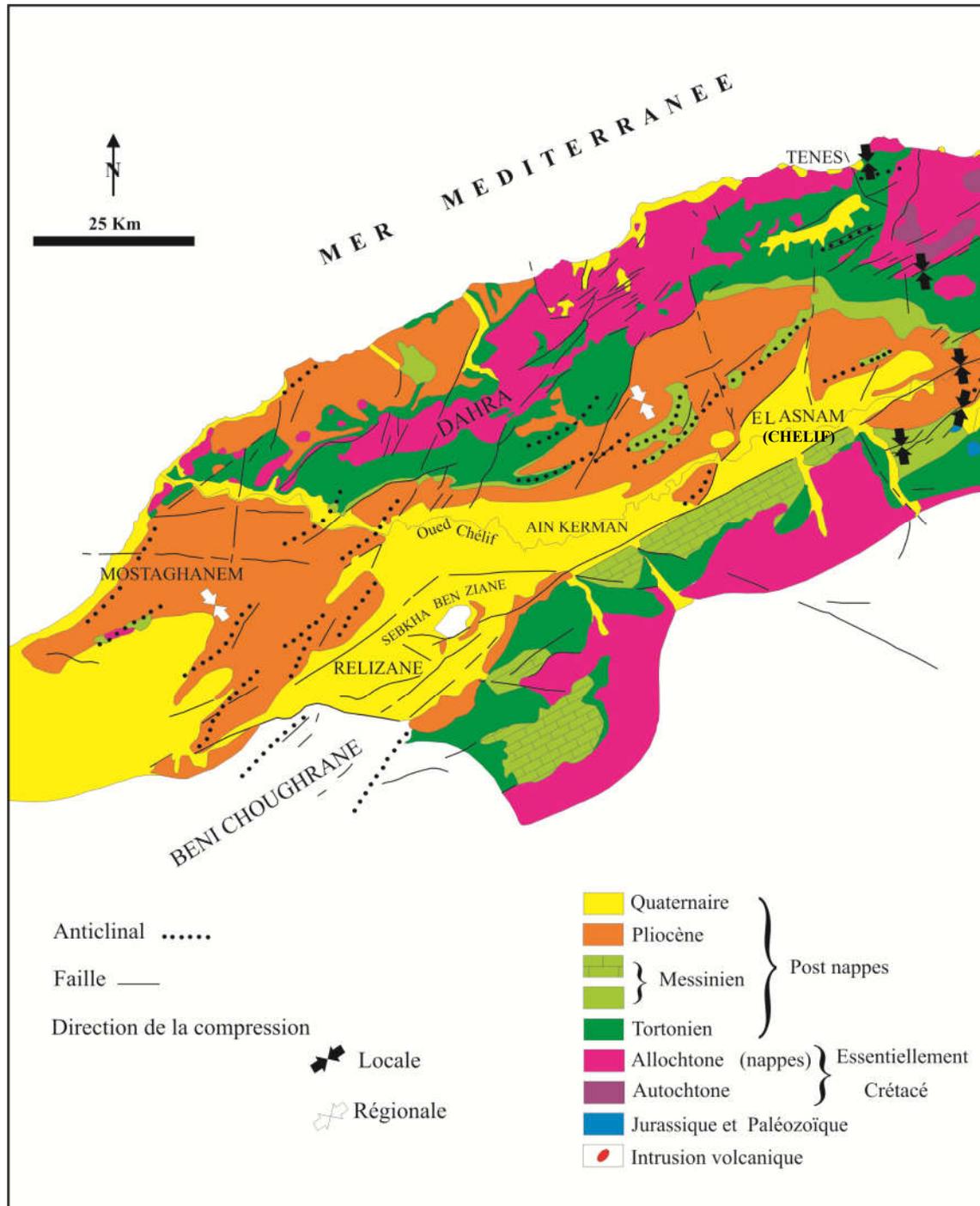


Figure 9- Carte géologique du bassin du bas Chélif (d'après Meghraoui, 1986).

## 2. Bassin de la Tafna

Faisant l'objet de plusieurs études géologiques (Gentil, 1903 ; Perrodon, 1957 ; Guardia, 1975 ; Fenet, 1975 ; Ameur-Chehbeur, 1988), le bassin de la Tafna au sens de Perrodon (1957) et Guardia (1975) correspond à un fossé d'effondrement marqué par un remplissage tertiaire diachrone et, surtout, par un volcanisme récent qui s'étale de part et d'autre de l'embouchure de l'Oued de la Tafna (Figure 10).

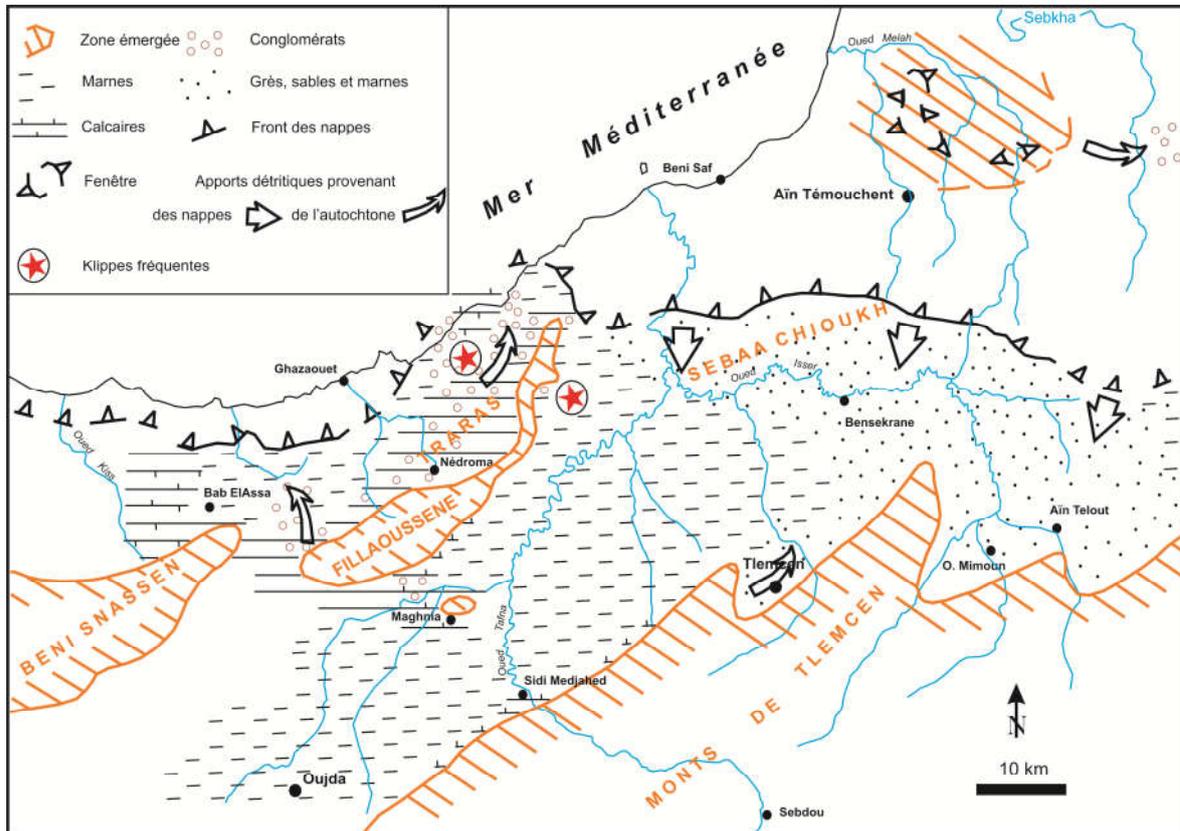


Figure 10- Structure du bassin de la Tafna (d'après Guardia 1975, modifiée).

A l'instar des bassins néogènes sub-littoraux de l'Oranie (Figure 10), la mer du Miocène a été enregistrée dès le Miocène inférieur (Burdigalien) dans le bassin de la Tafna (Perrodon, 1957).

-Au Miocène inférieur, les premiers dépôts rapportés classiquement au Burdigalien sont représentés par des conglomérats surmontés par des argiles marneuses admettant des intercalations de bancs de grès parfois ferrugineux et friables.

-Au cours du Miocène moyen, le bassin de la Tafna est marqué à la base du Serravallien par un niveau discontinu de conglomérats à ciment argilo-gréseux, surmonté généralement par des argiles et des grès. Cet ensemble est recouvert localement par des dépôts volcaniques.

-Pendant le Miocène supérieur, l'enregistrement sédimentaire se distingue par des dépôts souvent continentaux. Ils sont représentés par des marnes noires parfois bleues, des sables, des grès, des calcaires, des diatomites et du gypse (Perrodon 1957).

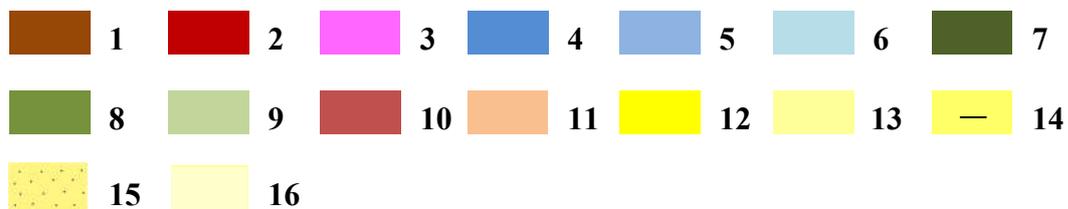
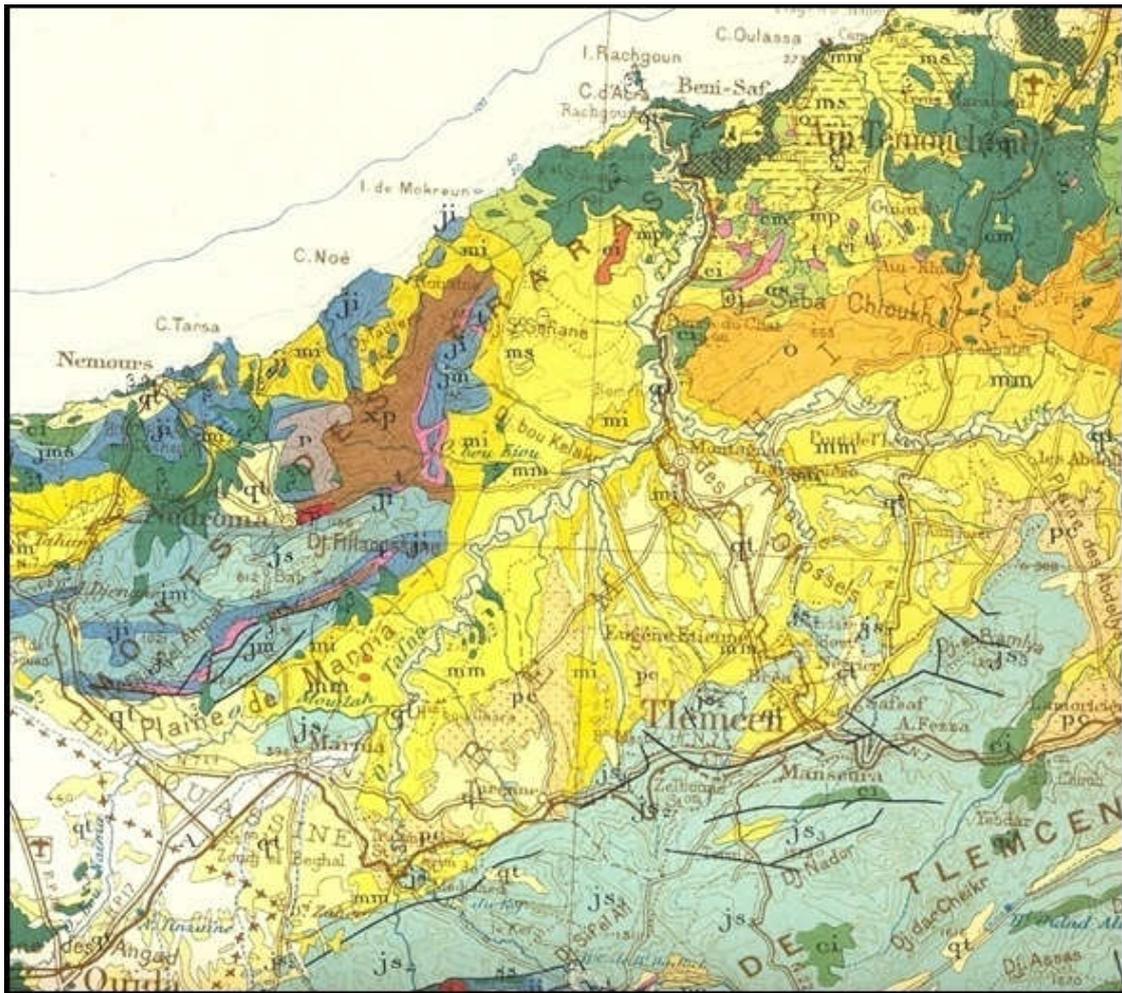


Figure 11- Grands traits géologiques du bassin de la Tafna et des régions limitrophes (extrait de la carte géologique de l'Algérie au 1/500.000).

1 : Paléozoïque, 2 : Granite, 3 : Trias, 4 : Jurassique inf., 5 : Jurassique moy., 6 : Jurassique sup., 7 : Jurassique-Crétacé, 8 : Crétacé inf., 9 : Crétacé moy., 10 : Eocène inf., 11 : Oligocène, 12 : Miocène inf., 13 : Miocène moy., 14 : Miocène sup., 15 : Pliocène continental, 16 : Quaternaire

## II. BIOCHRONOLOGIE DU MIOCENE : LIMITES ET SUBDIVISIONS

Du grec meion, moins et kainos, récent, le Miocène a été défini par le géologue britannique Lyell (1832). Il s'étend de 23.03 à 5.33 Ma.

## A. Limites

### 1. Limite inférieure

La base du Néogène est représentée par l'étage Aquitaniens dont le GSSP a été défini dans la section Lemme-Carrosio (Italie). Sur le plan biostratigraphique, cette limite a été tracée sur la base des FADs et des LADs de quatre microfossiles (Steiniger et *al.*, 1997): les nannofossiles calcaires (e.g. FAD et LAD de *Sphenolithus delphix*), les foraminifères planctoniques e.g. FAD et LAD de *Paragloborotalia kugleri*), les foraminifères benthiques (FAD de *Uvigerina spinicostata*) et les kystes de dinoflagellés (e.g. FAD de *Ectosphaeropsis burdigalensis*, abondance la plus élevée de *Chiropteridium* sp., LAD de *Chiropteridium* sp., Bloom de *Deflandrea* sp., abondance la plus élevée de *Deflandrea*, FAD de *Distatodinium apenninicum*, FAD de *Membranilarnacia ?picena*, FAD de *Stoverocysta conerae*).

### 2. Limite supérieure

La limite supérieure du Miocène correspond au GSSP du Zancéen défini dans la section Eraclea Minoa (Formation Tribu) (sicile, Italie) (Van Couvering et *al.*, 2000).

## B. Subdivisions

Selon la commission internationale de stratigraphie (International commission on Stratigraphy (ICS) qui a pour mission d'actualiser l'échelle stratigraphique, le Miocène est subdivisé en six (06) étages (Figure 12). L'Aquitaniens et le Burdigalien (Miocène inférieur), le Langhien et le Serravallien (Miocène moyen) et enfin le Tortonien et le Messinien (Miocène supérieur).

Systeme	Série		Etages
NEOGENE	MIOCENE	SUPERIEUR	Messinien
			Tortonien
		MOYEN	Serravallien
			Langhien
		INFERIEUR	Burdigalien
			Aquitaniens

5.33 (GSSP)

23.03 (GSSP)

Figure 12- Subdivisions du Miocène (d'après International chronostratigraphic Chart, 2016).

### III. DONNEES STRATIGRAPHIQUES

#### A. Introduction

Le présent chapitre a pour objet la description lithostratigraphique des différents faciès rencontrés dans les deux bassins considérés, à savoir: le bassin du bas Chélif à l'Est et le bassin de la Tafna à l'Ouest (Figure 13). Les sept (07) sections levées sur le terrain, nous ont permis de définir plusieurs formations géologiques d'âges miocène et pliocène qui seront décrites en détail et subdivisées selon des critères lithologiques en membres ou en termes. La recherche des éléments de datation basée essentiellement sur la micropaléontologie (foraminifères) a été entreprise ici pour mieux situer les événements géochimiques à l'échelle de l'intervalle chronologique miocène.

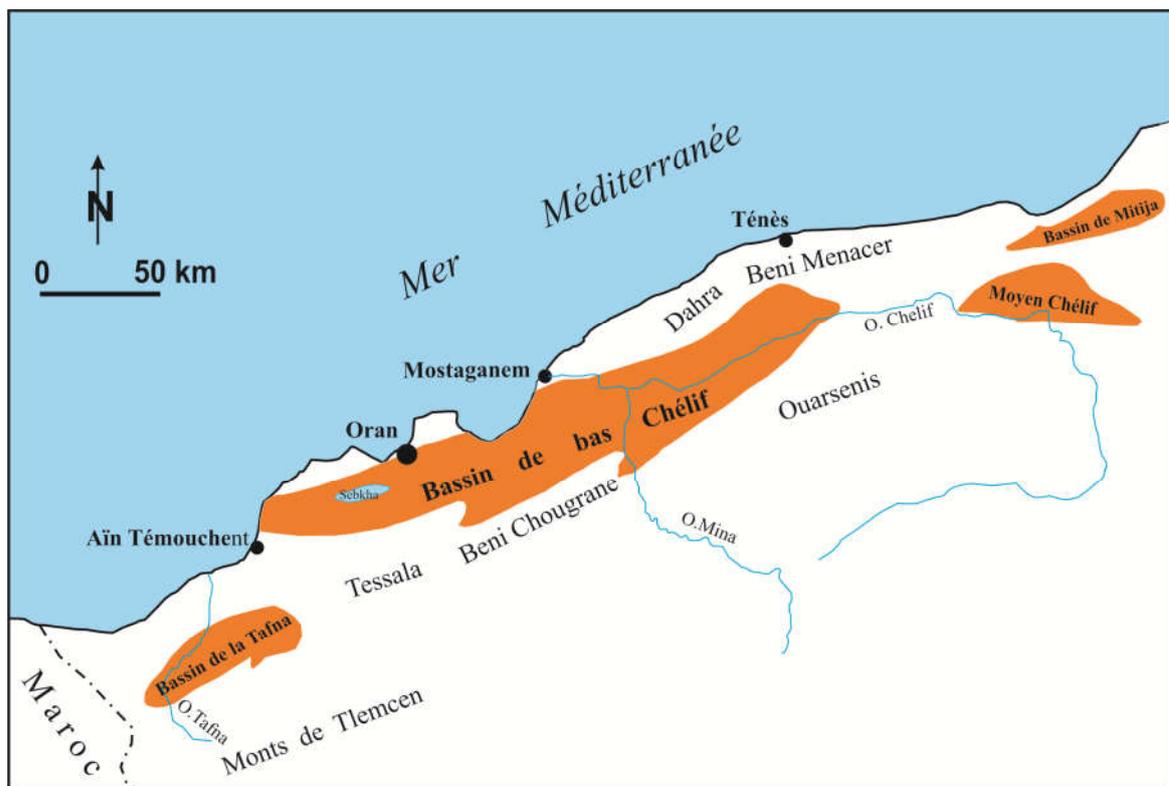


Figure 13- Situation des bassins considérés.

#### B. Lithostratigraphie et éléments de datation

##### 1. Bassin du bas Chélif

Au niveau de ce bassin, cinq (05) sections ont été levées (Figure 14). Il s'agit d'Est en Ouest: section de Tiraouet, section d'Amarna, section de Ouillis, section de Djeniene Meskine et enfin celle de Tamzoura.

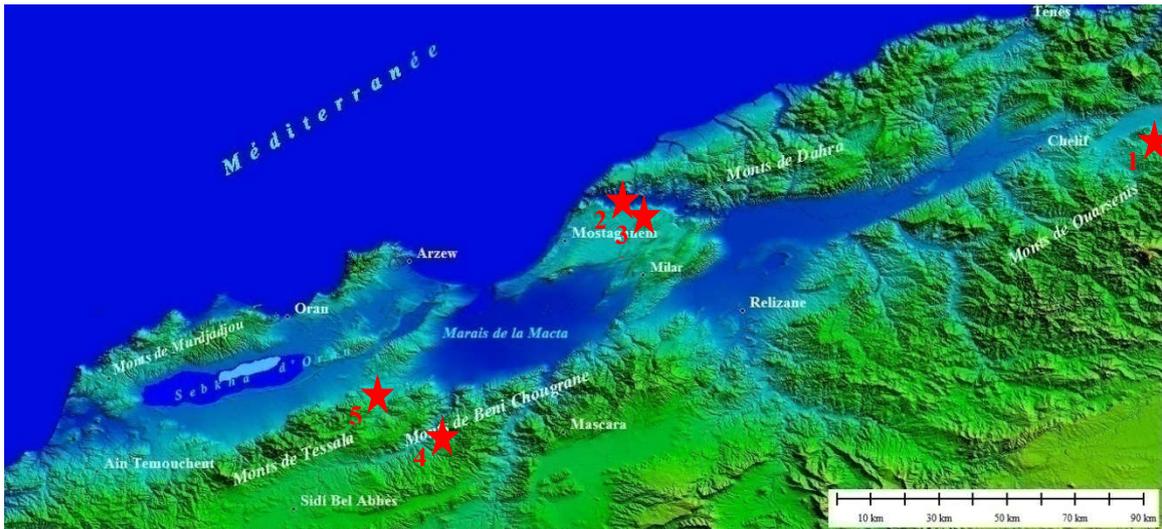


Figure 14- Localisation des sections levées dans le bassin du bas Chélif

1: Section de Tiraouet; 2: Section de Amarna, 3: Section de Ouillis, 4: Section de Djeniene Meskine, 5: Section de Tamzoura.

### 1.1. Section de Tiraouet

#### 1.1.1. Description de la section

Cette section située au Sud de la ville de Chlef a été levée à environ 15 km au Nord de Sendjas (Figure 15A).

D'une épaisseur totale de 73 m (Figure 15B), la section de Tiraouet, terminaison orientale du bassin du bas Chélif) montre la succession lithostratigraphique suivante (Figure 15C) :

-*Membre A* (M.A) (Ep = 39 m) : Ce sont des marnes bleues passant vers le haut à des marnes sableuses. Ce membre lithologique est limité au sommet par un niveau cinéritique de 0.80 m d'épaisseur (Figure 16A).

-*Membre B* (M.B) (Ep = 34 m) : Il s'agit de marnes violacées consolidées (Figure 16B). Ces marnes sans aucune macrofaune sont surmontées par un banc conglomératique marquant leur limite supérieure.

#### 1.1.2. Eléments de datation

Sur la base des arguments micropaléontologiques, nous avons rapporté les deux membres lithologiques au Miocène inférieur. Ainsi, deux associations de foraminifères planctoniques ont été identifiées dans les deux membres. Elles sont caractérisées par la présence des espèces *Globigerinoides trilobus*, *Globigérina rohri* (association donnant un âge Burdigalien en corrélation avec la biozone à *Globgérinita dissimilis* / *Globigérinoides altiapertura*) et *Orbulina universa*, *Globoquadrina baroemoensis* (association marquant bien le Langhien, corrélable avec la biozone à *Globigérinoides trilobus* et la biozone à *Praeorbulina glomerosa*).

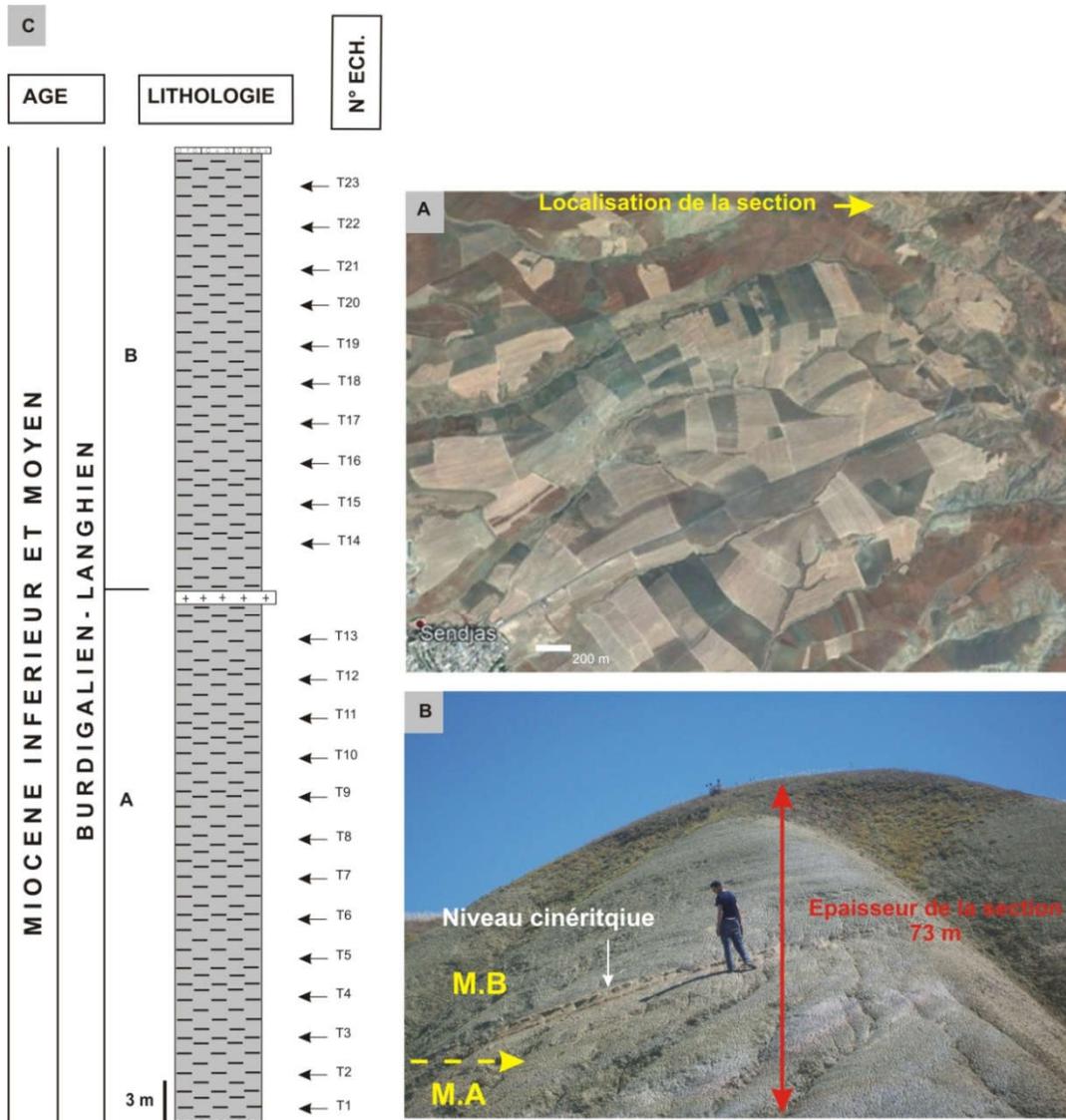


Figure 15- Section lithostratigraphique de Tiraouet (Bassin du bas Chélif).



Figure 16- Vue panoramique des deux membres de la section de Tiraouet.  
A : Marnes bleues, B : Marnes violacées indurées.

En somme, les associations des foraminifères planctoniques identifiées dans la section de Tiraouet donnent un âge Burdigalien-Langhien (*p.p.*). Cette attribution chronologique a été déjà proposée par Bessedik et *al.* (2002). Par contre, cet ensemble lithologique a été rangé dans le Burdigalien par Perrodon (1957).

## 1.2. Section d'Amarna

### 1.2.1. Description de la section

La section de Douar Amarna a été levée à l'Est de Djebel Diss (marge septentrionale du bassin de Chélif), à 1500 m au Nord du village d'Aïn Boudinar (Figure 17A). Dans l'ordre ascendant, elle comprend la succession lithostratigraphique suivante (Figure 17C) :

-*Marnes bleues Fm* (Ep = 64 m) : ce sont des marnes jaunâtres sableuses à la base passant vers le haut à des marnes grisâtres admettant quelques niveaux sableux (Figures 17B et 18A). Cette formation est limitée au sommet par un niveau micro-conglomératique (Figure 18B).

-*Ensemble gypso-calcaires Fm* (Ep = 10 m) : représentée sous forme de « lambeaux », cette formation est formée de calcaires et de marnes gypseuses contenant parfois des blocs de gypse (Figures 17B et 18C).

-*Marnes Trubi Fm* (Ep = 36 m) : limitée latéralement par une surface de ravinement, cette formation se distingue essentiellement par des marnes blanchâtres (Figures 17B et 18D).

### 1.2.2. Eléments de datation

Au niveau de la section d'Amarna, la première association de foraminifères planctoniques identifiée dans la formation des marnes bleues (échantillons A<sub>7</sub> et A<sub>8</sub>) est représentée essentiellement par *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globorotalia scitula*, *Globigérinoïdes obliquus*, *Globigérinoïdes trilobus*, *Globigérina bulloïdes*. La présence de *Neogloboquadrina acostaensis* (foraminifère planctonique marqueur) donne un âge Tortonien inférieur (Miocène supérieur). Au dessus de cette formation, l'ensemble gypso-calcaire est daté du Messinien supérieur par corrélation avec les régions voisines (Belhadji et *al.*, 2008).

Enfin, la seconde association de foraminifères planctoniques identifiée dans la formation des Marnes Trubi (échantillons A<sub>10</sub> et A<sub>11</sub>) est représentée essentiellement par *Globorotalia margaritae*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigérinoïdes obliquus extremus*, *Globorotalia scitula*, *Globigérinoïdes trilobus*. Une telle association a permis l'attribution de l'âge Zancléen (Pliocène inférieur) (Biozone à *Globorotalia margaritae*). Il s'agit là de l'apparition de l'espèce *Globorotalia margaritae*.

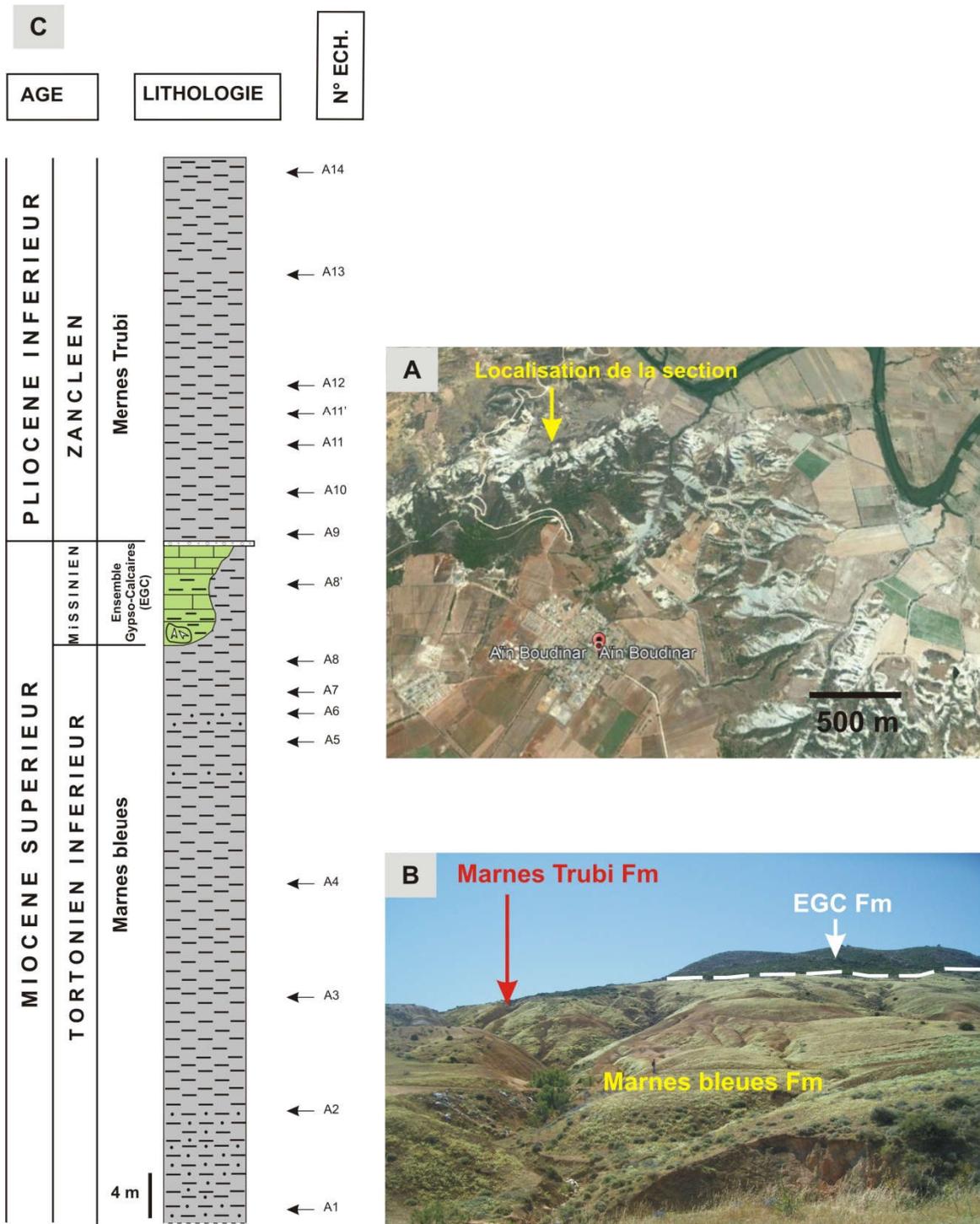


Figure 17- Section lithostratigraphique d'Amarna (Bassin du bas Chélif).

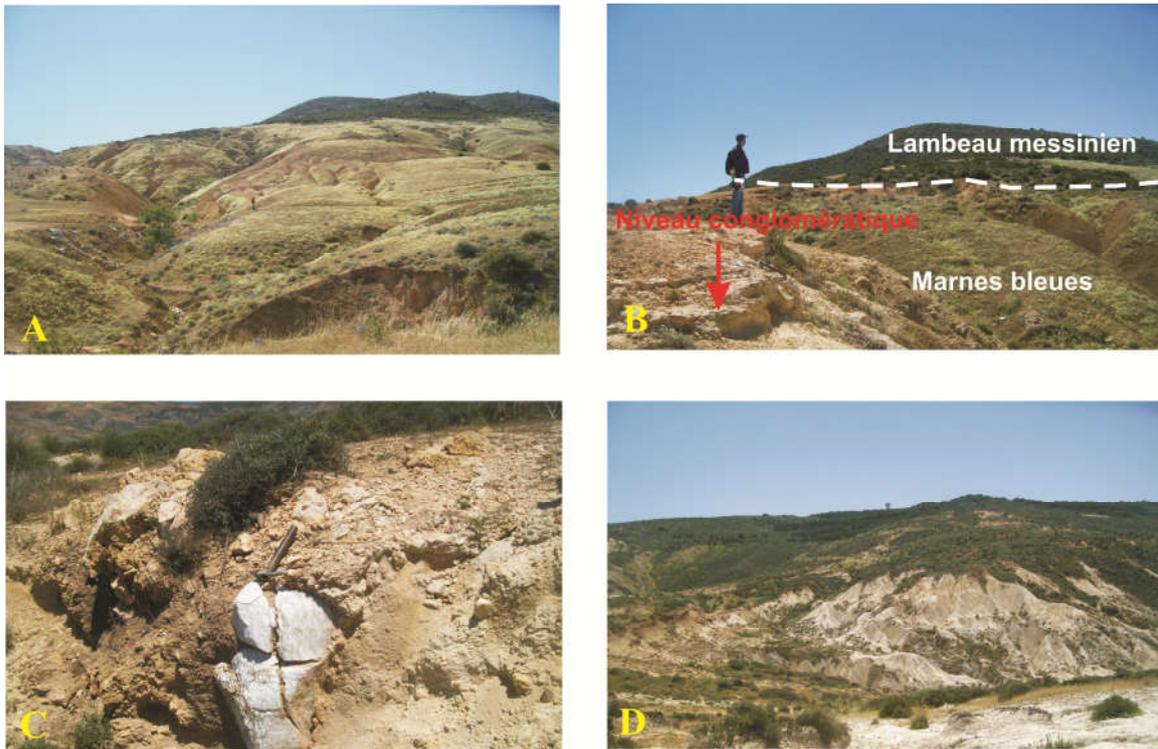


Figure 18- Vue panoramique des principales formations de la section d'Amarna.

**A** : Marnes bleues (Tortonien inférieur), **B** : Niveau conglomératique limitant la partie supérieure de la formation des Marnes bleues, **C** : Ensemble gypso-calcaires (Messinien supérieur), **D** : Marnes Trubi (Zancléen).

### 1.3. Section de Ouillis

#### 1.3.1. Description de la section

Etudiée pour la première fois par Mokhtar Samet (2013), cette section se situe le long de la célèbre carrière de Ouillis, au Nord du village de Sidi Belattar (Figure 19A). Elle a été levée dans la formation diatomitique connue également sous le nom de la formation à Tripolis (Figure 19B). Avec 19 m d'épaisseur, cette section montre la succession de deux membres lithologiquement bien distincts (Figure 19C)

-*Membre A* (Ep = 14 m) : dominé par un faciès diatomitique, ce membre correspond à une alternance régulière de diatomites et de marnes. Dans le détail, nous observons de bas en haut :

-9 m : alternance constituée de bancs centimétriques à décimétriques, voire métriques de diatomites et de marnes (Figure 20A). Latéralement, des slumps affectent quelques bancs (Figure 20B). Notons la présence à la base d'un niveau cinéritique de 10 cm. Vers le sommet, des inter-bancs de marnes en plaquettes (0.15 à 0.70 m) se distinguent par leur couleur brune à noirâtres, passant parfois progressivement aux diatomites (Figure 20C).

-5 m : alternance rapprochée de laminites marno-diatomitiques admettant des niveaux à gypse dont l'épaisseur varie entre 0.01 m à 0.02 m.

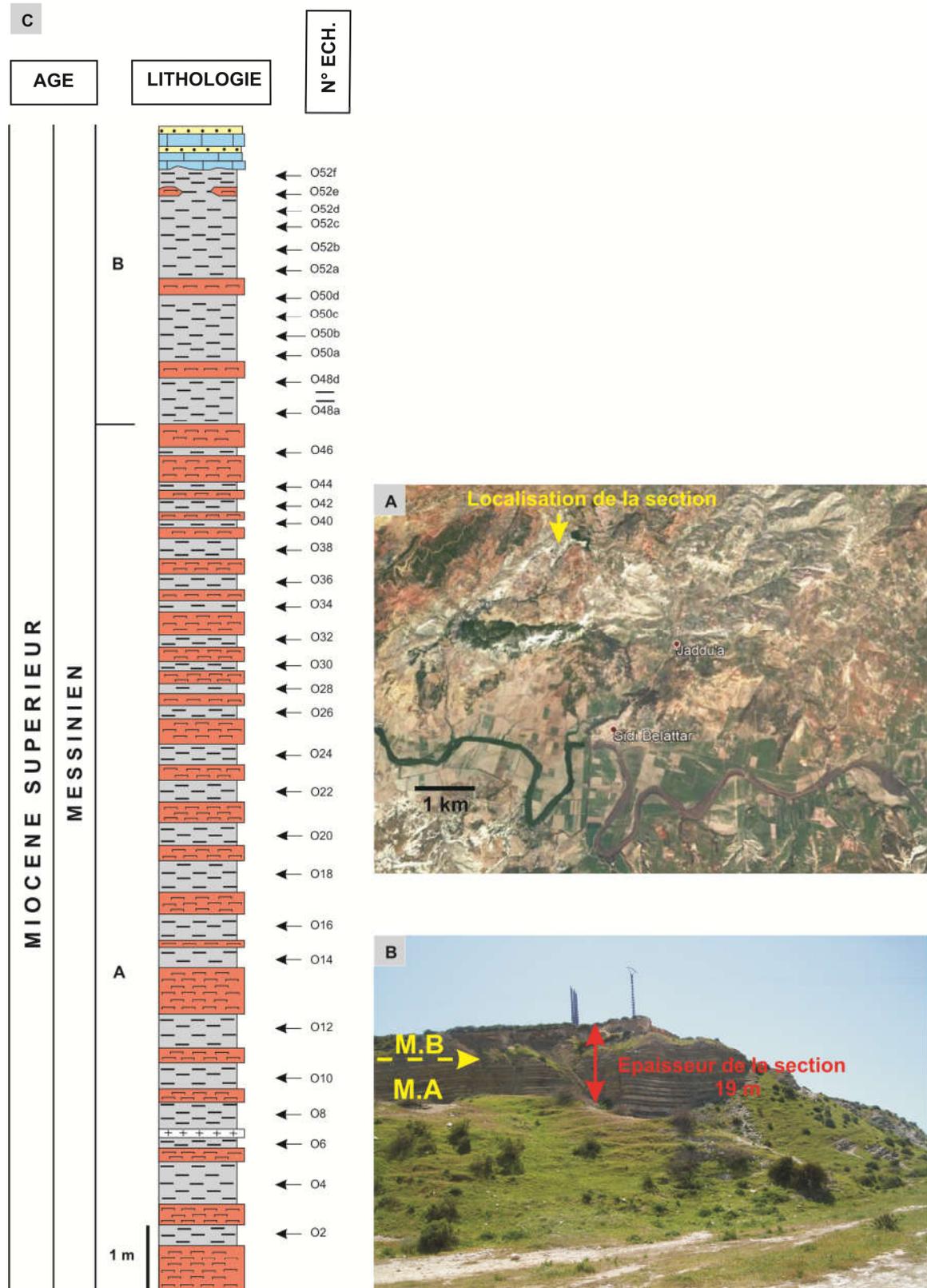


Figure 19- Section lithostratigraphique de Ouillis (Bassin du bas Chélif).

-*Membre B* (Ep = 5 m) : il s'agit d'une alternance rythmique de marnes et de bancs décimétriques de diatomites (Figure 20D). Vers le sommet, ce membre se termine par des bancs centimétriques de calcaires limités à la base par une surface de ravinement.



Figure 20- Vue panoramique des principaux membres de la section de Ouillis.

**A** : Membre (A) essentiellement diatomitique, avec une alternance dilatée à la base passant vers le haut à une alternance rapprochée, **B** : Bancs slumpés, **C** : Marnes en plaquettes très riches en matière organique, avec présence de soufre, **D** : Membre (B) correspond à une alternance rythmique de marnes et de diatomites surmontée par des bancs de calcaires.

### 1.3.2. Eléments de datation

En raison de la rareté des foraminifères planctoniques marqueurs au niveau de la section de Ouillis, l'âge de la formation diatomitique de la carrière de Ouillis est fondé sur une association de foraminifères benthiques définie vers le sommet du membre B (Mokhtar Samat, 2013). Il s'agit des espèces : *Bulimina subulata*, *Bulimina aculeata*, *Bolivina dilatata*, *Bolivina dentellata* et *Uvigerina* sp. qui indiquent fort bien le Messinien.

Par ailleurs, le membre (A) à dominance diatomitique et ne contenant aucune microfaune (en particulier les foraminifères) a été corrélé avec les régions voisines (Bois Sacré, Douar Ouled Bettahar et Djebel Ben Dourda) (Mansour et *al.*, 2008). Cette corrélation a permis de confirmer l'âge messinien pour la formation diatomitique de Ouillis (Mokhtar Samet, 2013).

## 1.4. Section de Djeniène Meskine

### 1.4.1. Description de la section

Localisée à proximité de la cimenterie de Zahana (wilaya de Mascara), cette section a été levée à quelques mètres de l'autoroute Est-Ouest (Figure 21A). C'est une section de 50.50 m d'épaisseur (Figure 21B) où nous avons reconnu 5 membres lithologiquement bien distincts (Figure 21C):

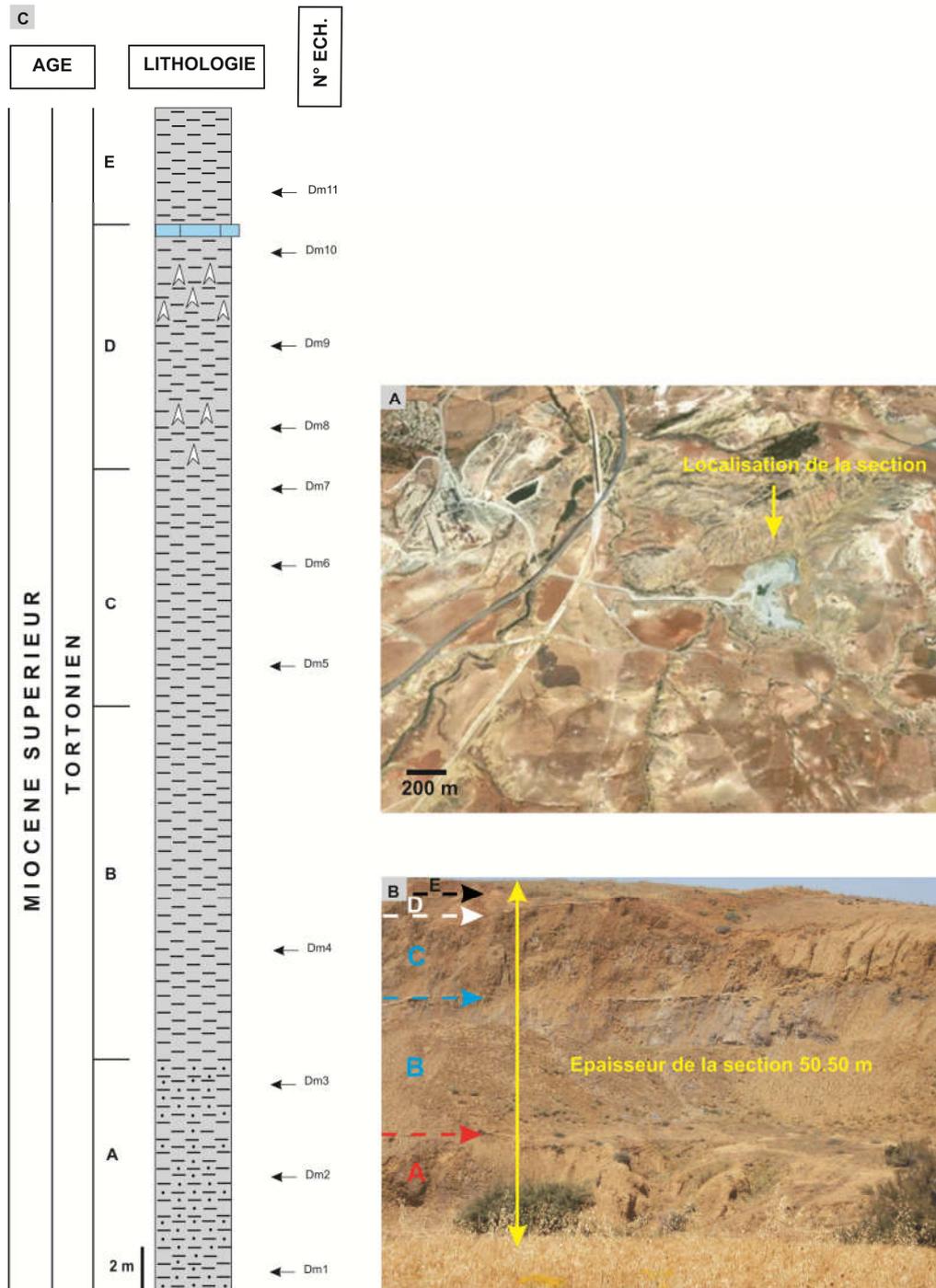


Figure 21- Section lithostratigraphique de Djeniène Meskine (Bassin du bas Chélif).

- Membre A* (Ep = 10 m) : ce sont des marnes jaunâtres sableuses (Figure 22A).
- Membre B* (Ep = 14.50 m) : il s'agit des marnes bleues indurées (Figure 22A).
- Membre C* (Ep = 10.50 m) : marnes bleues (Figure 22A).
- Membre D* (Ep = 10.50 m) : marnes jaunâtres à gypse, limitées au sommet par un banc de 0.50 m de calcaire-marneux à aspect noduleux (Figure 22A).
- Membre E* (Ep = 5 m) : marnes jaunâtres (Figure 22B).

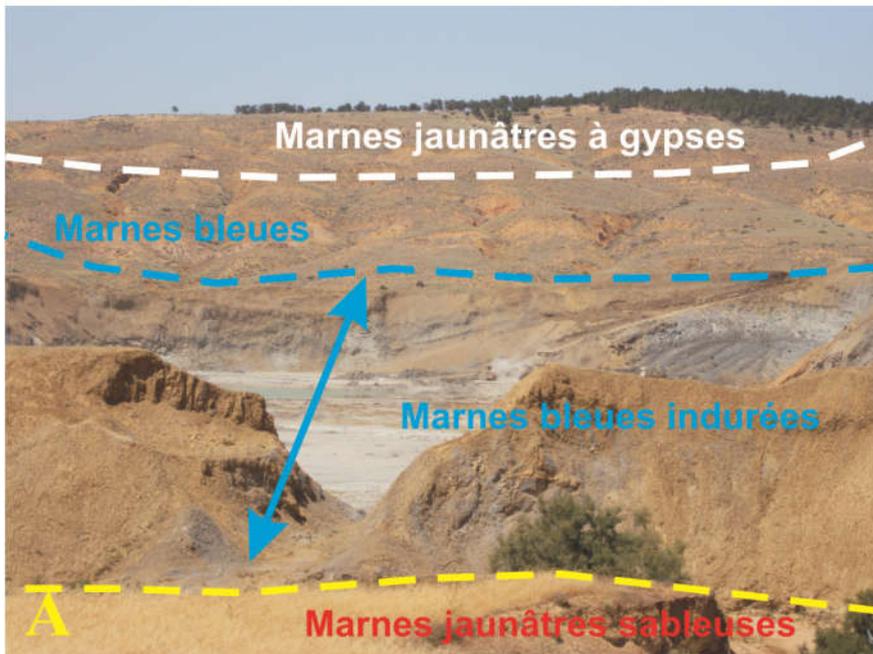
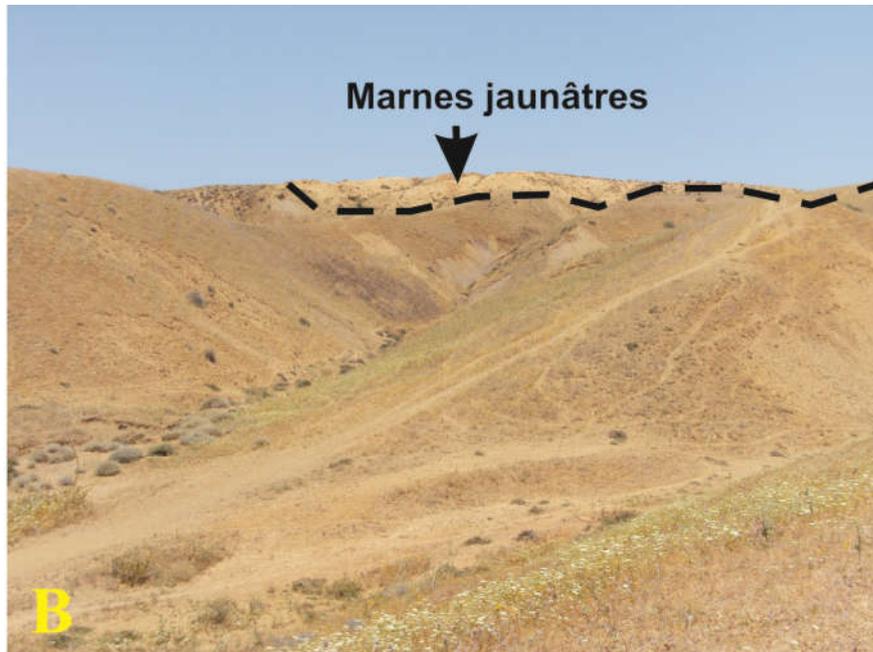


Figure 22- Vue panoramique des principaux membres de la section de Djeniène Meskine.

A : Marnes jaunâtres sableuses (Membre A), Marnes bleues indurées (Membre B), Marnes bleues (Membre C), Marnes jaunâtres à gypses (Membre D), B : Marnes jaunâtres (Membre E).

#### 1.4.2. Eléments de datation

D'après les travaux de Perrodon, 1957 et la carte géologique de S<sup>t</sup> Denis –du-Sig publiée en 1957 par le Service de la Carte Géologique de l'Algérie, les dépôts enregistrés sont attribués stratigraphiquement au Miocène supérieur (Tortonien).

#### 1.5. Section de Tamzoura

##### 1.5.1. Description de la section

Située à 2.5 km au Nord-Est du village de Tamzoura (ex. S<sup>t</sup> Maur), cette section a été levée au niveau d'un oued, à l'Est de Sidi Abdulkader (Figure 23A). D'une épaisseur totale de 53.45 m, la section de Tamzoura (terminaison occidentale du bassin du bas Chélif) montre dans l'ordre ascendant, la succession suivante (Figure 23B):

##### - Formation des «Marnes bleues »

Cette formation de 38.45 m d'épaisseur, repose en discordance sur des argiles rouges conglomératiques dont l'âge est attribué au Miocène moyen (Serravallien). Sur le plan lithostratigraphique, ladite formation peut être subdivisée en trois membres bien distincts. Ce sont de bas en haut :

-*Membre A* (Ep = 12.75 m): Ce membre de couleur bleue à grise se distingue par la présence de niveaux cinéritiques.

-*Membre B* (Ep = 15.20 m): Il s'agit de marnes bleues en plaquettes plus ou moins indurées.

-*Membre C* (Ep = 10.50 m): Ce sont des marnes bleues qui deviennent sableuses vers le sommet. Elles contiennent quelques fragments de gypse et de bivalves.

##### -Formation des « Calcaires de Tamzoura »

Avec 15 m d'épaisseur, cette formation est représentée par des bancs décimétriques à métriques de calcaires blanchâtres à jaunâtres. Il s'agit de calcaires à algues à la base passant vers le sommet à des calcaires légèrement gréseux renfermant des bivalves et des échinodermes.

#### 1.5.2. Eléments de datation

Pour l'intervalle étudié, les arguments micropaléontologiques utilisés (foraminifères planctoniques), nous ont permis de dater les «Marnes bleues » du Tortonien basal (*Globorotalia menardii* et *Globigerina bulloides*) au Tortonien supérieur (membre C) (*Neogloboquadrina dutertrei* et *Neogloboquadrina humerosa*).

En ce qui concerne les «Calcaires de Tamzoura », les corrélations bio-lithostratigraphiques à l'échelle régionale donnent à cette formation un âge messinien.



## 2. Bassin de la Tafna

A la différence du bassin précédent, nous avons sélectionné pour le bassin de la Tafna deux (02) sections. Il s'agit de la section de Pierre du Chat (= Hajret El Gat) et celle de Hammam Boughrara (Figure 24).

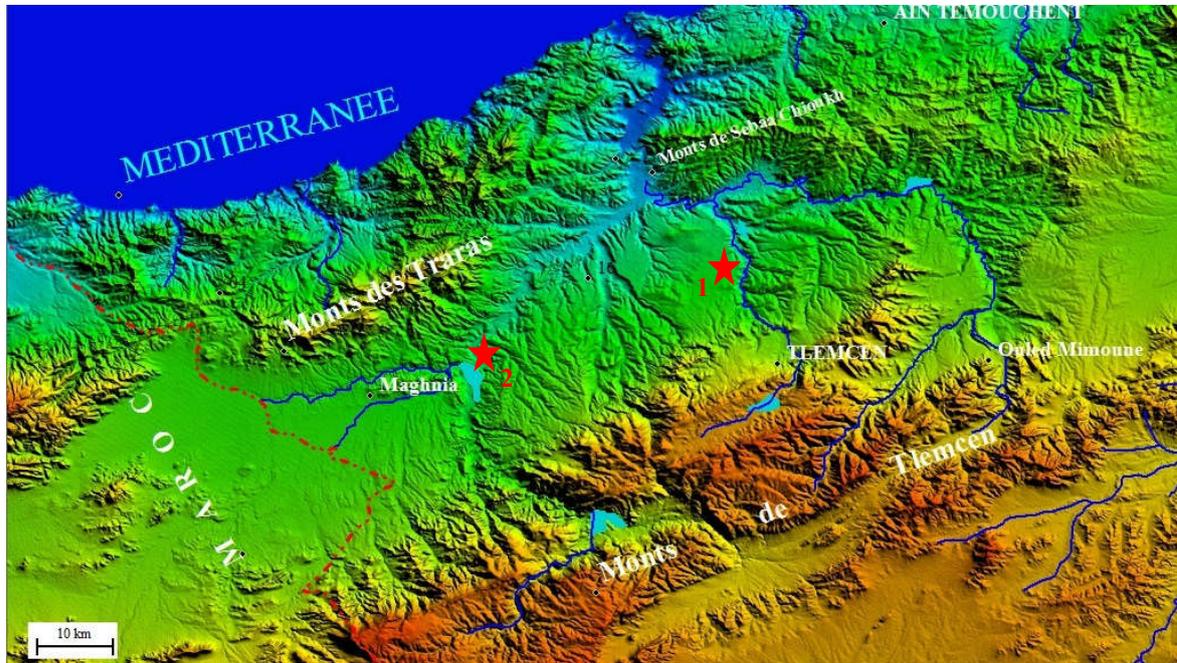


Figure 24- Localisation des sections levées dans le bassin de la Tafna  
1: Section de Pierre du chat; 2: Section de Hammam Boughrara.

### 2.1. Section de Pierre du Chat (= Hajret El Gat)

#### 2.1.1. Description de la section

La section se situe à 1500 m à l'Ouest de Pierre du Chat. Elle a été levée sur le flanc ouest de l'Oued Tafna, à quelques mètres du chemin de wilaya n°104 (Figure 25A). Avec 20.80 m d'épaisseurs (Figure 25B), la section en question comprend de bas en haut, la succession suivante (Figure 25C):

- *Membre A* (Ep = 10 m): il s'agit d'un membre à prédominance marneuse. Ce sont des marnes bleues à jaunâtres, parfois sableuses, admettant des passées de bancs décimétriques à métriques de grès à grains fins à moyens, à ciment marneux (Figure 26 A). Vers le haut les niveaux marneux sont indurés (Figure 26B).

- *Membre B* (Ep = 4. 80 m): c'est un ensemble de bancs de grès plus ou moins indurés, à grains fins. Cet ensemble gréseux est caractérisé par l'abondance de litages plans et ondulés (Figure 26C).

- *Membre C* (Ep = 6 m): il montre les mêmes caractéristiques faciologiques et sédimentologiques que le membre A, avec une prédominance des marnes jaunâtres gréseuses (Figure 26D).

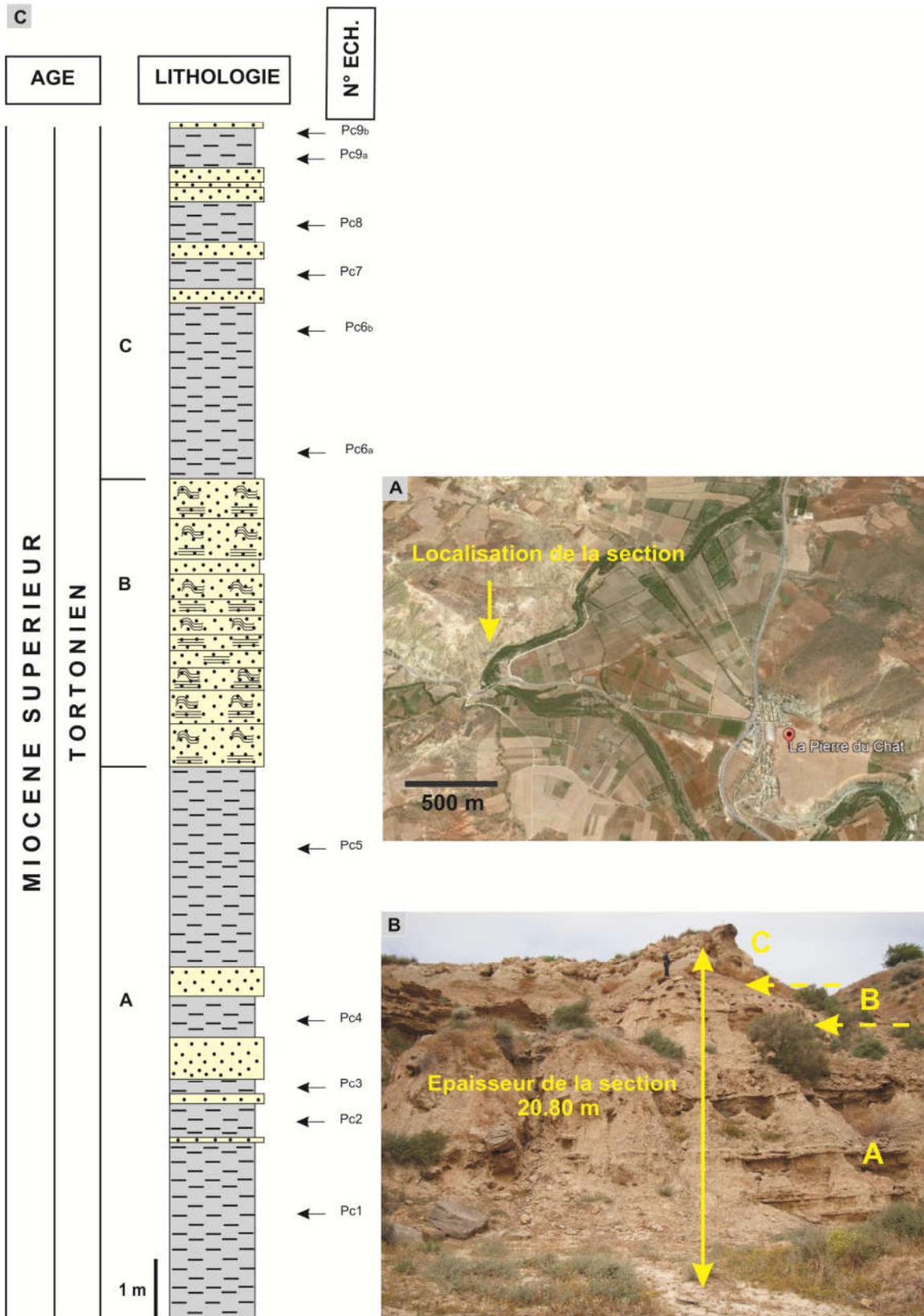


Figure 25- Section lithostratigraphique de Pierre du Chat (Bassin de la Tafna).



Figure 26- Vue panoramique des principaux membres lithologiques de la section de Pierre du Chat

A : Marnes bleues à passées gréseuses, B : Marnes indurées, C : Ensemble gréseux, D : Marnes jaunâtres gréseuses.

## 1.2. Eléments de datation

Les caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques montrent que les dépôts enregistrés dans la section de Pierre du Chat témoignent en faveur d'un milieu continental (Perrodon, 1957 ; Guardia, 1975). Ainsi, la découverte d'un gisement fossilifère de micromammifères (gisement d'Amama 1 du bassin de la Tafna avec des espèces de rongeurs) a permis de confirmer l'âge tortonien pour ladite section (Ameur-Chehbeur, 1988).

## 2.2. Section de Hammam Bouhrara

### 2.2.1. Description de la section

La section considérée se situe au Nord du village de Hammam Bouhrara. Elle a été levée à 500 m de l'autoroute Est-Ouest (Figure 27A). L'enregistrement sédimentaire sur les 40.20 m d'épaisseur (Figure 27B) montre dans l'ordre ascendant, la succession suivante (Figure 27C):

- Membre A (Ep = 5 m): marnes jaunâtres.
- Membre B (Ep = 1.50 m) : Marnes bleues.

- Membre C (Ep = 7 m): marnes jaunâtres.
- Membre D (Ep = 11.10 m): ce sont des marnes bleues indurées.
- Membre E (15.60 m): il s'agit des marnes bleues à gypses admettant au milieu un banc de 20 cm de calcaire (Figure 28).

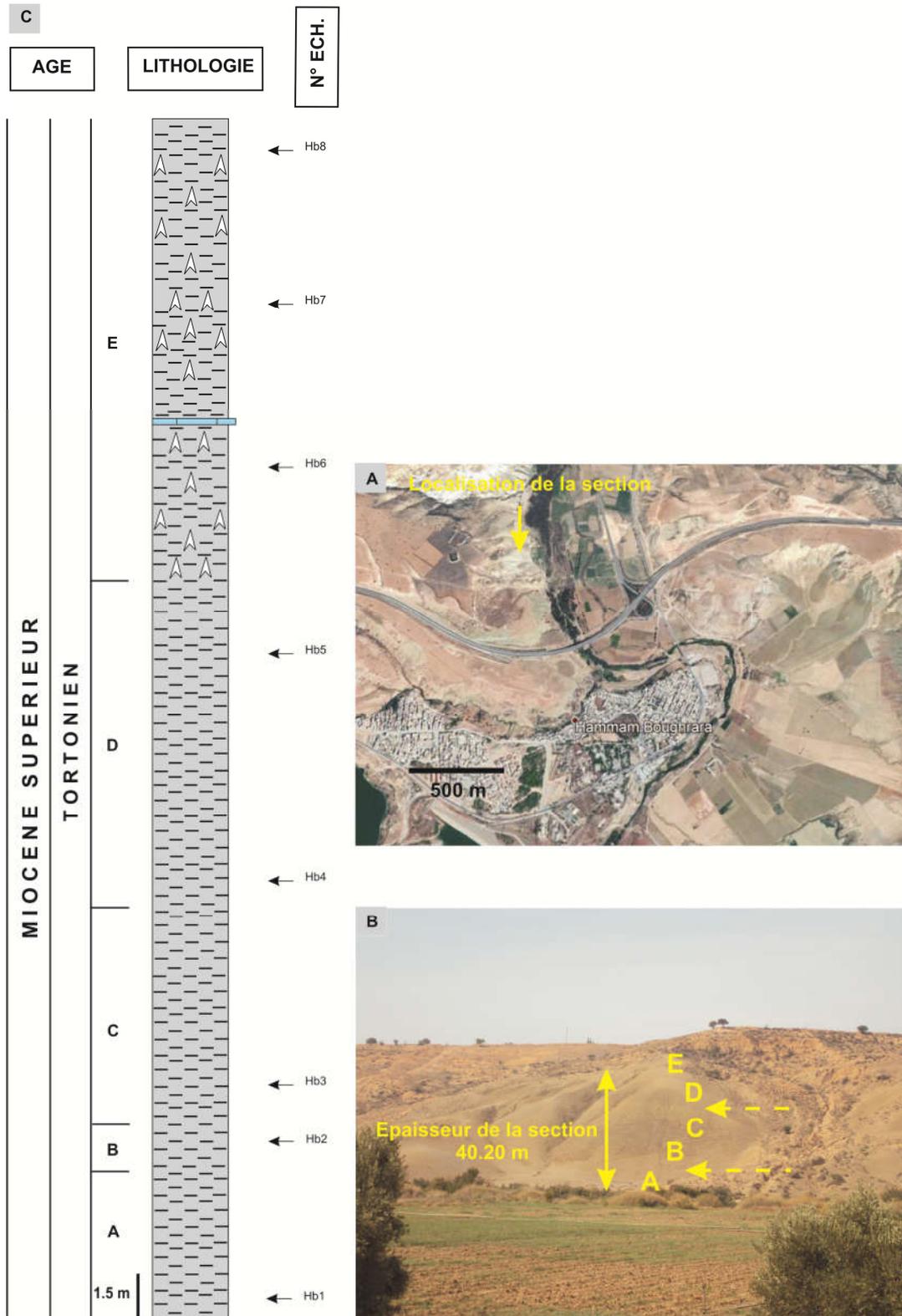


Figure 27- Section lithostratigraphique de Hammam Boughrara (Bassin de la Tafna).

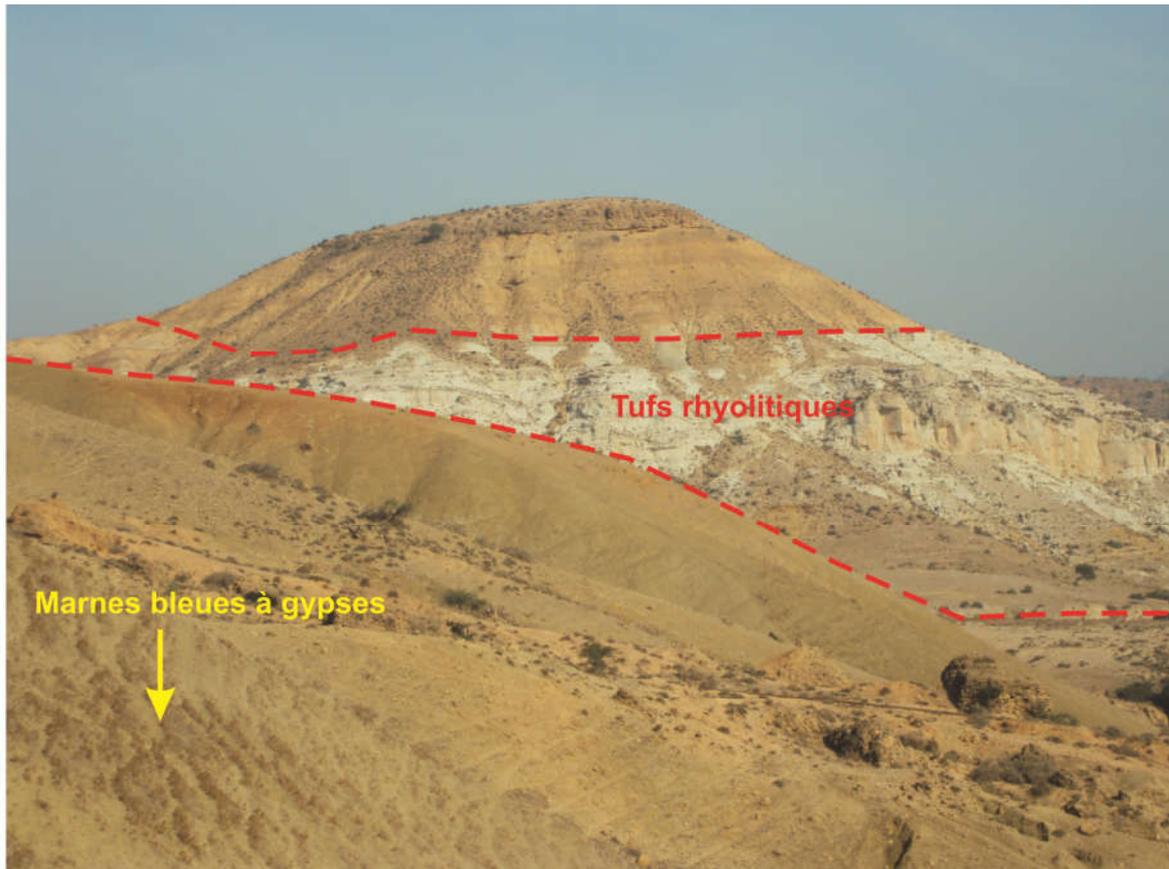


Figure 28- Marnes bleues à gypses (Membre E, section de Hammam Boughrara) (Bassin de la Tafna).

### 2.2.2. Eléments de datation

Par corrélation avec les régions voisines, les dépôts de cette section sont attribués au Miocène supérieur (Tortonien).

### C. Conclusion

L'étude lithostratigraphique des sept (07) sections levées à la fois dans le bassin du bas Chélif à l'Est et le bassin de la Tafna à l'Ouest, nous a permis d'identifier le Burdigalien-Langhien (Miocène inférieur à moyen) dans la section de Tiraouet, le Tortonien inférieur, le Messinien supérieur (Miocène supérieur) et le Zancléen (Pliocène inférieur) dans la section d'Amarna, le Messinien (Miocène supérieur) dans la section de Ouillis, le Tortonien (Miocène supérieur) dans la section de Djeniène Meskine, le Tortonien basal à supérieur et le Messinien (Miocène supérieur) dans la section de Tamzoura et enfin le Tortonien (Miocène supérieur) dans les sections du bassin de la Tafna (Pierre du Chat et Hammam Boughrara).

---

Chapitre 2 : **MATERIEL ET METHODES**

---

# Chapitre 2: MATERIEL ET METHODES

## I. ANALYSE MINERALOGIQUE (DRX)

Le procédé de diffraction des rayons X (DRX), est indubitablement la technique la plus largement utilisée pour l'identification et la caractérisation des minéraux argileux et non-argileux. Les principes de la méthode et de l'instrumentation impliqués ont été discutés en profondeur par des nombreux auteurs (Ewald, 1962 ; Klug et Alexander 1974; Cullity 1956; Nuffield, 1966 ; Waseda et *al.*, 2011). Cette méthode est particulièrement utile pour la détermination aisée de la nature et de l'abondance relative des minéraux argileux et des autres minéraux à grains fins qui caractérisent les différents matériaux argileux (Reeves et *al.*, 2006).

### A. Principe

La diffraction des rayons X consiste à appliquer un rayonnement de la longueur d'onde des rayons X ( $0.1 < \lambda < 10 \text{ nm}$ ) sur un échantillon argileux orienté ou non. Le rayonnement pénètre le cristal, il y a absorption d'une partie de l'énergie et excitation des atomes avec émissions de radiations dans toutes les directions. Les radiations émises par des plans atomiques qui sont en phases vont engendrer un faisceau cohérent qui pourra être détecté (Figure 29). La condition pour que les radiations soient en phase s'exprime par la loi de Bragg donnée par l'équation ci-après:

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

A noté :

$d$  : Espace basal, en angströms ( $\text{\AA}$ );

$\theta$  : Angle de diffraction ;

$n$  : Nombre entier correspondant à l'ordre de la diffraction ;

$\lambda$  : Longueur d'onde du rayonnement utilisé.

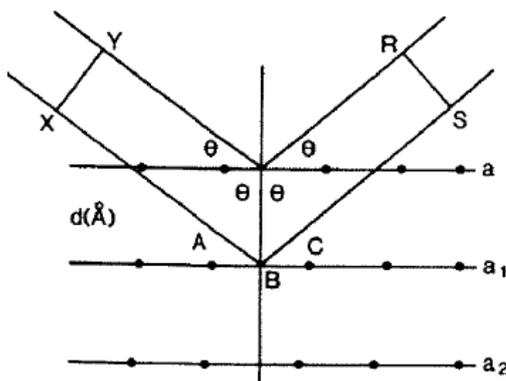


Figure 29- Démonstration de la loi de Bragg.

Chaque famille argileuse sera caractérisée par sa valeur de  $d$ . Il convient de souligner également que l'analyse de diffraction des rayons X ne peut être utilisée que pour détecter des solides cristallins (à savoir, des minéraux présents en abondance) généralement supérieures à 1-2% en poids (Reeves et *al.*, 2006).

## B. Dispositif expérimental et conditions d'analyse

Le montage expérimental comporte un diffractomètre à deux cercles ( $\theta$ - $2\theta$ ) utilisé en spectromètre à l'aide d'un monocristal analyseur.

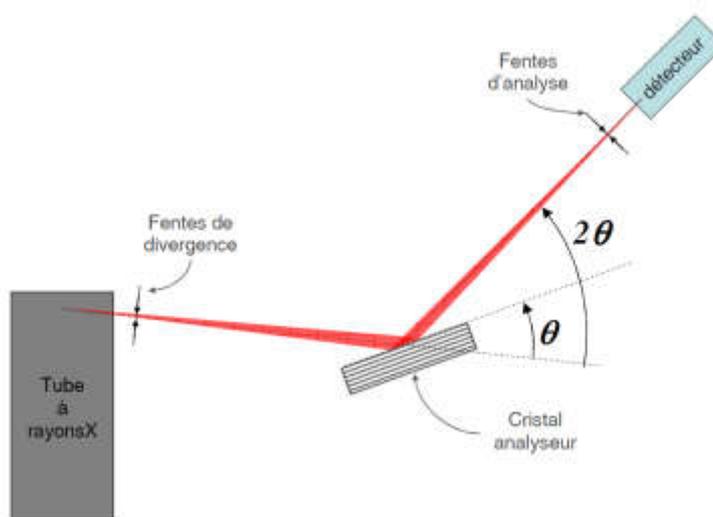


Figure 30- Schéma du principe du montage utilisé pour étudier le spectre d'un tube à rayons X.

Pour l'analyse de diffraction des rayons X, les échantillons de matériaux argileux sont habituellement préparés sous deux formes; roche totale finement ( $5-10 \mu$ ) broyée (poudre orientée de façon aléatoire) et une fraction fine d'argile orientée ( $< 2 \mu$ ) (Klug et Alexander, 1974). L'analyse de la fraction fine permet de déterminer la minéralogie des particules de taille inférieure à  $2 \mu\text{m}$  dont la majeure partie est constituée de minéraux argileux (Emery et Robinson, 1993). Le spectre typique obtenu (diffractogramme) à partir de l'analyse de la poudre est interprété en termes de minéraux identifiés. Cependant, l'examen des spécimens de la fraction argileuse orientés est habituellement nécessaire pour l'analyse détaillée des minéraux argileux qui sont concentrés dans la fraction argileuse. Les lames orientées des fractions argileuses sont préparées soit par (a) aspiration de la matière en suspension sur un disque non émaillé en céramique (Shaw, 1972) ou d'un filtre millipore (Moore et Reynolds, 1989) (b) en étalant de l'argile sur une lame de verre (Gibbs, 1965).

Il peut être nécessaire d'éliminer les oxydes de fer amorphe et/ou la matière organique avant la préparation des fractions argileuses sur lames orientées, leur présence pouvant affecter les spectres de diffraction des rayons X (Moore et Reynolds, 1997).

Toutefois, ces prétraitements conçus pour l'élimination de ces phases peuvent parfois affecter les minéraux argileux et doivent être utilisés avec précaution ou être évités sauf si elles sont absolument nécessaires.

### **C. Diagrammes en poudre**

Cette méthode, basée sur le spectre de la poudre aléatoire, permet l'identification des espèces minérales sans orientations préférentielles (Thompson et *al.*, 1972; Peterson et *al.*, 1986; Decarreau, 1990). Ainsi, le cristal est examiné sous forme d'une poudre isotropique sous un faisceau de rayon X monochromatique. L'orientation au hasard doit statistiquement représenter toutes les orientations possibles des différentes particules et fournit un spectre complet des minéraux susceptibles de diffracter les rayons X (argiles, oxydes, hydroxydes, minéraux primaires non altérés, sels, ...).

### **D. Caractérisation des échantillons étudiés**

Dans cette étude, les analyses minéralogiques ont été réalisées avec un diffractomètre (PANalytical: XPERT-PRO) utilisant la radiation  $\text{CuK}\alpha$  (1.5418 Å) avec un tube radiogène en céramique à anticathode de cuivre alimenté par un courant de 45 kV sous une intensité de 40 mA et sous les conditions d'analyses suivantes :

Angle de départ [ $^{\circ}$ 2Th.]: 2,0000

Angle final [ $^{\circ}$ 2Th.]: 70,0000 pour les poudres en longs diagrammes et 30 $^{\circ}$ 2Th pour les argiles orientées

Taille du pas [ $^{\circ}$ 2Th.]: 0,0167

Temps du pas [s]: 85.725

Vitesse de balayage [ $^{\circ}$ /s] : 0.024757

L'acquisition des données est permise grâce au Data Collector de PANalytical, logiciel accompagnant le diffractomètre. Les diffractogrammes obtenus, sont ensuite interprétés. Les positions et les intensités de pics observés sont comparés aux fichiers de référence *PDF-ICDD* (Powder Diffraction File-International Center for Diffraction Data) pour l'identification des phases minéralogiques présentes. L'utilisation de *RIR* (Reference Intensity Ratio), inclus dans le logiciel *HighScore Plus* du fichier *PDF-ICDD*, permet l'estimation semi-quantitative des phases correspondantes détectées quand celle-ci est requise et/ou possible.

La fraction fine (minéraux argileux) des échantillons de marnes est extraite par voie humide, après élimination des matières gênant leur dispersion telle que la matière organique et les carbonates. Les suspensions argileuses ainsi obtenues sont étalées sur des supports adéquats pour séchage. Chaque préparation d'argile orientée est étudiée (1) telle quelle (Argile Naturelle : AN), puis, (2) en fonction du besoin, est soumise à un traitement thermique à 550 $^{\circ}$ C pendant une heure (Argile Chauffée: AC) et/ou (3) à l'essai au gonflement à l'éthylène-glycol (Argile Glycolée : AG) et ce, afin de différencier et d'estimer les phases minéralogiques argileuses rencontrées.

Enfin, les résultats semi-quantitatifs sont exprimés à +/-10 à 15% et donnent une idée sur l'évolution relative des phases minéralogiques rencontrées. La somme des pourcentages des minéraux non argileux est donnée par rapport à la roche totale et le

complément à 100% de cette somme représente la fraction argileuse et les indosés. Ces derniers représentent les phases amorphes et les phases minéralogiques présentes en quantités inférieures aux seuils de détection de la DRX (de 1 à 5% en fonction de la nature du minéral et de la matrice de l'échantillon).

## **II. ANALYSE GEOCHIMIQUE (FRX)**

La spectrométrie de fluorescence X (FRX) est actuellement la technique d'analyse la plus largement utilisée dans la détermination de la chimie des éléments majeurs et des éléments traces des échantillons de roche (Müller, 1972 ; Williams, 1987 ; Ahmedali, 1989 ; Jenkins, 1999 ; Beckhoff et *al.*, 2008). Elle permet d'analyser jusqu'à 80 éléments sur une large gamme de sensibilités, en détectant des concentrations allant de 100% à quelques parties par million (Rollinson, 1993). Il s'agit d'une méthode rapide et un grand nombre d'analyses précises peuvent être effectuées dans un laps de temps relativement court.

### **A. Principe**

La spectrométrie de fluorescence X est basée sur l'excitation d'un échantillon par les rayons X. Un faisceau de rayons X primaire excite des rayons X secondaires (fluorescence des rayons X) qui ont des longueurs d'onde caractéristiques des éléments présents dans l'échantillon. L'intensité des rayons X secondaires est utilisée pour déterminer les concentrations des éléments présents en référence aux étalons, avec des corrections appropriées aux erreurs instrumentales et les effets de la composition de l'échantillon sur son intensité d'émission de rayons X.

L'analyse FRX typique des échantillons de roche implique la préparation de la roche sous deux formes différentes: un disque de poudre pressée pour l'analyse des éléments traces (Leake et *al.*, 1969) et une perle de verre faite de l'échantillon mélangé avec du métaborate ou tétraborate de lithium pour l'analyse des éléments majeurs (Norrish et Hutton, 1969 ; Claisse, 1989). Les principaux éléments sont déterminés en utilisant un ou plusieurs tubes différents.

### **B. Préparation des échantillons**

#### **1. Broyage**

Un des principaux objectifs lors de la préparation d'un échantillon est sa réduction en une poudre de granulométrie uniforme. La réduction de la taille des particules est habituellement réalisée par broyage (Injuk et *al.*, 2006). Pour une analyse FRX de routine des traces, une taille de particule inférieure à 50  $\mu\text{m}$  est communément admise.

#### **2. Pastillage**

Le pastillage d'un échantillon de poudre est nécessaire pour réduire les effets de surface et pour obtenir une meilleure précision que celle obtenue par l'analyse des poudres en vrac. D'une manière générale, à condition que les particules de poudre soient d'une distribution uniforme de la taille et inférieures à 50  $\mu\text{m}$  de diamètre, l'échantillon doit être pressé dans un disque (sous forme de pellets) de 600 à 800 MPa (Injuk et *al.*, 2006).

### 3. Standards

De nos jours, il existe des milliers de standards référencés dans des catalogues (les métaux et alliages, les roches, les minéraux, les résidus miniers,...) et des centaines d'autres en préparation.

#### C. Mode opératoire

L'échantillon naturel sans séchage a été réduit en poudre et mélangé à du tétraborate de lithium, puis fondu à 1200°C en vue d'obtenir un verre transparent homogène (perle boratée). Si l'échantillon ne s'y prête pas, il est préparé sous forme de pastille. La perle, ou la pastille, obtenue est soumise à une source de rayonnement X primaire. Il s'ensuit alors une excitation des atomes qui vont émettre un rayonnement X secondaire de fluorescence caractéristique de la composition chimique de l'échantillon à analyser.

#### D. Appareillage utilisé, conditions et erreurs d'analyses

L'appareillage utilisé est un spectromètre séquentiel (à dispersion de longueur d'onde) Bruker-Axs: SRS 3400 à anode en rhodium. Le traitement des données est réalisé grâce au Spectra 3000 AT.

La concentration d'un échantillon inconnu est déterminée par des courbes d'étalonnage qui sont tracées pour chaque élément après avoir fixé tous les paramètres de mesure (kV-mA, cristal analyseur, collimateur, la longueur d'onde d'émission, le temps de mesure et le détecteur).

La perte au feu (PAF) est obtenue par calcination de l'échantillon brut à l'état naturel (sans séchage) dans un four à 1050°C pendant deux heures. Elle exprime la fraction volatile de l'échantillon (humidité, CO<sub>2</sub>, matière organique etc...).

Le tableau 1 regroupe les valeurs des erreurs relatives réalisées avec le spectromètre séquentiel Bruker-Axs (Type : SRS 3400). Ces erreurs concernent les éléments majeurs et traces analysés.

Oxyde	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>
Erreur (+/-)	0.663	0.348	0.314	0.20	0.131	0.008	0.147	0.03	0.03	0.03
Oxyde	SO <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	SrO	Rb <sub>2</sub> O	PbO	ZnO	CuO	NiO	BaO
Erreur (+/-)	0.513	0.03	0.01	0.007	0.005	0.006	0.01	0.01	0,006	0.03

Tableau 1- Erreurs relatives d'analyses.

### III. INDICES D'ALTERATION

Dans la nature, les roches peuvent être affectées à des degrés variables par une combinaison d'altérations chimique et physique (Bland et Rolls, 1998). Dans cette optique, la stabilité et la dissolution de leurs minéraux sont contrôlées par des paramètres tels que l'énergie libre des réactions d'altération, le pH, le potentiel redox, la température et la concentration des différents ions contenus dans l'eau (Jehlicka, 2009).

A titre d'exemple, l'altération chimique des roches peut entraîner l'épuisement des alcalins et des alcalino-terreux et l'enrichissement préférentiel de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Cingolani *et al.*, 2003). Afin d'évaluer quantitativement son ampleur, de nombreux indices géochimiques, utilisant les proportions moléculaires des oxydes majeurs, ont été proposés par différents auteurs (Vogt, 1927 ; Parker, 1970 ; Nesbitt et Young, 1982, Harnois 1988 ; Fedo *et al.*, 1995 ; Babechuk *et al.*, 2014). Ces indices d'altération ont facilité la recherche sur la géochimie de l'environnement de la surface terrestre au cours des temps géologiques (Nesbitt et Young, 1982 ; Gall, 1992, 1994 ; Maynard, 1992 ; Arndorff, 1993 ; Bäumlér et Zech, 2000).

Pour qu'un indice d'altération soit efficace, il devrait inclure uniquement les éléments qui ont un comportement géochimique conséquent lors de l'altération, être indépendant du degré d'oxydation de la matière altérée, impliquer des éléments chimiques existants fréquemment dans les sols et enfin être d'utilisation facile.

### A. Altération et indices d'altération

L'altération chimique progressive des minéraux silicatés labiles comme les feldspaths conduit à la perte de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{Na}^+$  et à leur transformation en minéraux plus stables dans les conditions de surface (Fedo *et al.*, 1995). Cette altération conduit, par hydrolyse, à un échange des cations  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  pour  $\text{H}^+$ , et une perte probable de  $\text{Si}^{4+}$  (Kramer, 1968). Plus précisément, il est prévu que, à mesure que l'intensité de l'altération augmente:

- certains oxydes majeurs, dont  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$ , considérés comme «immobiles», restent constants;
- $\text{Si}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{MgO}$ , considérés comme "mobiles", diminuent;
- la perte au feu (PAF) augmente (Düzgören-Aydın *et al.*, 2002).

Les calculs des indices d'altération chimique, intégrant la chimie des oxydes des éléments principaux en une valeur unique pour chaque échantillon (Price et Velbel, 2003) ont été largement utilisés dans les études des profils d'altération anciens et récents. Dans des contextes récents, ils ont été utilisés pour (1) évaluer la fertilité et le développement du sol (e.g. Delvaux *et al.*, 1989), (2) démontrer l'impact du climat sur l'altération des couches géologiques (Neall, 1977) et (3) caractériser les altérations associées aux délimitations néotectoniques (Sharma et Rajamani, 2000), en fournissant simplement une meilleure compréhension de la mobilité élémentaire pendant l'altération. De plus, ces indices d'altération sont également utilisés pour interpréter l'histoire du vieillissement des sédiments récents et anciens (e.g. Crichton et Condie, 1993; Gao et Wedepohl, 1995; Ramesh et Anglejan, 1995; Fedo *et al.*, 1996; Colin *et al.*, 1998; Eisenhauer *et al.*, 1999; Gao *et al.*, 1999 ; Tripathi et Rajamani, 1999; Young, 1999).

Ces indices d'altération sont calculés en utilisant les proportions moléculaires des oxydes des éléments principaux. La proportion moléculaire de chaque oxyde est facilement calculée à partir du pourcentage massique des oxydes. Cependant, leur calcul est généralement basé sur l'hypothèse que l'aluminium soit un élément immobile (e.g. Vogt, 1927, Ruxton, 1968, Nesbitt et Young, 1982 ; Harnois, 1988, Fedo *et al.*, 1995), une hypothèse qui n'est pas toujours justifiée selon Gardner *et al.*, 1978 et Gardner, 1980, 1992).

## 1. Indice résiduel de Vogt (ICV)

L'indice de Vogt (1927) (Vogt Residual Index) est utilisé pour évaluer la maturité des sédiments résiduels. Ainsi, plusieurs auteurs l'ont utilisé pour déterminer l'ampleur de l'altération des argiles des dépôts quaternaires (Roaldset, 1972 ; Hossain et *al.*, 2014), des sédiments néogènes (e.g. Nagarajan et *al.*, 2014 ; Leila et *al.*, 2018), dans les profils d'altération des roches mères felsiques métamorphiques hétérogènes (e.g. Price et Velbel, 2003), les roches sédimentaires silico-clastiques du Mésoprotérozoïque (e.g. Rashid, 2002 ; Mishra et Sen, 2012), les sédiments mésozoïques (e.g. Moosavirad et *al.*, 2012 ; Mortazavi et *al.*, 2013) et carbonifères (e.g. Jorge et *al.*, 2013 ; Peng et *al.*, 2018). Cet indice peut être calculé avec l'équation suivante:

$$ICV = (Al_2O_3 + K_2O) / (MgO + CaO^* + Na_2O) \times 100$$

Où  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $MgO$ ,  $CaO^*$  et  $Na_2O$  sont en proportions moléculaires et  $CaO^*$  représente le contenu de  $CaO$  des silicates.

Notons que les sédiments matures reflétant une minéralogie avec prédominance des minéraux argileux présentent des valeurs d'ICV < 1 (Cullers et Podkovyrov, 2002 ; Sun et *al.*, 2013). Ils se forment dans des zones de soulèvement minimal et sont associés à une altération chimique importante (Cox et *al.*, 1995). A titre d'exemple, les sables déposés dans ces zones s'approchent d'une arénite quartzique en composition (Cullers et Podkovyrov, 2002). En revanche, les sédiments immatures riches en minéraux silicatés non-argileux ont des valeurs d'ICV > 1 (Cullers et Podkovyrov, 2002). Par conséquent, dans les shales et les siltstones relativement peu altérés, composés principalement de feldspaths, de pyroxènes, d'amphiboles ou de biotite avec des minéraux argileux moins abondants, les valeurs de l'ICV devraient avoir tendance à être > 1. De telles roches sont généralement déposés en tant que premier dépôts dans les zones tectoniquement actives (Pettijohn et *al.*, 1987 ; Van de Kamp et Leake, 1985).

## 2. Indice d'altération de Parker (WIP)

En 1970, cet auteur a introduit un indice d'altération (Weathering Index of Parker), pour les roches silicatées, basé sur les proportions de métaux alcalins et alcalino-terreux (sodium, potassium, magnésium et calcium) présents (Eswaran et *al.*, 1973, Hamdan et Burnham, 1996). Il est donné par la relation :

$$WIP = [(2Na_2O/0.35) + (MgO/0.9) + (2K_2O/0.25) + (CaO/0.7)] \times 100$$

Où  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$  et  $CaO$  sont en proportions moléculaires et  $CaO$  représente le contenu de l'oxyde de calcium des silicates.

Ledit indice prend en considération la mobilité du sodium, du potassium, du magnésium et du calcium au cours des processus d'altération (Parker, 1970). Ce sont les

éléments majeurs les plus mobiles et, par conséquent, l'indice en question n'est pas recommandé pour les roches fortement altérées (Eswaran *et al.*, 1973; Price et Velbel, 2003). Cet indice reflète les variations de la quantité de cations alcalins ( $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$ ) et alcalino-terreux ( $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ ), si l'altération des feldspaths en minéraux argileux est le principal processus d'altération hydrolytique (Gupta et Rao, 2001) et que les mobilités entre les principaux cations sont similaires (Parker, 1970). Les valeurs du WIP sont comprises entre 0 et 100 et ses maxima correspondent aux roches les moins altérées.

### 3. Indice d'altération chimique de Nesbitt et Young (CIA)

En 1982, Nesbitt et Young ont développé un indice d'altération chimique (Chemical Index of Alteration) pour reconstruire le paléoclimat des sédiments (lutites) du Protérozoïque inférieur du super groupe Huronien, au Nord du lac Huron. Cet indice est interprété comme une mesure de l'étendue de la conversion des feldspaths (qui dominent dans la croûte supérieure) en argiles telles que la kaolinite (Nesbitt et Young, 1984, 1989, Maynard *et al.*, 1995). Il a été utilisé dans de nombreuses études (e.g. Sutton *et al.*, 1990, Sutton et Maynard, 1992, 1993, Nesbitt et Wilson, 1992; Gall, 1994; Al-Juboury *et al.*, 2009; Bahlburg et Dobrzinski, 2009; Xiong *et al.*, 2010; Diskin *et al.*, 2011; Ohta *et al.*, 2011; Hwang *et al.*, 2014; Mitchell et Sheldon, 2016; Scarciglia, 2016; Taboada *et al.*, 2016; Hassan 2017; Hossain *et al.*, 2017). Le CIA est donné par l'équation :

$$\text{CIA} = 100 \times [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$$

Où  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  sont en proportions moléculaires et  $\text{CaO}^*$  représente le  $\text{CaO}$  de la phase silicatée.

Lors de l'altération chimique, les valeurs du CIA augmentent en raison de la perte des éléments mobiles par rapport à un élément considéré comme étant immobile ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). A titre d'exemples, les valeurs du CIA sont  $< 50$  pour les feldspaths et pyroxènes et sont comprises entre 70-85 pour l'illite et les smectites (Babechluk *et al.*, 2014). Les valeurs de CIA des roches / sédiments fortement altérés contenant des minéraux argileux tels que la gibbsite et la kaolinite sont de 100, tandis que les roches crustales non altérées ont une valeur de CIA de 50 et les shales ont une valeur de CIA d'environ 70-75 (Nesbitt et Young 1982; Fedo *et al.*, 1995).

Il est à noter que la composition des sédiments clastiques, en particulier l'abondance et l'appauvrissement des éléments alcalins et alcalino-terreux représentés par les valeurs de la CIA reflètent la nature et l'intensité de l'altération dans la région source, elle-même contrôlée par le climat et la tectonique du bassin sédimentaire (Nesbitt et Young, 1982).

L'avantage de l'utilisation du CIA comme marqueur de l'altération chimique réside dans l'utilisation du diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -( $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ )- $\text{K}_2\text{O}$  (noté A-CN-K) de Nesbitt et Young (Figure 31), qui présente des vecteurs d'altération empiriquement et cinétiquement prévisibles pour divers types de minéraux et de roches (Nesbitt et Young, 1984). Leur direction est fonction de la proportion relative de plagioclase et de feldspath potassique, de leur dissolution et de la vitesse de conservation des produits d'altération aluminiques (Babechluk *et al.*, 2014).

Sur ce type de diagramme, les premières étapes de l'altération forment une tendance parallèle au côté (CaO + Na<sub>2</sub>O) - K<sub>2</sub>O du diagramme, alors que l'altération avancée montre une perte marquée de K<sub>2</sub>O lorsque la composition se déplace vers l'apex Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Les tendances suivent des lignes de mélange représentant l'élimination des alcalins et du calcium en solution lors de la décomposition du premier plagioclase puis du feldspath potassique et des silicates ferromagnésiens.

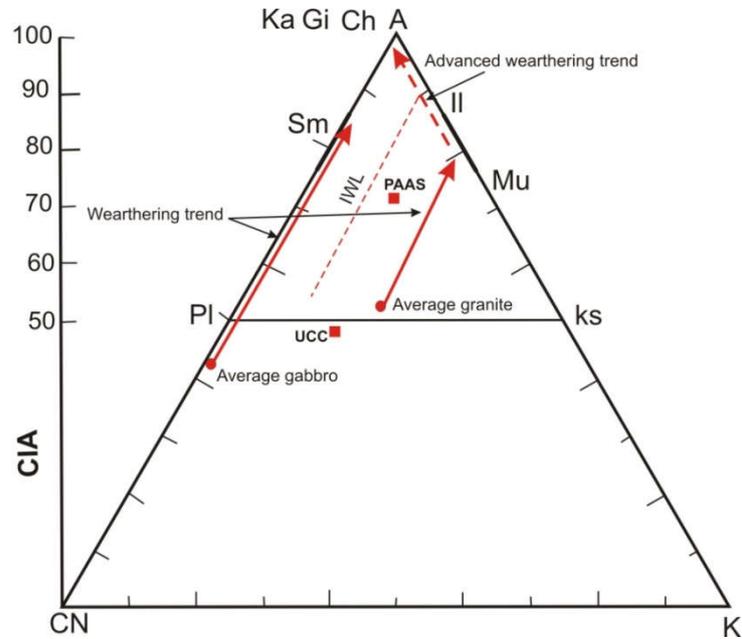


Figure 31- Diagramme A-CN-K.

Le diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - (CaO + Na<sub>2</sub>O) - K<sub>2</sub>O de Nesbitt et Young (1984, 1989) montre les tendances moyennes d'altération du granite et du gabbro et la tendance avancée d'altération du granite. Les compositions sont représentées sous forme de proportions molaires et les compositions de plagioclase, de feldspath potassique, de muscovite et de kaolinite y sont aussi indiquées. CaO\* représente le CaO du plagioclase associé à la fraction de silicate de l'échantillon.

#### 4. Indice d'altération chimique de Harnois (CIW)

Comme le CIA, le CIW (Chemical Index of Weathering), développé par Harnois (1988), est une mesure du degré d'altération subie par un matériau par rapport à sa roche mère. Il permet la mesure de l'importance de la conversion des feldspaths en argiles (Nesbitt et Young, 1984, 1989; Maynard *et al.*, 1995).

Le CIW, est semblable au CIA, sauf que le K<sub>2</sub>O est éliminé de l'équation :

$$CIW = 100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)]$$

Où Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO\* et Na<sub>2</sub>O sont en proportions moléculaires et CaO\* représente le CaO de la phase silicatée.

Cette équation est plus appropriée pour comprendre l'étendue de l'altération des plagioclases seuls puisque  $K_2O$  est soustrait de  $Al_2O_3$  dans le numérateur et le dénominateur de l'équation du CIA. Aussi, dans le calcul du CIW, la possibilité que quelque Al puisse être inclus dans les feldspaths potassiques n'est pas prise en compte. Cette approche reste donc inappropriée lors de la quantification de l'intensité de l'altération chimique des roches riches en feldspaths.

Fedo *et al.* (1995) ont soutenu que l'utilisation du CIW pour quantifier l'intensité de l'altération chimique est inappropriée et devrait être utilisée avec précaution. Le CIA et le CIW sont interprétés de la même manière avec une valeur de 50 pour la croûte continentale supérieure non altérée et environ 100 pour les matériaux fortement altérés avec élimination complète des éléments alcalins et alcalino-terreux (McLennan, 1993 ; McLennan *et al.*, 1993 ; Mongelli *et al.*, 1996). Dans cet indice,  $Al_2O_3$  est utilisé en tant que constituant immobile.  $CaO$  et  $Na_2O$  sont les composants labiles, car ils sont facilement lessivés durant l'altération. Il augmente avec le degré de déplétion de Na et Ca par rapport à Al des sédiments (Harnois, 1988). A titre d'exemple, pendant l'altération du granite et du basalte, Si, Mg, Ca et Na sont lessivés, Al et Ti restent essentiellement dans le système et s'accumulent dans le résidu, tandis que le fer et le potassium ont des comportements plus complexes. Le fer ferrique étant beaucoup moins soluble que le fer ferreux, la proportion de fer restant dans le résidu dépendra en partie des conditions d'oxydoréduction du système. Quant au potassium, il est généralement lessivé pendant la formation du sol, mais la plupart des paléosols précambriens sont enrichis en K, ce qui est probablement une caractéristique diagénétique (Retallack, 1986 ; Harnois, 1988). Une fois en solution, l'ion  $K^+$  peut participer à la formation de minéraux porteurs de potassium, adsorbé sur d'autres argiles par échange ionique ou éliminé lors de la migration de fluide. Il est à noter, qu'en raison de sa grande capacité d'échange, les minéraux argileux ayant une plus forte adsorption conservent  $K^+$  plutôt que  $Na^+$  et  $Ca^{2+}$  (Kronberg *et al.*, 1987).

### 5. Indice d'altération des plagioclases (PIA)

Le degré d'altération chimique peut être estimé à l'aide de l'indice d'altération du plagioclase (Plagioclase Index of Alteration) modifié à partir de l'équation du CIA. Cet indice a été proposé par Fedo *et al.* (1995) comme alternative au CIW (Jian *et al.*, 2013). Comme les plagioclases sont abondants dans les roches silicatées et se dissolvent rapidement, le PIA peut être utilisé quand les plagioclases doivent être estimés (Fedo *et al.*, 1995). Cet indice est donné par la relation suivante :

$$PIA = [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O) \times 100]$$

Où  $Al_2O_3$ ,  $CaO^*$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  sont en proportions moléculaires et  $CaO^*$  représente la fraction  $CaO$  de la phase silicatée.

Nous soulignons que les valeurs de PIA élevées (> 84) indiqueraient une altération chimique intense tandis que des valeurs plus faibles (~ 50) sont caractéristiques des échantillons de roche non altérée ou fraîche. Les shales australiens post-archéens (PAAS) ont une valeur PIA de 79.

## B. Rapports géochimiques

### 1. Rapport de Ruxton (R)

En 1968, Ruxton proposa un indice d'altération simple, bien adapté aux profils d'altération développés sur un substrat rocheux. Cet indice, représenté par le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , permet de distinguer entre les sédiments riches en quartz et ceux riches en minéraux argileux. Il est corrélé avec la taille des grains, le recyclage et la maturité des sédiments (Diskin *et al.*, 2011). Ledit rapport qui s'avère être le paramètre le plus stable de la composition chimique (Ibbeken et Schleyer, 1991 ; Dypvik, 1979) relie la perte de la silice à la perte totale des éléments et considère l'alumine (et les autres sesquioxydes) comme étant immobile durant l'altération (Ruxton, 1968). Il a été testé par Ruxton dans l'altération des profils développés sur des roches ignées et métamorphiques des régions humides du monde entier, qui avait constaté que ce rapport était bien corrélé avec la perte totale des éléments.

Le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  décroît généralement en fonction de la diminution de la taille des grains, dans une gamme de tailles donnée. Ainsi, une décroissance du rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  est reliée à la décroissance de la taille des grains ou une décroissance de la maturité texturale des sédiments. Ceci est dû à l'enrichissement relatif des phyllosilicates riches en Al au dépend des phases riches en Si dans les sédiments à grains fins (Weltje et Eynatten, 2004). Un rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  inférieur à 9, indique une maturité texturale faible et une valeur de ce rapport supérieure à 18 est le reflet d'une maturité texturale importante (López-González, 2006). Des valeurs moyennes inférieures à 4.0 caractérisent une sédimentation immature, tandis celles comprises entre 5.0 et 6.0 dans les sédiments sont une indication de maturité progressive et les sédiments matures ont des valeurs supérieures à 6.0 (Roser *et al.*, 1996). Les valeurs supérieures à 7.0 suggèrent des sédiments fortement matures (Ahmad et Chandra, 2013).

### 2. Rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$

Le rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  a été utilisé comme un indicateur préliminaire de la composition des roches mères (Nesbitt, 1979). Ce rapport est d'environ 10 pour les basaltes et les gabbros et 47 pour les rhyolites et les granites (Le Maitre, 1976). Une forte corrélation positive entre  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (proxy pour les minéraux argileux) indique l'illite comme la principale source de titane. De même, une corrélation forte et positive entre  $\text{TiO}_2$  et Zr suggère les minéraux lourds comme des sources potentielles (Hofer *et al.*, 2013).

### 3. Rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$

Le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  est utilisé comme un indicateur de la stabilité minéralogique et distingue les fragments lithiques des feldspaths (Herron, 1988). Aux basses pressions et températures caractéristiques des milieux sédimentaires, les minéraux les plus stables sont les feldspaths potassiques, la muscovite et le quartz. Les deux premiers sont riches en potassium et tous les trois en fer. En revanche, les minéraux formant les roches moins stables, communément présents dans les fragments lithiques, ont tendance à être plus riches en fer et en magnésium (Diskin *et al.*, 2011).

#### 4. Rapport $K_2O/Na_2O$

Le rapport  $K_2O/Na_2O$  est un indice de maturité permettant de caractériser le degré de lixiviation. Les valeurs fortes de ce rapport indiquent que les sédiments ont subi une forte lixiviation, entraînant une perte remarquable de Na par rapport à K (Wang et *al.*, 2013).

#### 5. Rapport $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$

Ce ratio représente le rapport entre les éléments les plus immobiles (Al) et mobiles (Ca et Na).

#### 6. Rapport $K_2O/Al_2O_3$

Le rapport  $K_2O/Al_2O_3$  des sédiments peut être utilisé comme indicateur de la composition originelle des sédiments anciens (Nagarajan et *al.*, 2007). Les rapports  $K_2O/Al_2O_3$  pour les minéraux argileux et les feldspaths sont respectivement compris entre 0.0 - 0.3 et 0.3 - 0.9, (Cox et *al.*, 1995).

### C. Rapports des minéraux argileux

Les rapports des minéraux argileux smectite/(illite+chlorite), kaolinite/(illite+chlorite), chlorite/illite, kaolinite/smectite, kaolinite/illite, smectite/illite, kaolinite/chlorite, et (Illite+chlorite)/(kaolinite+smectite) sont potentiellement contrôlés par l'environnement (Alizai et *al.*, 2012) et ont été utilisés avec succès dans de nombreuses études (Robert et Kennett, 1994 ; Alizai et *al.*, 2012 ; Limmer et *al.*, 2012 ; Hu et *al.*, 2014; Li et *al.*, 2014; Khonde et *al.*, 2017; Miao et *al.*, 2016).

A titre d'exemple, et dans les sédiments marins, le rapport kaolinite/chlorite constitue un indicateur fiable de l'hydrolyse chimique par rapport aux processus physiques dans les profils d'altération continentaux (Chamley, 1989). Les rapports kaolinite/chlorite et kaolinite/illite sont des indicateurs de l'humidité et des valeurs élevées indiquent une humidité accrue (Thamban et *al.*, 2002; Thamban et Rao, 2005). Ces rapports peuvent être utilisés comme des indicateurs minéralogiques basés sur la résistance différentielle de ces espèces argileuses à l'altération chimique (Miao et *al.*, 2016). Leur variation peut être utilisée comme un bon indicateur pour la mise en évidence des changements paléoclimatiques.

Des valeurs élevées d'illite, de kaolinite/chlorite et illite/chlorite, et des valeurs plus faibles de smectite, de chlorite et de kaolinite correspondraient à des processus d'altération chimique/érosion physique puissants et à des périodes chaudes et humides (Miao et *al.*, 2016).

Les rapports smectite/illite (S/I), chlorite/illite (C/I) et kaolinite/smectite (K/S) peuvent être utilisés pour décrire les changements minéralogiques dans la fraction argileuse. L'augmentation des rapports S/I et C/I implique une augmentation de la contribution relative des détritiques provenant des roches mafiques et métamorphiques. Une augmentation du rapport K/S est probablement associée à une augmentation du matériel détritique provenant d'anciennes formations sédimentaires (Sun et *al.*, 2016).

Le rapport (Illite+chlorite)/(kaolinite+smectite) : L'illite et la chlorite sont interprétés comme des minéraux se produisant dans un climat relativement très froid ou chaud et sec, tandis qu'un climat chaud et humide conduit à une altération chimique plus forte et à la formation de kaolinite. Les minéraux smectitiques sont constitués de plusieurs sous-groupes pouvant se former dans des environnements chimiques et climatiques différents (Wang et Yang, 2013). Au cours de la pédogénèse, la chlorite et l'illite se transformeraient en smectite et en kaolinite dans des conditions climatiques chaudes et humides en raison d'un lessivage et d'une altération intenses (Vicente *et al.*, 1997 ; Hong *et al.*, 2007).

Le climat tempéré tend à former des minéraux incomplètement altérés, principalement de l'illite et de la chlorite exfoliées, des interstratifiés, de la vermiculite et de la smectite dégradée, selon le climat local (Wang et Yang, 2013).

#### D. Classification de des sédiments

Le diagramme de Pettijohn *et al.* (1972) modifié par Herron (1988) (Figure 32) où les valeurs de  $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  sont représentées le long de l'axe des ordonnées au lieu du  $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ . Le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total /  $\text{K}_2\text{O}$  permet de mieux classer les arkoses et constitue également une mesure de la stabilité minérale, car les minéraux ferromagnésiens ont tendance à être parmi les minéraux les moins stables pendant l'altération. Un troisième axe (non représenté) représente la teneur totale en carbone de la teneur en carbonate de calcium du ciment de roche. Les shales, qui ne sont pas considérés dans la représentation de Pettijohn *et al.* sont identifiés sur la base d'un très faible rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ .

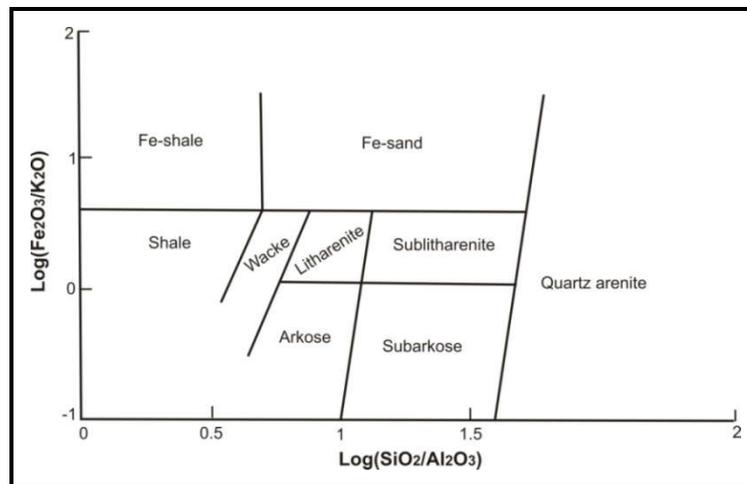


Figure 32- Diagramme de Herron.

#### E. Diagramme de provenance

Les fonctions discriminantes de Roser et Korsch (1988) utilisent les contenus en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^T$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  comme variables. Elles permettent la distinction de quatre provenances sédimentaires différentes (Figure 33): Mafique, P1: arc océanique; Intermédiaire, P2: arc insulaire mature; Felsique, P3: marge continentale active; Recyclée, P4: granitique-gneissique ou source sédimentaire (Cingolani *et al.*, 2003). Les fonctions de discrimination F1 et F2 sont données par les relations suivantes :

### Fonction discriminante 1 (F1)

$$F_1 = (-1.773 \times \text{TiO}_2\%) + (0.607 \times \text{Al}_2\text{O}_3\%) + (0.76 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}\%) + (-1.5 \times \text{MgO}\%) + (0.616 \times \text{CaO}\%) + (0.509 \times \text{Na}_2\text{O}\%) + (-1.22 \times \text{K}_2\text{O}\%) + (-9.09).$$

### Fonction discriminante 2 (F2)

$$F_2 = (0.445 \times \text{TiO}_2\%) + (0.07 \times \text{Al}_2\text{O}_3\%) + (-0.250 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}\%) + (-1.142 \times \text{MgO}\%) + (0.438 \times \text{CaO}\%) + (1.475 \times \text{Na}_2\text{O}\%) + (1.426 \times \text{K}_2\text{O}\%) + (-6.861)$$

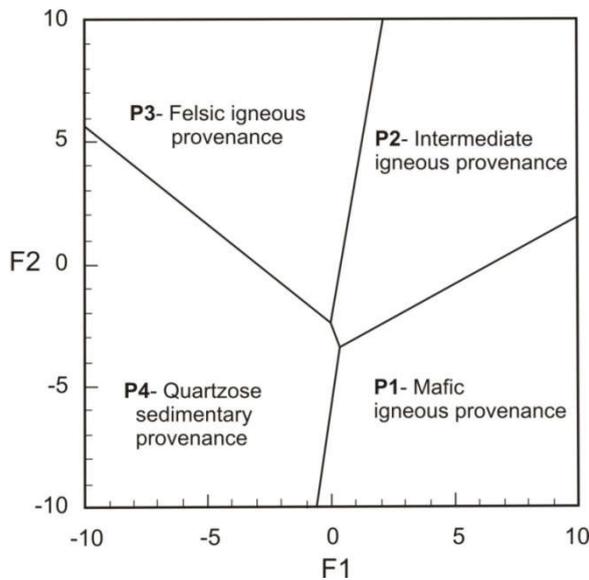


Figure 33- Diagramme de discrimination de provenance (d'après Roser et Korsch, 1988).

## **F. Echantillonnage**

A partir de sept (07) sections levées en détail dans les bassins du bas Chelif et de la Tafna, un total de quatre vingt quatorze (94) échantillons a été prélevé en fonction des variations des faciès enregistrées çà et là. Les échantillons prélevés sont répartis comme suit:

### -Pour le bassin du Bas Chélif

Vingt-trois (23) dans la section de Tiraouet (Figure 15), Quinze (15) dans la section d'Amarna (Figure 17), Dix-sept (17) dans la section de Ouillis (Figure 19), Onze (11) dans la section de Djeniene meskine (Figure 21) et Neuf (9) dans la section de Tamzoura (Figure 23).

### -Pour le bassin de la Tafna

Onze (11) dans la section de Pierre du Chat (Figure 25) et Huit (8) dans la section de Hammam Boughrara (Figure 27).

Notons que les analyses minéralogiques ont porté sur les minéraux argileux et non-argileux et les analyses géochimiques sur  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{Rb}_2\text{O}$ ,  $\text{ZnO}$ ,  $\text{PbO}$ ,  $\text{CuO}$ ,  $\text{NiO}$ ,  $\text{BaO}$ .

---

Chapitre 3 : **MINERALOGIE ET GEOCHIMIE**

---

# Chapitre 3:

## MINÉRALOGIE ET GEOCHIMIE

### I. INTRODUCTION

Le présent chapitre est consacré à la caractérisation minéralogique et géochimique des marnes miocènes et pliocènes échantillonnées dans sept (07) sections levées à la fois dans les bassins du bas Chélif et de la Tafna. Les contenus minéralogiques et géochimiques seront décrits en termes de minima, maxima et moyennes en mettant aussi l'accent sur la distribution spatio-temporelle des différentes formations étudiées.

Aussi, des rapports minéralogiques et géochimiques sont déterminés pour mettre en évidence les types d'altération (physique et/ou chimique) subie par les roches et ayant conduit à la formation des sédiments. A la fin, une classification, des sédiments prélevés dans les deux bassins, est réalisée sur la base des contenus géochimiques.

### II. COMPOSITION MINÉRALOGIQUE

#### A. Bassin du bas Chélif

##### 1. Section de Tiraouet

Durant le Burdigalien-Langhien, les minéraux argileux smectite (montmorillonite), l'interstratifié illite-smectite (I-S) et l'illite sont présents en concentrations respectives de 20-35 %, 20-30% (Moy: 22.4%) et 15-35% (Moy ; 21.1). La chlorite (10-20% ; Moy ; 16.1%) et la kaolinite (10-20% ; Moy : 16.70%) sont présentes à des taux plus faibles (Figure 34). Dans les niveaux T<sub>2</sub>, T<sub>4</sub>, T<sub>6</sub>, T<sub>16</sub> et l'intervalle T<sub>19</sub>-T<sub>23</sub>, la montmorillonite fait place à la corrensite avec des taux compris entre 15 et 30%.

En ce qui concerne le cortège des minéraux non-argileux, le quartz est présent à des concentrations comprises entre 50 et 67% (Moy : 58.4%), la calcite entre 5 et 13 % (Moy : 8.7%), les plagioclases (albite) entre 2 et 6 % (Moy : 3.78%) et l'ankérite entre 1 et 6% (Moy : 3.0%) à l'exception des niveaux marneux T<sub>19</sub> et T<sub>21</sub> où nous notons la présence de dolomite avec des taux respectifs de 2 et 4%. Le gypse n'est présent qu'à l'état de trace dans le niveau T<sub>21</sub>, l'orthoclase dans le niveau T<sub>9</sub> avec une concentration de 2%. La pyrite apparaît dans les niveaux T<sub>17</sub>, T<sub>18</sub> et T<sub>19</sub> avec des concentrations de 1 à 2% et la halite dans les niveaux T<sub>19</sub> et T<sub>21</sub> avec un taux de 1% (Figure 35).

Dans la section de Tiraouet (Tableau 2), durant le Burdigalien-Langhien, les valeurs du ratio kaolinite/smectite sont comprises entre 0.33 et 1.00 (Moy : 0.72), kaolinite/illite entre 0.29-1.33 (Moy : 0.84), kaolinite/chlorite entre 0.5 et 2.0 (Moy : 1.06), smectite / illite entre 0.57 et 2.33 (Moy : 1.27), smectite/(illite + chlorite) entre 0.40 et 0.1.17 (Moy : 0.67), kaolinite / (illite + chlorite) entre 0.20 et 0.60 (Moy : 0.45) et (smectite + kaolinite)/( illite + chlorite) entre 0.60 et 1.67 (Moy : 1.09).

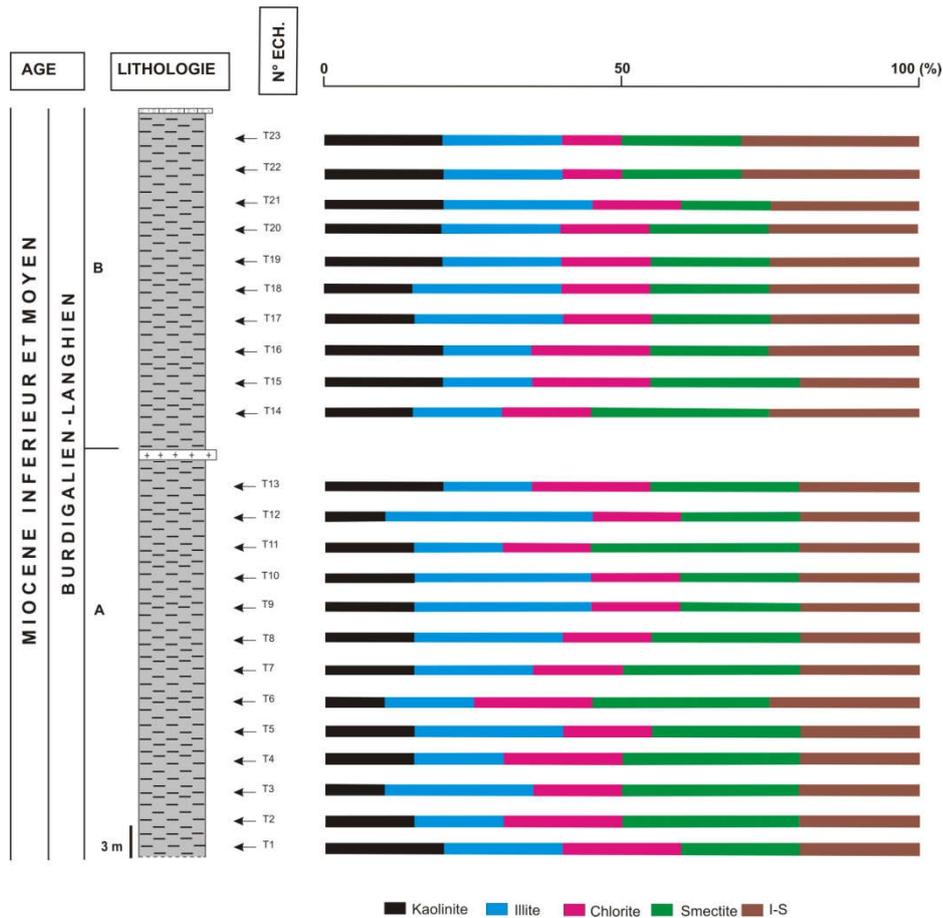


Figure 34- Distribution verticale des minéraux argileux (Section de Tiraouet).

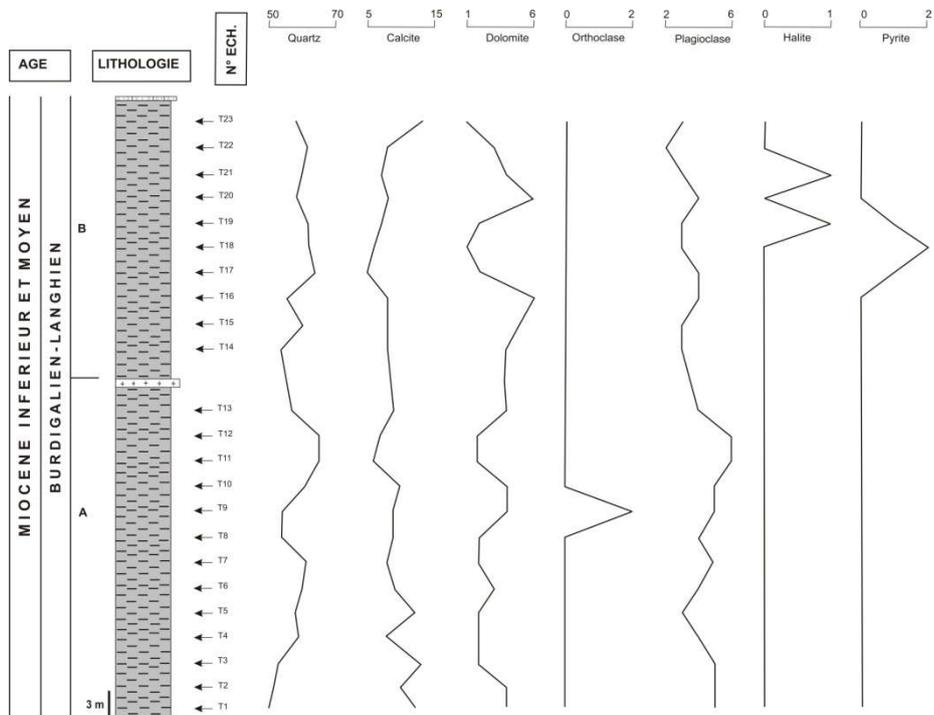


Figure 35- Distribution verticale des minéraux non-argileux (Section de Tiraouet).

Il est à noter que tous ces rapports sauf smectite / illite et smectite / (illite + chlorite) sont généralement plus élevés dans le membre B au sommet de la section que dans le membre A (Tableau 2).

A titre d'exemple, le marqueur de lixiviation chimique kaolinite / (illite + chlorite) est en moyenne de 0.54 dans le membre B et de 0.37 dans le membre A. Les rapports d'humidité kaolinite / illite et kaolinite / chlorite évoluent de la même manière.

Ech.	S/(I+C)	K/(I+C)	K/I	K/C	K/S	S/I	(S+K)/(I+C)
T <sub>1</sub>	0.50	0.50	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
T <sub>2</sub>	-	0.43	1.00	0.75	-	-	-
T <sub>3</sub>	0.75	0.25	0.40	0.67	0.33	1.20	1.00
T <sub>4</sub>	-	0.43	1.00	0.75	-	-	-
T <sub>5</sub>	0.63	0.38	0.60	1.00	0.60	1.00	1.00
T <sub>6</sub>	-	0.29	0.67	0.50	-	-	-
T <sub>7</sub>	0.86	0.43	0.75	1.00	0.50	1.50	1.29
T <sub>8</sub>	0.63	0.38	0.60	1.00	0.60	1.00	1.00
T <sub>9</sub>	0.44	0.33	0.50	1.00	0.75	0.67	0.78
T <sub>10</sub>	0.44	0.33	0.50	1.00	0.75	0.67	0.78
T <sub>11</sub>	1.17	0.50	1.00	1.00	0.43	2.33	1.67
T <sub>12</sub>	0.40	0.20	0.29	0.67	0.50	0.57	0.60
T <sub>13</sub>	0.71	0.57	1.33	1.00	0.80	1.67	1.29
T <sub>14</sub>	1.00	0.50	1.00	1.00	0.50	2.00	1.50
T <sub>15</sub>	0.71	0.57	1.33	1.00	0.80	1.67	1.29
T <sub>16</sub>	-	0.57	1.33	1.00	-	-	-
T <sub>17</sub>	0.50	0.38	0.60	1.00	0.75	0.80	0.88
T <sub>18</sub>	0.50	0.38	0.60	1.00	0.75	0.80	0.88
T <sub>19</sub>	-	0.57	1.00	1.33	-	-	-
T <sub>20</sub>	-	0.57	1.00	1.33	-	-	-
T <sub>21</sub>	-	0.50	0.80	1.33	-	-	-
T <sub>22</sub>	-	0.67	1.00	2.00	-	-	-
T <sub>23</sub>	0.67	0.97	1.45	2.90	1.45	1.00	1.63

Tableau 2- Rapports des minéraux argileux (Section de Tiraouet).

## 2. Section d'Amarna

Dans la limite septentrionale du bassin du bas Chélif, le Tortonien est représenté par 10-50 % de kaolinite, 30-55 % d'illite et 15-20% de I-S. La chlorite n'est présente que dans la partie sommitale du Tortonien et la smectite n'est présente que dans les bans A<sub>4</sub> et A<sub>5</sub> avec un taux de 5% (Figure 36). Le quartz, la calcite et la dolomite apparaissent avec des concentrations comprises, respectivement, entre 26 et 69%, 7 et 65% et 1 et 8% (Figure 37).

D'autre part, l'orthoclase y est aussi présent avec des concentrations variant entre 0 et 3%, les plagioclases (albite) au sommet du Tortonien (1-3%), l'anatase à la base de la section (1-2%), le gypse dans les niveaux marneux A<sub>3</sub> et A<sub>5</sub> avec des taux respectifs de 2 et 1%. Nous notons aussi la présence de la sidérite au niveau A<sub>5</sub> (1%).

Toutefois, il est important de souligner que le niveau A<sub>8</sub> marquant le passage Tortonien (Miocène supérieur)-Zancléen (Pliocène inférieur) est dépourvu de minéraux argileux (Figure 36).

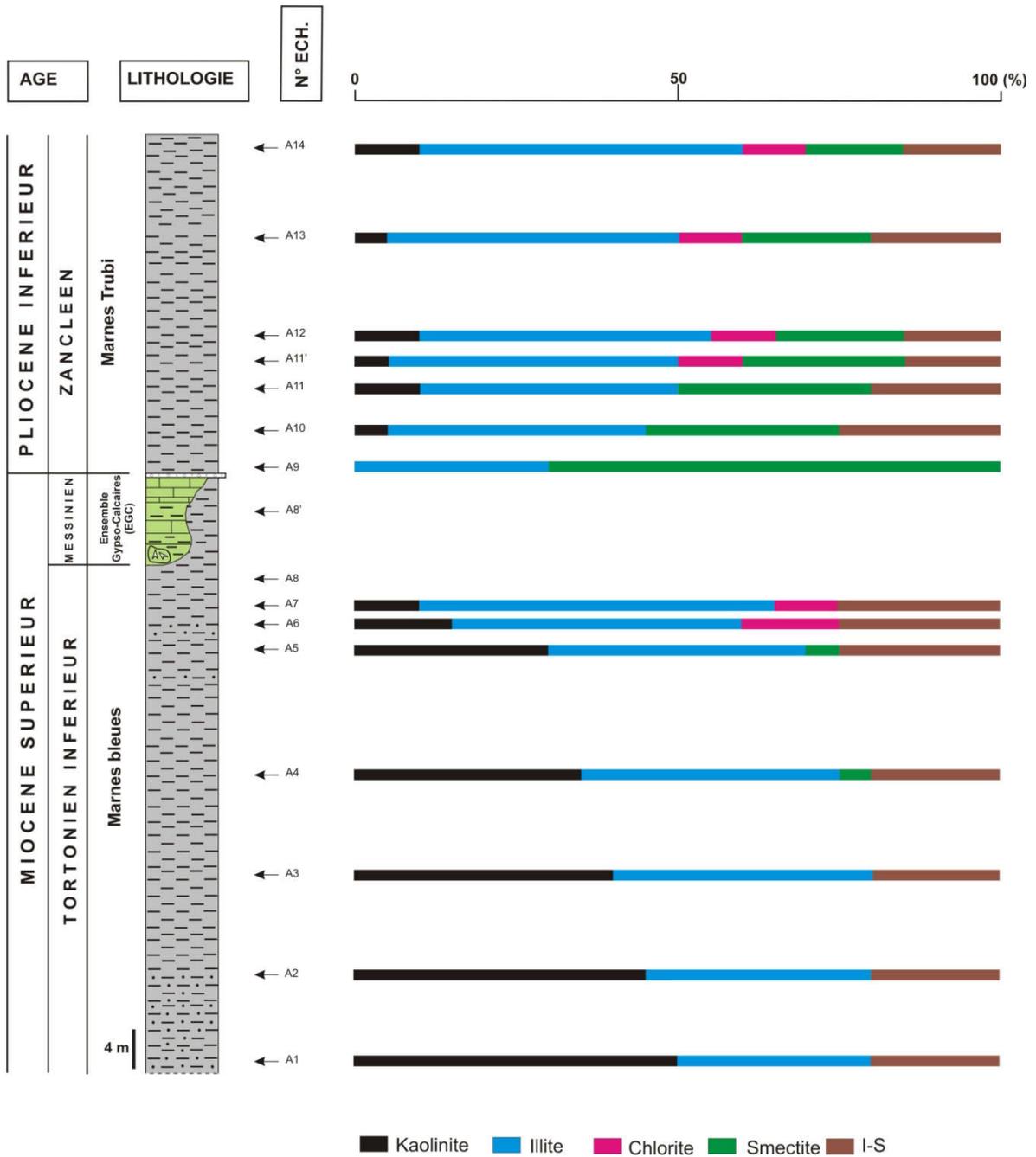


Figure 36- Distribution verticale des minéraux argileux (Section d'Amarna).

Au début du Zancléen, nous avons remarqué l'apparition de smectite (70%) et de l'illite (30%) et une apparition soudaine avec une concentration importante de celestine (30%). Le Quartz (11-28%), la calcite (38-77%), la dolomite (3-5%), l'orthoclase (0-3%), les plagioclases (albite) (1-2%) et le gypse (1 et 4%) dans les niveaux A<sub>12</sub> et A<sub>13</sub> sont aussi présents (Figure 37).

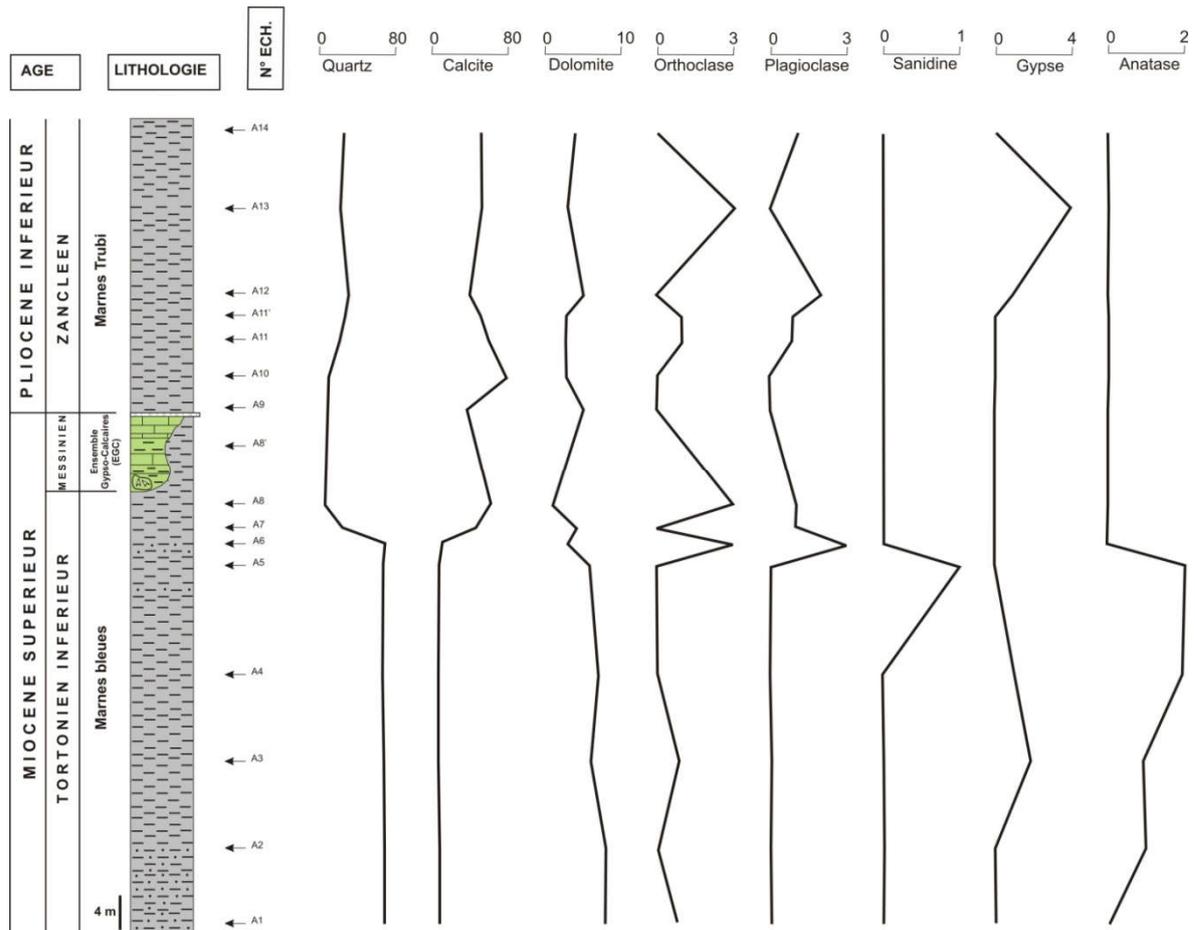


Figure 37- Distribution verticale des minéraux non- argileux (Section d'Amarna).

Dans la section d'Amarna (Tableau 3), durant le Tortonien, les valeurs du rapport kaolinite/smectite sont respectivement de 7.0 et 6.0 (niveaux A<sub>4</sub> et A<sub>5</sub>), alors que le rapport kaolinite / chlorite est de 1.0 (A<sub>6</sub> et A<sub>7</sub>). Les rapports smectite/illite et smectite/(illite + chlorite) montrent les mêmes tendances avec des valeurs comprises entre 0.00 et 1.13 (Moy ; 0.04). Les valeurs varient entre 0.18 et 1.67 (Moy : 0.87) pour le rapport kaolinite/illite, 0.15 et 1.67 (Moy : 0.85) pour la kaolinite/(illite + chlorite) et 0.15 et 1.67 (Moy : 0.89) pour (smectite + kaolinite)/(illite + chlorite) . Ces trois derniers rapports, contrairement à la smectite/(illite + chlorite) et à la smectite/ illite, diminuent de bas en haut dans les marnes tortoniennes.

Par ailleurs, les valeurs du rapport kaolinite/smectite augmentent de la base du Zancléen vers le sommet. Elles sont comprises entre 0.00 et 0.67 indiquant ainsi la prédominance de la smectite par rapport à la kaolinite. Celles du rapport kaolinite/chlorite varient entre 0.5 et 1.0 (A<sub>11</sub>'-A<sub>14</sub>). Les rapports smectite/illite (0.30-2.33), smectite/(illite + chlorite) (0.25-2.33) et (smectite + kaolinite)/(illite + chlorite) (0.42-2.33) évoluent similairement durant cet intervalle stratigraphique indiquant une augmentation de ces trois ratios en direction du sommet de la section. Les rapport kaolinite/illite (0.0 et 0.25) et kaolinite/(illite + chlorite) (0.09-0.25) montrent clairement une prépondérance des minéraux, produits de l'altération physique.

Ech.	S/(I+C)	K/(I+C)	K/I	K/C	K/S	S/I	(S+K)/(I+C)
A <sub>1</sub>	0.00	1.67	1.67	-	-	0.00	1.67
A <sub>2</sub>	0.00	1.29	1.29	-	-	0.00	1.29
A <sub>3</sub>	0.00	1.00	1.00	-	-	0.00	1.00
A <sub>4</sub>	0.13	0.88	0.88	-	7.00	0.13	1.00
A <sub>5</sub>	0.13	0.75	0.75	-	6.00	0.13	0.88
A <sub>6</sub>	0.00	0.25	0.33	1.00	-	0.00	0.25
A <sub>7</sub>	0.00	0.15	0.18	1.00	-	0.00	0.15
A <sub>8</sub>	-	-	-	-	-	-	-
A <sub>9</sub>	2.33	-	0.00	-	0.00	2.33	2.33
A <sub>10</sub>	0.75	0.13	0.13	-	0.17	0.75	0.88
A <sub>11</sub>	0.75	0.25	0.25	-	0.33	0.75	1.00
A <sub>11</sub> '	0.45	0.09	0.11	0.50	0.20	0.56	0.55
A <sub>12</sub>	0.36	0.18	0.22	1.00	0.50	0.44	0.55
A <sub>13</sub>	0.36	0.09	0.11	0.50	0.25	0.44	0.45
A <sub>14</sub>	0.25	0.17	0.20	1.00	0.67	0.30	0.42

Tableau 3- Rapports des minéraux argileux (Section d'Amarna).

### 3. Section de Ouillis

Dans cette section, le Miocène supérieur est représenté uniquement par le Messinien. Ce dernier est marqué par l'absence de chlorite, qui apparaît à la base de la section, dans le niveau O<sub>2</sub> (15%). Cependant, l'illite est présente tout le long de la section à des concentrations importantes (30-60 ; Moy : 49.1%). L'I-S présente des concentrations variant entre 15 et 52% (Moy : 20.3%). Enfin, les concentrations de la kaolinite et de la smectite sont respectivement de 15-20% (Moy : 17.7%) et 0-20% (Moy : 13.8%) (Figure 38).

En ce qui concerne les minéraux non-argileux, ils sont représentés le long du range stratigraphique par du quartz avec des concentrations comprises entre 31 et 69 (59.1%) et de la calcite qui n'apparaît qu'au sommet de la section (24-49%). La dolomite y est absente, l'orthoclase et les plagioclases (albite) ont été enregistrés avec des taux compris respectivement entre 0 et 2% et 1 et 4%. Le gypse (1-6%) et la jarosite (1-11%) disparaissent au sommet de la section. L'anatase, avec des taux compris entre 1 et 3%, n'est absente que dans le niveau O<sub>52A</sub> et la barytine est représentée avec un taux de 2% (niveaux marneux O<sub>44</sub> et O<sub>50A</sub>) (Figure 39).

Dans le Messinien de la section de Ouillis (Tableau 4), les valeurs des rapports des minéraux argileux varient de 0 à 4.0 pour kaolinite/smectite, de 0.27 à 0.67 pour kaolinite /illite, de 0.08 à 0.67 pour smectite/illite, de 0.18-0.50 pour smectite/(illite + chlorite), de 0.27 à 0.50 pour kaolinite/ (illite + chlorite) et de 0.42 à 1.00 pour (smectite + kaolinite)/(illite + chlorite). Ces ratios indiquent, en général, la dominance des minéraux argileux formés par érosion physique et une dominance de la kaolinite par rapport aux smectites.

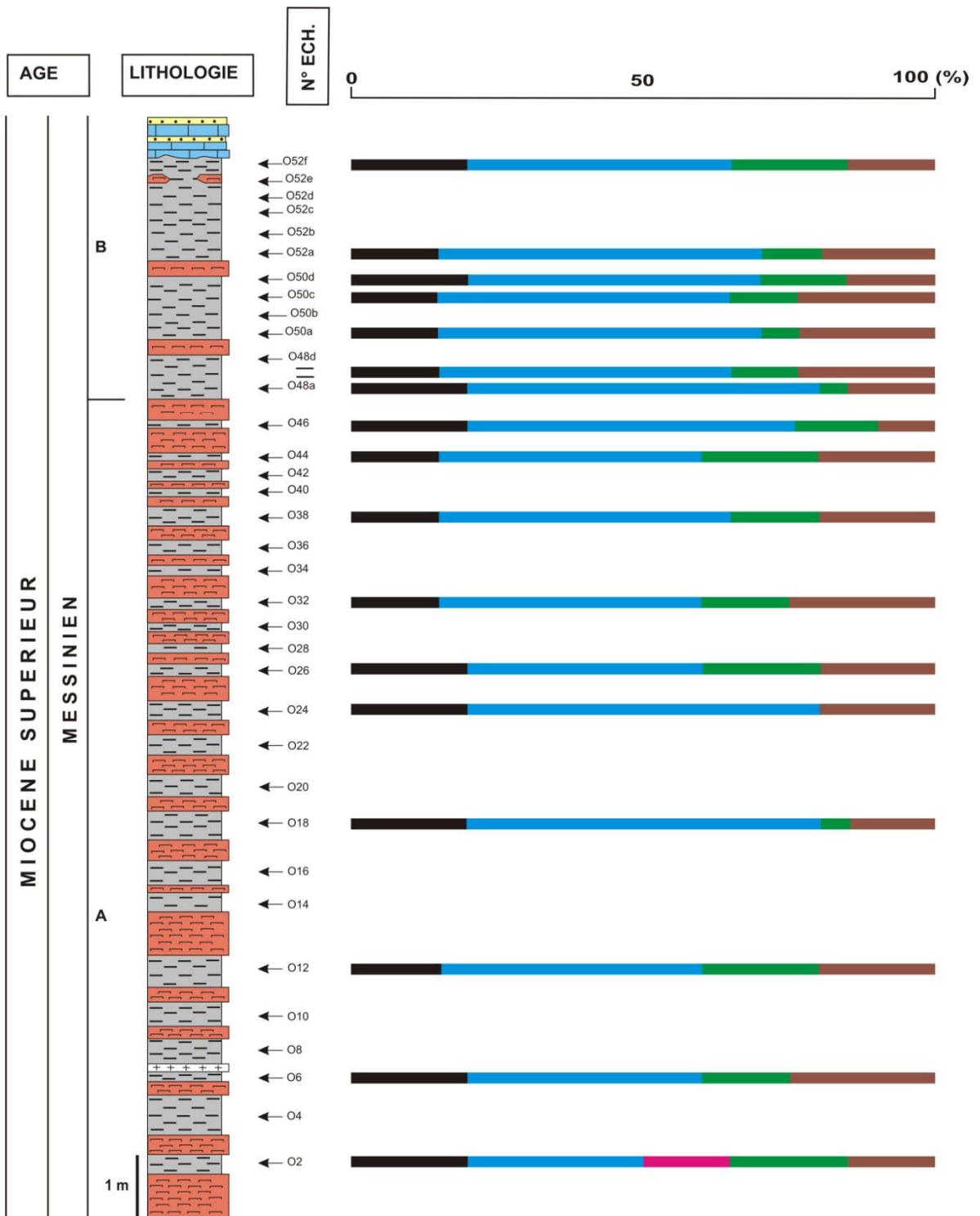


Figure 38- Distribution verticale des minéraux argileux (Section de Ouilis).

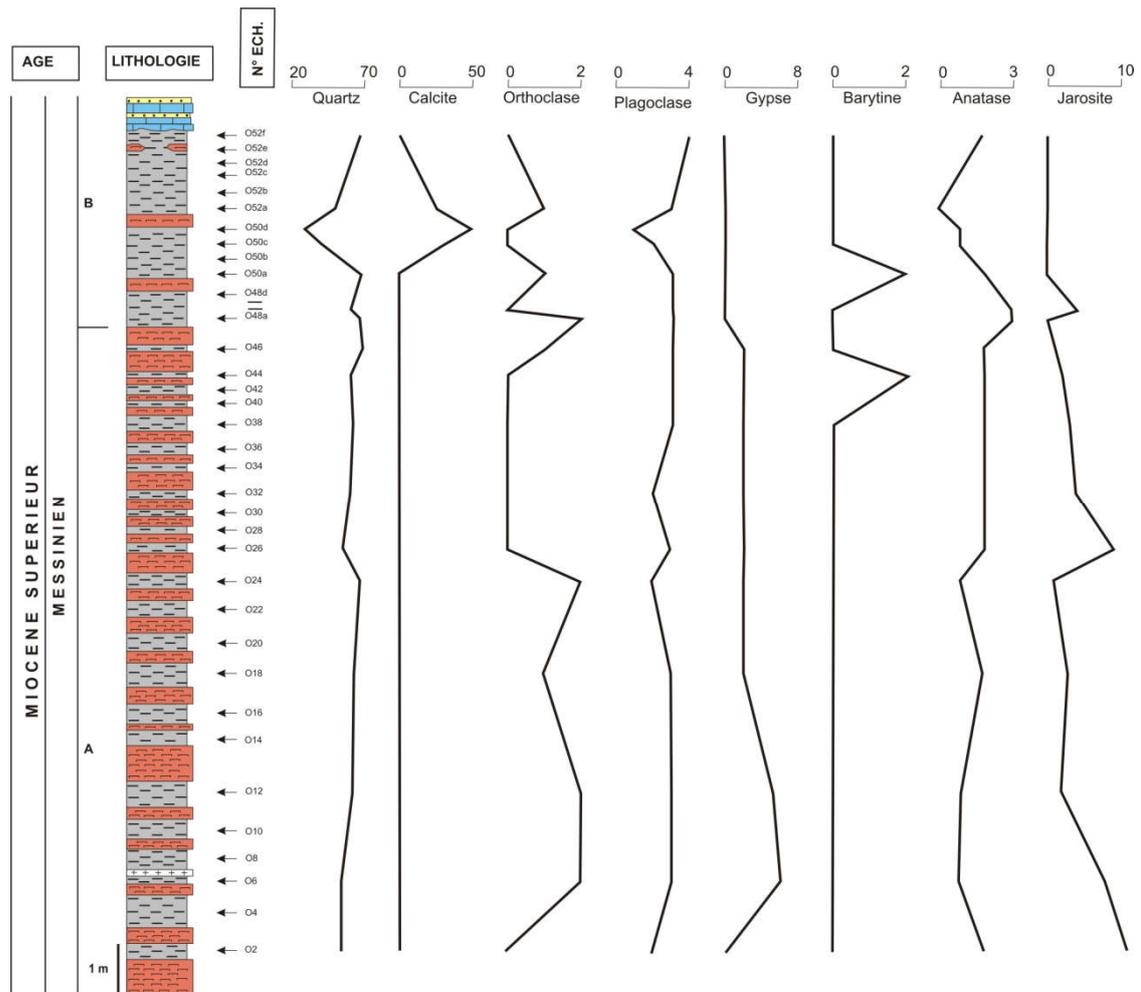


Figure 39- Distribution des minéraux non-argileux (Section de Ouillis).

Ech.	S/(I+C)	K/(I+C)	K/I	K/C	K/S	S/I	(S+K)/(I+C)
O <sub>2</sub>	0.44	0.44	0.67	1.33	1.00	0.67	0.89
O <sub>6</sub>	0.38	0.50	0.50	-	1.33	0.38	0.88
O <sub>12</sub>	0.44	0.33	0.33	-	0.75	0.44	0.78
O <sub>18</sub>	0.08	0.33	0.33	-	4.00	0.08	0.42
O <sub>24</sub>	0.00	0.33	0.33	-	0.00	0.00	0.33
O <sub>26</sub>	0.50	0.50	0.50	-	1.00	0.50	1.00
O <sub>32</sub>	0.33	0.33	0.33	-	1.00	0.33	0.67
O <sub>38</sub>	0.30	0.30	0.30	-	1.00	0.30	0.60
O <sub>44</sub>	0.44	0.33	0.33	-	0.75	0.44	0.78
O <sub>46</sub>	0.27	0.36	0.36	-	1.33	0.27	0.64
O <sub>48A</sub>	0.08	0.33	0.33	-	4.00	0.08	0.42
O <sub>48B</sub>	0.20	0.30	0.30	-	1.50	0.20	0.50
O <sub>50A</sub>	0.09	0.27	0.27	-	3.00	0.09	0.36
O <sub>50C</sub>	0.20	0.30	0.30	-	1.50	0.20	0.50
O <sub>51</sub>	0.30	0.40	0.40	-	1.33	0.30	0.70
O <sub>52A</sub>	0.18	0.27	0.27	-	1.50	0.18	0.45
O <sub>52G</sub>	0.44	0.44	0.44	-	1.00	0.44	0.89

Tableau 4- Rapports des minéraux argileux (Section de Ouillis).

#### 4. Section de Djeniene Meskine

A la différence de la section précédente, le Miocène supérieur de la section de Djeniene Meskine, située dans la partie occidentale du bassin du Bas Chélib, est représentée par le Tortonien. Durant cet intervalle chronologique, nous avons noté la prépondérance de l'illite (25-60% ; Moy : 40.9%) par rapport aux autres minéraux argileux. Les concentrations en smectite, I-S, chlorite et kaolinite varient respectivement entre 14-40% (Moy : 23.2%), 10-20% (Moy : 15%), 10-15% (Moy : 13%) et 5-15% (Moy : 9.1%) (Figure 40).

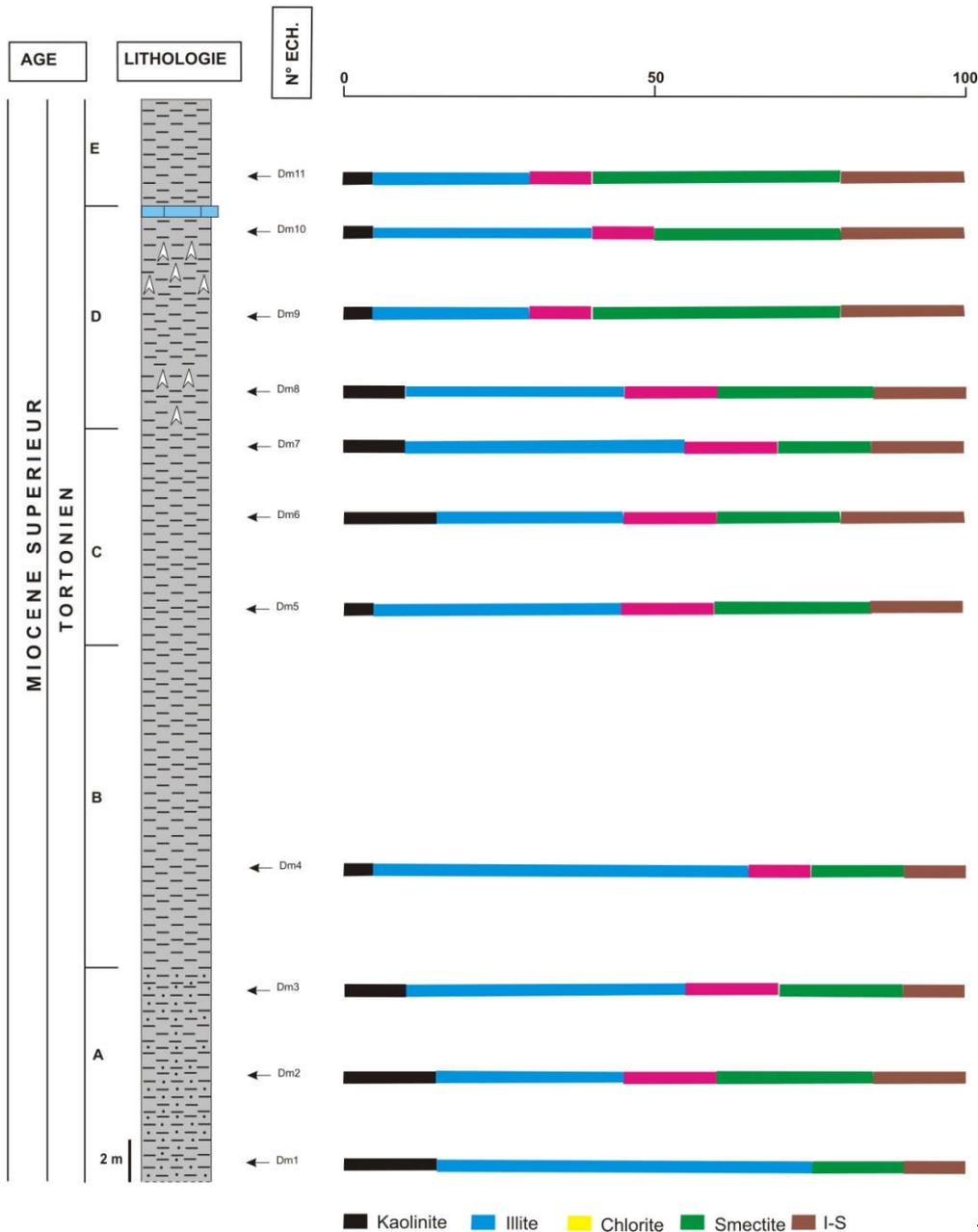


Figure 40- Distribution verticale des minéraux argileux (Section de Djeniene Meskine).

Pour les minéraux non-argileux, le quartz est présent avec des concentrations comprises entre 28 et 48% (Moy : 38.3%), la calcite 4-25% (Moy : 14.5%), l'orthoclase 0-3% (Moy : 1.3%), les plagioclases (albite) 2-6% (Moy : 4.1%), le gypse 0-7% (Moy : 1.2%) et la bassanite 0-5% (Moy : 1.1%). La halite n'est présente que dans les deux niveaux sommitaux Dm<sub>10</sub> (3%) et Dm<sub>11</sub> (5%). La dolomite (6-10%) apparait à la base de la section (intervalle Dm<sub>1</sub>-Dm<sub>2</sub>) et au sommet (intervalle Dm<sub>7</sub>-Dm<sub>11</sub>) et fait place à l'ankérite dans l'intervalle Dm<sub>3</sub>-Dm<sub>6</sub>, avec des taux compris entre 8 et 6% (Figure 41).

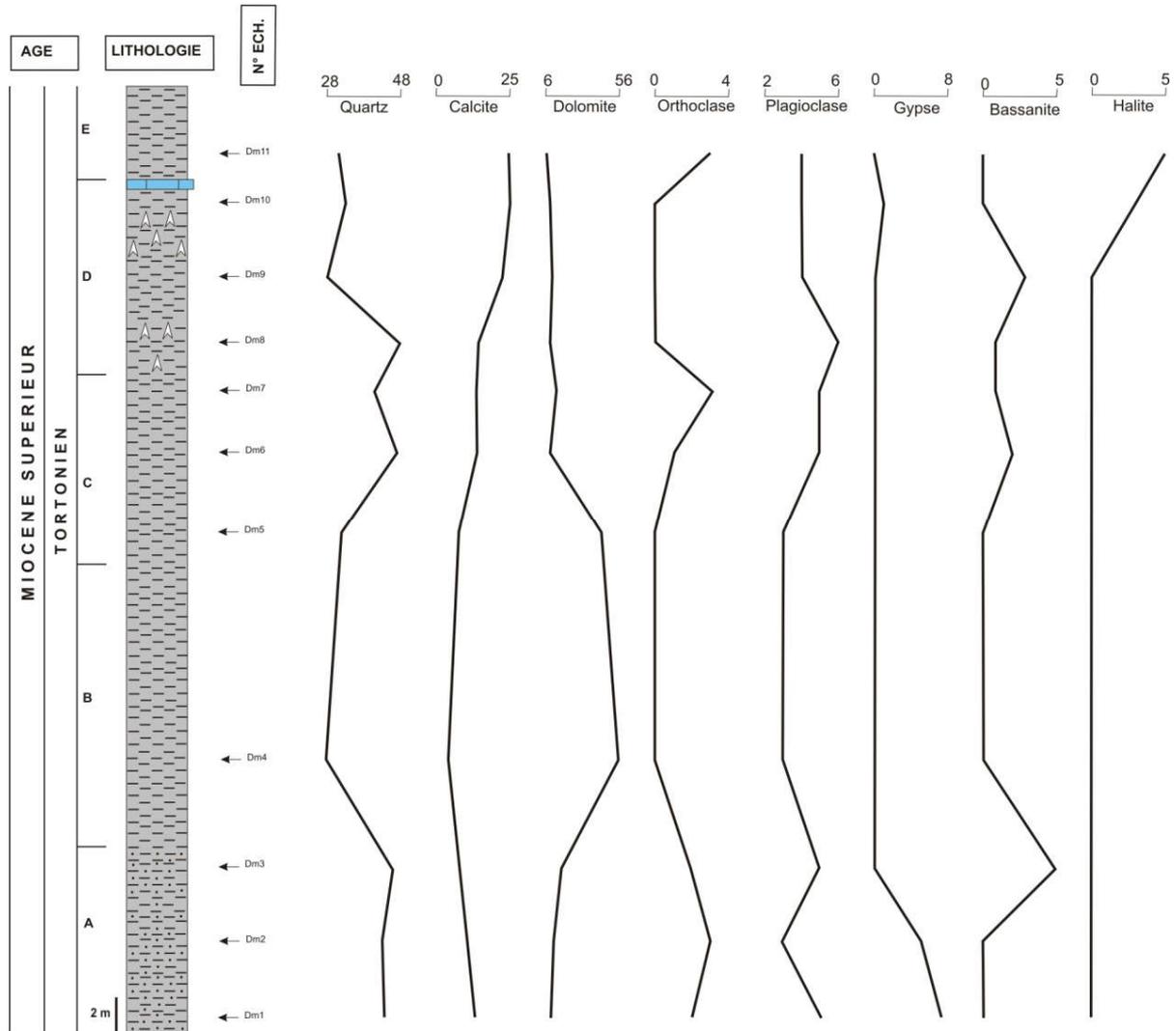


Figure 41- Distribution des minéraux non-argileux (Section de Djeniène Meskine).

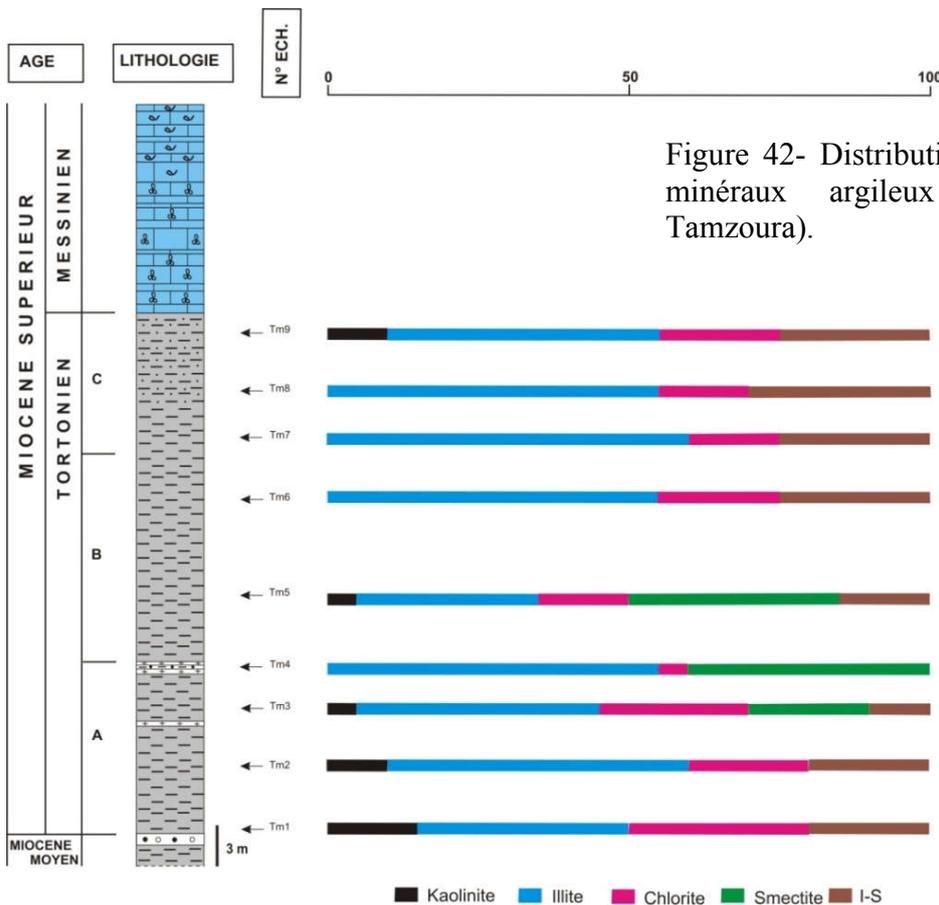
Durant l'intervalle chronologique du Tortonien de Djeniène Meskine (Tableau 5), les valeurs des rapports des minéraux argileux varient de 0.13 à 1.0 pour kaolinite/smectite, 0.08 à 0.50 pour kaolinite/illite, 0.25 à 1.60 pour smectite/illite, 0.21 à 1.14 pour smectite/(illite + chlorite), 0.07 à 0.33 pour kaolinite/(illite + chlorite) et 0.29 à 1.29 pour (smectite + kaolinite)/(illite + chlorite). Ces ratios indiquent la dominance des minéraux argileux formés par érosion physique à l'exception du niveau marneux Dm<sub>9</sub> où les rapports smectite/(illite + chlorite), smectite/illite et (smectite + kaolinite)/(illite + chlorite) montrent une prédominance de minéraux issus de l'altération chimique.

Ech.	S/(I+C)	K/(I+C)	K/I	K/C	K/S	S/I	(S+K)/(I+C)
Dm <sub>1</sub>	0.25	0.25	0.25	-	1.00	0.25	0.50
Dm <sub>2</sub>	0.56	0.33	0.50	1.00	0.60	0.83	0.89
Dm <sub>3</sub>	0.33	0.17	0.22	0.67	0.50	0.44	0.50
Dm <sub>4</sub>	0.21	0.07	0.08	0.50	0.33	0.25	0.29
Dm <sub>5</sub>	0.45	0.09	0.13	0.33	0.20	0.63	0.55
Dm <sub>6</sub>	0.44	0.33	0.50	1.00	0.75	0.67	0.78
Dm <sub>7</sub>	0.25	0.17	0.22	0.67	0.67	0.33	0.42
Dm <sub>8</sub>	0.50	0.20	0.29	0.67	0.40	0.71	0.70
Dm <sub>9</sub>	1.14	0.14	0.20	0.50	0.13	1.60	1.29
Dm <sub>10</sub>	0.67	0.11	0.14	0.50	0.17	0.86	0.78
Dm <sub>11</sub>	0.45	0.09	0.11	0.50	0.20	0.56	0.55

Tableau 5- Rapports des minéraux argileux (Section de Djeniene Meskine).

### 5. Section de Tamzoura

Dans la dernière section du bassin du bas Chélif, les minéraux argileux du Miocène supérieur (Tortonien) sont représentés dans l'ordre descendant par l'illite (35-60% ; Moy : 47.2%), l'I-S (0-30% ; Moy : 18.9%), la chlorite (5-30% ; Moy : 18.3%) et la kaolinite (0-15% ; Moy : 5%). Les smectites ne sont présentes que dans niveaux Tm<sub>3</sub>, Tm<sub>4</sub> et Tm<sub>5</sub>. Outre la concentration maximale de smectite (40%) présente dans le banc Tm<sub>4</sub>, nous avons enregistré l'absence de la kaolinite et de l'interstratifié I-S et une concentration faible de chlorite (5%) (Figure 42).



Les minéraux non-argileux sont représentés par le quartz (25-42% : Moy : %), la calcite (4-38 % ; Moy : 25.56 %), la dolomite (4-19% ; Moy : 13.78%), les plagioclases (albite) (3 et 30% ; Moy : 7.11%), le gypse (0-4% ; Moy : 2%). A noter aussi l'apparition de l'aragonite dans les niveaux Tm<sub>8</sub> (6%) et Tm<sub>9</sub> (4%) et celle de la halite dans le niveau Tm<sub>7</sub> (33%). Ce dernier est le seul niveau marqué par l'absence de gypse (Figure 43).

Dans la section de Tamzoura (Tableau 6), le Tortonien est maqué par des rapports de minéraux argileux inférieurs à l'unité. Les valeurs de ces derniers varient entre 0.0-1.0 pour kaolinite/smectite, 0.0-0.43 pour kaolinite/illite, 0.0-0.50 pour kaolinite/chlorite, 0.0-1.17 pour smectite/illite, 0.0-0.78 pour smectite/(illite + chlorite) et 0.0-0.89 pour (smectite + kaolinite)/( illite + chlorite). Ces rapports montrent la dominance de l'illite et de la chlorite, minéraux de l'érosion physique par rapport à l'altération chimique. Ces rapports indiquent aussi une abondance de l'illite par rapport à la smectite (sauf au niveau Tm<sub>5</sub>) et de la kaolinite.

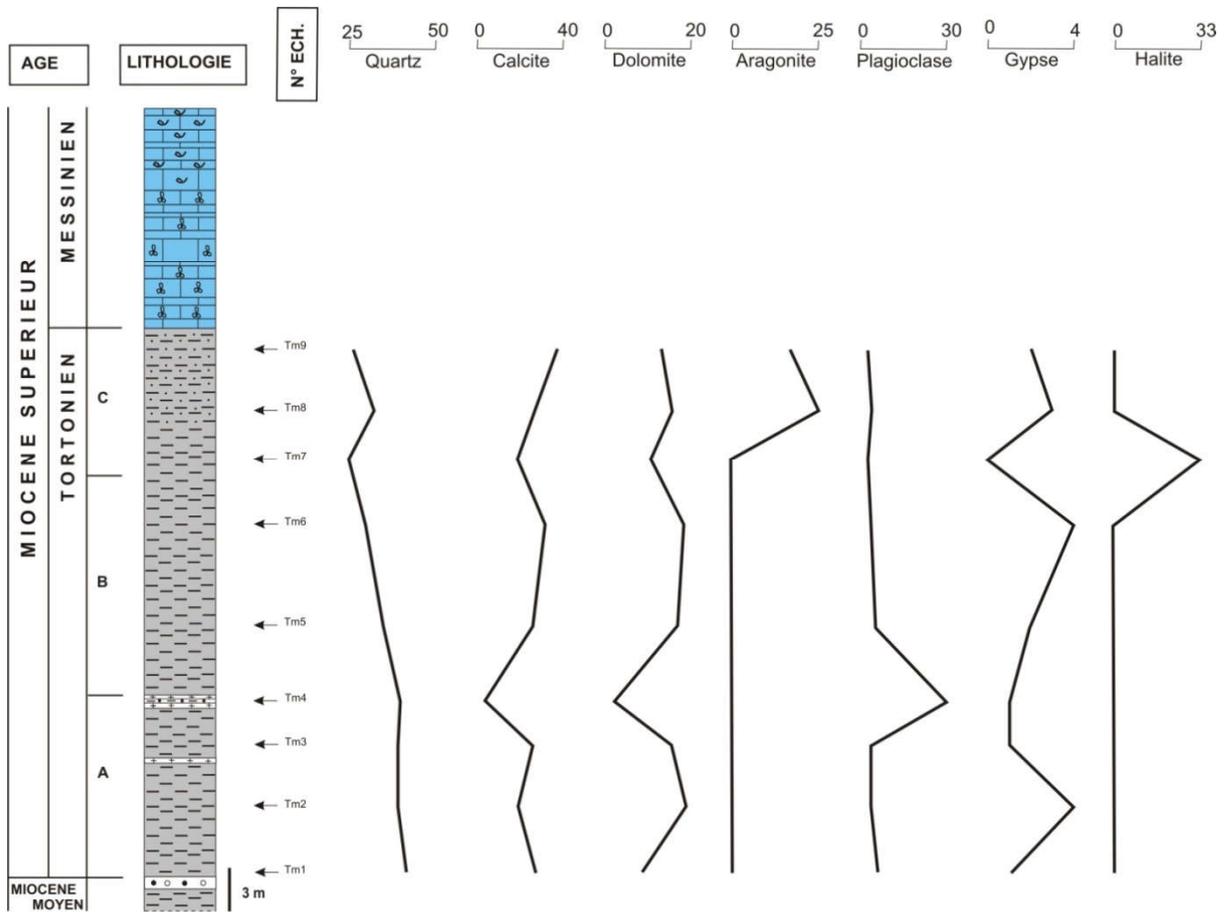


Figure 43- Distribution verticale des minéraux non-argileux (Section de Tamzoura).

Ech.	S/(I+C)	K/(I+C)	K/I	K/C	K/S	S/I	(S+K)/(I+C)
Tm <sub>1</sub>	0.00	0.23	0.43	0.50	-	0.00	0.23
Tm <sub>2</sub>	0.00	0.14	0.20	0.50	-	0.00	0.14
Tm <sub>3</sub>	0.31	0.08	0.13	0.20	0.25	0.50	0.38
Tm <sub>4</sub>	0.67	-	0.00	0.00	0.00	0.73	0.67
Tm <sub>5</sub>	0.78	0.11	0.17	0.33	0.14	1.17	0.89
Tm <sub>6</sub>	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Tm <sub>7</sub>	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Tm <sub>8</sub>	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Tm <sub>9</sub>	0.00	0.15	0.22	0.50	-	0.00	0.15

Tableau 6- Rapports des minéraux argileux (Section de Tamzoura).

## B. Bassin de la Tafna

### 1. Section de Pierre du Chat

Dans le bassin de la Tafna, le cortège des minéraux argileux de la section de Pierre du Chat est représenté dans l'ordre descendant par l'illite (25-50% ; Moy : 36.4%), l'interstratifié I-S (15 - 25% ; Moy : 20.9%), les smectites (0 - 20% ; Moy : 13.2%), la chlorite (10-15% ; Moy : 14.5%) et la kaolinite (10 - 20% ; Moy : 13.6%) (Figure 44).

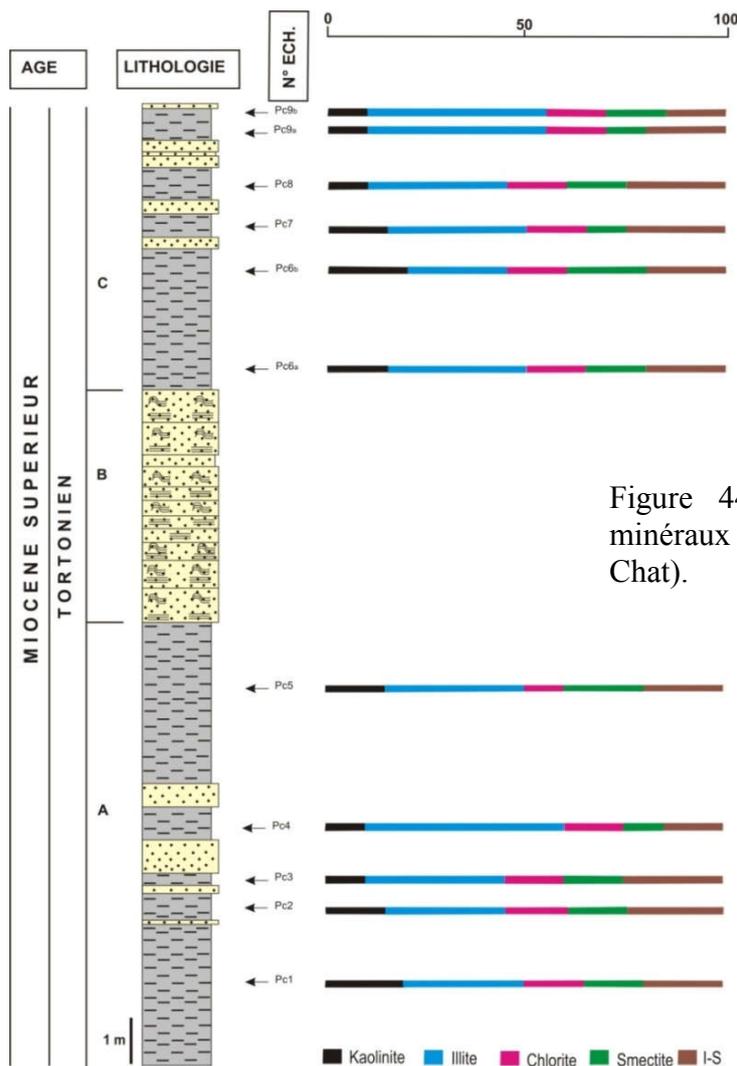


Figure 44- Distribution verticale des minéraux argileux (Section de Pierre du Chat).

Pour les minéraux non-argileux, nous avons enregistré la présence du quartz (49-66% ; Moy : 57.9%), de la calcite (6-14% ; Moy : 9.1%), de la dolomite (0-6% ; Moy : 7.38%), des plagioclases (albite) (2-3 %; Moy : 2.9%) et de l'orthoclase (0-6% ; Moy : 1.9%). Nous notons aussi la présence de la pyrite (1%) à la base de la section et celle de la halite (1 et 3%) dans les niveaux Pc<sub>6b</sub> et Pc<sub>7</sub> (Figure 45).

Le Tortonien de la section de Pierre du Chat (Tableau 7) est marqué par des rapports de minéraux argileux, en général, inférieurs à l'unité. Les rapports smectite/(Illite+chlorite) (0.17 - 0.50), smectite/ illite (0.22-0.80), kaolinite/(Illite+chlorite) (0.15 -0 .50) et kaolinite /illite (0.20 - 0.80) montrent la dominance de l'illite par rapport à la smectite et de l'illite + chlorite par rapport aux minéraux smectitiques et kaolinitiques. En outre, les rapports kaolinite/chlorite et kaolinite/illite, marqueurs fiables d'humidité, indiquent une faible hydrolyse chimique par rapport aux processus physiques (Chamley, 1989) durant cet intervalle stratigraphique.

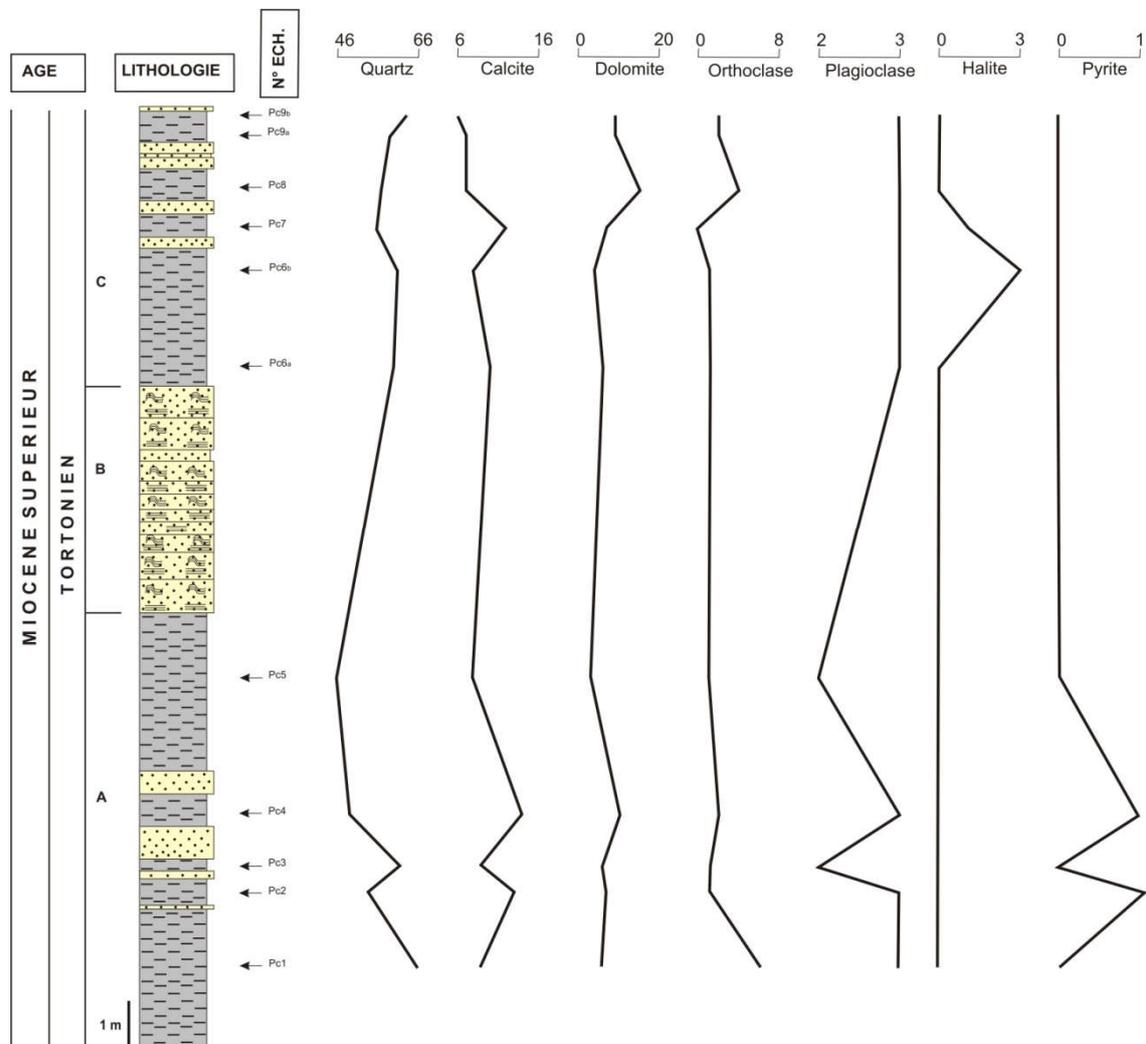


Figure 45- Distribution verticale des minéraux non-argileux (Section de Pierre du Chat).

Ech.	S/(I+C)	K/(I+C)	K/I	K/C	K/S	S/I	(S+K)/(I+C)
Pc <sub>1</sub>	0.33	0.44	0.67	1.33	1.33	0.50	0.78
Pc <sub>2</sub>	0.33	0.33	0.50	1.00	1.00	0.50	0.67
Pc <sub>3</sub>	0.30	0.20	0.29	0.67	0.67	0.43	0.50
Pc <sub>4</sub>	0.15	0.15	0.20	0.67	1.00	0.20	0.31
Pc <sub>5S</sub>	0.44	0.33	0.43	1.50	0.75	0.57	0.78
Pc <sub>6a</sub>	0.30	0.30	0.43	1.00	1.00	0.43	0.60
Pc <sub>6b</sub>	0.50	0.50	0.80	1.33	1.00	0.80	1.00
Pc <sub>7</sub>	0.20	0.30	0.43	1.00	1.50	0.29	0.50
Pc <sub>8</sub>	0.30	0.20	0.29	0.67	0.67	0.43	0.50
Pc <sub>9b</sub>	0.17	0.17	0.22	0.67	1.00	0.22	0.33
Pc <sub>9S</sub>	0.25	0.17	0.22	0.67	0.67	0.33	0.42

Tableau 7- Rapports des minéraux argileux (Section de Pierre du Chat).

## 2. Section de Hammam Boughrara

Dans cette section du bassin de la Tafna, nous notons une proportion plus importante en illite (30-50 ; Moy : 45%) et en illite-smectite (20-30% ; Moy : 13.75). Les contenus en kaolinite, chlorite et smectite sont respectivement de 10 - 20% (Moy : 13%), 10-15% (Moy : 13.12%) et 0-15% (Moy : 11.7%). Ce dernier minéral n'apparaît que dans les trois derniers niveaux de la section (Figure 46).

Le cortège des minéraux non-argileux se distingue par des concentrations en quartz comprises entre 36-51% (Moy : 42.63%), en calcite 6 et 24% (Moy : 15.6%) et en dolomite 6 et 9% (Moy : 7.4%). Les plagioclases (albite) sont aussi présents (2-5% ; Moy : 3.3%) avec le gypse (0-7% ; Moy : 4.1%). A noter l'absence de l'orthoclase dans toute la section à l'exception du niveau Hb<sub>5</sub> avec une concentration de 2% (Figure 47).

Dans cette partie ouest du bassin de la Tafna, les marnes tortoniennes sont marquées par des rapports de minéraux argileux, en général, inférieurs à l'unité. Les rapports smectite/(Illite+chlorite) (0.00-0.33), smectite/illite (0.00-0.50), kaolinite/(Illite+chlorite) (0.15-0.50) et kaolinite /illite (0.18-0.67) montrent la dominance de l'illite et de l'illite+chlorite par rapport aux minéraux smectitiques et kaolinitiques (Tableau 8).

Enfin, les rapports kaolinite/chlorite et kaolinite/illite (0.67-1.50) indiquent :

- une faible hydrolyse chimique par rapport aux processus physiques dans les sédiments du niveau Hb<sub>1</sub> ;
- une hydrolyse plus ou moins importante par rapport à l'érosion physique au sommet de la section ;
- un équilibre entre les deux processus dans l'intervalle compris entre les niveaux Hb<sub>2</sub> et Hb<sub>6</sub>.

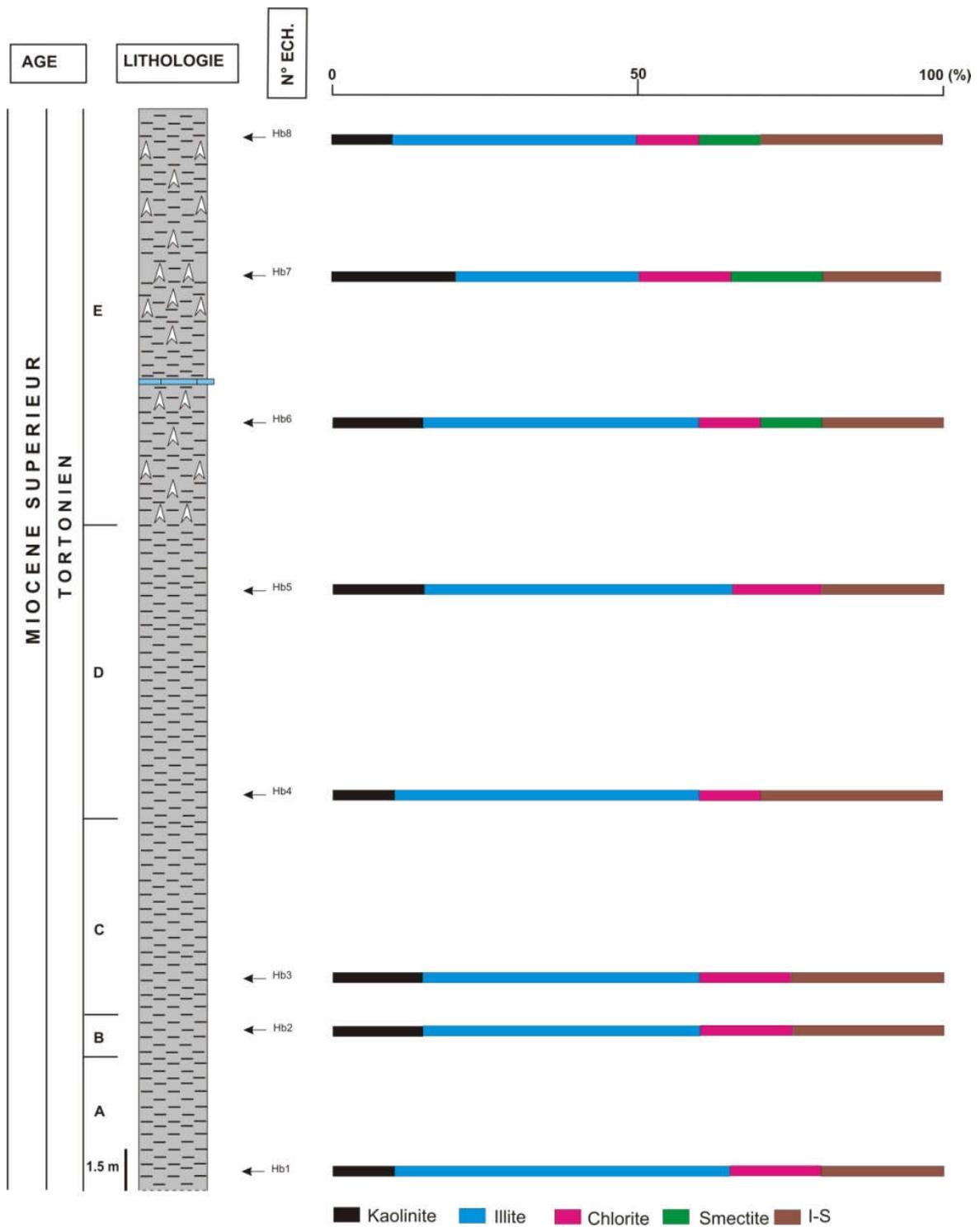


Figure 46- Distribution verticale des minéraux argileux (Section de Hammam Bouhrara).

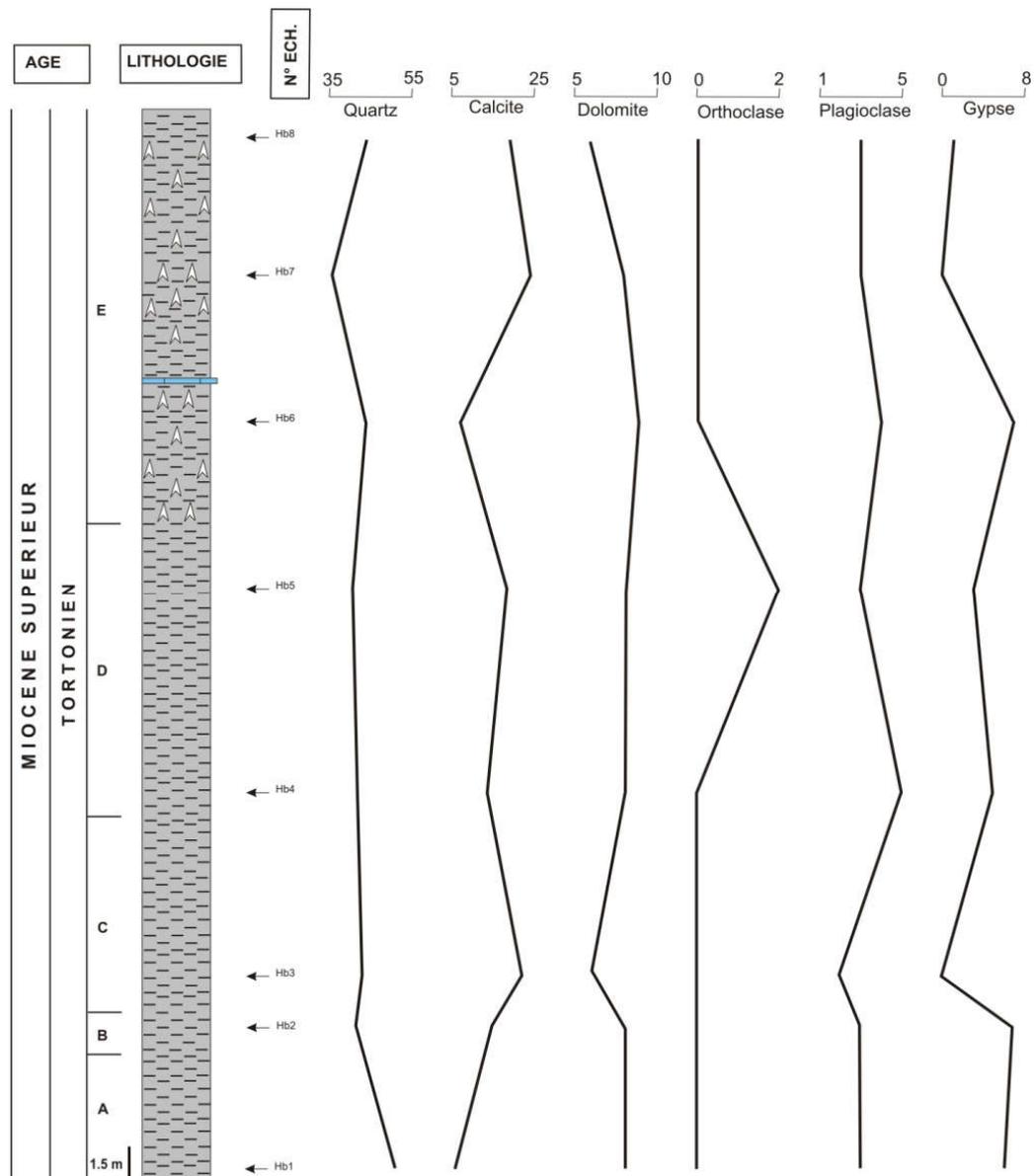


Figure 47- Distribution verticale des minéraux non-argileux (Section de Hammam Boughrara).

Ech.	S/(I+C)	K/(I+C)	K/I	K/C	K/S	S/I	(S+K)/(I+C)
Hb <sub>1</sub>	0.00	0.14	0.18	0.67	-	0.00	0.14
Hb <sub>2</sub>	0.00	0.25	0.33	1.00	-	0.00	0.25
Hb <sub>3</sub>	0.00	0.25	0.33	1.00	-	0.00	0.25
Hb <sub>4</sub>	0.00	0.17	0.20	1.00	-	0.00	0.17
Hb <sub>5</sub>	0.00	0.23	0.30	1.00	-	0.00	0.23
Hb <sub>6</sub>	0.20	0.20	0.25	1.00	1.00	0.25	0.40
Hb <sub>7</sub>	0.33	0.44	0.67	1.33	1.33	0.50	0.78
Hb <sub>8</sub>	0.18	0.27	0.33	1.50	1.50	0.22	0.45

Tableau 8- Rapports des minéraux argileux (Section de Hammam Boughrara).

### III. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE

#### A. Bassin du bas Chélif

##### 1. Section de Tiraouet

Les sédiments du Burdigalien-Langhien renferment entre 45.68 et 57.19 % (Moy : 48.91% ; ET : 2.55%) de SiO<sub>2</sub>; 14.19 et 20.42% (Moy : 16.48% ; ET : 1.50%) de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 5.29 et 7.43 % (Moy : 6.05% ; ET : 0.46%) de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0.72 et 0.96 (Moy : 0.81% ; ET : 0.064%) de TiO<sub>2</sub>; 0.87 à 2.44 % (Moy : 2.02% ; ET : 0.41%) de MgO; 0.044 à 0.152% (Moy : 0.07% ; ET : 0.02%) de MnO; 3.89 à 10.70 % (Moy : 7.47% ; ET : 1.85%) de CaO; 0.53 à 1.79 % (Moy : 1.06% ; ET : 0.33%) de Na<sub>2</sub>O; 1.59 à 2.86 % (Moy : 2.28% ; ET : 0.39%) de K<sub>2</sub>O et 0.141 à 0.232% (Moy : 0.19% ; ET : 0.02%) de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Figure 48).

Parmi les éléments en trace analysés, nous citons les concentrations de: Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (de 0.021 à 0.028%; ZrO<sub>2</sub> (de 0.014 à 0.019%); SrO, (de 0.020 à 0.045%); Rb<sub>2</sub>O (de 0.015 à 0.021%); PbO, (de 0.003 à 0.004%); ZnO (de 0.008 à 0.027%); CuO (de 0.023 à 0.052%); NiO (moins de 0.001 à 0.004%) et BaO (0.008 à 0.053%).

Dans le membre inférieur (Membre A) de la section de Tiraouet, et contrairement au membre supérieur (Membre B), les concentrations en CaO varient dans le même sens que celles de MgO, MnO et SrO et inversement à celles de SiO<sub>2</sub>, ZrO<sub>2</sub>, PbO, ZnO et CuO, (Figure 49). Quant à l'oxyde de titane, nous avons remarqué qu'il varie dans le même sens de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> pour les deux membres. L'ensemble des sédiments analysés montrent également des rapports SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> compris entre 2.5 et 3.7 (Tableau 9). Ces valeurs sont les témoins d'une sédimentation immature et d'une maturité texturale faible des sédiments (Lopez-Gonzalez, 2006).

Les concentrations en CaO sont négativement et fortement corrélées avec SiO<sub>2</sub> (r = - 0.72) et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (r = - 0.56) (Figure 50) suggérant que les carbonates sont primaires plutôt que secondaires (Feng et Kerrich, 1990). Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> montre une corrélation négative très faible avec K<sub>2</sub>O (r = - 0.17) (Figure 51) indiquant probablement une diminution des minéraux porteurs de K (illite et orthoclase) au détriment du quartz. Les valeurs des rapports K<sub>2</sub>O /Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varient étroitement entre 0.10 et 0.17 indiquant la prédominance des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs de K tels que les feldspaths potassiques (Cox et *al.*, 1995). Les fortes corrélations positives entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et K<sub>2</sub>O (r = 0.05) et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et TiO<sub>2</sub> (r = 0.95) témoignent en faveur de la présence de l'illite et suggèrent l'anatase comme étant la principale source de titane.

Les valeurs du rapport SiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O varient entre 2.46 et 3.69 (Tableau 9) et les concentrations en SiO<sub>2</sub> montrent une corrélation positive faible avec K<sub>2</sub>O (r = 0.17) indiquant probablement une faible diminution de minéraux porteurs de K (illite et orthoclase) et une augmentation de la concentration en quartz.

Par ailleurs, la corrélation de Sr avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (r = - 0.4), CaO (r = 0.62), Na<sub>2</sub>O (r = - 0.47), K<sub>2</sub>O (r = 0.06), MgO (r = - 0.34) et de Ba avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (r = 0.41), CaO (r = - 0.30), Na<sub>2</sub>O (r = - 0.34), K<sub>2</sub>O (r = 0.059), MgO (r = - 0.34) (Figure 51) indiquent que Sr est associé plus ou moins fortement aux carbonates et légèrement aux feldspaths potassiques (orthoclase) et que le Ba est associé plus ou moins fortement à ces derniers.

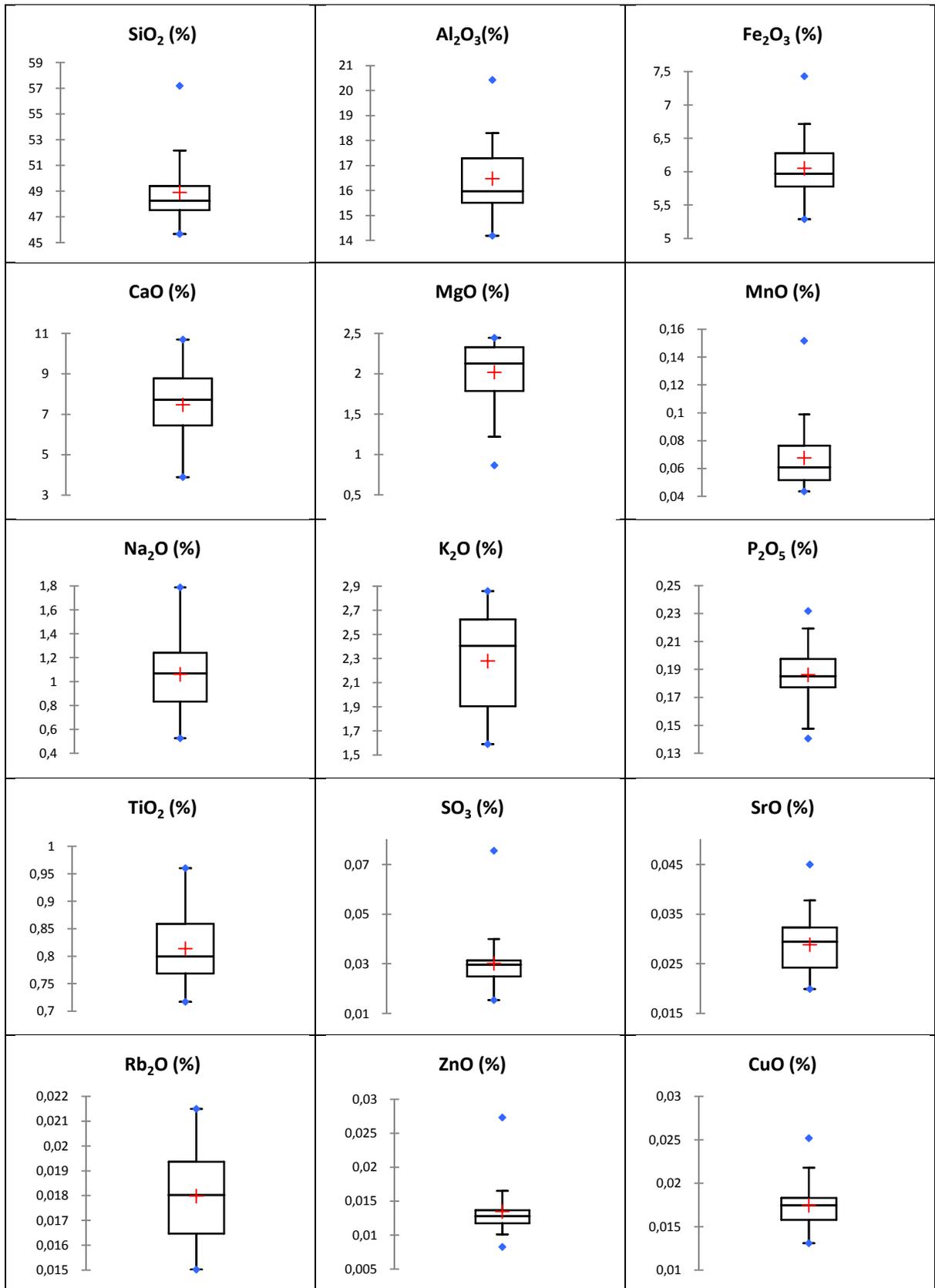


Figure 48- Boxplots de la section de Tiraouet.

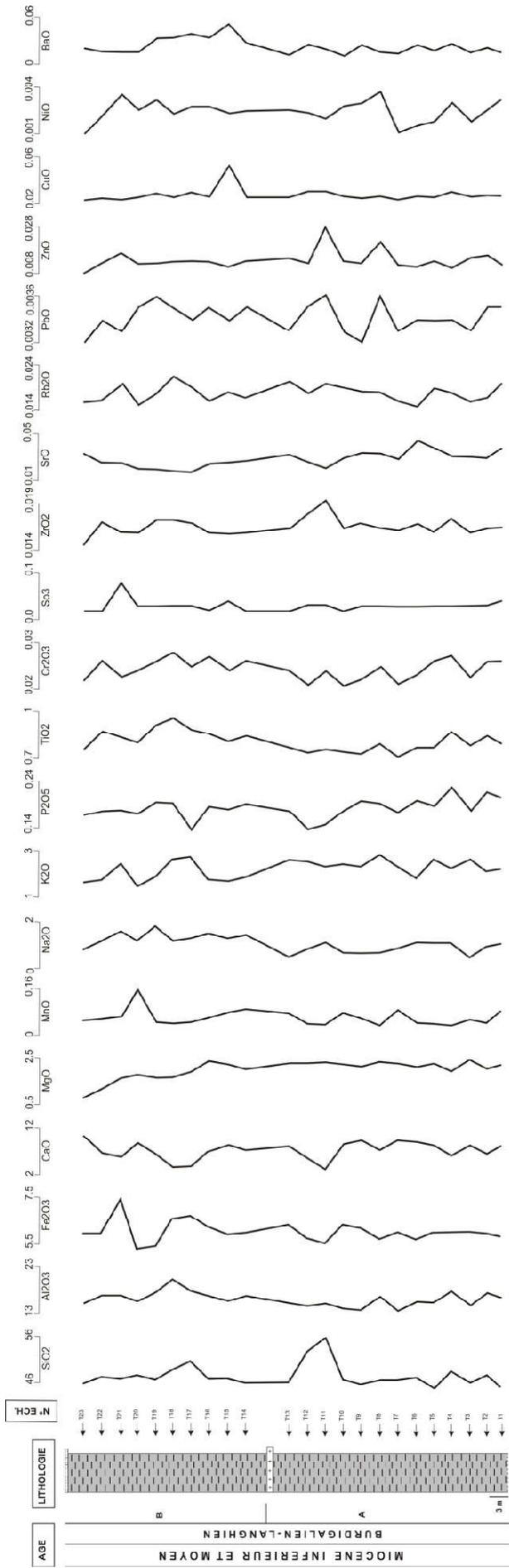


Figure 49- Distribution verticale des oxydes dans la section de Tiraouet.

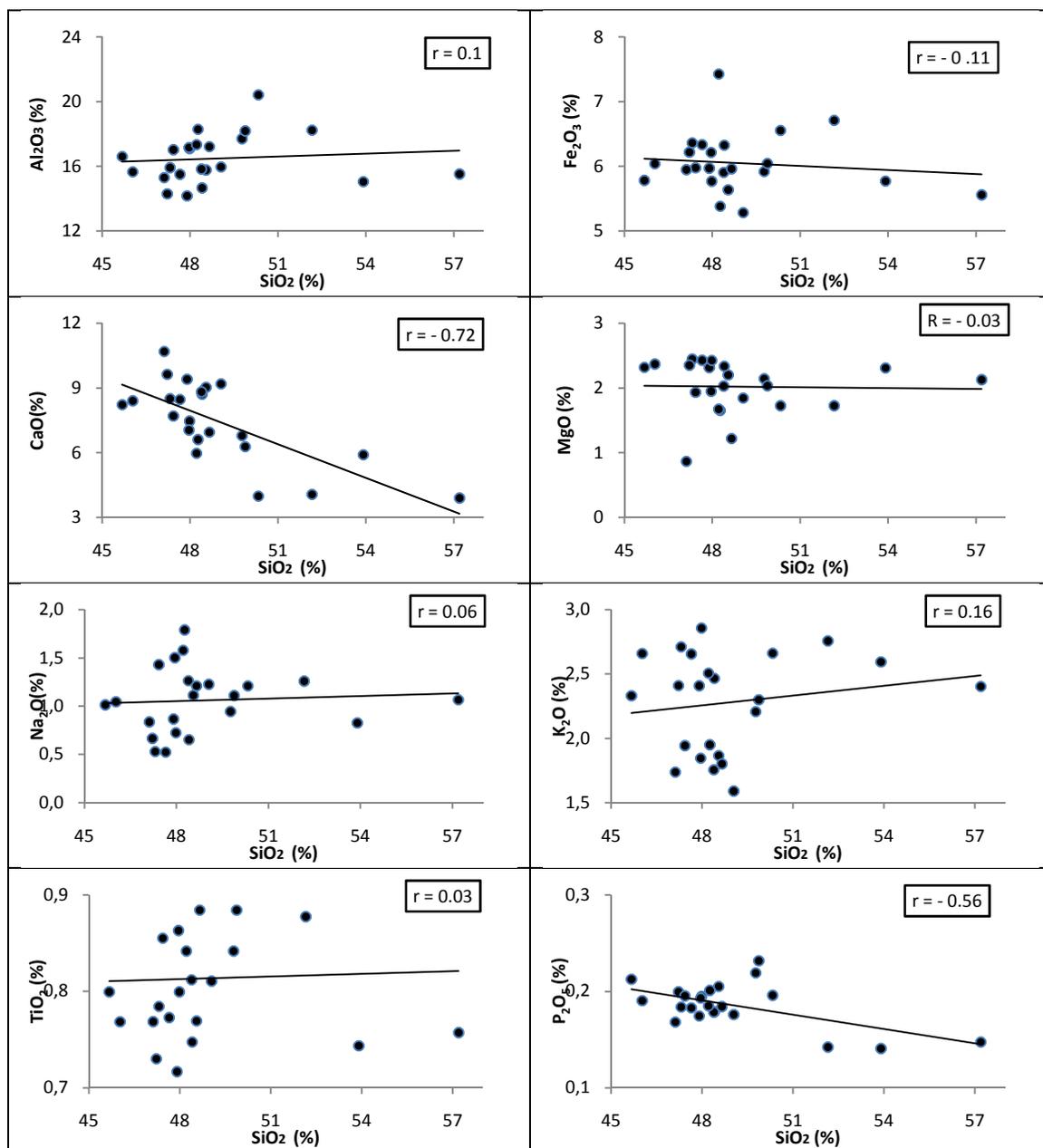


Figure 50- Diagrammes oxydes vs SiO<sub>2</sub> (Section de Tiraouet).

Les éléments Cr, Zr, Rb et Pb indiquent une corrélation positive avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r = 0.83 ; 0.15 ; 0.29 ; 0.51$ ), TiO<sub>2</sub> ( $r = 0.81 ; 0.09 ; 0.18 ; 0.46$ ) et K<sub>2</sub>O ( $r = -0.08 ; 0.26 ; 0.62 ; -0.10$ ) (Annexe I). De telles corrélations indiquent que Cr, Zr, Rb et Pb sont des constituants, probablement adsorbés par les minéraux argileux.

Pour les valeurs du rapport K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, elles sont comprises entre 1.1 et 5.1 (Tableau 9), et peuvent être attribuées à une quantité faible à modérée de minéraux porteurs de potassium tels que l'illite et les feldspaths potassiques.

Notons que les sédiments du Burdigalien-Langhien de la section de Tiraouet (Bassin du bas Chélif) montrent des rapports de  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  et  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  inférieurs à ceux de la croûte continentale supérieure (CCS) (Tableaux 9 et 10). Les rapports  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  (2.35-3.37),  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (1.09-5.00) et  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$  (4.08-11.53) sont par contre supérieurs à ceux de la CCS (Tableaux 9 et 10). Ce dernier rapport indique que les éléments de ces sédiments sont plus ou moins stables et plus ou moins matures (Ibbeken et Schleyer, 1991).

Ech.	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	$\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$
T <sub>1</sub>	2.75	20.78	2.48	2.31	19.59	0.14	4.94
T <sub>2</sub>	2.81	21.03	2.68	2.34	22.54	0.12	6.43
T <sub>3</sub>	2.97	20.28	2.35	5.11	17.45	0.17	5.23
T	2.74	20.56	2.63	2.08	21.68	0.13	6.75
T <sub>5</sub>	2.94	20.39	2.27	2.54	17.30	0.17	4.87
T <sub>6</sub>	3.08	20.49	3.02	1.68	26.00	0.12	4.79
T <sub>7</sub>	3.38	19.80	2.48	2.78	19.90	0.17	4.66
T <sub>8</sub>	2.81	21.38	2.02	3.94	16.78	0.17	5.86
T <sub>9</sub>	3.30	19.59	2.58	3.63	19.59	0.17	4.58
T <sub>10</sub>	3.30	19.61	2.56	3.77	19.62	0.17	5.16
T <sub>11</sub>	3.69	20.50	2.31	2.25	23.80	0.15	11.53
T <sub>12</sub>	3.58	20.24	2.22	3.13	20.77	0.17	8.00
T <sub>13</sub>	3.07	20.06	2.39	5.06	17.95	0.17	5.29
T <sub>14</sub>	2.79	19.90	3.08	1.36	24.43	0.11	5.19
T <sub>15</sub>	3.06	19.48	3.36	1.39	27.55	0.11	4.80
T <sub>16</sub>	2.79	19.90	3.37	1.23	25.97	0.11	5.61
T <sub>17</sub>	2.86	20.80	2.44	2.19	18.93	0.15	9.78
T <sub>18</sub>	2.46	21.27	2.46	2.20	18.90	0.13	9.66
T <sub>19</sub>	2.64	19.79	2.76	1.09	24.76	0.11	5.75
T <sub>20</sub>	3.07	19.70	3.33	1.30	30.87	0.10	4.70
T <sub>21</sub>	2.78	20.62	2.96	1.59	19.23	0.14	6.38
T <sub>22</sub>	2.82	19.48	3.31	1.49	27.03	0.10	5.95
T <sub>23</sub>	3.08	19.92	3.42	2.08	27.09	0.11	4.08

Tableau 9- Rapports géochimiques dans la section de Tiraouet.

$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	$\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$
4.32	24.06	1.8	0.856	23.78	0.182	2.25

Tableau 10- Rapports géochimiques de la croûte continentale supérieure.

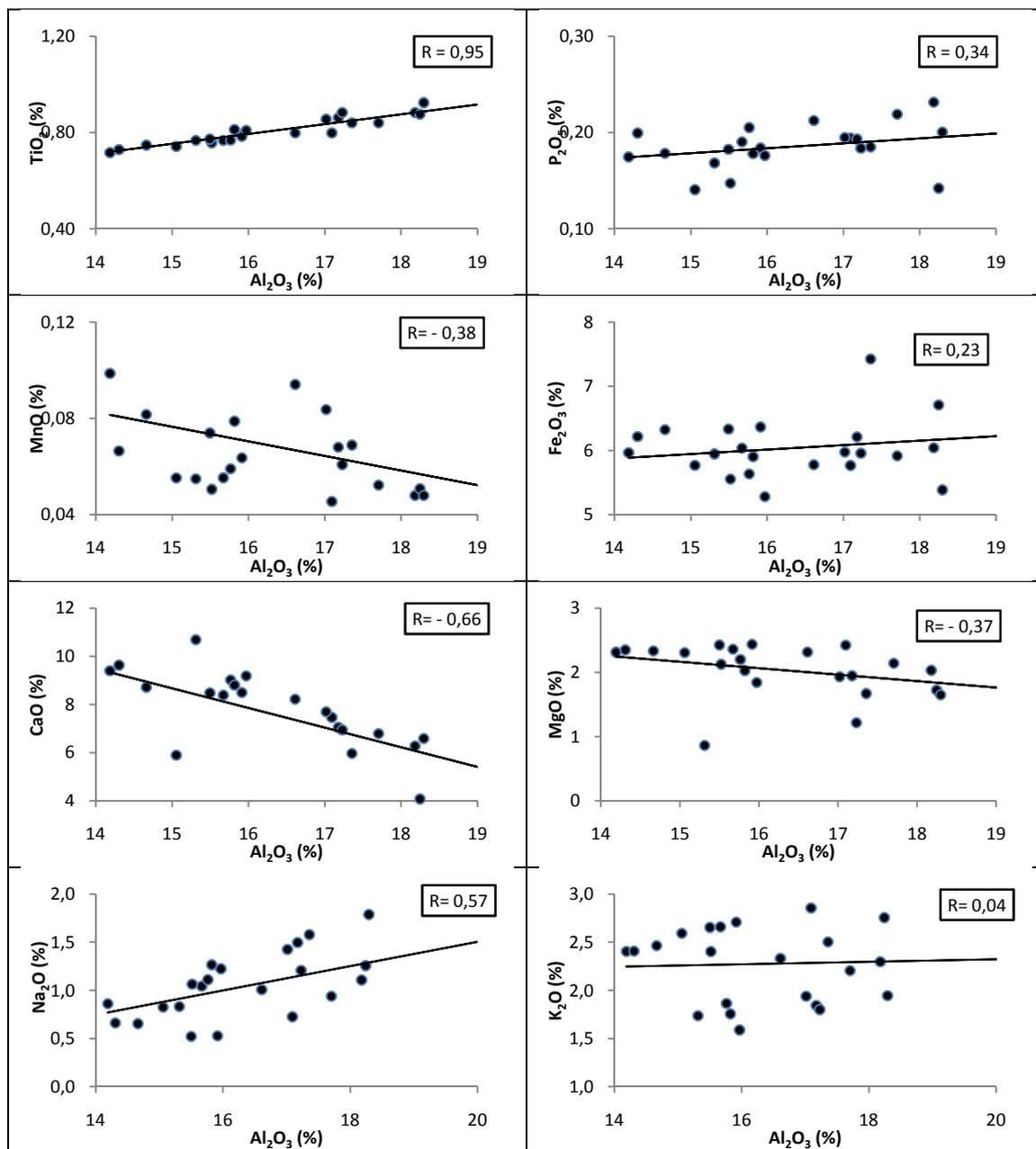


Figure 51- Diagrammes oxydes vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Section de Tiraouet).

## 2. Section d'Amarna

### 2.1. Au Miocène supérieur

Les concentrations en oxydes majeurs des sédiments du Miocène supérieur (Tortonien inférieur) de cette section (Figure 52) varient entre 19.30 à 55.72 % (Moy : 43.72% ; ET : 12.51%) pour SiO<sub>2</sub>, 3.48 à 14.16 % (Moy : 10.63% ; ET : 3.91%) pour Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1.57 à 5.94 % (Moy : 4.51% ; ET : 1.51%) pour Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.178 à 0.719% (Moy : 0.55% ; ET : 0.20%) pour TiO<sub>2</sub>, 0.98 à 3.26% (Moy : 2.31% ; ET : 0.83%) pour MgO, 0.024 à 0.045% (Moy : 0.037% ; ET : 0.006%) pour MnO, 7.46 à 38.58 % (Moy : 14.78% ; ET : 11.43%) pour CaO, 0.54 à 1.19 % (Moy : 0.89% ; ET : 0.27%) pour Na<sub>2</sub>O; 0.56 à 2.22 % (Moy : 1.67% ; ET : 0.59%) pour K<sub>2</sub>O, 0.037 à 0.255 % (Moy : 0.178% ; ET : 0.075%) pour P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 0.05 à 0.26% (Moy : 0.12 % ; ET: 0.08%) pour SO<sub>3</sub>

Parmi les éléments en trace analysés, le  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  varie de 0.006 à 0.024% (Moy : 0.018% ; ET : 0.006 %),  $\text{ZrO}_2$  de 0.007 à 0.017 % (Moy : 0.014% ; ET : 0.004%),  $\text{SrO}$  de 0.031 à 0.234 % (Moy : 0.068% ; ET : 0.070%),  $\text{Rb}_2\text{O}$  de 0.003 à 0.019 % (Moy : 0.014% ; ET : 0.005%),  $\text{PbO}$  de 0.002 à 0.004% (Moy : 0.003% ; ET : 0.000%),  $\text{ZnO}$  de 0.001 à 0.014 % (Moy : 0.010% ; ET : 0.004%),  $\text{CuO}$  de 0.005 à 0.012 % (Moy : 0.009% ; ET : 0.002 %) ;  $\text{NiO}$ , moins de 0.001 à 0.004 % (Moy : 0.002% ; ET : 0.001%),  $\text{BaO}$  de 0.022 à 0.044 % (Moy : 0.035% ; ET : 0.007%) (Figure 52).

## 2.2. Au Pliocène inférieur

En ce qui concerne les sédiments du Pliocène inférieur (Zancléen) de la section d'Amarna, les concentrations en oxydes majeurs sont comprises entre 9.01 et 30.46 % (Moy : 20.62% ; ET : 6.94%) pour  $\text{SiO}_2$ , 2.73 et 9.45% (Moy : 6.25% ; ET : 2.21%) pour  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 0.90 et 3.09 % (Moy : 42.12% ; ET : 0.84%) pour  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 0.135 et 0.455 % (Moy : 0.30% ; ET : 0.11%) pour  $\text{TiO}_2$ , 1.21 et 2.04% (Moy : 1.52 % ; ET : 0.32%) pour le  $\text{MgO}$ , 0.034 et 0.050% (Moy : 0.039% ; ET : 0.006%) pour  $\text{MnO}$ , 25.61 et 39.49% (Moy : 32.39% ; ET : 4.72%) pour  $\text{CaO}$ , 0.28 et 0.64% (Moy : 0.46% ; ET : 0.16%) pour  $\text{Na}_2\text{O}$ , 0.47 et 1.92% (Moy : 1.6% ; ET : 0.50%) pour  $\text{K}_2\text{O}$ , 0.065 et 0.136 % (Moy : 0.105% ; ET : 0.026%) pour  $\text{P}_2\text{O}_5$  et entre 0.04 et 10.14% (Moy : 1.55 % ; ET : 3.79%) pour  $\text{SO}_3$  (Figure 53).

Pour les éléments en trace analysés, nous avons enregistré les concentrations suivantes :  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  varie de 0.007 à 0.013 % (Moy : 0.011% ; ET : 0.002 %),  $\text{ZrO}_2$  de 0.001 à 0.011 % (Moy : 0.007% ; ET : 0.003%),  $\text{SrO}$  de 0.087 à 18.576 % (Moy : 2.757% ; ET : 6.976%);  $\text{Rb}_2\text{O}$  de 0.001 à 0.012 % (Moy : 0.007% ; ET : 0.004%),  $\text{PbO}$  de 0.002 à 0.004 % (Moy : 0.003% ; ET : 0.000%),  $\text{ZnO}$  de 0.004 à 0.010 % (Moy : 0.006% ; ET : 0.002%);  $\text{CuO}$  de 0.004 à 0.028 % (Moy : 0.009% ; ET : 0.009 %),  $\text{BaO}$  de 0.011 à 0.074 % (Moy : 0.022% ; ET : 0.023%) (Figure 53).

Du Miocène supérieur (Tortonien inférieur-Messinien) au Pliocène inférieur (Zancléen), les concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varient dans le même sens que celles de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{TiO}_2$  (Figure 54). Cette variation est indiquée par des coefficients de corrélation forts et positifs (Figure 55) témoignant ainsi de la présence de phyllosilicates et de feldspaths (potassiques en particulier). Le contenu en strontium varie dans le sens du soufre et du baryum durant le Zancléen tandis que dans le Tortonien inférieur, il varie dans le sens du  $\text{CaO}$  (Figure 54).

Les valeurs du rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  des sédiments du Tortonien inférieur varient entre 3.2 et 7.8 (Tableau 11) montrant une sédimentation immature à progressivement mature dans la quasi-totalité des niveaux marneux à l'exception de la partie sommitale où ce rapport atteint la valeur de 7.8 dénotant ainsi une sédimentation à maturité prononcée et une maturité texturale faible (Lopez-Gonzalez, 2006).

Durant le même intervalle chronologique, les concentrations en  $\text{CaO}$  sont négativement et fortement corrélées avec  $\text{SiO}_2$  ( $r = - 0.93$ ) (Figure 55) suggérant que les carbonates sont primaires plutôt que secondaires (Feng et Kerrich, 1990).

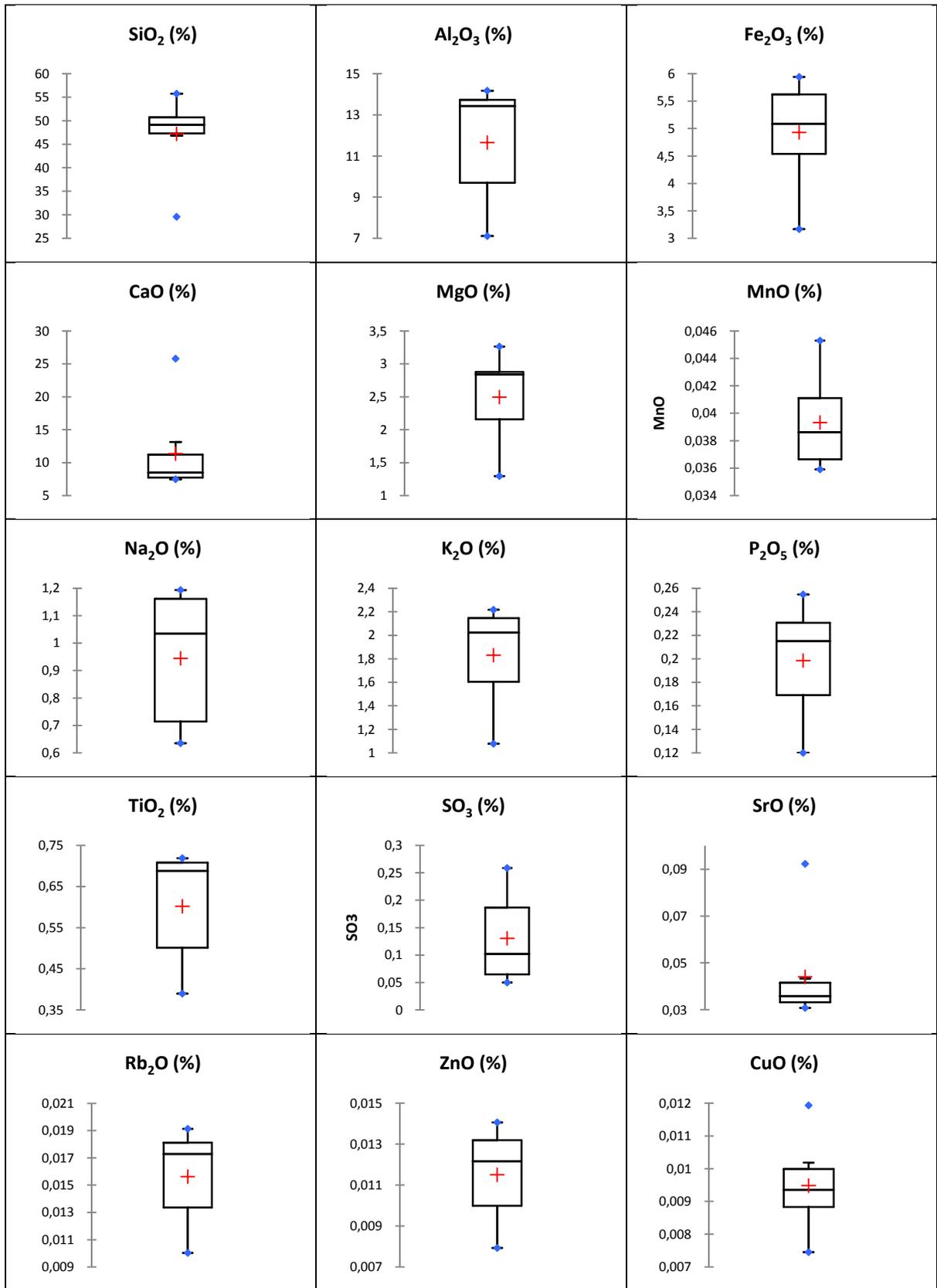


Figure 52- Boxplots de la section d'Amarna (intervalle du Miocène).

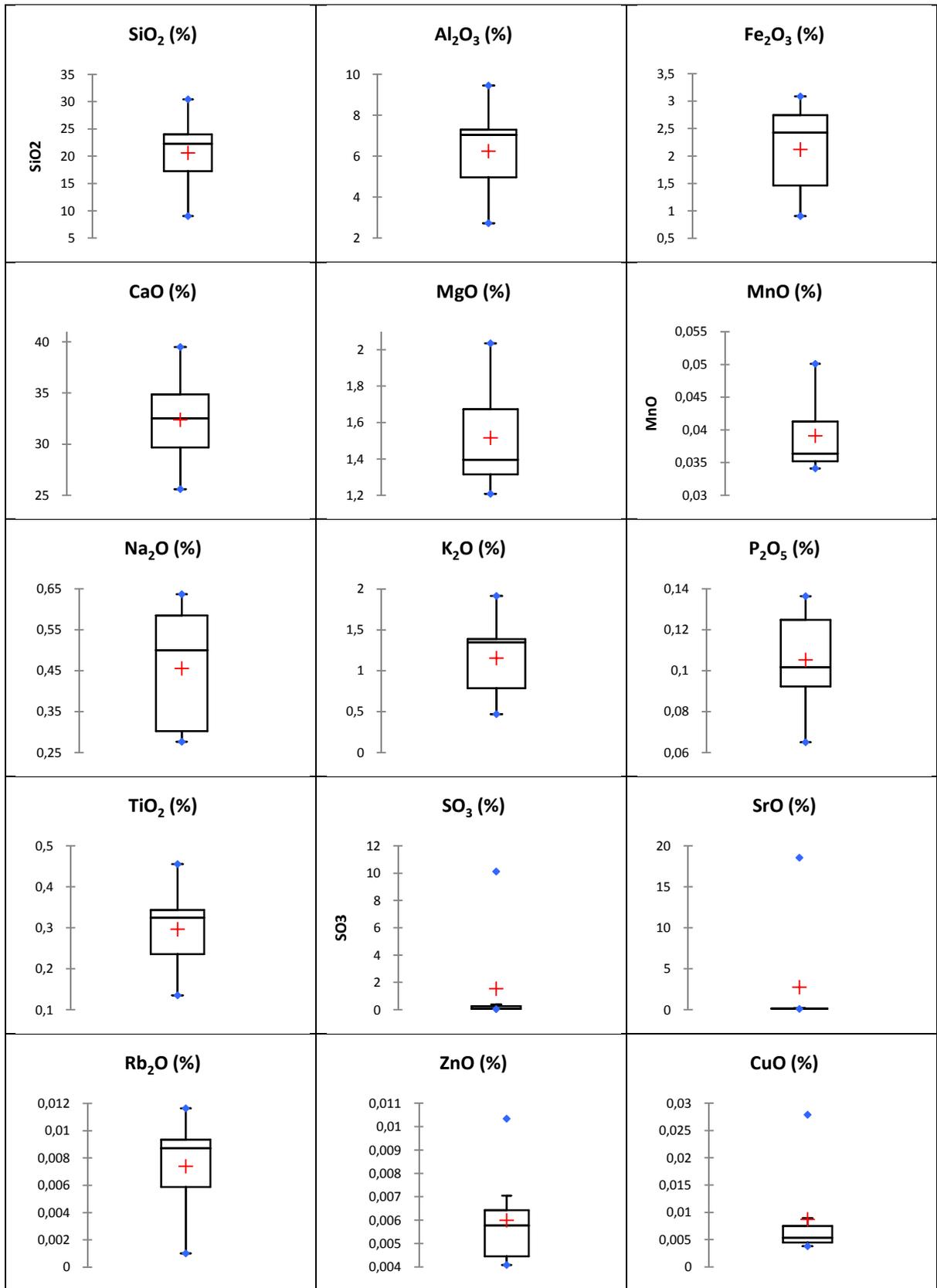


Figure 53- Boxplots de la section d'Amarna (Intervalle du Pliocène).

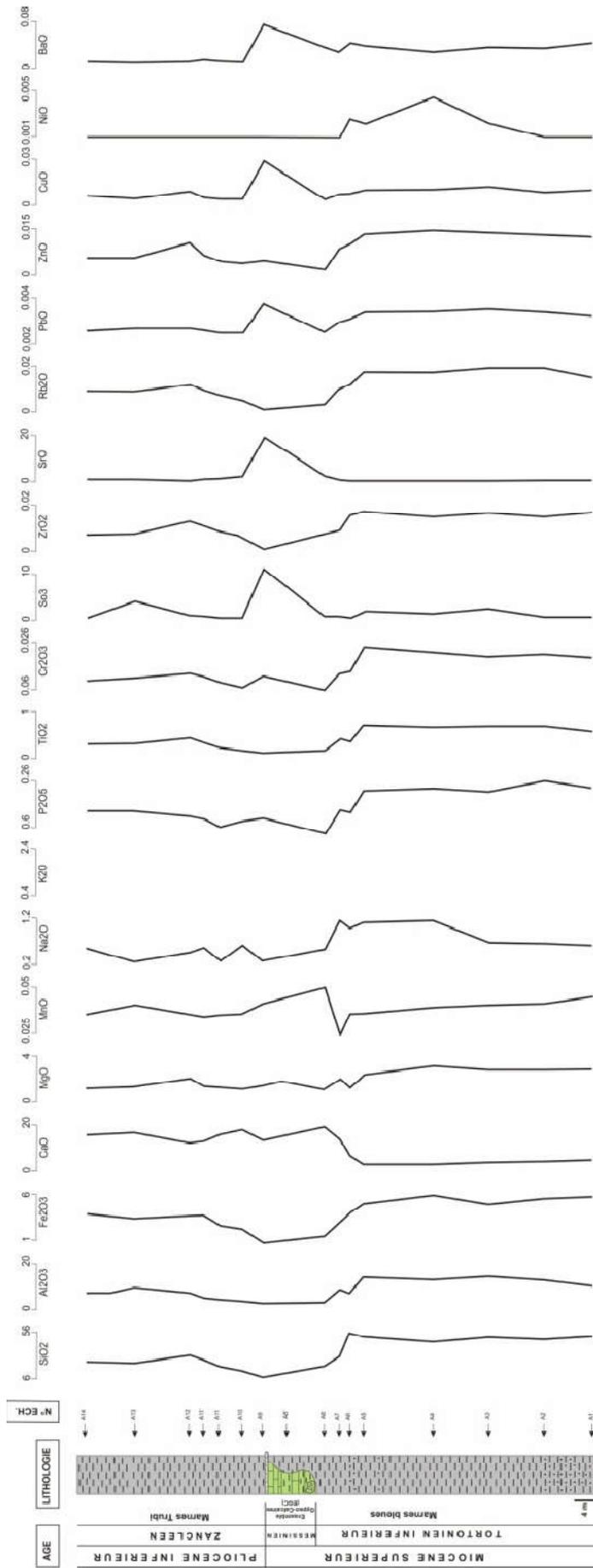


Figure 54- Distribution verticale des oxydes (Section d'Amarna).

Les valeurs du rapport  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$  sont comprises entre 17.9 et 51.74 (Tableau 11) et la corrélation positive et moyenne entre  $\text{SiO}_2$  avec  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.54$ ) indiquent une forte diminution de minéraux porteurs de K (illite et orthoclase) et une augmentation de la concentration en quartz. Ce rapport est indiqué par des valeurs plus faibles au Zancéen (Pliocène inférieur) (15.90 – 22.41) (Tableau 11) et un coefficient de corrélation élevé entre  $\text{SiO}_2$  et  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.97$ ) témoignant d'une diminution moins importante de minéraux porteurs de K comparée aux sédiments du Tortonien inférieur. Pour les valeurs des rapports  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , elles varient étroitement entre 0.14 et 0.16 au Miocène supérieur (Tortonien inférieur) et 0.15 et 0.20 au Pliocène inférieur (Zancéen) (Tableau 11) indiquant la prépondérance des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs de K (Illite et orthoclase) (Cox et al., 1995). Les corrélations fortes et positives entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{K}_2\text{O}$  (Tortonien inférieur :  $r = 0.98$  ; Zancéen :  $r = 0.9$ ) d'une part, et  $\text{TiO}_2$  (Tortonien inférieur:  $r = 0.99$  ; Zancéen :  $r = 1.00$ ) (Figure 56) d'autre part indiquent la présence de l'illite et de l'orthoclase et suggère que l'illite est une source importante de titane en plus de celle de l'anatase.

Au Miocène supérieur, la corrélation de Sr avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = - 0.7$ ), CaO ( $r = 0.95$ ),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = - 0.79$ ), MgO ( $r = - 0.73$ ) et  $\text{SO}_3$  ( $r = - 0.05$ ) et de Ba avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = 0.03$ ), CaO ( $r = - 0.37$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r = - 0.46$ ),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = - 0.17$ ), MgO ( $r = - 0.01$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r = - 0.46$ ) indiquent que le Ba est probablement lié aux carbonates calciques (Annexe II a).

Ech.	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	$\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$
A <sub>1</sub>	4.76	18.23	3.72	2.45	33.11	0.14	5.20
A <sub>2</sub>	3.56	18.90	2.70	2.83	23.62	0.15	5.19
A <sub>3</sub>	3.52	19.40	2.28	3.11	22.15	0.16	5.91
A <sub>4</sub>	3.47	19.63	2.79	1.81	21.99	0.16	5.19
A <sub>5</sub>	3.52	20.09	2.35	1.89	23.08	0.15	5.80
A <sub>6</sub>	7.84	18.25	3.74	1.04	51.74	0.15	3.93
A <sub>7</sub>	3.45	21.01	1.92	1.38	17.91	0.19	1.10
A <sub>8</sub>	5.54	19.57	2.79	1.05	34.26	0.16	0.49
A <sub>9</sub>	3.30	20.16	1.92	1.70	19.18	0.17	0.31
A <sub>10</sub>	3.46	21.49	1.89	1.08	22.41	0.15	0.38
A <sub>11</sub>	3.49	20.76	1.83	2.78	21.54	0.16	0.52
A <sub>11</sub> '	3.34	21.07	1.91	2.34	18.28	0.18	0.80
A <sub>12</sub>	3.22	20.75	1.49	3.83	15.90	0.20	1.17
A <sub>13</sub>	3.17	21.35	1.74	4.89	15.96	0.20	0.67
A <sub>14</sub>	3.24	21.69	2.29	2.31	16.93	0.19	0.69

Tableau 11- Rapports géochimiques dans la section d'Amarna.

Pendant le Pliocène inférieur, les sources de Sr et de Ba diffèrent de celles de l'intervalle chronologique suscité. A cet effet, les corrélations entre Sr et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = - 0.70$ ), CaO ( $r = - 0.36$ ),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = - 0.61$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r = - 0.50$ ) et  $\text{SO}_3$  ( $r = 1.00$ ) et celles entre Ba et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = - 0.68$ ), CaO ( $r = - 0.39$ ),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = - 0.59$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r = - 0.48$ ) et  $\text{SO}_3$  ( $r = 1.00$ ) suggèrent que la principale source de Sr est la célestine et que celle du Ba est la barytine. Par contre, au cours du Tortonien inférieur, les éléments Cr, Zr, Rb, Pb, Cu et Zn indiquent des corrélations positives et fortes avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = 0.96$  ; 0.78 ; 0.97 ; 0.94 ; 0.85 ; 0.87),  $\text{TiO}_2$  ( $r = 0.97$  ; 0.82 ; 0.99 ; 0.96 ; 0.88 ; 0.91) et  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.89$  ; 0.66 ; 0.92 ; 0.89 ; 0.81 ; 0.89) (Annexe IIa). De telles corrélations indiquent que Cr, Zr, Rb, Pb, Cu et Zn sont des constituants adsorbés par les minéraux argileux.

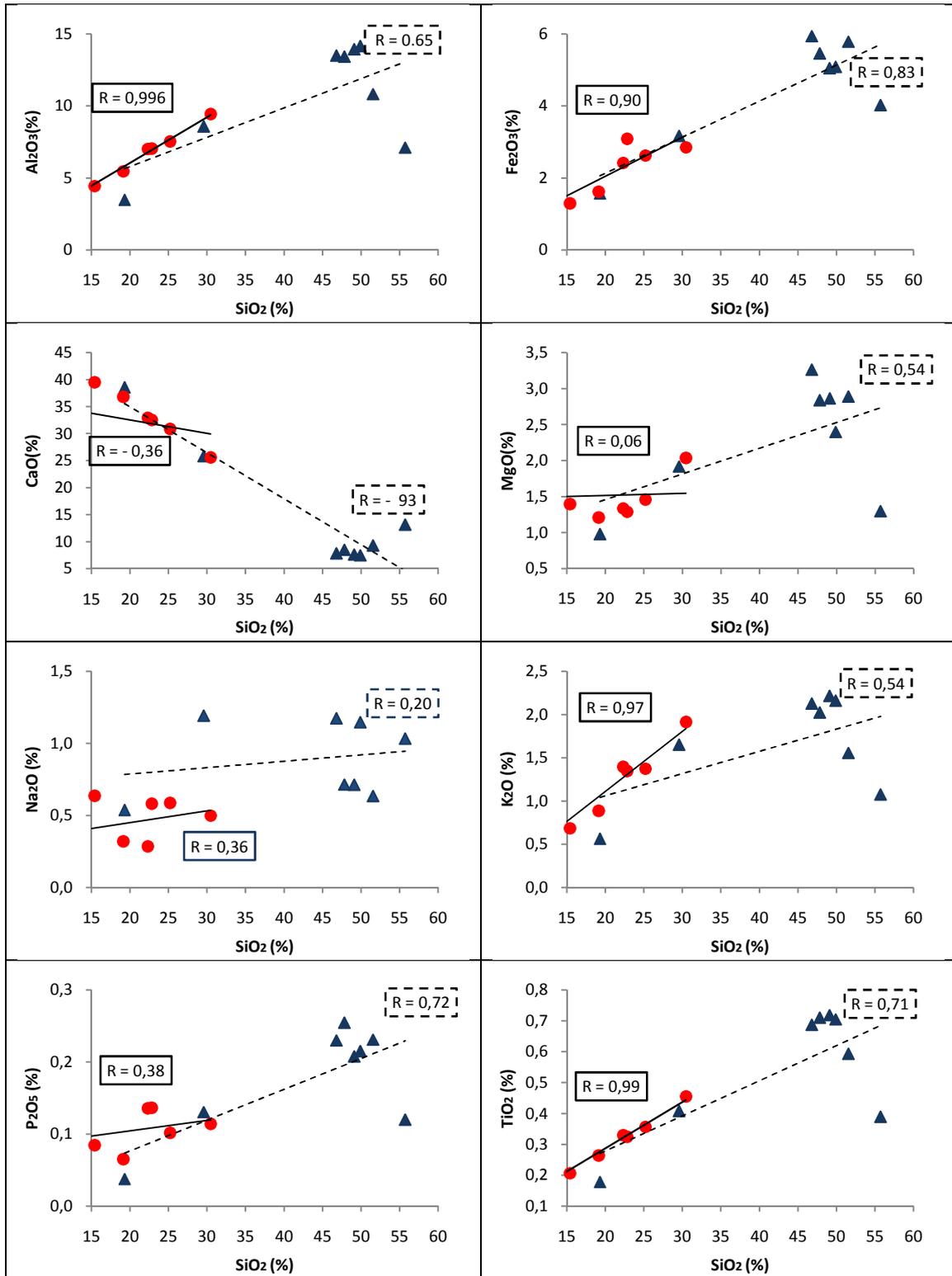


Figure 55- Diagrammes oxydes vs SiO<sub>2</sub> (Section de Amarna).  
Triangles : Tortonien ; Cercles : Zacléen

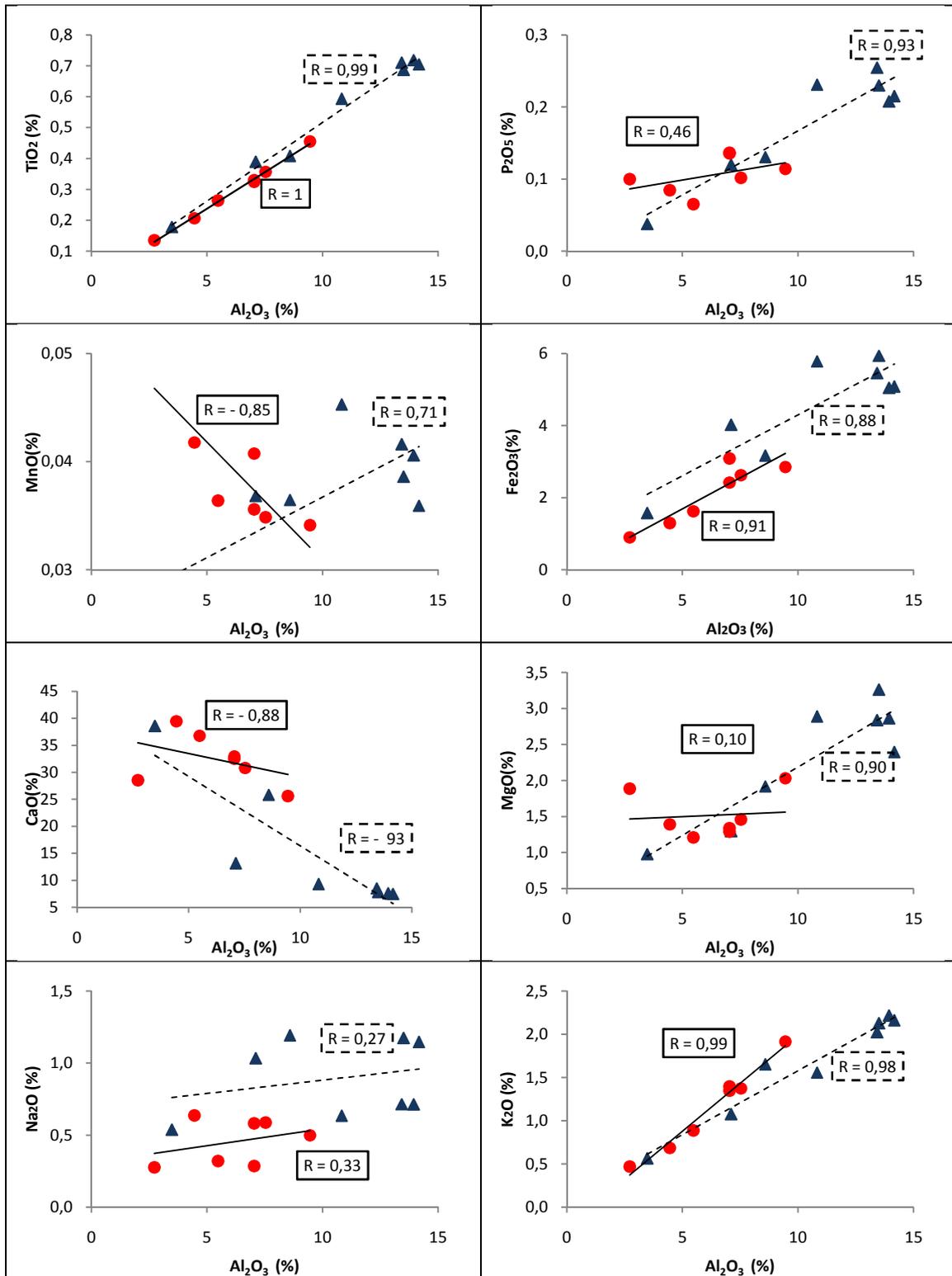


Figure 56- Diagrammes oxydes vs  $Al_2O_3$  (Section de Amarna).  
 Triangles : Tortonien ; Cercles : Zacléen

Contrairement aux sédiments de l'intervalle précédent (Tortonien inférieur), les éléments des sédiments du Zancléen montrent un comportement relativement différent. Ainsi, les éléments Cr, Zr, Rb, Pb, Cu et Zn évoquent des corrélations moyennes à fortes avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = 0.45 ; 0.87 ; 0.98 ; - 0.60 ; - 0.56 ; 0.86$ ),  $\text{TiO}_2$  ( $r = 0.74 ; 0.88 ; 0.98 ; - 0.57 ; - 0.53 ; 0.88$ ) et  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.54 ; 0.79 ; 0.95 ; - 0.49 ; - 0.45 ; 0.89$ ). De telles corrélations indiquent que seuls Cr, Zr, Rb et Zn sont des constituants adsorbés par les minéraux argileux (Annexe IIb).

### 3. Section de Ouillis

Les sédiments messiniens de la section de Ouillis sont constitués de 32.29 à 59.49 % (Moy : 49.70% ; ET : 7.59%) de  $\text{SiO}_2$ , 9.77 à 16.97 % (Moy : 14.33% ; ET : 1.94 %) de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 2.25 à 8.58% (Moy : 4.49% ; ET : 2.14%) de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 0.45 à 0.96  $\text{TiO}_2$  (Moy : 0.76 ; ET : 0.14%), de 0.77 à 2.41% (Moy : 1.38 ; ET : 0.024) de MnO, 0.028 à 24.04 % (Moy : 3.23% ; ET : 6.97%) de CaO, 0.30 à 1.09 % (Moy : 0.61% ; ET : 0.22%) de  $\text{Na}_2\text{O}$ , 1.70 à 3.15 % (Moy : 2.59% ; ET : 0.37%) de  $\text{K}_2\text{O}$ , 0.041 à 0.284% (Moy : 0.116% ; ET : 0.07%) de  $\text{P}_2\text{O}_5$  et 0.77 à 2.41% (Moy : 1.38% ; ET : 0.37%) de MgO, 0.019 à 0.121% (Moy : 0.042% ; ET : 0.024 %) MnO, 0.03 à 24.04 % (Moy : 3.23% ; ET : 6.97%) de CaO, 0.30 à 1.09 % (Moy : 0.61% ; ET : 0.22%) de  $\text{Na}_2\text{O}$ , 1.70 à 3.15 % (Moy : 2.59% ; ET : 0.37%) de  $\text{K}_2\text{O}$ , 0.041 à 0.284% (Moy : 0.12% ; ET : 0.07%) de  $\text{P}_2\text{O}_5$  et 0.035 à 0.64% (Moy : 0.22% ; ET : 0.18%) de  $\text{SO}_3$  (Figure 57).

Parmi les éléments en trace analysés, nous soulignons la présence de :  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  de 0.016 à 0.031 % (Moy : 0.025% ; ET : 0.004 %),  $\text{ZrO}_2$  de 0.012 à 0.031 % (Moy : 0.023% ; ET : 0.005%), SrO de 0.013 à 0.088 % (Moy : 0.027% ; ET : 0.023%),  $\text{Rb}_2\text{O}$  de 0.016 à 0.029 % (Moy : 0.021% ; ET : 0.003%), PbO de 0.003 à 0.005 % (Moy : 0.004% ; ET : 0.001%), ZnO de 0.008 à 0.036 % (Moy : 0.017% ; ET : 0.007%), CuO de 0.013 à 0.025 % (Moy : 0.017% ; ET : 0.003 %), NiO de 0.002 à 0.014 % (Moy : 0.007% ; ET : 0.004%), BaO de 0.035 à 0.427 % (Moy : 0.209% ; ET : 0.125%). Notons que les oxydes  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  et  $\text{ZrO}_2$  varient dans le même sens que  $\text{SiO}_2$  et dans le sens inverse de CaO, MnO et SrO (Figure 58). Ces variations pourraient être confirmées par les coefficients de corrélation élevés existants entre ces oxydes (Figure 59).

Au cours du Messinien, le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  indique des valeurs comprises entre 2.9 et 4.2 (Tableau 12) témoignant ainsi d'une immaturité à une maturité faible des sédiments et d'une maturité texturale faible (Lopez-Gonzalez, 2006). Les concentrations en CaO sont négativement et fortement corrélées avec  $\text{SiO}_2$  ( $r = - 0.73$ ) (Figure 59) suggérant que les carbonates sont primaires plutôt que secondaires (Feng et Kerrich, 1990).

Les valeurs du rapport  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$  sont comprises entre 15.7 et 21.6 et la corrélation positive et forte entre  $\text{SiO}_2$  et  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.82$ ) (Figure 60) indique probablement une diminution de minéraux porteurs de K (illite et orthoclase) et une augmentation de la concentration en quartz. Pour les rapports  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , leurs valeurs varient étroitement entre 0.17 et 0.19 (Tableau 12) montrant ainsi la prépondérance des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs de K tels que les feldspaths potassiques et l'illite (Cox *et al.*, 1995). De même, les corrélations fortes et positives entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.97$ ) et  $\text{TiO}_2$  ( $r = 0.79$ ) (Figure 60) indiquent la présence de l'illite et de l'orthoclase et suggère l'illite comme la principale source de titane.

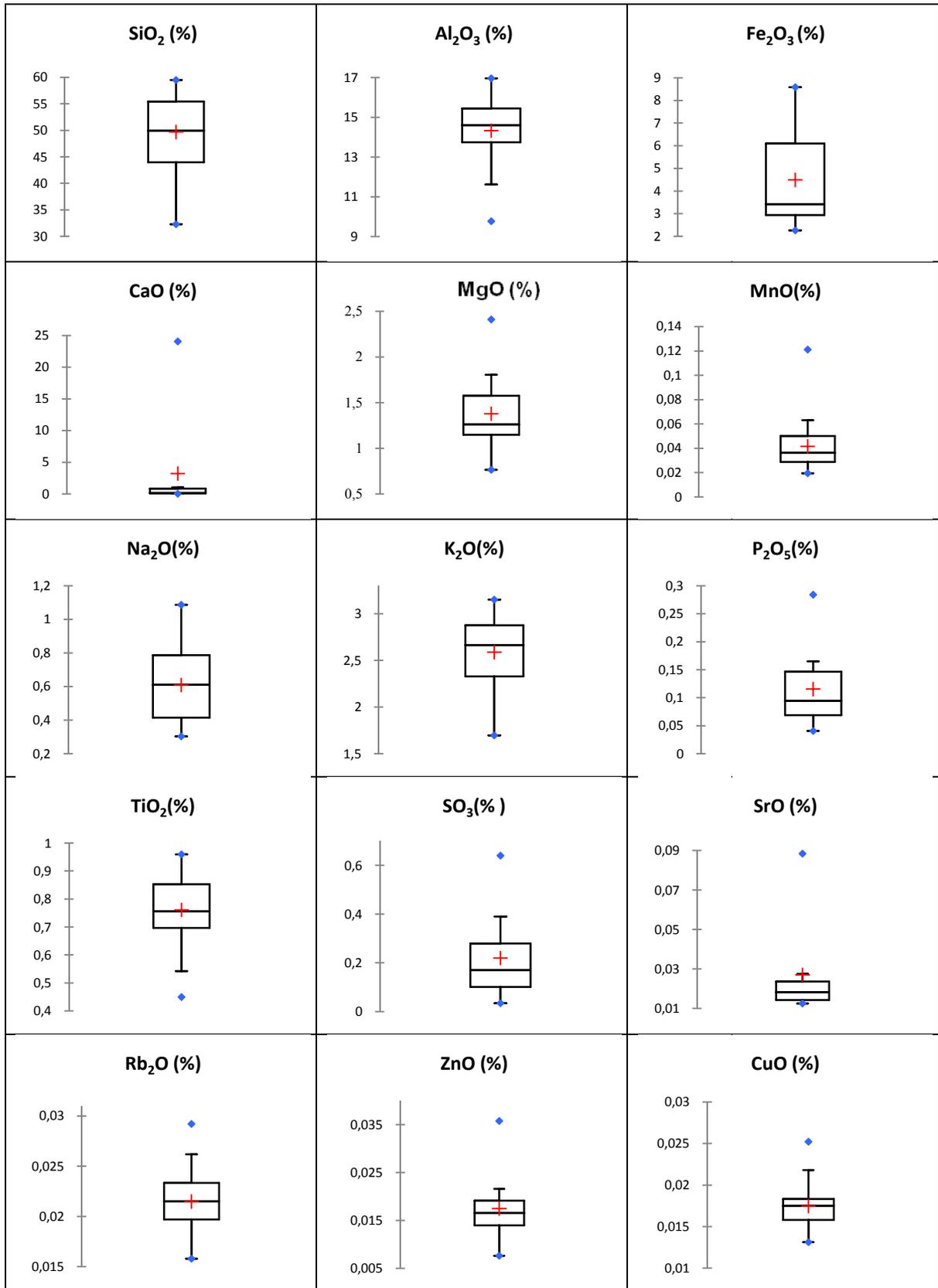


Figure 57- Boxplots de la section de Ouillis.

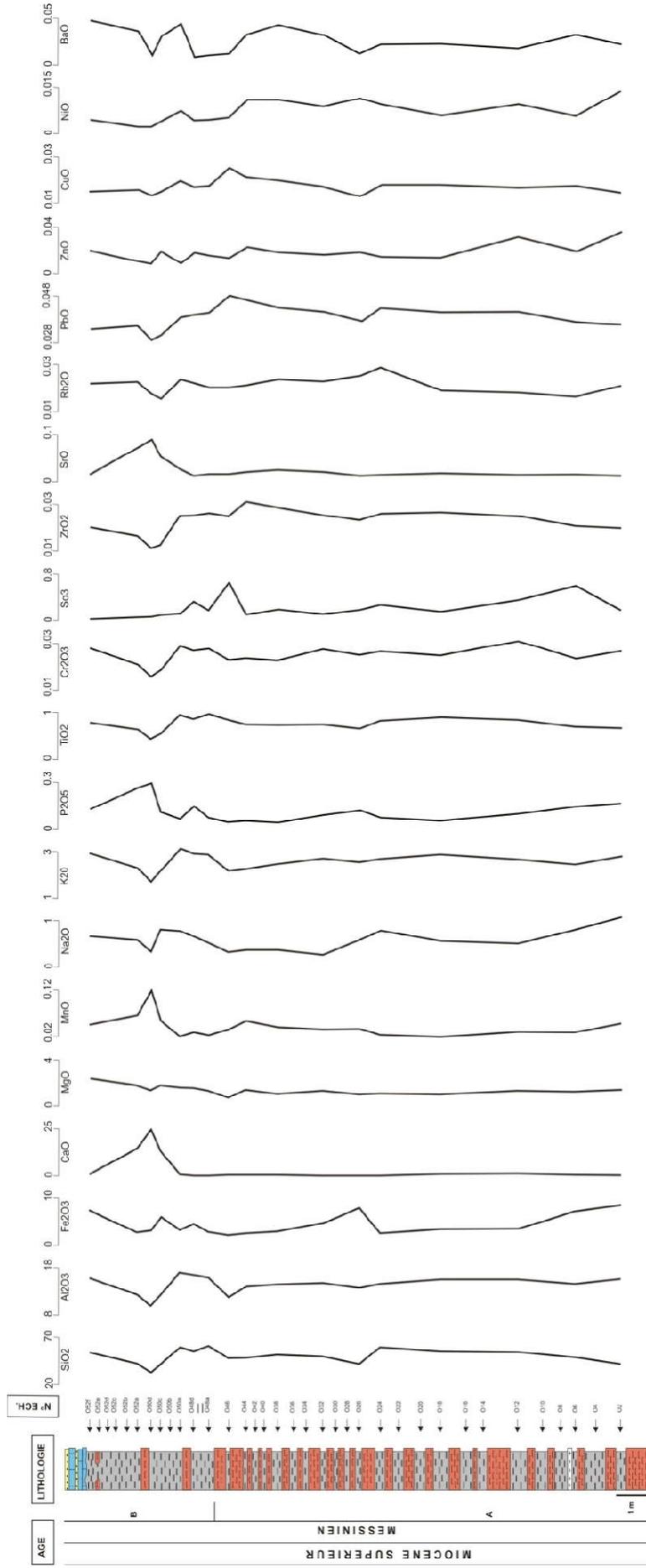


Figure 58- Distribution verticale des oxydes (Section de Ouillis).

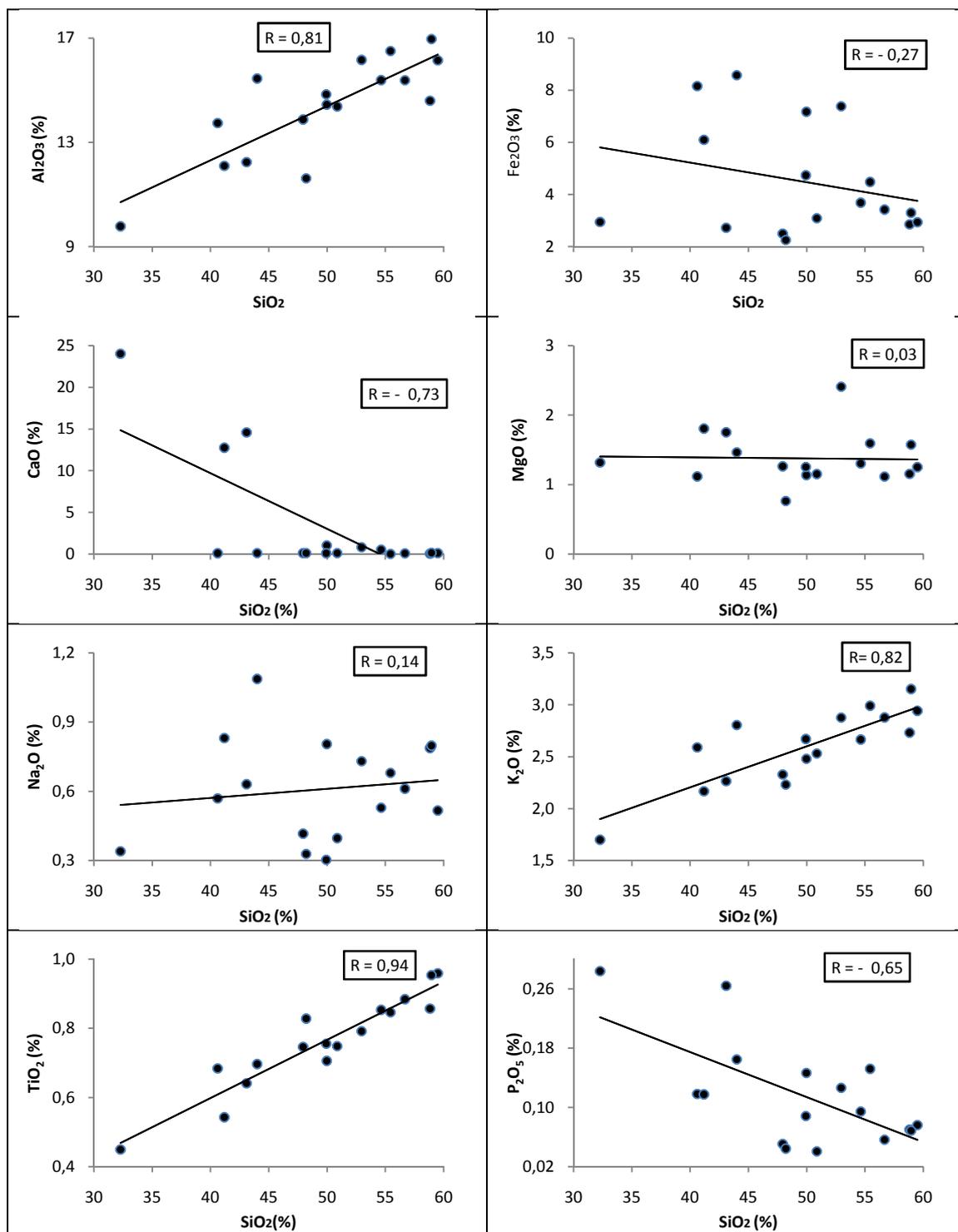


Figure 59- Diagrammes oxydes vs. SiO<sub>2</sub> (Section de Ouillis).

La corrélation Sr avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r = -0.73$ ), CaO ( $r = 0.98$ ), Na<sub>2</sub>O ( $r = -0.14$ ), K<sub>2</sub>O ( $r = -0.72$ ), MgO ( $r = 0.23$ ) et de Ba avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r = 0.21$ ), CaO ( $r = -0.28$ ), Na<sub>2</sub>O ( $r = 0.07$ ), K<sub>2</sub>O ( $r = 0.17$ ), MgO ( $r = -0.23$ ) (Annexe III) indique que Sr est associé fortement aux carbonates et que le Ba est probablement associé aux feldspaths.

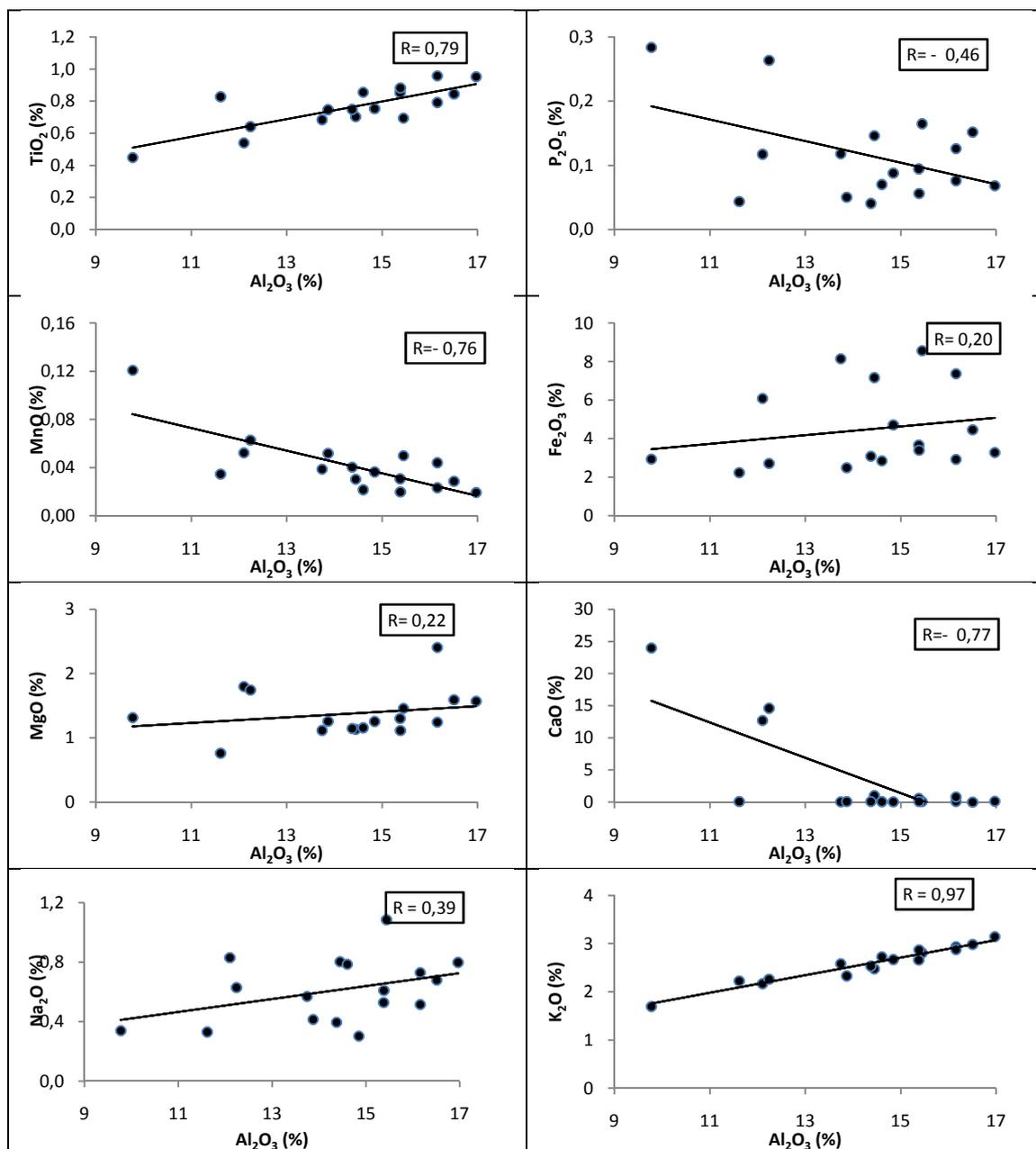


Figure 60- Diagrammes oxydes vs Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Section de Ouillis).

En ce qui concerne les éléments Cr, Zr, Rb, Pb, Cu et Zn, ils indiquent fort bien une corrélation positive avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r = 0.88 ; 0.59 ; 0.21 ; 0.31 ; 0.11 ; 0.32$ ), TiO<sub>2</sub> ( $r = 0.83 ; 0.79 ; 0.18 ; 0.68 ; 0.55 ; 0.03$ ) et K<sub>2</sub>O ( $r = 0.7 ; 0.58 ; 0.28 ; 0.32 ; 0.13 ; 0.21$ ) (Annexe III). De telles corrélations indiquent que Cr et Zr sont des éléments fortement adsorbés par les minéraux argileux contrairement à Rb, Pb, Cu et Zn. De même leur corrélation avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO ( $r = - 0.82 ; - 0.85 ; - 0.37 ; - 0.74 ; - 0.5 ; - 0.43$ ). K<sub>2</sub>O ( $r = 0.87 ; 0.58 ; 0.28 ; 0.32 ; 0.13 ; 0.21$ ) et faibles avec Na<sub>2</sub>O (Annexe III) indiquent que Cr et Zr sont associés principalement aux feldspaths potassiques (orthoclase) et que Rb, Pb, Cu et Zn leur sont faiblement associés.

Dans cette section de Ouillis, les valeurs du rapport  $K_2O/Na_2O$  sont comprises entre 2.58 et 8.80 (Tableau 12). Elles peuvent être attribuées à une quantité faible à modérée de minéraux porteurs de potassium tels que l'illite et les feldspaths potassiques. Les rapports de  $SiO_2/Al_2O_3$ ,  $Al_2O_3/TiO_2$ ,  $K_2O/Al_2O_3$  et  $Fe_2O_3/K_2O$  (1.00 - 3.06, à l'exception des niveaux marneux (O<sub>2</sub>, O<sub>6</sub>, O<sub>50C</sub> et O<sub>52G</sub>) inférieurs à ceux de la croûte continentale supérieure (CCS) (Tableaux 10 et 12), contrairement à  $K_2O/Na_2O$  (0.17-0.19) et  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$  (1.32-128.9 sauf O<sub>51</sub>) qui sont supérieurs à ceux de la CCS (Tableaux 10 et 12).

Ech.	$SiO_2/Al_2O_3$	$Al_2O_3/TiO_2$	$Fe_2O_3/K_2O$	$K_2O/Na_2O$	$SiO_2/ K_2O$	$K_2O/Al_2O_3$	$Al_2O_3/(CaO+ Na_2O)$
O <sub>2</sub>	2.85	22.18	3.06	2.58	15.67	0.18	36.30
O <sub>6</sub>	3.46	20.47	2.89	3.09	20.13	0.17	26.95
O <sub>12</sub>	3.55	18.03	1.38	5.03	20.49	0.17	50.95
O <sub>18</sub>	3.68	17.41	1.19	4.71	19.69	0.19	78.88
O <sub>24</sub>	4.03	17.03	1.05	3.47	21.54	0.19	69.65
O <sub>26</sub>	2.96	20.08	3.15	4.54	15.68	0.19	62.15
O <sub>32</sub>	3.36	19.65	1.77	8.80	18.69	0.18	128.93
O <sub>38</sub>	3.54	19.19	1.22	6.39	20.08	0.18	97.91
O <sub>44</sub>	3.46	18.57	1.07	5.60	20.58	0.17	89.44
O <sub>46</sub>	4.15	14.04	1.01	6.78	21.59	0.19	104.74
O <sub>48A</sub>	3.68	16.83	1.00	5.70	20.23	0.18	92.80
O <sub>48B</sub>	3.36	19.51	1.50	4.39	18.54	0.18	78.22
O <sub>50A</sub>	3.47	17.78	1.04	3.95	18.70	0.19	61.30
O <sub>50C</sub>	3.40	22.31	2.81	2.61	19.00	0.18	3.04
O <sub>51</sub>	3.30	21.71	1.74	4.99	19.01	0.17	1.32
O <sub>52A</sub>	3.52	19.09	1.20	3.59	19.03	0.19	2.83
O <sub>52G</sub>	3.28	20.40	2.56	3.94	18.39	0.18	33.82

Tableau 12- Rapports géochimiques dans la section de Ouillis.

#### 4. Section de Djeniene Meskine

Les sédiments tortoniens de la section de Djeniene Meskine renferment 25.2 à 46.81 % (Moy : 40.2% ; ET : 5.7%) de  $SiO_2$ , 4.97 à 11.69 % (Moy : 9.66% ; ET : 1.75%) de  $Al_2O_3$ , 4.07 à 6.40 % (Moy : 4.67% ; ET : 0.64%) de  $Fe_2O_3$ , 0.31 à 0.62  $TiO_2$  (Moy : 0.51% ; ET : 0.08%), 2.64 à 9.88 % (Moy : 4.11% ; ET : 2.20%) de  $MgO$ , 0.032 à 0.062% (Moy : 0.040% ; ET : 0.009%) de  $MnO$ , 11.57 à 20.18 % (Moy : 14.68% ; ET : 2.18%) de  $CaO$ , 0.29 à 2.18 % (Moy : 0.96% ; ET : 0.57%)  $Na_2O$ ; 1.01 à 2.22 % (Moy : 1.90% ; ET : 0.32%) de  $K_2O$ , 0.134 à 0.178 % (Moy : 0.163% ; ET : 0.014%) de  $P_2O_5$  et 0.115 à 0.974% (Moy. 0.350 % ; ET: 0.265%) de  $SO_3$ . Parmi les éléments en trace analysés, le  $Cr_2O_3$  varie de 0.013 à 0.019 % (Moy : 0.017% ; ET : 0.002%),  $ZrO_2$  de 0.010 à 0.017 % (Moy : 0.015% ; ET : 0.002%),  $SrO$  de 0.021 à 0.114 % (Moy : 0.045% ; ET : 0.025%),  $Rb_2O$  de 0.008 à 0.017 % (Moy : 0.015% ; ET : 0.003%),  $PbO$  de 0.003 à 0.004 % (Moy : 0.003% ; ET : 0.000%),  $ZnO$  de 0.004 à 0.013 % (Moy : 0.009% ; ET : 0.002%), de  $CuO$  de 0.008 à 0.011 % (Moy : 0.009% ; ET : 0.001 %),  $NiO$  de moins de 0.001 à 0.001 %,  $BaO$  de 0.017 à 0.038 %. (Moy : 0.026% ; ET : 0.006%)(Figure 61).

Les contenus en  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Rb_2O$  et  $ZnO$  évoluent dans le même sens que celui de  $SiO_2$ . Ils décroissent du bas vers le haut jusqu'au niveau Dm<sub>4</sub> puis augmentent le long de la section en enregistrant de légères variations. Contrairement aux oxydes suscités,

CaO, MgO et MnO enregistrent des variations inverses à celle du contenu en SiO<sub>2</sub> (Figure 62).

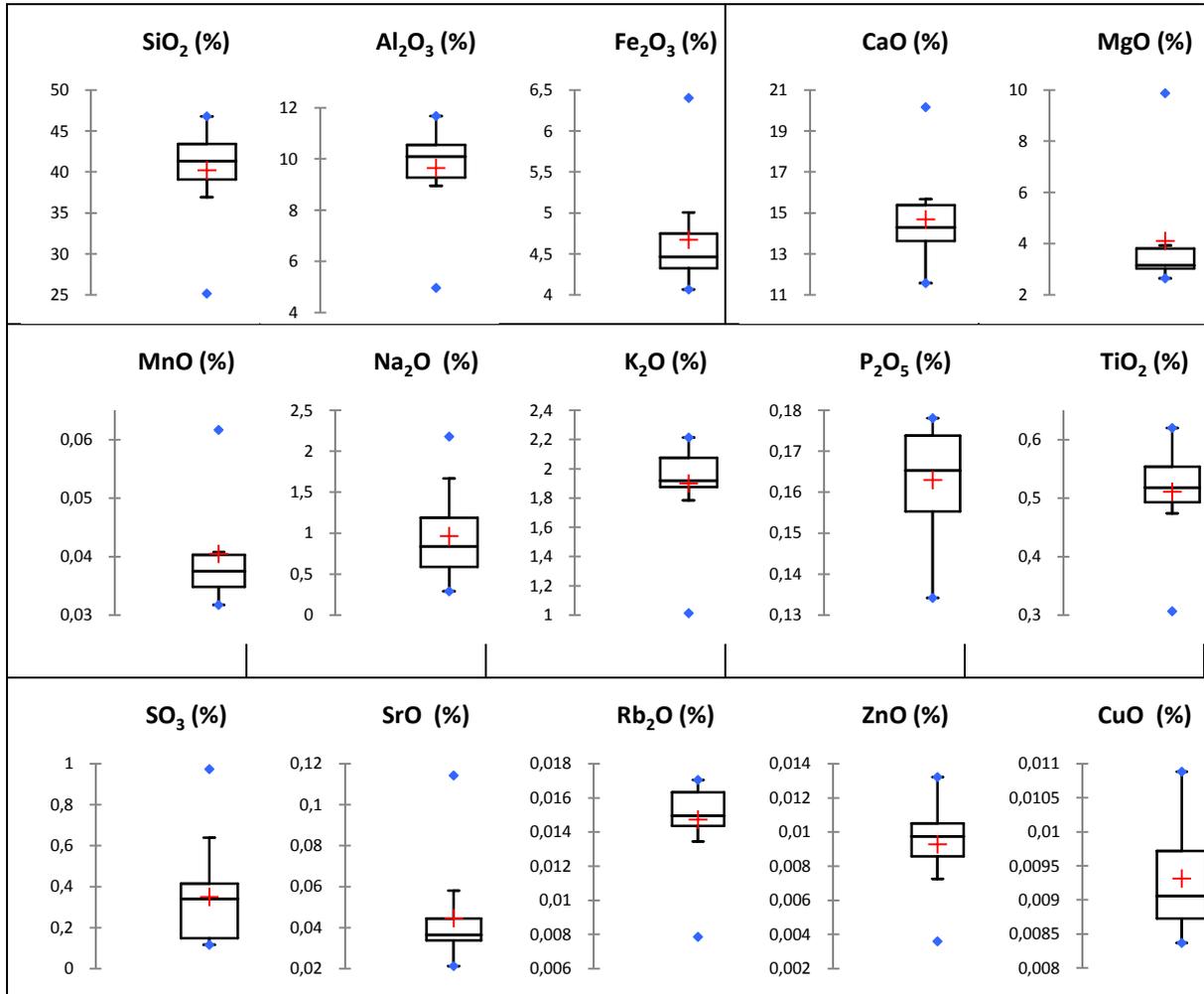


Figure 61- Boxplots de la section de Djeniene Meskine.

Dans cette section, nous avons remarqué que :

-les valeurs du rapport SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont comprises entre 3.75 et 5.06 (Tableau 13) indiquant ainsi une maturité faible des sédiments et une maturité texturale faible (Lopez-Gonzalez, 2006).

-les concentrations en CaO sont négativement et fortement corrélées avec SiO<sub>2</sub> ( $r = -0.92$ ) (Figure 63 et annexe IV) suggérant que les carbonates sont primaires plutôt que secondaires (Feng et Kerrich 1990).

-les valeurs du rapport SiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O sont comprises entre 18.10 et 24.84 (Tableau 13) et SiO<sub>2</sub> montre une corrélation positive et forte avec K<sub>2</sub>O ( $r = 0.89$ ) (Figure 64) indiquant probablement une diminution de minéraux porteurs de K (illite et orthoclase) et une augmentation de la concentration en quartz.

-les valeurs des rapports K<sub>2</sub>O /Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varient étroitement entre 0.18 et 0.21 (Tableau 13) et révèlent la prépondérance des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs

de K tels que les feldspaths potassiques (Cox *et al.*, 1995). Les fortes corrélations positives entre  $Al_2O_3$  et  $K_2O$  ( $r = 0.94$ ) et  $TiO_2$  ( $r = 0.97$ ) (Figure 64) indiquent la présence de l'illite et de l'orthoclase et suggère l'illite comme la principale source de titane.

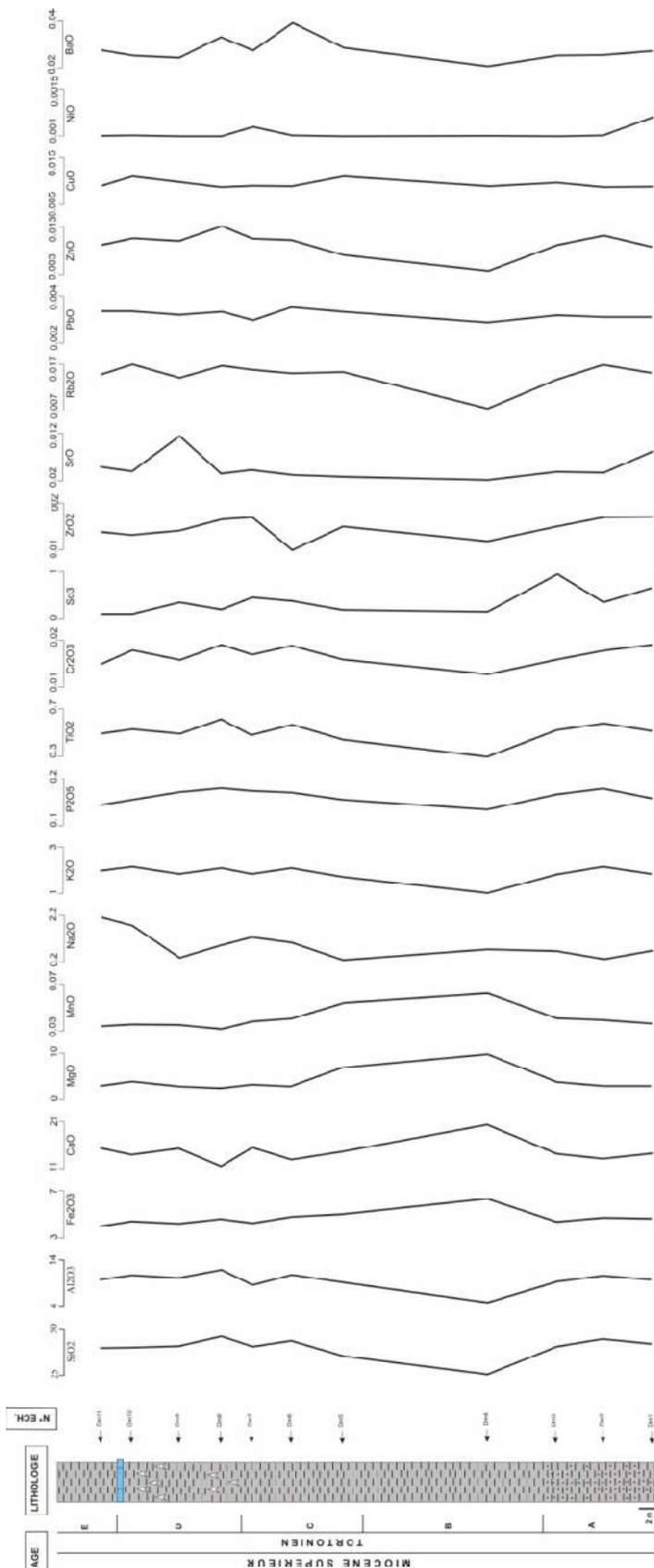


Figure 62- Distribution verticale des oxydes (Section de Djeniène Meskine).

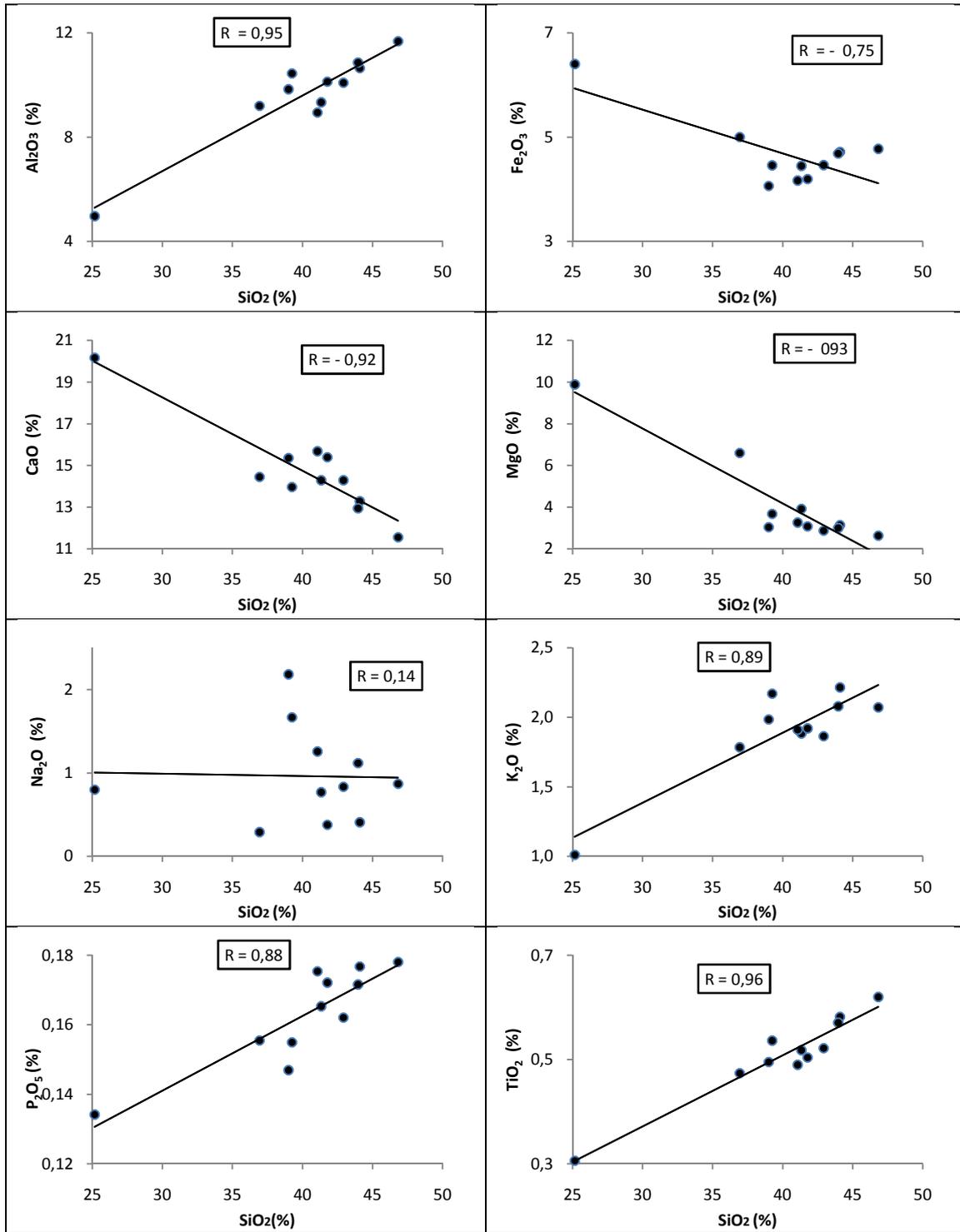


Figure 63- Diagrammes SiO<sub>2</sub> vs. Oxydes (Section de Djeniene Mesquine).

-les corrélations de Sr avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r = 0.27$ ), CaO ( $r = - 0.03$ ), Na<sub>2</sub>O ( $r = - 0.14$ ), K<sub>2</sub>O ( $r = 0.20$ ), MgO ( $r = - 0.42$ ) et de Ba avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r = 0.57$ ), CaO ( $r = - 0.64$ ), Na<sub>2</sub>O ( $r = 0.03$ ), K<sub>2</sub>O ( $r = 0.39$ ), MgO ( $r = - 0.31$ ) (Annexe IV) laissent supposer que Sr et Ba sont faiblement associés aux feldspaths potassiques et à l'illite.

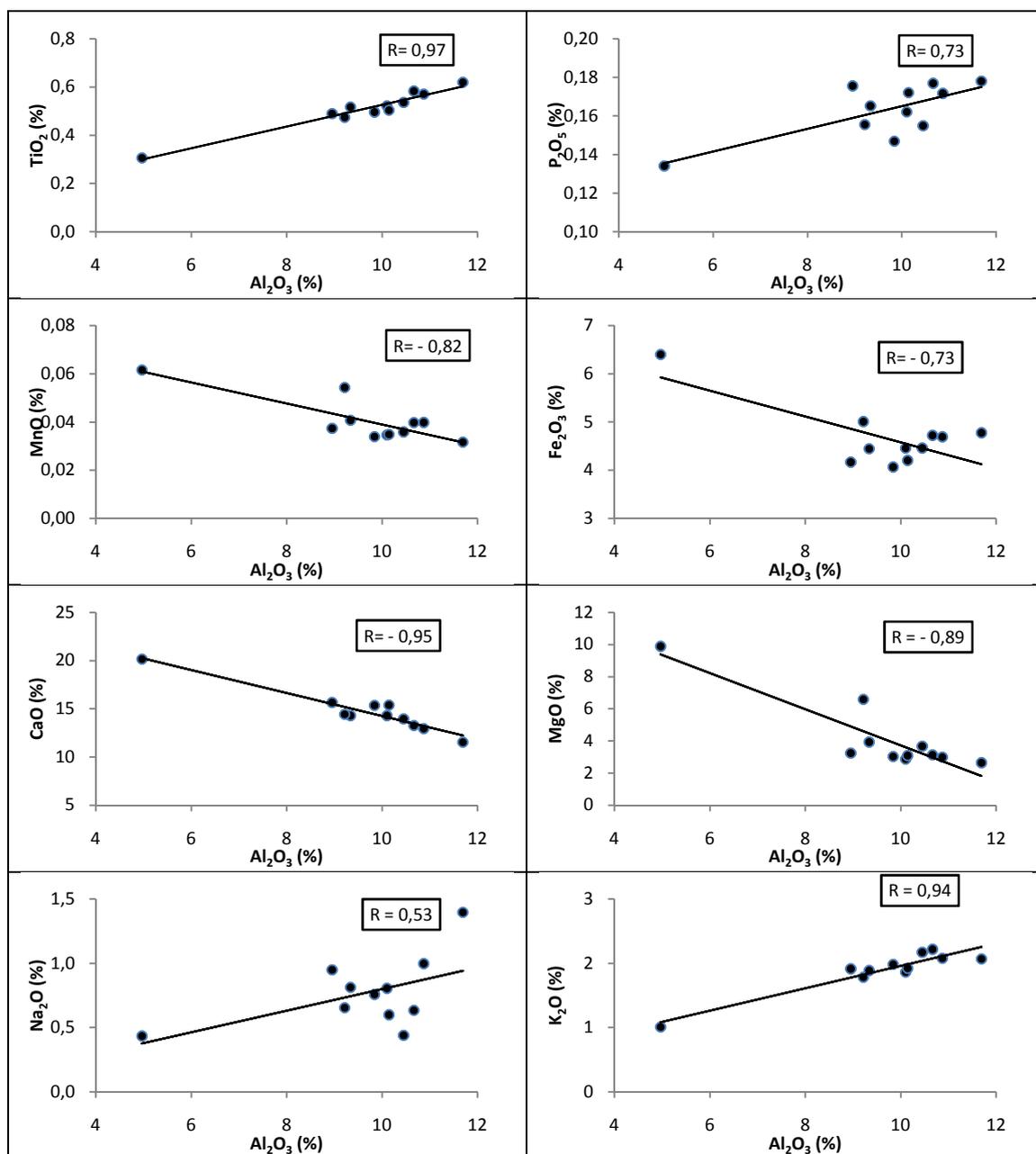


Figure 64- Diagrammes Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs oxydes (Section de Djeniene Mesquine).

-les éléments Rb, Cr, Zr, Pb et Zn indiquent une corrélation positive avec SiO<sub>2</sub> ( $r = 0.84 ; 0.84 ; 0.41 ; 0.55 ; 0.91$ ), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r = 0.90 ; 0.84 ; 0.27 ; 0.71 ; 0.90$ ) et TiO<sub>2</sub> ( $r = 0.88 ; 0.69 ; 0.45 ; 0.31 ; 0.84$ ) et K<sub>2</sub>O ( $r = 0.93 ; 0.76 ; 0.65 ; 0.88 ; 0.93$ ) (Annexe IV). De telles corrélations indiquent que Rb, Cr, Zr, Pb et Zn sont des éléments adsorbés par les minéraux argileux. De même leur corrélation avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, CaO ( $r = - 0.88 ; - 0.88 ; - 0.29 ; - 0.70 ; - 0.87$ ), TiO<sub>2</sub> ( $r = ; 0.88 ; 0.86 ; 0.65 ; 0.93$ ) et MgO ( $r = - 0.79 ; - 0.73 ; - 0.36 ; -0.51 ; - 0.87$ ) (Annexe IV) montrent que Rb, Cr, Zr, Pb et Zn sont associés principalement aux feldspaths potassiques (orthoclase) et à l'illite.

-les valeurs du rapport  $K_2O/Na_2O$  sont comprises entre 0.91 et 6.15 (Tableau 13) et peuvent être attribuées à une quantité faible à modérée de minéraux porteurs de potassium tels que l'illite et les feldspaths potassiques. Celles de  $K_2O/Al_2O_3$  varient étroitement entre 0.18 et 0.21 (Tableau 13). Elles indiquent la prépondérance des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs de K tels que les feldspaths potassiques (Cox et *al.*, 1995).

-les valeurs du ratio  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$  varient entre 1.20 et 3.76 (Tableau 13) dénotant que les éléments de ces sédiments sont peu stables et plus ou moins matures (Ibbeken et Schleyer, 1991).

-Enfin, les sédiments attribués au Tortonien dans la section de Djénienne Meskine montrent des rapports de  $SiO_2/Al_2O_3$  (3.75-5.06),  $Al_2O_3/TiO_2$  (16.2-20.1),  $K_2O/Al_2O_3$  (0.18-0.21) inférieurs à ceux de la croûte continentale supérieure (CCS) (Tableaux 10 et 13). Les rapports  $Fe_2O_3/K_2O$  (2.05-6.32),  $K_2O/Na_2O$  (0.9-6.2) et  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$  (1.20-3.76 ; à l'exception du niveau Dm<sub>4</sub>) lui sont par contre supérieurs.

Ech.	$SiO_2/Al_2O_3$	$Al_2O_3/TiO_2$	$Fe_2O_3/K_2O$	$K_2O/Na_2O$	$SiO_2/K_2O$	$K_2O/Al_2O_3$	$Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$
Dm <sub>1</sub>	4.25	19.35	2.39	2.23	23.00	0.18	2.84
Dm <sub>2</sub>	4.13	18.31	2.13	5.43	19.90	0.21	3.22
Dm <sub>3</sub>	4.43	18.03	2.36	2.45	21.93	0.20	2.74
Dm <sub>4</sub>	5.06	16.21	6.32	1.26	24.84	0.20	1.20
Dm <sub>5</sub>	4.01	19.42	2.81	6.15	20.70	0.19	2.50
Dm <sub>6</sub>	4.04	19.03	2.26	1.86	21.15	0.19	3.12
Dm <sub>7</sub>	4.58	18.28	2.18	1.52	21.48	0.21	2.42
Dm <sub>8</sub>	4.01	18.85	2.31	2.37	22.60	0.18	3.76
Dm <sub>9</sub>	4.12	20.11	2.19	5.05	21.75	0.19	2.65
Dm <sub>10</sub>	3.75	19.50	2.05	1.30	18.10	0.21	2.51
Dm <sub>11</sub>	3.96	19.85	2.05	0.91	19.63	0.20	2.22

Tableau 13- Rapports géochimiques dans la section de Djenienne Meskine.

## 5. Section de Tamzoura

Pour cette dernière section considérée, du bassin du bas Chélif, les sédiments sont constitués de 28.75 à 57.39 % (Moy : 39.84% ; ET : 8.12%) de  $SiO_2$ , 6.77 à 12.35 % (Moy : 9.28% ; ET : 2.07%) de  $Al_2O_3$ , 2.42 à 4.46 % (Moy : 3.58% ; ET : 0.64%) de  $Fe_2O_3$ , 0.25 à 0.59% (Moy : 0.43% ; ET : 0.096%) de  $TiO_2$ , 1.45 à 3.19 % (Moy : 2.62% ; ET : 0.53%) de  $MgO$ , 0.029 à 0.039% (Moy : 0.034% ; ET : 0.003%) de  $MnO$ , 1.79 à 23.74 % (Moy : 13.95% ; ET : 6.61%) de  $CaO$ , 0.74 à 2.44 % (Moy : 1.33% ; ET : 0.64%) de  $Na_2O$ , 1.29 à 1.95% (Moy : 0.153% ; ET : 0.037%) de  $K_2O$ , 0.07 à 0.196 % (Moy : 0.153% ; ET : 0.037%) de  $P_2O_5$  et 0.11 à 0.63% (Moy : 0.36 % ; ET : 0.17%) de  $SO_3$  (Figure 65). Parmi les éléments en trace analysés, le  $Cr_2O_3$  varie de 0.016 à 0.027 % (Moy : 0.021% ; ET : 0.004%),  $ZrO_2$  de 0.015 à 0.025 % (Moy : 0.018% ; ET : 0.003%),  $SrO$  de 0.019 à 0.142 % (Moy : 0.056% ; ET : 0.037%),  $Rb_2O$  de 0.009 à 0.017 % (Moy : 0.013% ; ET : 0.003%),  $PbO$  de 0.003 à 0.004 % (Moy : 0.003% ; ET : 0.000%),  $ZnO$  de 0.006 à 0.010 % (Moy : 0.008% ; ET : 0.001%),  $CuO$  de 0.008 à 0.016 % (Moy : 0.012% ; ET : 0.003 %),  $NiO$  de 0.004 à 0.008 % (Moy : 0.005% ; ET : 0.001%),  $BaO$  de 0.019 à 0.063 % (Moy : 0.03% ; ET : 0.014%).

Les concentrations en oxydes de Si, Al, Zr, Rb, Pb et Ba évoluent dans le même sens et à l'inverse de celles des oxydes de Ca, P et Sr (Figure 66).

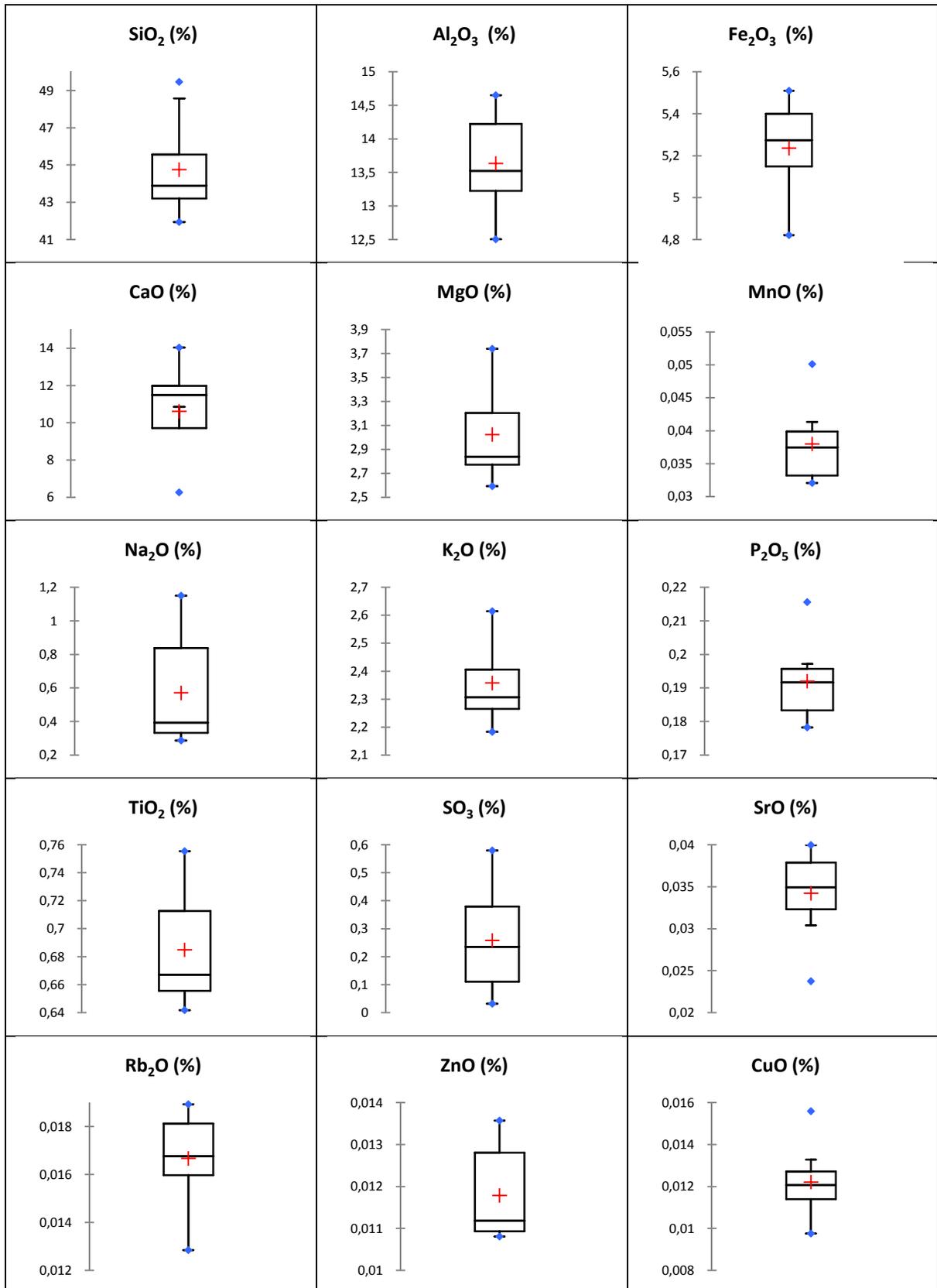


Figure 65- Boxplots de la section de Tamzoura.

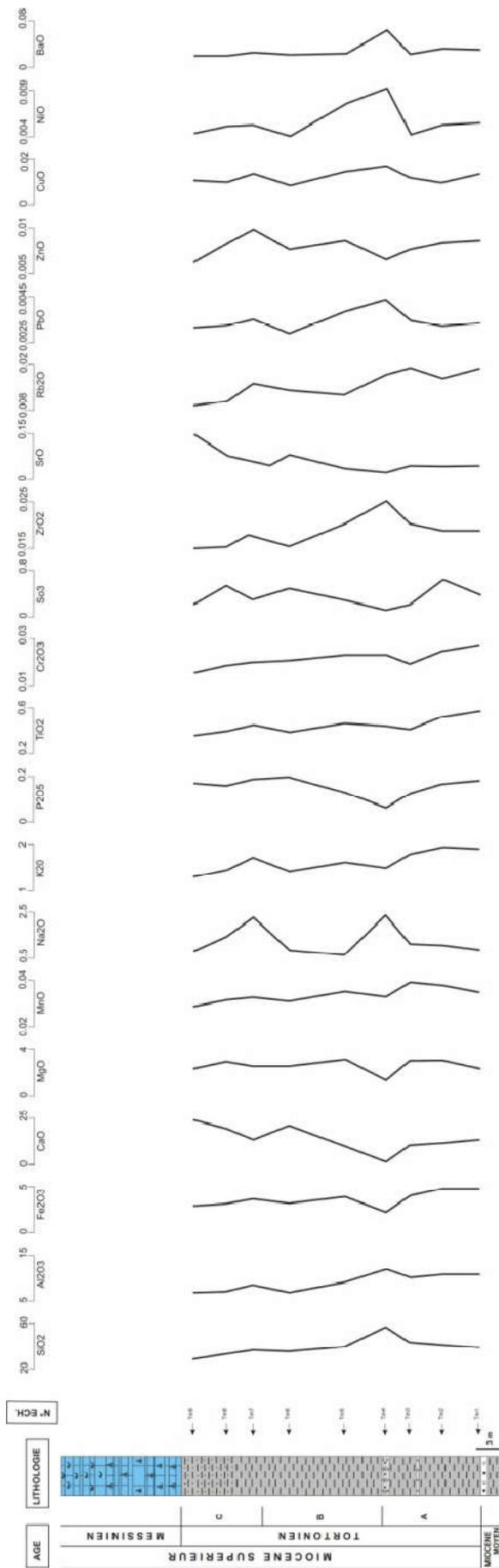


Figure 66- Distribution verticale des oxydes (Section de Tamzoura).

Durant le Tortonien de la section de Tamzoura, les résultats d'analyses montrent que :

-le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  indique des valeurs comprises entre 3.6 et 4.99 (Tableau 14) témoignant à la fois d'une faible maturité des sédiments et de la texture (Lopez-Gonzalez, 2006). Les concentrations en CaO sont négativement et fortement corrélées avec  $\text{SiO}_2$  ( $r = -0.93$ ) (Figure 67) suggérant que les carbonates sont primaires plutôt que secondaires (Feng et Kerrich, 1990).

-les valeurs du rapport  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$  sont comprises entre 20.8 et 25.2 (à l'exception du niveau  $\text{TM}_4$  : 39.00) et la corrélation positive et faible entre  $\text{SiO}_2$  et  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.29$ ) (Figure 67) suggère une diminution de minéraux porteurs de K (illite) et une augmentation de la concentration en quartz. Les ratios  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  varient étroitement entre 0.12 et 0.21 (Tableau 14). Ils témoignent ainsi de la prépondérance des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs de K (Cox et al., 1995).

-les corrélations de Sr avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.77$ ), CaO ( $r = 0.86$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r = -0.38$ ) et  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = -0.63$ ) et de Ba avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = 0.83$ ), CaO ( $r = -0.86$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r = 0.63$ ),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.18$ ) (Figure 68) indiquent que Sr est associé fortement aux carbonates et que le Ba est probablement associé à l'albite.

-les éléments Cr, Zr, Rb, Pb, Cu et Zn indiquent une corrélation positive avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = 0.73$  ; 0.87 ; 0.87 ; 0.61 ; 0.58 ; -0.06),  $\text{TiO}_2$  ( $r = 0.52$  ; -0.25 ; 0.27 ; -0.41 ; -0.16 ; 0.65) et  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.72$  ; 0.30 ; 0.71 ; 0.02 ; 0.14 ; 0.55) (Annexe V). De telles corrélations montrent que Cr, Zr, Rb, Pb et Cu sont des éléments adsorbés par les minéraux argileux. Les corrélations avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO ( $r = -0.57$  ; -0.98 ; -0.65 ; -0.88 ; -0.80 ; -0.03),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.72$  ; 0.30 ; 0.71 ; 0.02 ; 0.14 ; 0.55) et  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r = -0.06$  ; 0.48 ; 0.20 ; 0.59 ; 0.49 ; 0.12) (Annexe V) indiquent que Zr, Rb, Pb, Cu et Zn sont probablement associés aux feldspaths potassiques ou sodiques.

-les valeurs du rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , comprises entre 0.60 et 2.23 (Tableau 14), peuvent être attribuées à une quantité faible à modérée de minéraux porteurs de sodium (albite). Celles de  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  varient étroitement entre 0.12 et 0.21 (Tableau 14) reflétant la prépondérance des minéraux argileux par rapport à ceux porteurs de K tels que l'illite (Cox et al., 1995).

-les valeurs du rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ , rapport des éléments les plus immobiles ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) et les plus mobiles ( $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ ) (Ibbeken et Schleyer, 1991), varient entre 1.17 et 3.65 ( $\text{TM}_4$  : 13.57) (Tableau 14) indiquant que les éléments de ces sédiments sont plus ou moins stables et sont de faible maturité.

-les sédiments étudiés montrent des rapports de  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (3.61-4.99),  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (17.62-49.40),  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0.6-2.23),  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.12-0.21),  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  (1.65-2.29) et  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$  (1.17-13.57) tantôt supérieurs à ceux de la CCS et tantôt inférieurs (Tableaux 10 et 14).

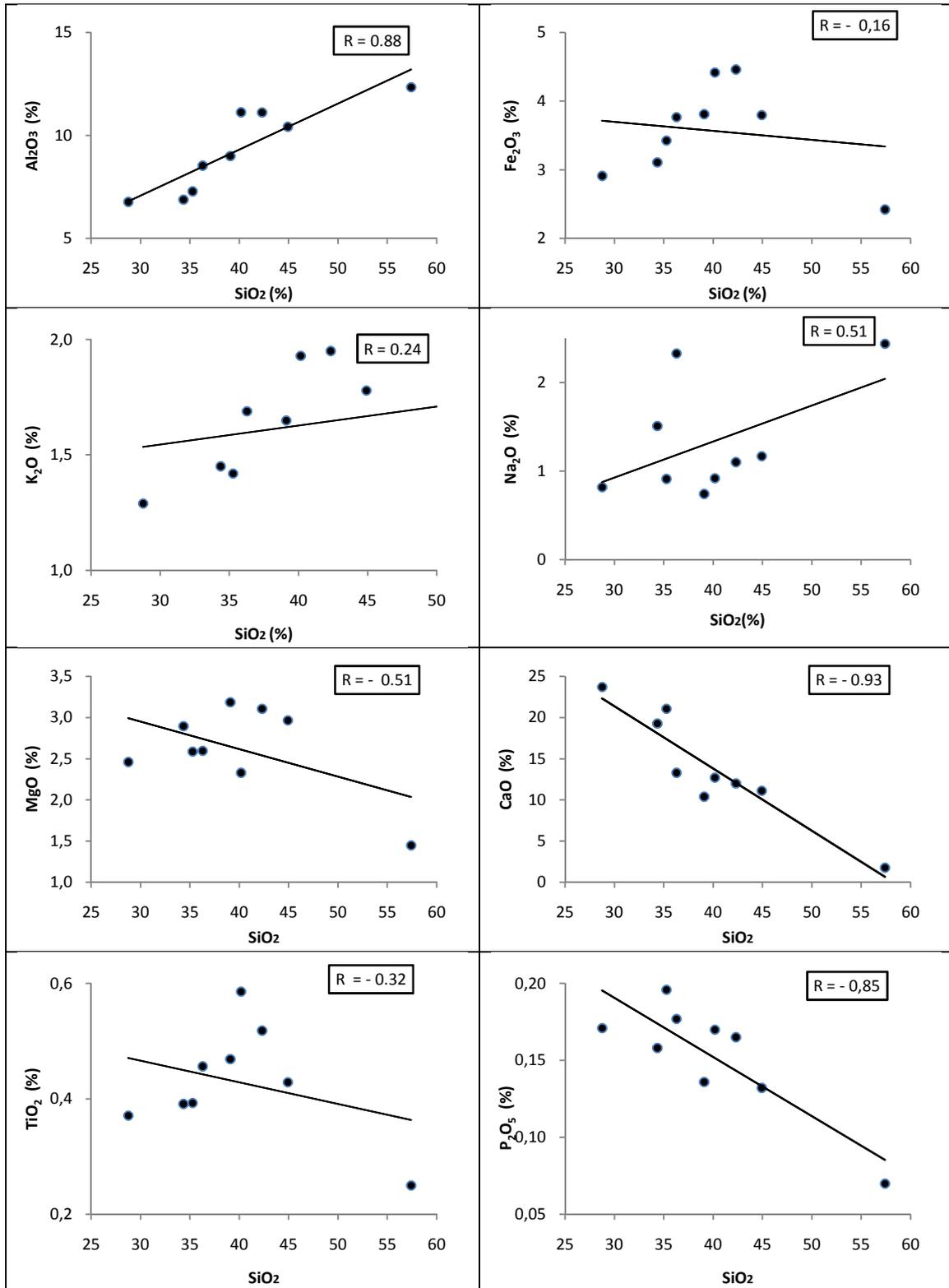


Figure 67- Diagrammes oxydes vs SiO<sub>2</sub> (Section de Tamzoura).

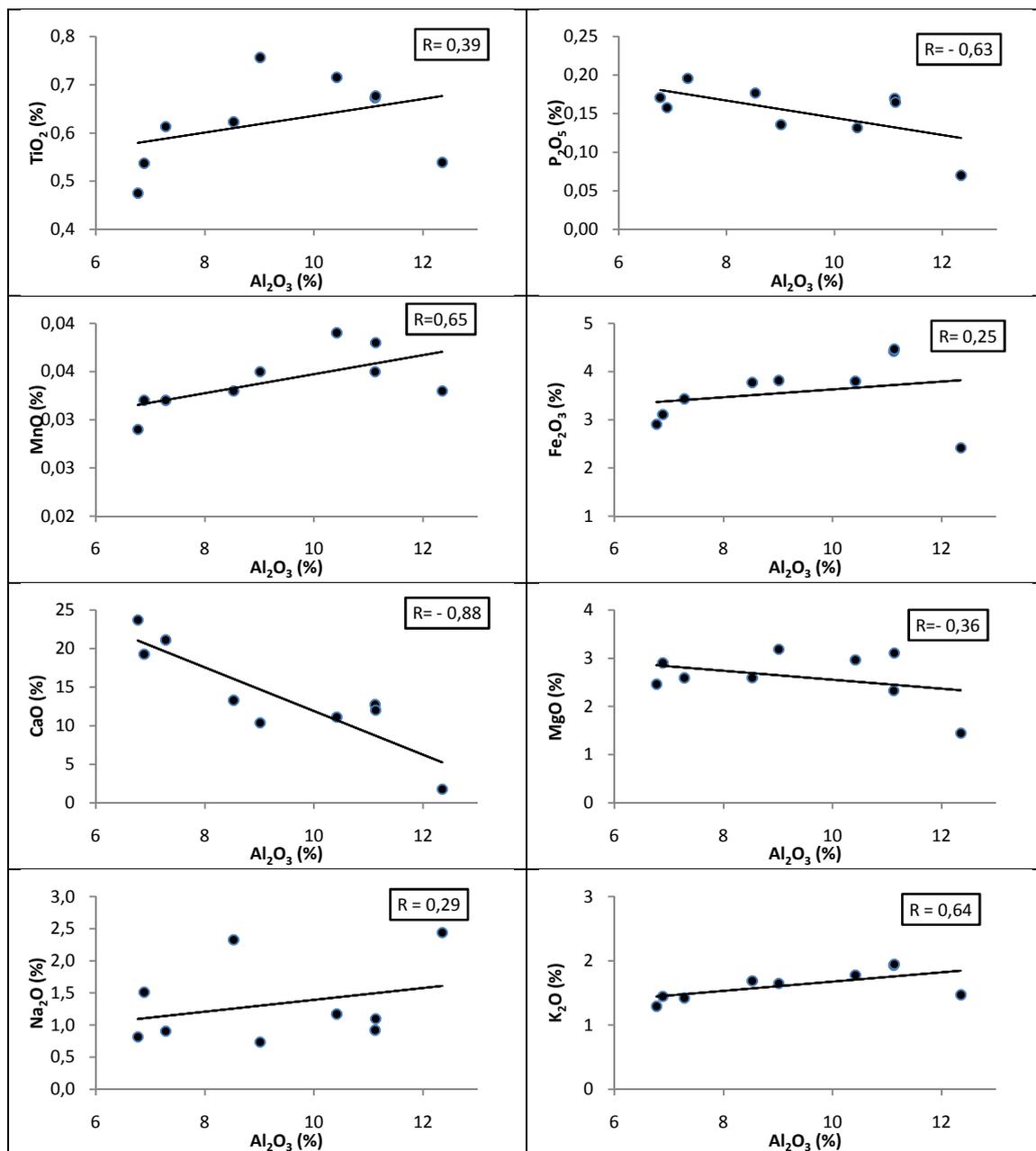


Figure 68- Diagrammes oxydes vs  $Al_2O_3$  (Section de Tamzoura).

Ech.	$SiO_2/Al_2O_3$	$Al_2O_3/TiO_2$	$Fe_2O_3/K_2O$	$K_2O/Na_2O$	$SiO_2/ K_2O$	$K_2O/Al_2O_3$	$Al_2O_3/(CaO+ Na_2O)$
<b>Tm<sub>1</sub></b>	3.61	18.98	2.29	2.10	20.81	0.17	2.94
<b>Tm<sub>2</sub></b>	3.80	21.49	2.29	1.77	21.70	0.18	3.22
<b>Tm<sub>3</sub></b>	4.31	24.29	2.13	1.52	25.22	0.17	3.65
<b>Tm<sub>4</sub></b>	4.65	49.40	1.65	0.60	39.04	0.12	13.57
<b>Tm<sub>5</sub></b>	4.34	19.21	2.31	2.23	23.70	0.18	3.51
<b>Tm<sub>6</sub></b>	4.84	18.52	2.42	1.56	24.83	0.20	1.60
<b>Tm<sub>7</sub></b>	4.25	18.71	2.23	0.73	21.47	0.20	2.32
<b>Tm<sub>8</sub></b>	4.99	17.62	2.14	0.96	23.70	0.21	1.65
<b>Tm<sub>9</sub></b>	4.25	18.25	2.26	1.57	22.29	0.19	1.17

Tableau 14- Rapports géochimiques dans la section de Tamzoura.

## B. Bassin de la Tafna

### 1. Section de Pierre du Chat

Les sédiments de cette première section du bassin de la Tafna renferment 35.9 à 54.0 % (Moy : 45.4 %; ET: 4.8) de SiO<sub>2</sub>, 6.9 à 14.8 % (Moy : 10.4 %; ET: 2.4%) de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2.9 à 6.3 % (Moy : 4.6 %; ET: 1.2%) de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.48 à 0.76 (Moy: 0.61%; ET: 0.09%) de TiO<sub>2</sub>, 2.96 à 4.18 % (Moy : 3.45 %; ET: 0.43%) de MgO, 0.042 à 0.077% (Moy : 0.058 %; ET: 0.01%) de MnO, 9.1 à 20.3 % (Moy : 13.2 %; ET: 3.1%) de CaO, 0.43 à 1.0 % (Moy : 0.77 %; ET: 0.28%) de Na<sub>2</sub>O; 1.42 à 2.86 % (Moy : 1.94 %; ET: 0.43%) de K<sub>2</sub>O, 0.084 à 0.181% (Moy : 0.13 %; ET: 0.03%) de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 0.029 à 0.075% (Moy : 0.048 %; ET: 0.02%) de SO<sub>3</sub> (Figure 69). Pour les éléments en trace analysés, nous avons relevé la présence de : Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 0.012 à 0.020 % (Moy : 0.015% ; ET : 0.003%), ZrO<sub>2</sub> de 0.014 à 0.020 % (Moy : 0.016% ; ET : 0.002%), SrO de 0.016 à 0.03 % (Moy : 0.022% ; ET : 0.003%), Rb<sub>2</sub>O de 0.011 à 0.020 % (Moy : 0.015% ; ET : 0.003%); PbO de 0.003 à 0.004 % (Moy : 0.003% ; ET : 0.000%), ZnO de 0.007 à 0.013 % (Moy : 0.010% ; ET : 0.002%), CuO de 0.025 à 0.030 % (Moy : 0.027% ; ET : 0.001 %), NiO de moins de 0.001 à 0.002% et BaO de 0.005 à 0.045 % (Moy : 0.017% ; ET : 0.010%).

Les concentrations en oxydes de Al, Fe, K, P, Ti, Sr, Rb, Zn, Ni et Ba évoluent dans le sens du silicium à l'inverse de celles des oxydes de Ca, Mg et Mn (Figure 70). A noter qu'à la base de la section de Pierre du Chat, les valeurs du rapport SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varient entre 3.30 et 4.9 indiquant une immaturité des sédiments. Ces valeurs, plus importantes dans les 3 derniers niveaux marneux (5.1 - 7.8) caractérisent une maturité progressive à importante. D'après Lopez-Gonzalez (2006), ces mêmes valeurs dénotent une maturité texturale faible.

Les concentrations en CaO sont négativement et fortement corrélées avec SiO<sub>2</sub> suggérant que les carbonates sont primaires plutôt que secondaires (Feng et Kerrich, 1990).

Les valeurs du rapport SiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O sont comprises entre 15.3 et 37.8 et les concentrations en SiO<sub>2</sub> montrent une corrélation négative et faible avec celles de K<sub>2</sub>O (r = - 0.41) (Figure 71) indiquant une diminution de minéraux porteurs de K (illite et orthoclase) et une augmentation importante de la concentration en quartz.

Les valeurs des rapports K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varient étroitement entre 0.17 et 0.21 dénotant ainsi la prépondérance des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs de K tels que les feldspaths potassiques (Cox et *al.*, 1995).

Les fortes corrélations positives entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et K<sub>2</sub>O (r = 0.97) et TiO<sub>2</sub> (r = 0.98) (Figure 72) indiquent la présence de l'illite et de l'orthoclase et suggère l'illite comme la principale source de titane.

Nous soulignons que la corrélation de Sr avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (r = 0.83), CaO (r = - 0.44), Na<sub>2</sub>O (r = 0.16), K<sub>2</sub>O (r = 0.73), MgO (r = - 0.51) et de Ba avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (r = 0.76), CaO (r = - 0.58), Na<sub>2</sub>O (r = - 0.27), K<sub>2</sub>O (r = 0.80), MgO (r = - 0.39) (Figure VI) indique que Sr et Ba sont associés principalement aux feldspaths potassiques (orthoclase).

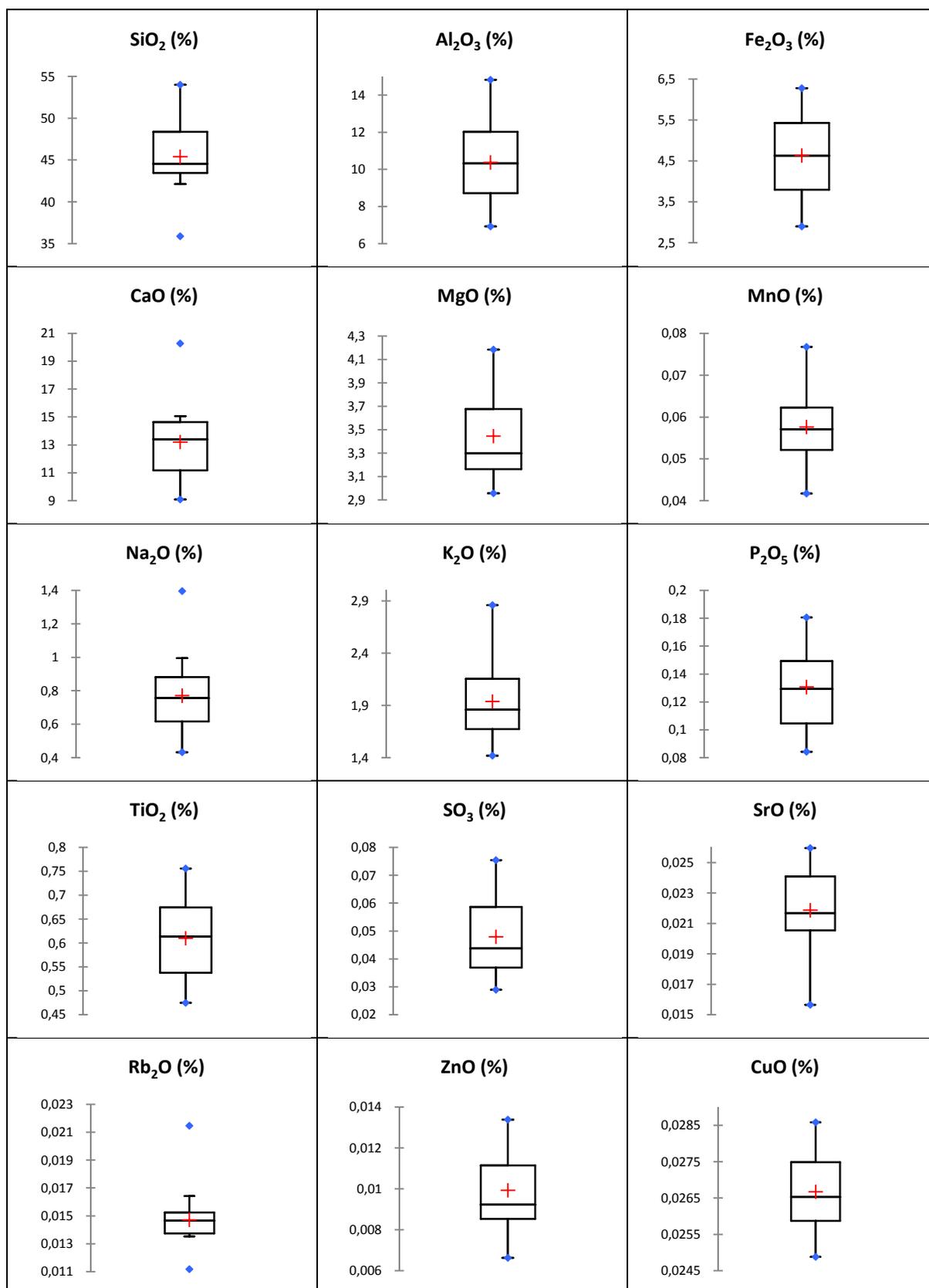


Figure 69- Boxplots de la section de Pierre du Chat.

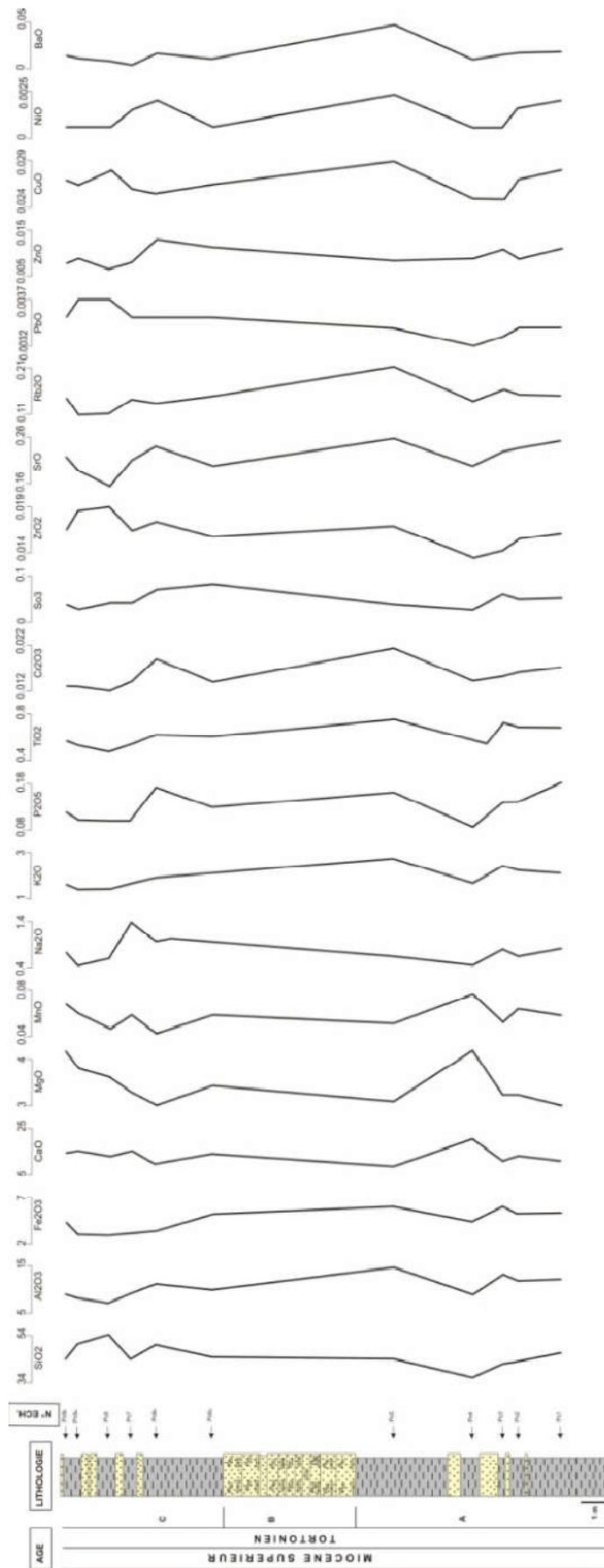


Figure 70- Distribution verticale des oxydes (Section de Pierre du Chat).

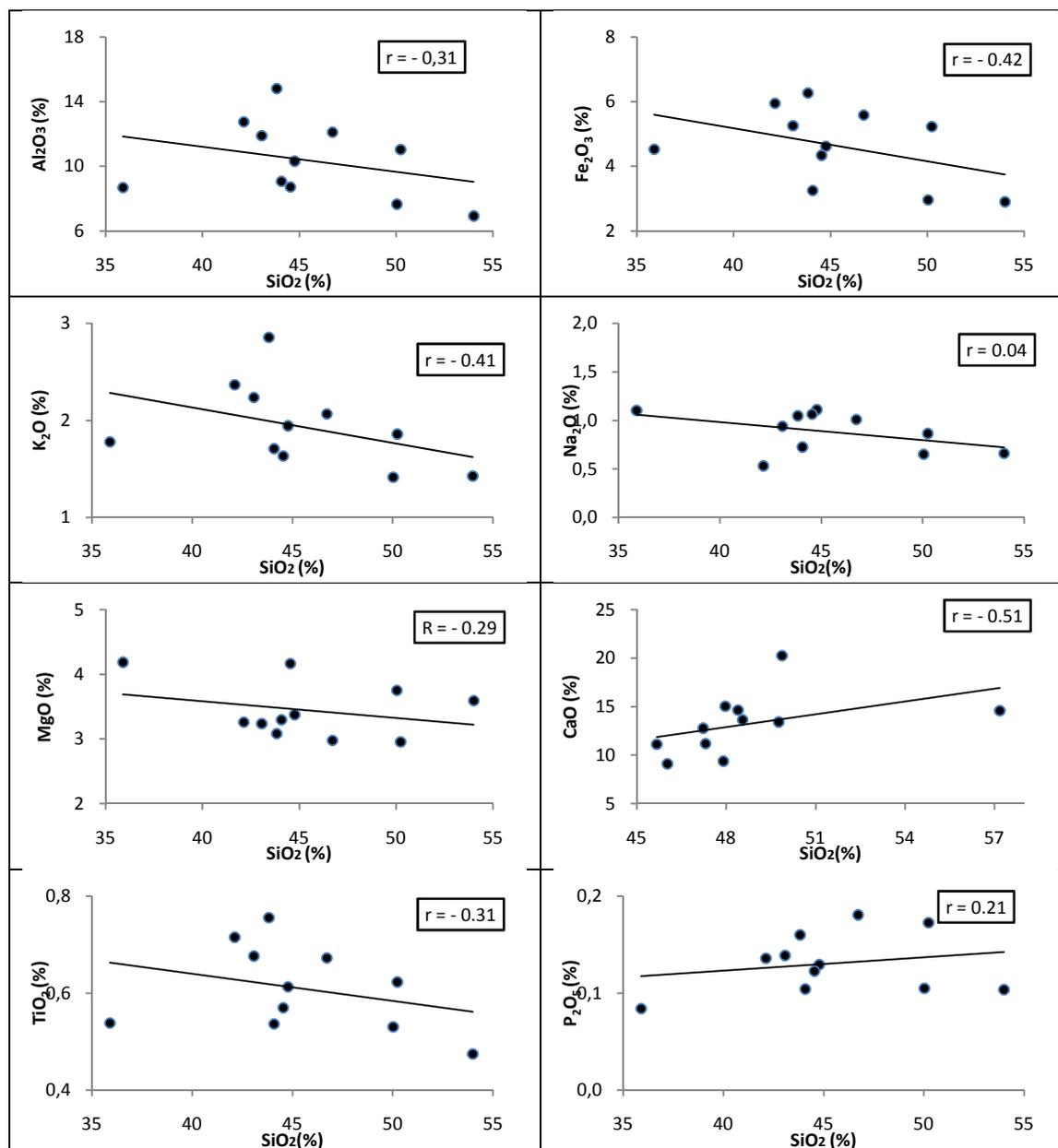


Figure 71- Diagrammes oxydes vs SiO<sub>2</sub> (Section de Pierre du Chat).

Dans les sédiments de la section de Pierre du Chat, les éléments Cr, Rb, Cu et Zn indiquent une corrélation positive avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r = 0.86 ; 0.89 ; 0.19 ; 0.81$ ), TiO<sub>2</sub> ( $r = 0.8 ; 0.86 ; 0.17 ; 0.79$ ) et K<sub>2</sub>O ( $r = 0.78 ; 0.94 ; 0.21 ; 0.72$ ) (Annexe VI). Ces corrélations indiquent que Cr, Rb, Cu et Zn sont des constituants adsorbés par les minéraux argileux. De même leur corrélation avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO ( $r = - 0.71 ; - 0.43 ; - 0.4 ; - 0.65$ ), K<sub>2</sub>O ( $r = 0.78 ; 0.94 ; 0.21 ; 0.72$ ), MgO ( $r = - 0.71 ; - 0.39 ; - 0.2 ; - 0.64$ ) et faibles avec Na<sub>2</sub>O indiquent que Cr, Rb, Cu et Zn sont associés principalement aux feldspaths potassiques (orthoclase).

Les valeurs du rapport K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, comprises entre 1.23 et 4.37, peuvent être attribuées à une quantité faible à modérée de minéraux porteurs de potassium tels que l'illite et les feldspaths potassiques.

Par ailleurs, les valeurs des rapports  $K_2O/Al_2O_3$  varient étroitement entre 0.17 et 0.22 indiquant la prépondérance des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs de K tels que les feldspaths potassiques (Cox et *al.*, 1995). Celles de  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$  (Ibbeken et Schleyer, 1991) varient entre 1.73 et 4.87 indiquant que les éléments de ces sédiments ne sont pas stables et sont de faible maturité.

Nous pouvons également conclure que les sédiments tortoniens de la section de Pierre du Chat montrent des rapports de  $SiO_2/Al_2O_3$ , (à l'exception des niveaux Pc<sub>1</sub>, Pc<sub>2</sub>, Pc<sub>3</sub>, Pc<sub>6b</sub> et Pc<sub>7</sub>) et  $Al_2O_3/TiO_2$  inférieurs à ceux de la croûte continentale supérieure (CCS) (Tableaux 10 et 15). Les rapports  $K_2O/Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3/K_2O$ ,  $K_2O/Na_2O$  et  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$  sont par contre supérieurs à ceux de la CCS.

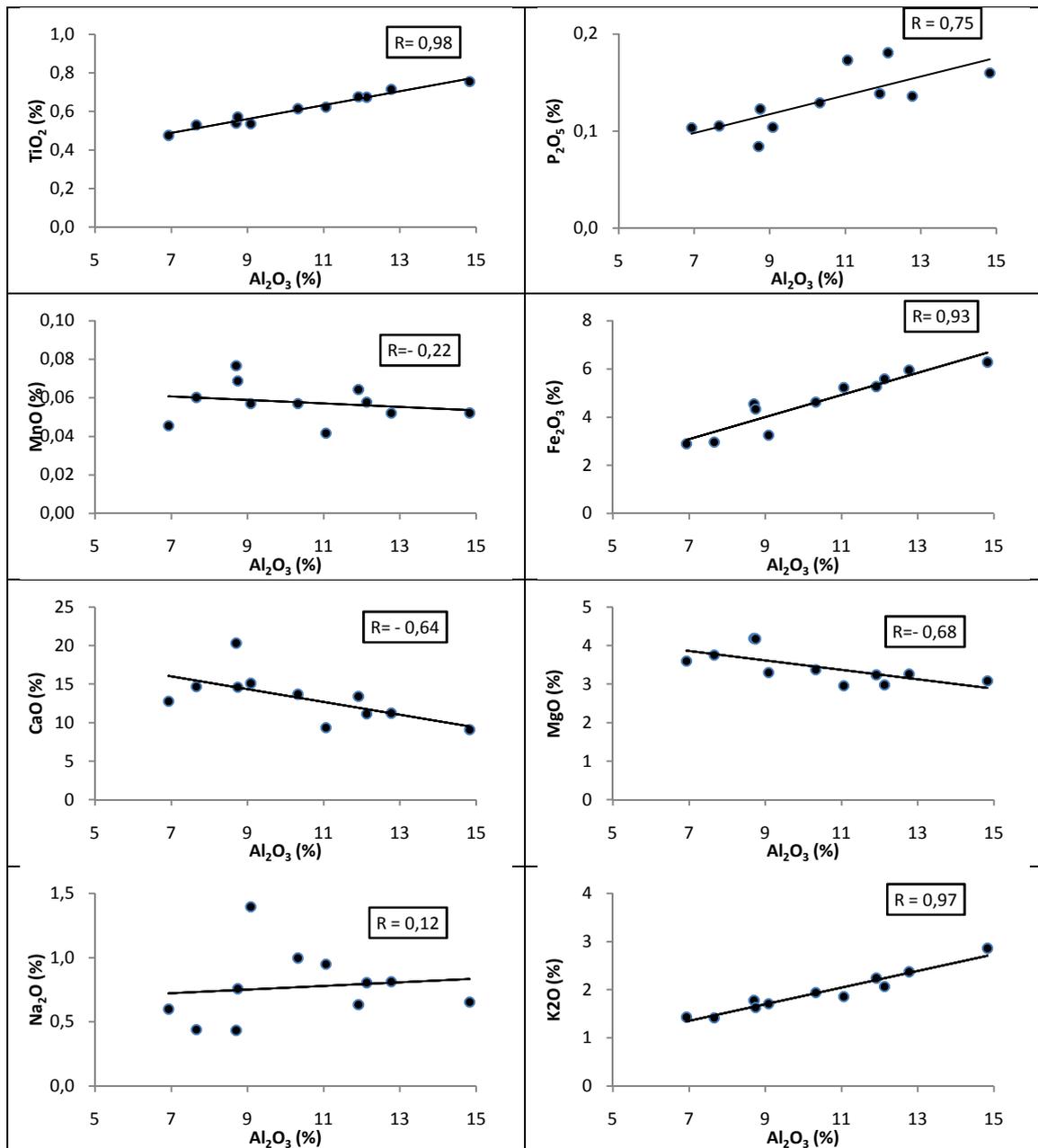


Figure 72- Diagrammes oxydes vs.  $Al_2O_3$  (Section de Pierre du Chat).

Ech.	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /K <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub> / K <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / (CaO+ Na <sub>2</sub> O)
Pc <sub>1</sub>	3.85	18.02	2.70	2.58	22.57	0.17	3.91
Pc <sub>2</sub>	3.62	17.62	2.35	3.53	19.24	0.19	3.07
Pc <sub>3</sub>	3.30	17.85	2.51	2.91	17.77	0.19	3.51
Pc <sub>4</sub>	29.34	9.67	2.30	2.41	117.56	0.25	4.33
Pc <sub>5</sub>	4.12	16.16	2.55	4.11	20.14	0.20	1.73
Pc <sub>6a</sub>	5.77	18.43	2.12	2.46	26.82	0.22	3.23
Pc <sub>6b</sub>	2.96	19.60	2.20	4.37	15.33	0.19	4.50
Pc <sub>7</sub>	3.34	18.86	2.43	3.70	18.12	0.18	3.47
Pc <sub>8</sub>	4.34	16.82	2.38	1.95	23.03	0.19	3.05
Pc <sub>9b</sub>	4.55	17.75	2.82	1.96	27.02	0.17	4.87
Pc <sub>9S</sub>	4.85	16.92	1.90	1.23	25.74	0.19	2.68

Tableau 15- Rapports géochimiques dans la section de Pierre du Chat.

## 2. Section de Hammam Boughrara

Les sédiments de la section levée à Hammam Boughrara sont constitués de : 41.9 à 49.46% de SiO<sub>2</sub> (Moy: 44.75%; ET: 2.79%), 12.5 à 14.65 % (Moy: 13.64 %; ET: 0.77 %) de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 4.82 à 5.51 % (Moy: 5.24 %; ET: 0.24 %) de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.64 à 0.662 (Moy: 0.65%; ET: 0.43%) de TiO<sub>2</sub>, 2.59 à 3.74 % (Moy: 3.02%; ET: 0.43%) de MgO; 0.032 à 0.05% (Moy: 0.038%; ET: 0.006 %) de MnO; 6.26 à 14.04 % (Moy: 10.61 % ; ET: 2.84%) de CaO, 0.29 à 1.15% (Moy: 0.57%; ET: 0.33%) de Na<sub>2</sub>O, 2.18 à 2.62 % (Moy: 2.36%; ET: 0.16%) de K<sub>2</sub>O, 0.178 à 0.216% (Moy: 0.192 %; ET: 0.012%) de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et 0.031 à 0.58% SO<sub>3</sub> (Moy: 0.26%; ET: 0.19%) de SO<sub>3</sub>(Figure 73). Parmi les éléments en trace analysés, le Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varie de 0.019 à 0.046 % (Moy : 0.024% ; ET : 0.009%), ZrO<sub>2</sub> de 0.013 à 0.018 % (Moy : 0.015% ; ET : 0.002%), SrO de 0.024 à 0.040 % (Moy : 0.034% ; ET : 0.005%), Rb<sub>2</sub>O de 0.013 à 0.019 % (Moy : 0.017% ; ET : 0.002%), PbO de 0.003 à 0.004 % (Moy : 0.003% ; ET : 0.000%), ZnO de 0.011 à 0.014 % (Moy : 0.012% ; ET : 0.001%), CuO de 0.010 à 0.016 % (Moy : 0.012% ; ET : 0.002 %), NiO de moins de 0.001 à 0.003, BaO de 0.022 à 0.060 % (Moy : 0.036% ; ET : 0.013%).

Les concentrations en oxydes de Si, Al, Mg, K, Ti, Zr, Pb et Zn évoluent dans le même sens à l'inverse de celles des oxydes de Ca et Sr (Figure 74).

Dans cette section, les caractérisations géochimiques montrent également que :

-les valeurs du rapport SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varient entre 3.09 et 3.43 témoignant de l'immaturation des sédiments et dénotant aussi une faible maturité texturale (Lopez-Gonzalez, 2006).

-les concentrations en CaO sont négativement et fortement corrélées avec SiO<sub>2</sub> (r = - 0.98) (Figure 75) indiquant une augmentation de SiO<sub>2</sub> par rapport à CaO et suggérant que les carbonates sont primaires plutôt que secondaires (Feng et Kerrich, 1990).

-les valeurs du rapport SiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O sont comprises entre 18.54 et 19.66. SiO<sub>2</sub> montre une corrélation positive forte avec K<sub>2</sub>O (r = 0.96) (Figure 75) indiquant probablement une augmentation de minéraux porteurs de K (illite et orthoclase) et une augmentation de la concentration en quartz. Celles de K<sub>2</sub>O /Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varient étroitement entre 0.16 et 0.18

dénotant la prépondérance des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs de K tels que les feldspaths potassiques (Cox et *al.*, 1995).

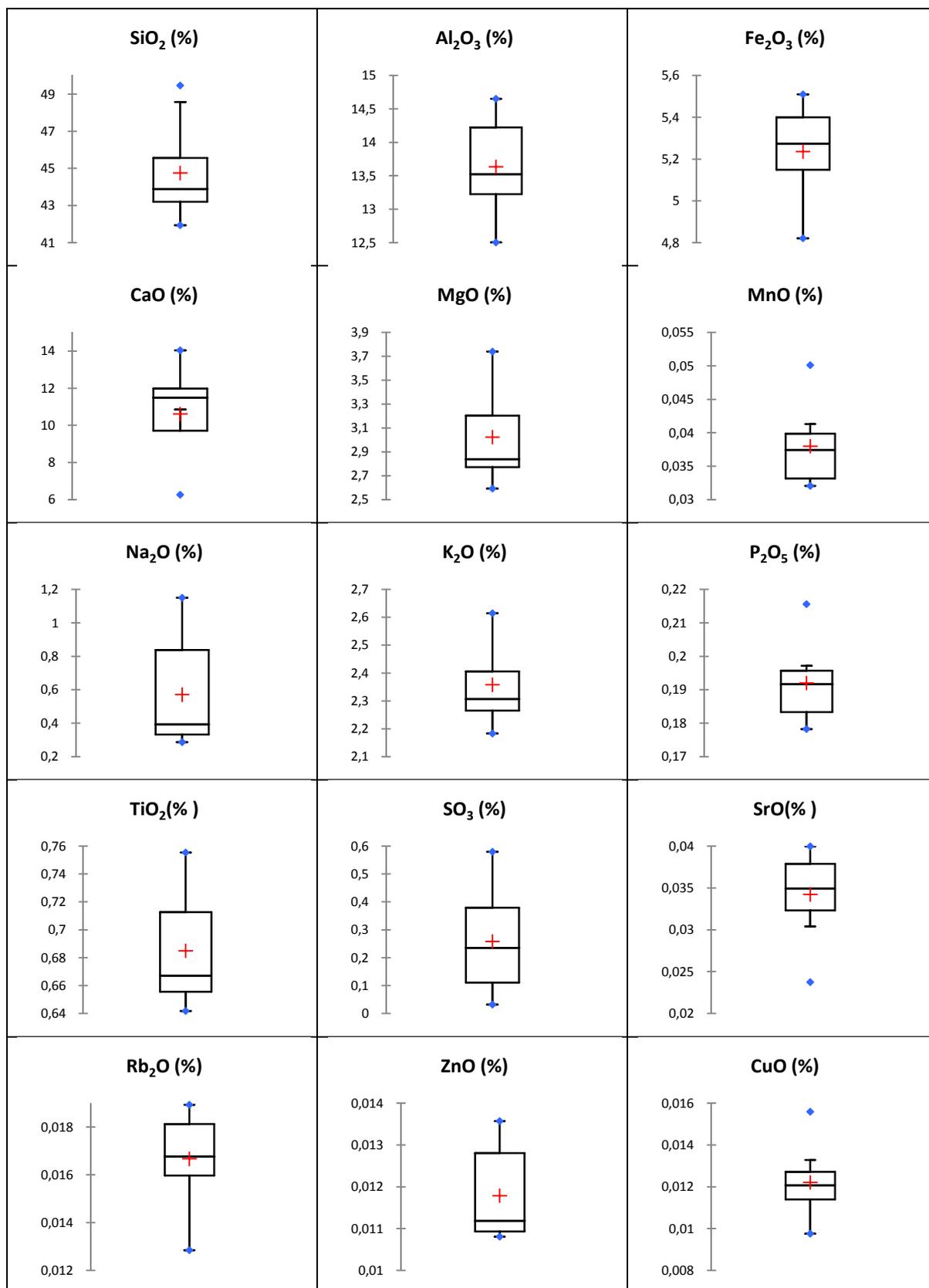


Figure 73- Boxplots de la section de Hammam Boughrara.

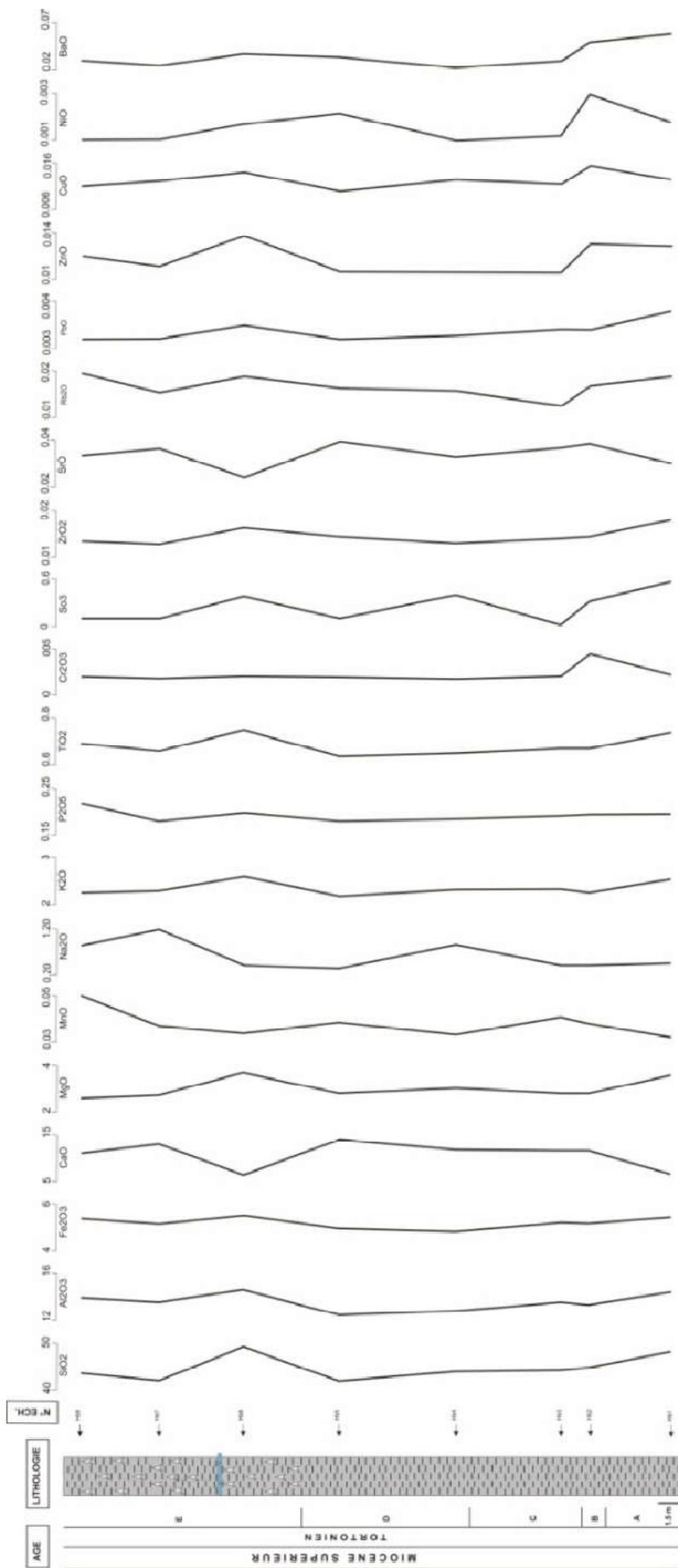


Figure 74- Distribution verticale des oxydes (Section de Hammam Boughrara).

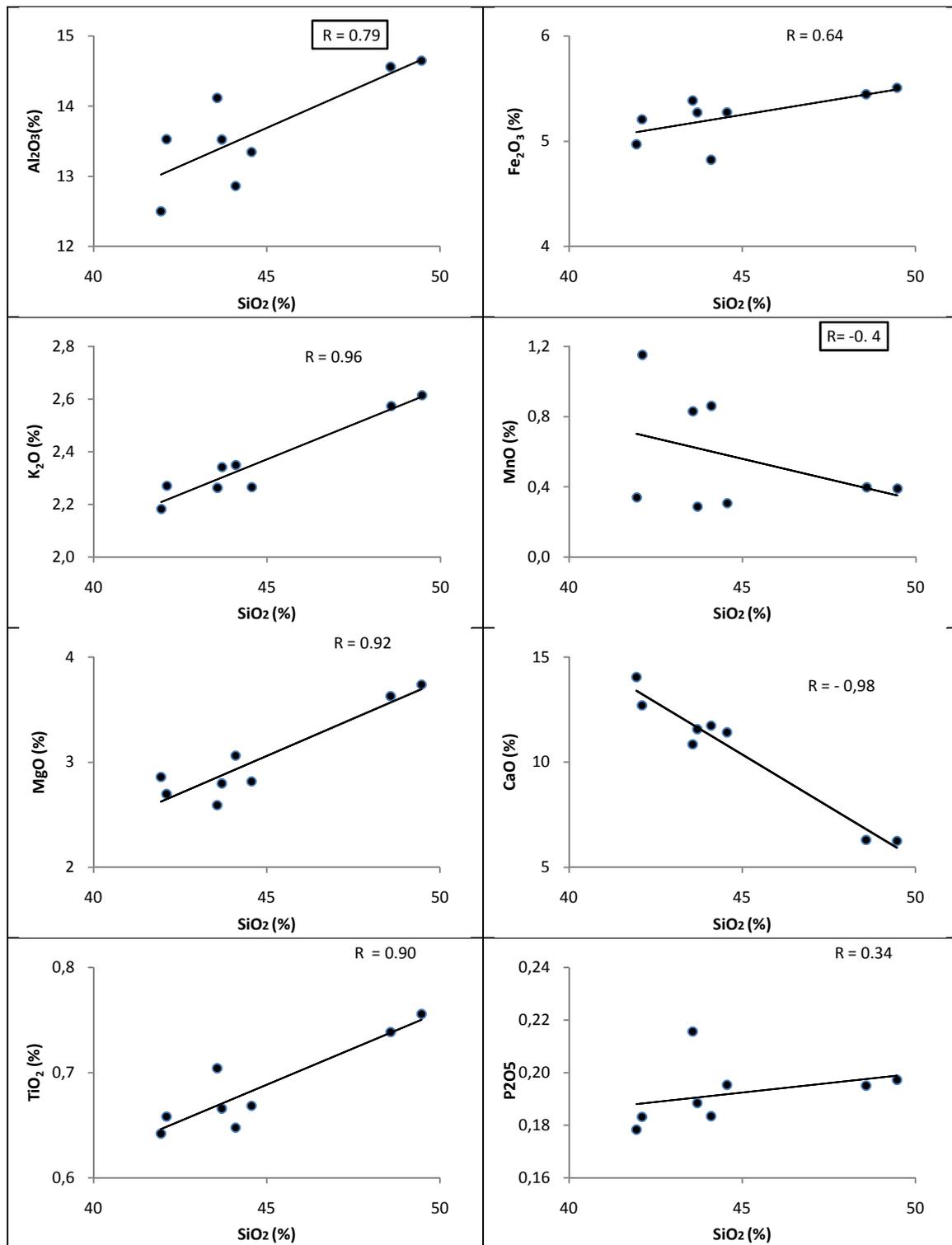


Figure 75- Diagrammes oxydes vs. SiO<sub>2</sub> (Section de Hammam Boughrara).

-les fortes corrélations positives entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et K<sub>2</sub>O ( $r = 0.79$ ) et TiO<sub>2</sub> ( $r = 0.95$ ) (Figure 76) indiquent la présence de l'illite et de l'orthoclase et suggèrent l'illite comme la principale source de titane.

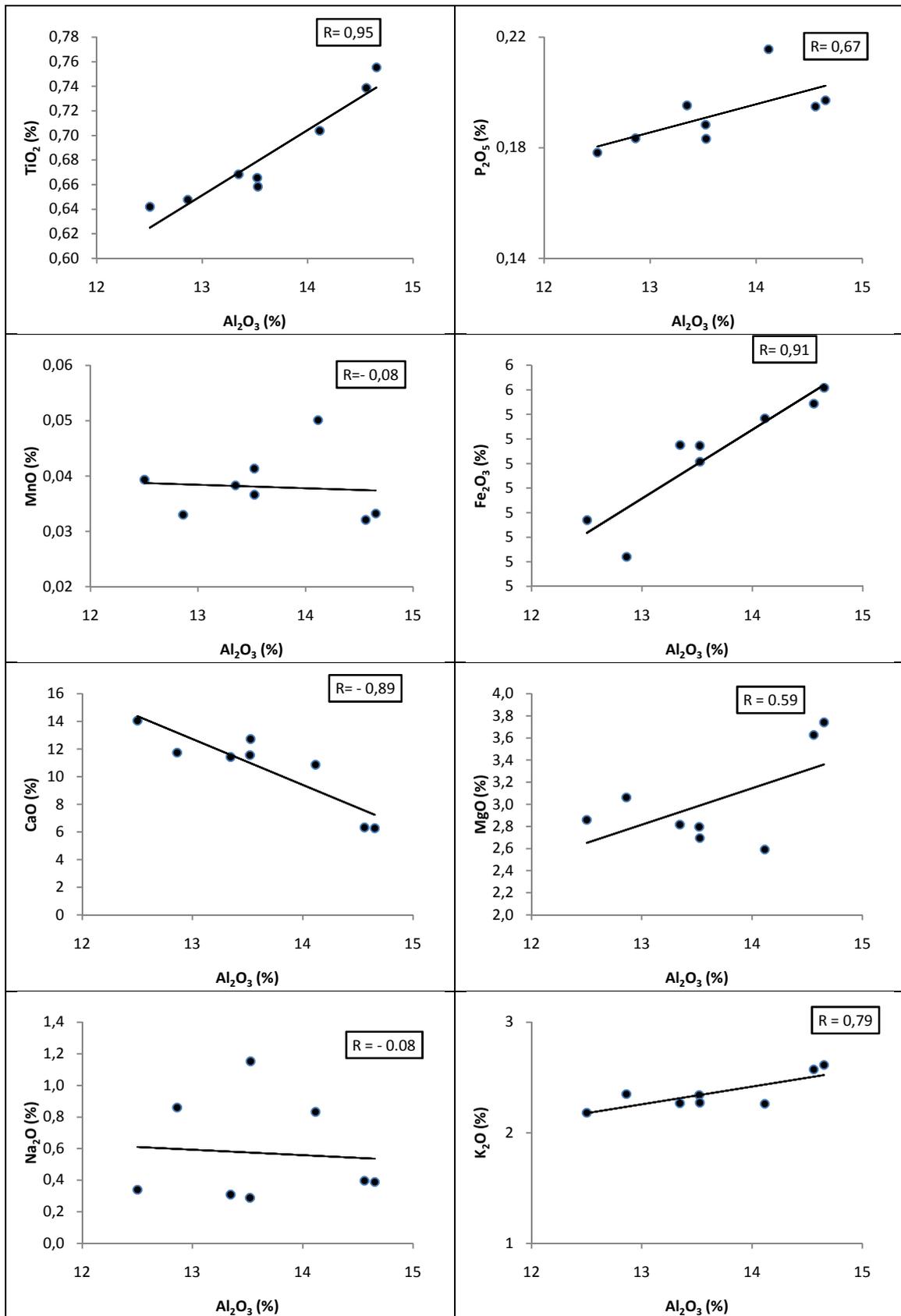


Figure 76- Diagrammes oxydes vs  $Al_2O_3$  (Section de Hammam Boughrara).

-la corrélation de Sr avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = - 0.78$ ),  $\text{CaO}$  ( $r = 0.86$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r = - 0.02$ ),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = - 0.88$ ),  $\text{MgO}$  ( $r = - 0.79$ ) et de Ba avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = 0.45$ ),  $\text{CaO}$  ( $r = - 0.58$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r = - 0.59$ ),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.44$ ),  $\text{MgO}$  ( $r = 0.50$ ) (Annexe VII) indiquent que Sr est associé principalement à la calcite et montrent une association probable du Ba aux feldspaths et aux minéraux argileux .

-les éléments Zr, Pb, Zn, Cr et Rb indiquent de fortes corrélations avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = 0.61 ; 0.70 ; 0.67 ; - 0.06 ; 0.48$ ),  $\text{TiO}_2$  ( $r = 0.77 ; 0.75 ; 0.77 ; - 0.05 ; 0.61$ ) et  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = 0.78 ; 0.85 ; 0.71 ; - 0.16 ; 0.31$ ) (Annexe VII). De telles corrélations indiquent que seuls Zr, Pb, Zn et Rb, sont des constituants adsorbés par les minéraux argileux. De même leur corrélation avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  ( $r = - 0.82 ; - 0.87 ; - 0.80 ; 0.02 ; - 0.49$ ),  $\text{MgO}$  ( $r = 0.85 ; 0.81 ; 0.72 ; - 0.12 ; 0.37$ ) et négatives et faibles avec  $\text{Na}_2\text{O}$  indiquent que Zr, Pb et Zn, et dans une moindre mesure Rb, sont probablement associés aux feldspaths potassiques (orthoclase).

-les valeurs du rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , comprises entre 1.97 et 8.14, peuvent être attribuées à une quantité faible à importante de minéraux porteurs de potassium tels que l'illite et les feldspaths potassiques. Celles du rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$  (Ibbeken et Schleyer, 1991) sont comprises entre 2.92 et 7.44 indiquant que ces sédiments ne sont pas stables et sont de faible maturité.

-enfin, dans la section de Hammam Boughrara, les sédiments tortoniens montrent des rapports de  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  inférieurs à ceux de la croûte continentale supérieure (CCS) (Tableaux 10 et 16). Les rapports  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$  sont par contre supérieurs à ceux de la CCS.

Ech.	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	$\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$
Hb <sub>1</sub>	3.34	19.71	2.12	6.49	18.87	0.18	7.24
Hb <sub>2</sub>	3.34	19.96	2.33	7.36	19.66	0.17	3.80
Hb <sub>3</sub>	3.23	20.31	2.25	8.14	18.66	0.17	3.69
Hb <sub>4</sub>	3.43	19.86	2.05	2.73	18.76	0.18	3.50
Hb <sub>5</sub>	3.36	19.48	2.28	6.41	19.22	0.17	2.92
Hb <sub>6</sub>	3.38	19.39	2.11	6.72	18.92	0.18	7.44
Hb <sub>7</sub>	3.11	20.55	2.29	1.97	18.54	0.17	3.04
Hb <sub>8</sub>	3.09	20.05	2.38	2.72	19.26	0.16	3.73

Tableau 16- Rapports géochimiques dans la section de Hammam Boughrara.

#### IV. CLASSIFICATION DES SEDIMENTS

##### A. Bassin du Bas Chélif

###### 1. Section de Tiraouet

Les sédiments de la section de Tiraouet (Burdigalien-Langhien) sont caractérisés par des rapports Log ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) compris entre 0.44 et 0.57 et des rapports Log ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ ) entre 0.35 et 0.53. Selon la classification de Herron (1988), ces sédiments sont attribués à la classe des shales (Figure 77).

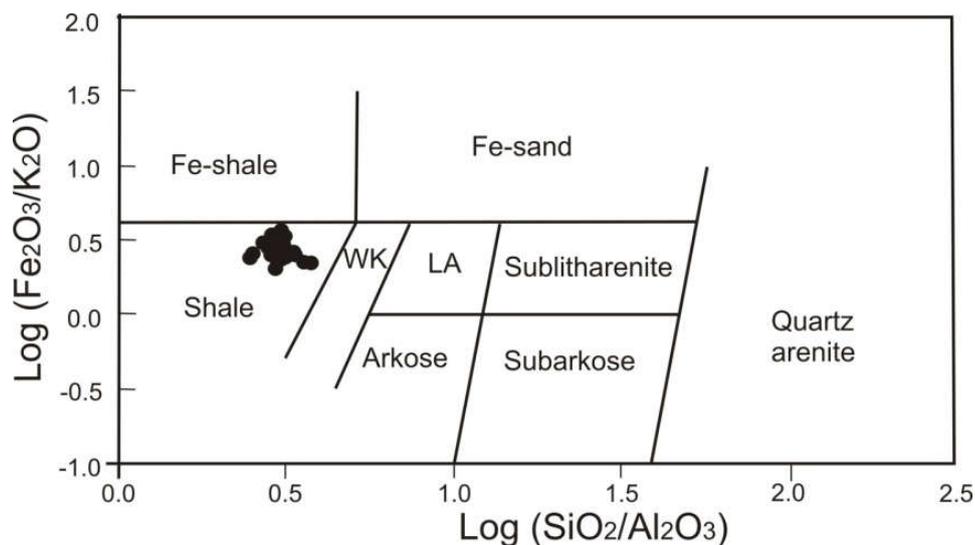


Figure 77- Classification de Herron des sédiments de la section de Tiraouet.

## 2. Section d'Amarna

En ce qui concerne les sédiments de la section d'Amarna (Tortonien inférieur-Zancléen), ils sont caractérisés par des rapports  $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  compris entre 0.054 et 0.89 et des rapports  $\text{Log} (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  entre 0.28 et 0.57. Hormis les sédiments des niveaux  $A_6$  et  $A_8$ , ceux des autres couches sont classés selon Herron (1988) comme étant des shales (Figure 78).

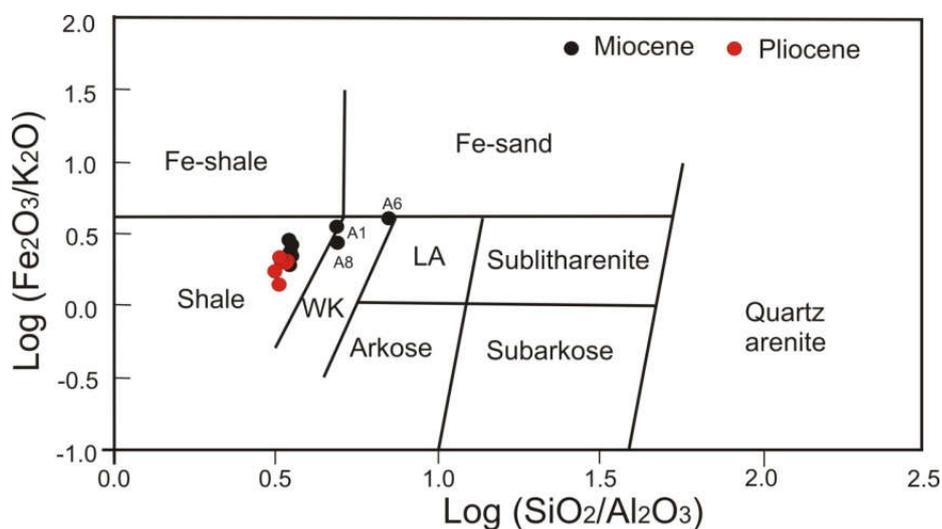


Figure 78- Classification de Herron des sédiments de la section d'Amarna.

## 3. Section de Ouillis

Les sédiments de la section de Ouillis (Messinien) se distinguent par des rapports  $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  compris entre 0.45 et 0.60 et des rapports  $\text{Log} (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  entre 0.00 et 0.50. La majorité des échantillons prélevés le long de ladite section appartiennent à la classe des shales à l'exception de ceux des niveaux marneux  $O_{24}$  et  $O_{46}$  qui sont des wackes (Figure 79).

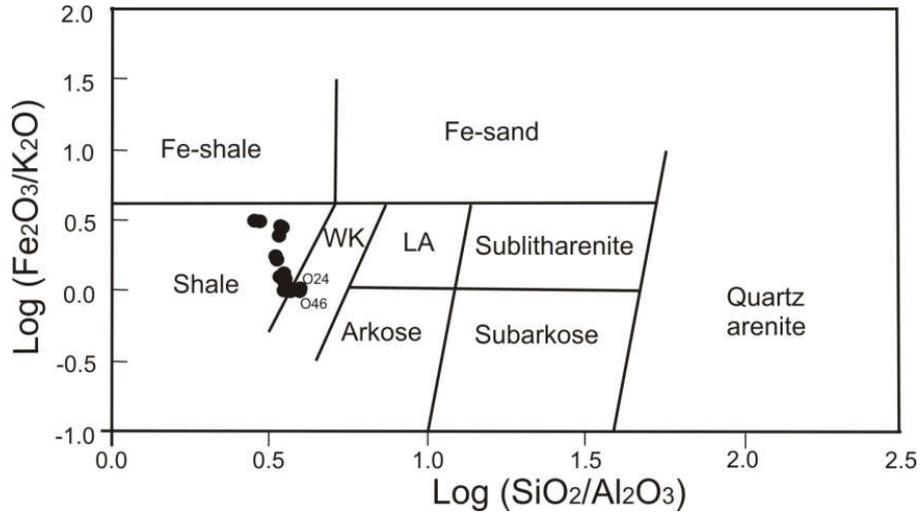


Figure 79- Classification de Herron des sédiments de la section de Ouillis.

#### 4. Section de Djeniene Meskine

Les sédiments tortoniens de la section de Djeniene Meskine sont caractérisés par des rapports  $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  compris entre 0.56 et 0.70 et des rapports  $\text{Log} (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  entre 0.22 et 0.38. La majorité des échantillons analysés appartiennent à la classe des shales à l'exception de celui du niveau  $\text{Dm}_4$  qui est caractérisé par les plus faibles concentrations en  $\text{SiO}_2$  (25.15%) et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4.97%) et les plus élevées en  $\text{CaO}$  (6.40%) et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (20.18%) (Figure 80).

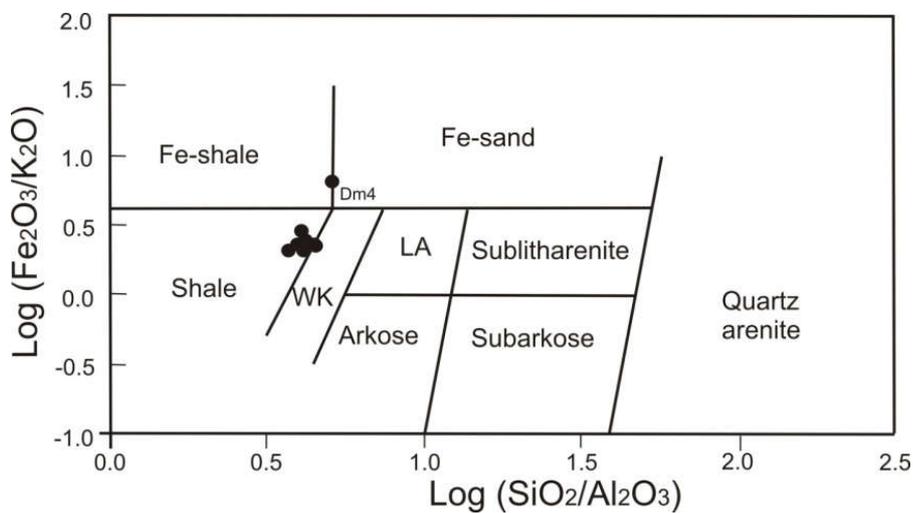


Figure 80- Classification de Herron des sédiments de la section de Djeniene.

#### 5. Section de Tamzoura

Dans la section de Tamzoura (Tortonien), les sédiments se caractérisent par des rapports  $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  compris entre 0.56 et 0.70 et des rapports  $\text{Log} (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  entre 0.22 et 0.38. La majorité des échantillons prélevés appartiennent à la classe des wackes à l'exception de celui du niveau  $\text{Tm}_1$  qui est classé comme étant des shales (Figure 81).

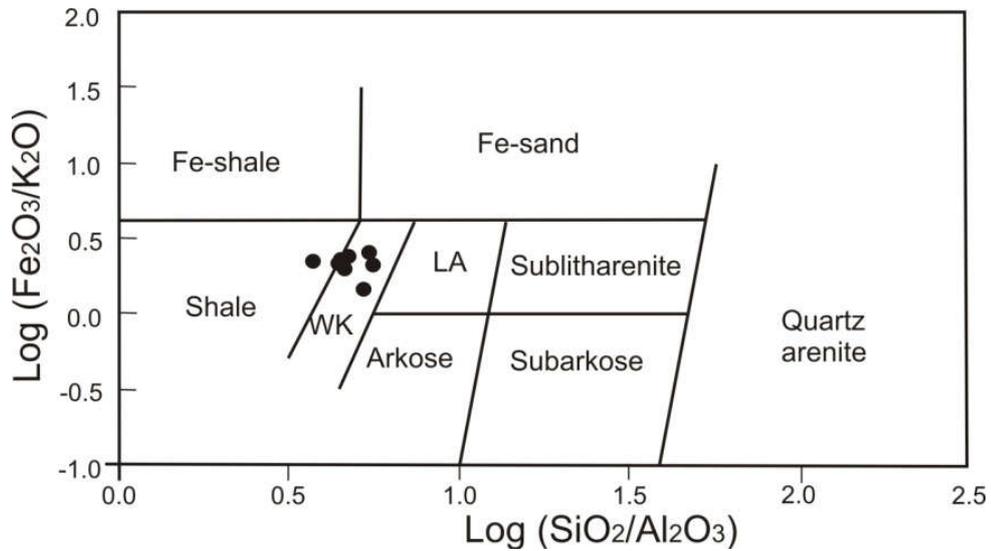


Figure 81- Classification de Herron des sédiments de la section de Tamzoura.

## B. Bassin de la Tafna

### 1. Section de Pierre du Chat

Dans cette première section (Tortonien), nous avons pu identifier trois types de sédiments. Il s'agit :

- des shales caractérisés par des rapports  $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  variant entre 0.47 et 0.66 et des rapports  $\text{Log} (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  entre 0.31 et 0.38. Ils constituent l'intervalle compris entre les niveaux  $\text{P}_{\text{C}1}$  et  $\text{P}_{\text{C}6\text{b}}$  ;

- des wackes et des litharénites dans la partie sommitale de la section (intervalle :  $\text{P}_{\text{C}7}$ - $\text{P}_{\text{C}9\text{b}}$ ) où les rapports  $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  sont supérieurs (0.69-0.89) à ceux des shales (Figure 82).

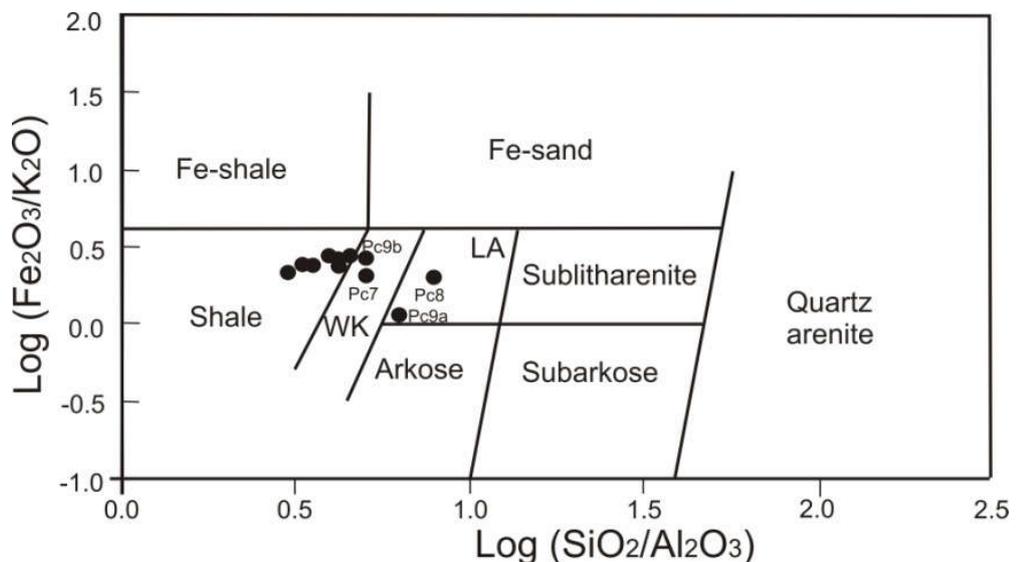


Figure 82- Classification de Herron des sédiments de la section de Pierre du Chat.

## 2. Section de Hammam Bouhrara

Pour les sédiments de la section de Hammam Bouhrara, les rapports  $\text{Log} (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  compris entre 0.49 et 0.54 et  $\text{Log} (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  entre 0.31 et 0.38 permettent de les attribuer à la catégorie des shales (Figure 83).

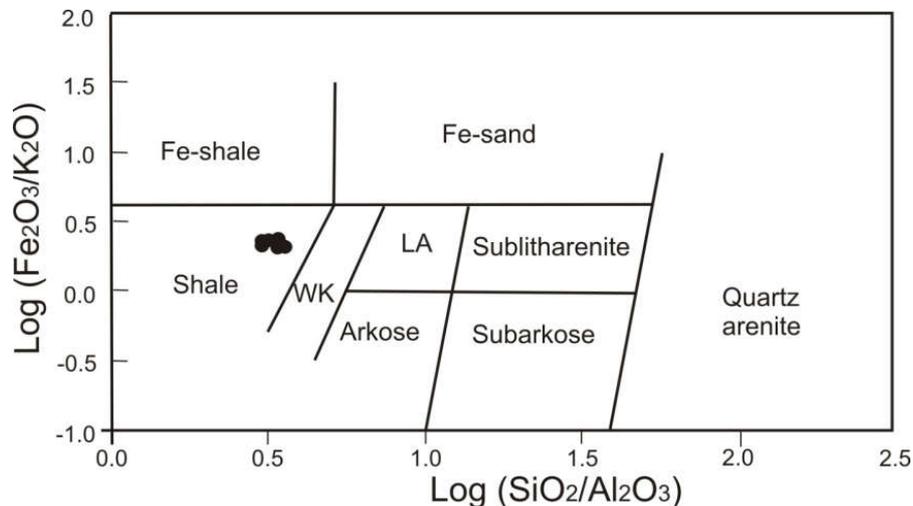


Figure 83- Classification de Herron des sédiments de la section de Hammam Bouhrara.

## V. CONCLUSION

A partir des analyses minéralogiques et géochimiques des échantillons prélevés dans les deux bassins, il en ressort que :

-les cortèges des minéraux argileux composant les sédiments du Miocène et du Pliocène sont représentés par l'illite, la chlorite, la kaolinite, les smectites (montmorillonite) et l'interstratifié I-S. Leurs concentrations fluctuent spatialement et temporellement dans les deux bassins. L'illite, la kaolinite et l'interstratifié I-S sont ubiquistes. La chlorite n'est absente que durant le Messinien et dans les parties sommitales du Tortonien et basale du Pliocène.

Il est à noter que le passage Miocène-Pliocène a été marqué par la disparition quasi-totale des minéraux argileux au niveau du A<sub>8</sub> et la réapparition des minéraux illitique (30%) et smectitique (70%) au niveau du A<sub>9</sub>.

-les minéraux non-argileux omniprésents sont représentés par le quartz, la calcite, la dolomite, les plagioclases (albite) et l'orthoclase, à l'exception des sédiments messiniens qui ont été marqués par l'absence de la dolomite et, la présence de la calcite dans la partie sommitale dudit intervalle.

D'autres minéraux non-argileux sont associés à ces compositions minéralogiques. Il s'agit du gypse, de la halite, de la bassanite, de la baryte, de la jarosite, de l'aragonite, de l'anatase, de la célestine, de la sidérite et de la pyrite dans les sédiments du bassin du bas Chéelif. Dans le bassin de la Tafna, nous avons enregistré la présence du gypse, de la halite et de la pyrite.

-les rapports géochimiques calculés témoignent, en général, d'une maturité faible à modéré des sédiments, de la prépondérance du quartz par rapport aux minéraux argileux et feldspathiques et les valeurs des ratios  $K_2O/Na_2O$ , sont attribuées à une quantité faible à modérée de minéraux porteurs de potassium tels que l'illite et les feldspaths potassiques. Aussi, l'établissement des relations entre certains oxydes suggèrent, qu'à l'échelle des deux bassins, les carbonates sont primaires plutôt que secondaires et que les éléments Cr, Zr, Rb, Pb, Cu et Zn sont généralement adsorbés par les minéraux argileux.

-l'utilisation de la classification de Herron, basée sur l'utilisation des logarithmes des rapports  $SiO_2/Al_2O_3$  et  $Fe_2O_3/K_2O$ , a permis de montrer l'appartenance de la quasi-totalité des sédiments du bassin du bas Chélif à la catégorie shales à l'exception de ceux de Tamzoura qui sont, à l'encontre de ces derniers, des wackes.

Dans la partie occidentale de la région d'étude (bassin de la Tafna), les sédiments de Hammam Boughrara, sont attribués à la catégorie shales. Ceux prélevés à Pierre du Chat, sont représentés par trois types de sédiments : des shales à la base de la section et des wackes et litharénites dans sa partie sommitale.

---

Chapitre 4: **ALTERATIONS, PROVENANCE ET PALEOCLIMATS**

---

# Chapitre 4:

## ALTERATION, PROVENANCE & PALEOCLIMATS

### I. INTRODUCTION

Une quantification de l'altération a été réalisée par l'utilisation de l'indice résiduel de Vogt (ICV) (Vogt, 1927), l'indice d'altération de Parker (WIP) (Parker, 1970), l'indice d'altération chimique de Nesbitt et Young (CIA) (Nesbitt et Young, 1982), l'indice d'altération chimique de Harnois (CIW) (Harnois, 1988) et l'indice d'altération des plagioclases (PIA) (Fedo et *al.*, 1995). Ces indices permettront de donner une idée sur l'intensité de l'altération chimiques des roches dont sont issus les sédiments étudiés et, la maturité de ces derniers. Aussi une étude de la provenance des sédiments du Miocène et du Pliocène par l'utilisation des fonctions discriminantes de Roser et Korsch (1988) permettra de préciser les différentes provenances des marnes à l'échelle des deux bassins. Une détermination des paléoclimats par l'utilisation de la C-value (Zhao et *al.*, 2007), calculée sur la base des concentrations de deux groupes d'éléments relativement enrichis sous des conditions humides (Fe, Mn, Cr et Ni) et arides (Ca, Mg, K, Na, Sr et Ba), sera conduite. Elle sera accompagnée d'une étude des conditions environnementales (conditions paléoredox) ayant régné durant la période étudiée par l'utilisation du rapport Cu/Zn préconisé par Hallberg (1976).

### II. ALTERATION

L'altération des roches ignées conduit à une déplétion des alcalins et alcalino-terreux et un enrichissement préférentiel en Al dans les sédiments. Par conséquent, l'histoire de l'altération des roches sédimentaires anciennes peut être évaluée en partie en examinant les relations existantes entre alcalins et alcalino-terreux (Nesbitt et Young, 1982). De bonnes estimations du degré d'altération chimique peuvent être obtenues par le calcul des indices décrits dans le chapitre précédent. Étant donné que l'altération chimique est étroitement liée aux conditions climatiques, ces marqueurs géochimiques ont été largement utilisés pour reconstituer les changements paléoenvironnementaux de divers sédiments marins et continentaux (Nesbitt et Young, 1982; Nesbitt et *al.*, 1996; Vital et Statterger, 2000; Yang et *al.*, 2004; Singh et *al.*, 2005). La vitesse et la nature de l'altération chimique varient considérablement et sont contrôlées par de nombreux facteurs tels que la nature de la roche mère, la topographie, le climat et l'activité biologique (Middelburg, 1988). Au cours de l'altération, la mobilisation et la redistribution des éléments traces sont complexes, car elles sont affectées par divers processus, comme la dissolution des minéraux primaires, les processus redox, le transport de matière, la co-précipitation et l'échange ionique (Nesbitt, 1979; Chesworth et *al.*, 1981; Nesbitt et *al.*, 1980; Cramer et Nesbitt, 1983; Fritz et Mohr, 1984; Middelburg, 1988). A titre d'exemples, la mobilité des ions Fe et Mn dépend dans une large mesure du potentiel redox; ces deux ions étant modérément solubles dans des conditions réductrices et très insolubles dans des conditions oxydantes. Le chrome est un élément à faible mobilité, en particulier dans des conditions modérément oxydantes et réductrices et des valeurs de pH presque neutres.

## A. Bassin du bas Chélif

### 1. Section de Tiraouet

Les sédiments du Burdigalien-Langhien enregistrent des valeurs de CIA comprises entre 68.7 et 77.26 (Moy : 73.56 ; ET : 2.35) dénotant ainsi une altération modérée des sédiments. Celles du PIA (73.34 - 88.13 ; Moy : 80.45 ; ET : 4.05) sont plus élevées que celles du CIA mettant en évidence une altération importante des plagioclases soulignée précédemment par les valeurs plus ou moins élevées de l'indice de maturité  $K_2O/Na_2O$ . Le diagramme A-CN-K montre globalement, une tendance à l'altération parallèle à la ligne A – CN, en direction de l'illite, ce qui implique un enlèvement des minéraux silicatés porteurs de Na et de Ca des roches mères, et les minéraux porteurs de K restent moins attaqués (Figure 84a). Notons que tous les points représentant les sédiments de Tiraouet se situent au-dessus de la ligne reliant le point feldspath situé sur la limite A-CN-K à l'apex FM (Figure 84b). Une ligne de meilleur ajustement entre ces points de données se rapproche de la ligne de tendance de la granodiorite (Nesbitt et Young, 1989).

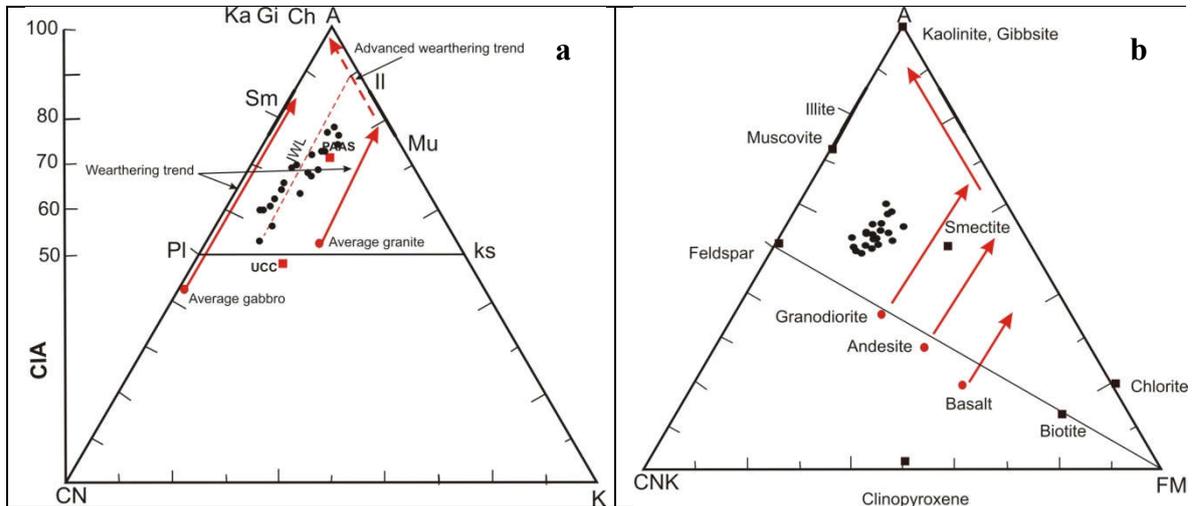


Figure 84- Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CN-K-FM (Section de Tiraouet).  
Ch: Chlorite, Gi: Gibbsite, Il: illite, Ka: Kaolinite, Ks: Feldspath, Mu: Muscovite,  
Pl: Plagioclase, Sm: Smectite.

Les valeurs de CIW et du rapport CIW/CIA varient respectivement entre 76.6 et 82.5 (Moy : 79.7 ; ET : 1.49) et, 1.04 et 1.11. Celles du CIW sont supérieures aux valeurs du CIA des échantillons analysés, en raison de l'exclusion de  $K_2O$  dans le calcul de l'indice. Concernant les valeurs du WIP, nous avons enregistré des valeurs comprises entre 27 et 44.1 (Moy : 37.1 ; ET : 3.8) indiquant que l'altération chimique des feldspaths est assez prononcée. Les valeurs de l'ICV, comprises entre 1.1 et 2.2 (Moy : 1.72 ; ET : 0.31), dénotent une immaturité des sédiments étudiés.

Enfin, le CIA et le PIA sont fortement et négativement corrélés avec  $Na_2O$  ( $r = -0.81$  ;  $-0.95$ ). Le PIA, quant à lui, croît avec l'augmentation du  $MgO$  ( $r = 0.42$ ) et du  $K_2O$  ( $r = 0.50$ ). L'ICV décroît fortement avec la diminution de  $Al_2O_3$  ( $r = -0.88$ ) et moyennement avec les concentrations en  $SiO_2$  ( $r = -0.52$ ) et  $Na_2O$  ( $r = -0.57$ ) et croît avec la concentration en  $CaO$  ( $r = 0.89$ ).

Les figures 85 et 86 montrent les variations des oxydes par rapport à ceux de la croûte continentale supérieure. En effet, nous observons une diminution des contenus en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{NiO}$  et  $\text{BaO}$  et une augmentation en  $\text{CaO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  et  $\text{CuO}$  dans tous les niveaux marneux de la section. Parmi les oxydes majeurs, les variations en baisse les plus importantes sont représentées par le sodium (82 à 87 %). Concernant les éléments en trace, les variations positives les plus importantes sont celles du  $\text{CuO}$  (285 à 451%) et les variations négatives sont celles du  $\text{BaO}$  (60-94%) et de  $\text{NiO}$  (66-89%).

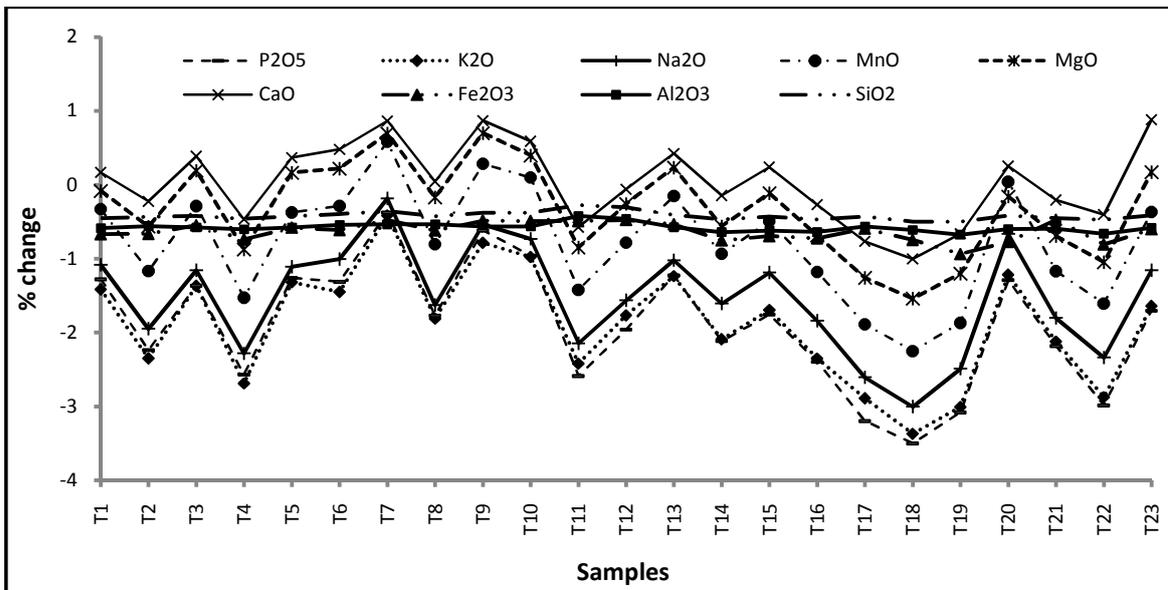


Figure 85- Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section de Tiraouet).

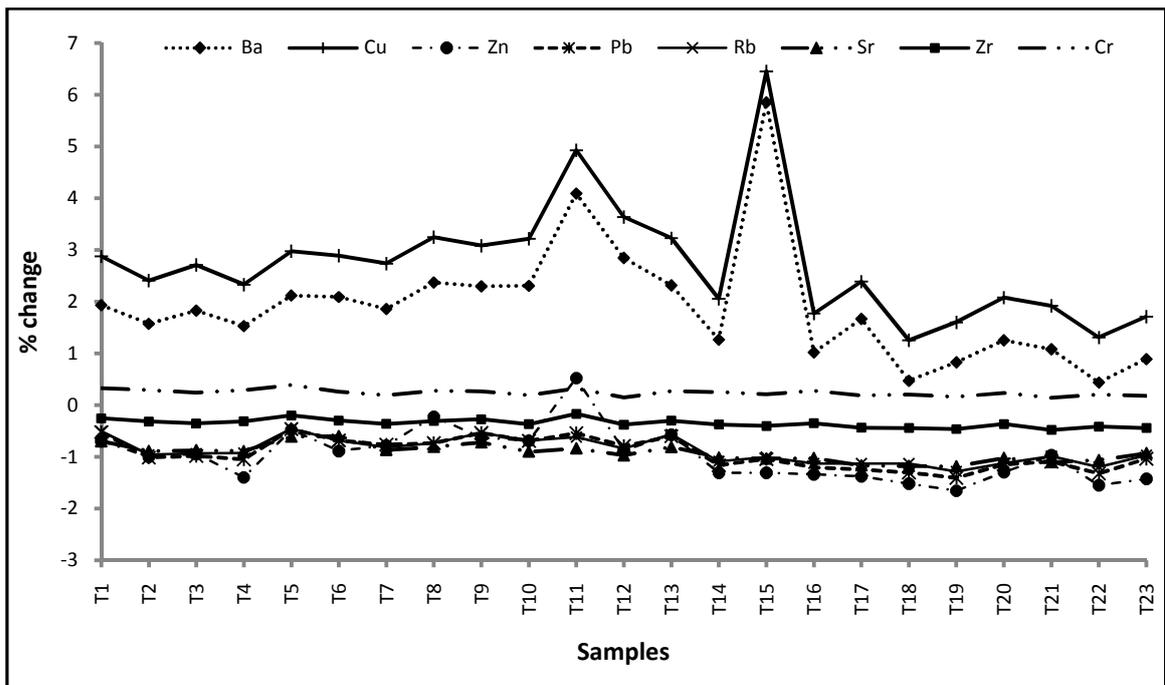


Figure 86- Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section de Tiraouet).

## 2. Section d'Amarna

Dans la section d'Amarna, les sédiments du Tortonien inférieur (Miocène supérieur) enregistrent des valeurs de CIA comprises entre 59.41 et 74.72 (Moy : 67.8 ; ET : 6.74) dénotant une altération modérée des sédiments. Celles du PIA 61.88- 83.10 (Moy : 73.27 ; ET : 9.1) sont plus élevées que celles du CIA et mettent en évidence l'altération des plagioclases. Le diagramme A-CN-K montre globalement, une tendance à l'altération parallèle à la ligne A – CN, en direction de l'illite, ce qui implique un enlèvement des minéraux silicatés porteurs de Na et de Ca des roches mères, et les minéraux porteurs de K restent moins attaqués (Figure 87a). A noter que tous les points des sédiments de cet intervalle stratigraphique se situent au-dessus de la ligne reliant le point feldspath situé sur la limite A-CN-K à l'apex FM (Figure 87b). Une droite de meilleur ajustement entre ces points de données se rapproche de la ligne de tendance de l'andésite (Nesbitt et Young, 1989).

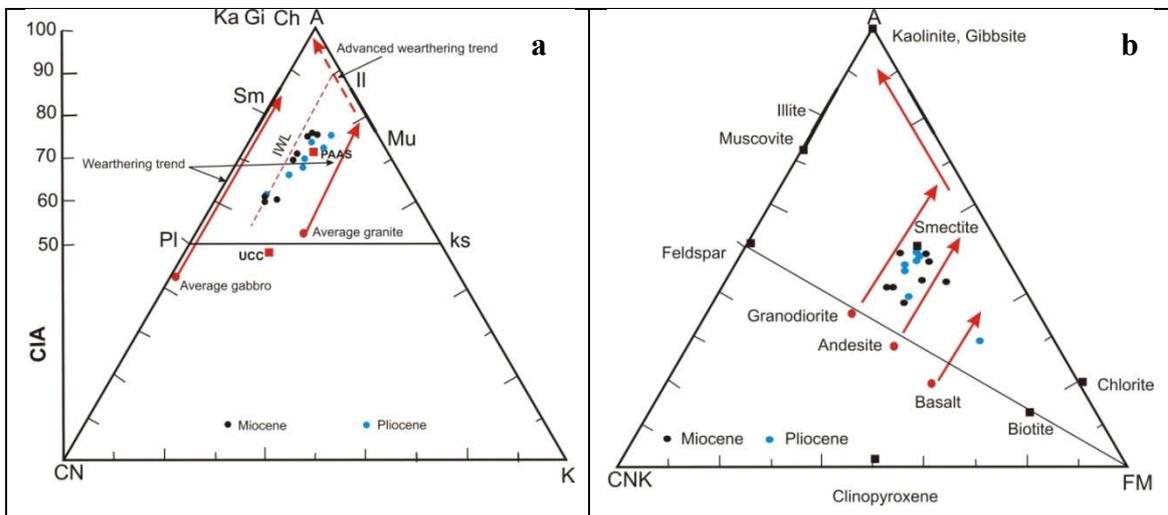


Figure 87- Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CN-K-FM (Section d'Amarna).  
Ch: Chlorite, Gi: Gibbsite, Il: illite, Ka: Kaolinite, Ks: Feldspath, Mu: Muscovite.  
Pl: Plagioclase, Sm: Smectite.

Les valeurs de CIW et du rapport CIW/CIA varient respectivement entre 69.59 et 79.95 (Moy : 75.42 ; ET : 4.50) et, 1.07 et 1.18. Celles du CIW sont supérieures aux valeurs CIA des échantillons analysés, en raison de l'exclusion de  $K_2O$  dans le calcul de l'indice. Les valeurs du WIP, comprises entre 13.68 et 40.6 (Moy : 30.86 ; ET : 8.58), indiquent que l'altération chimique des feldspaths est importante. Celles de l'ICV comprises entre 1.98 et 21.64 (Moy: 5.58 ; ET : 6.88) dénotent une immaturité des sédiments du Tortonien inférieur.

Le CIA et le PIA sont faiblement et négativement corrélés avec  $Na_2O$  ( $r = -0.29$ ;  $-0.28$ ). En outre, ces deux indices croient avec l'augmentation du  $MgO$  ( $r = 0.85$  ;  $0.86$ ) et du  $K_2O$  ( $r = 0.73$  ;  $0.74$ ).

Les figures 88a et 89a montrent les variations des taux des oxydes des sédiments du Tortonien inférieur par rapport à ceux de la croûte continentale supérieure.

En effet, nous observons une diminution des contenus en SiO<sub>2</sub> (Sauf A<sub>6</sub>), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, ZrO<sub>2</sub> et SrO et un enrichissement en CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Rb<sub>2</sub>O, PbO et CuO dans tous les niveaux de la section. Parmi les oxydes majeurs, les variations en baisse les plus importantes sont représentées par le Na<sub>2</sub>O (41 à 81 %) et le NiO (47.5-88.5%) à l'exception du niveau A<sub>8</sub> qui affiche un enrichissement en nickel de 16.9%. A l'encontre de ces premiers, les sédiments montrent un gain en CaO (89-3763%) et CuO (77.4 – 250.8%).

En ce qui concerne les sédiments du Zancéen (Pliocène inférieur), nous avons remarqué que les valeurs de CIA sont comprises entre 61 et 74.2 (Moy : 68.9 ; ET : 4.6) dénotant une altération modérée des sédiments. Celles du PIA (63.9 - 85.5 ; Moy : 76.2 ; ET : 7.34) sont plus élevées que celles du CIA reflétant ainsi l'altération des plagioclases. Le diagramme A-CN-K montre globalement, une tendance à l'altération parallèle à la ligne A – CN, en direction de l'illite, ce qui implique un enlèvement des minéraux silicatés porteurs de Na et de Ca des roches mères, et les minéraux porteurs de K restent moins attaqués (voir Figure 88a). A souligner que tous les points représentatifs des sédiments du Zancéen se situent au-dessus de la ligne reliant le point feldspath situé sur la limite A-CN-K à l'apex FM (voir Figure 87b). Une ligne de meilleur ajustement entre ces points de données se rapproche de la ligne de tendance de l'andésite (Nesbitt et Young, 1989).

Les autres indices calculés pour les sédiments de cet intervalle stratigraphique de la section d'Amarna, montrent que :

- les valeurs de CIW et du rapport CIW/CIA varient respectivement entre 69.59 et 78.65 (Moy : 75.47 ; ET : 3.59) et, 1.05 et 1.12. Celles du CIW sont supérieures aux valeurs CIA des échantillons analysés, en raison de l'exclusion de K<sub>2</sub>O dans le calcul de l'indice.

- les valeurs du WIP comprises entre 12.38 – 27.65 (Moy : 19.24 ; ET : 5.19) indiquent que la lixiviation des feldspaths potassique et sodique est plus ou moins prononcée.

- les valeurs de l'ICV comprises entre 6.04 et 21.4 (Moy: 12.29 ; ET : 5.49) dénotent, en général, une immaturité des sédiments pliocènes.

- enfin, le CIA et le PIA sont moyennement et négativement corrélés avec Na<sub>2</sub>O (r = - 0.55; - 0.52). En outre, ces deux indices croient avec l'augmentation du K<sub>2</sub>O (r = 0.57 ; 0.64).

Les figures 88b et 89b montrent les variations des taux des oxydes des sédiments zancléens par rapport à ceux de la croûte continentale supérieure. A cet effet, lesdits sédiments indiquent une déperdition en SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, ZrO<sub>2</sub>, SrO, NiO et BaO et un enrichissement en CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Rb<sub>2</sub>O, PbO, ZnO et CuO. A l'inverse, de la majorité des échantillons du Pliocène inférieur, le point A<sub>9</sub> est marqué par un enrichissement important en MgO (260%), MnO (137%), CaO (3661%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (215%), SrO (164534.2%), BaO (235.8%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (275.3%) et CuO (2725.6%).

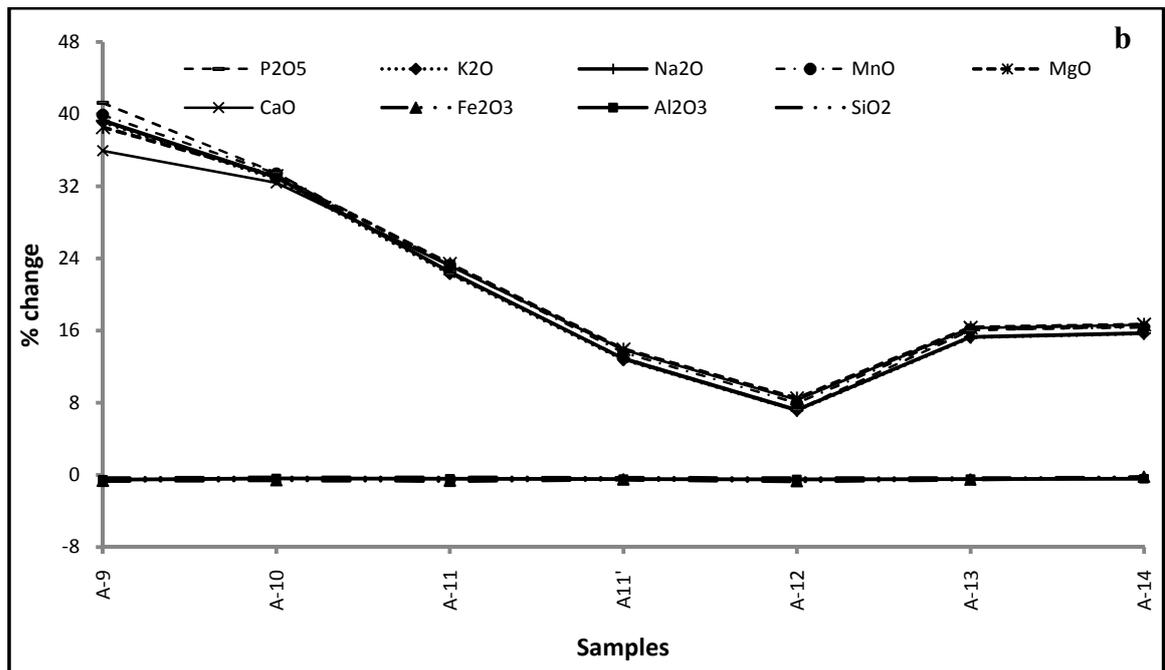
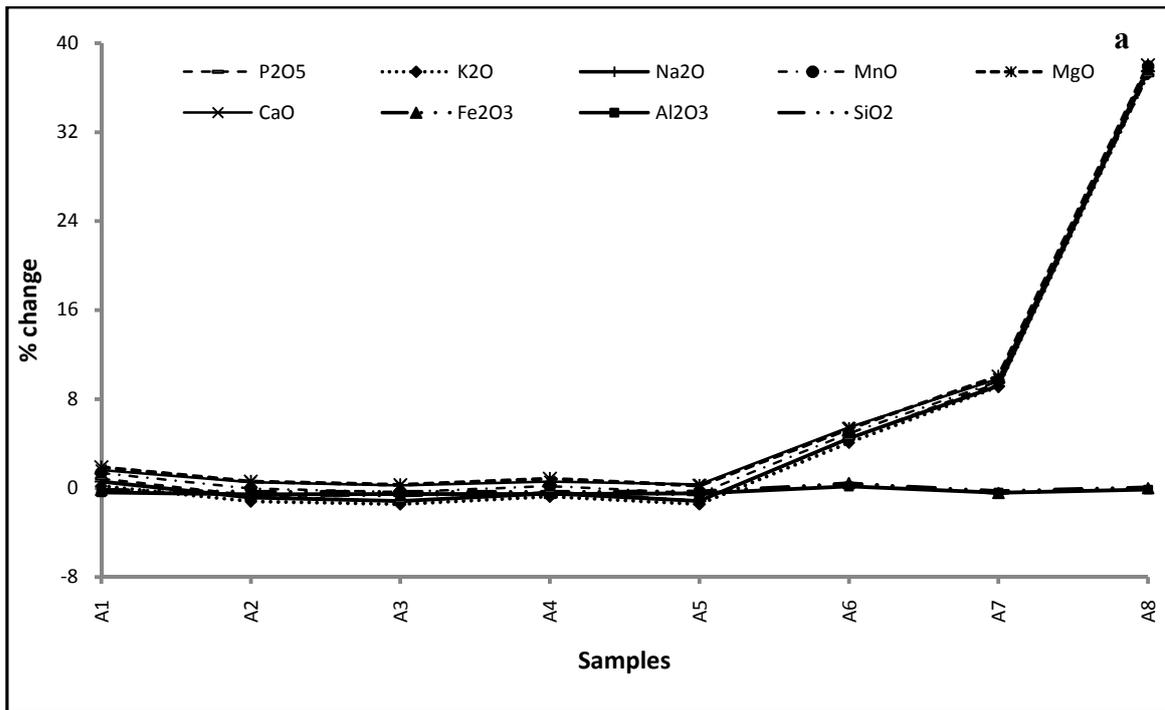


Figure 88- Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section d'Amarna).  
 a : Tortonien inférieur (Miocène supérieur), b : Zancléen (Pliocène inférieur)

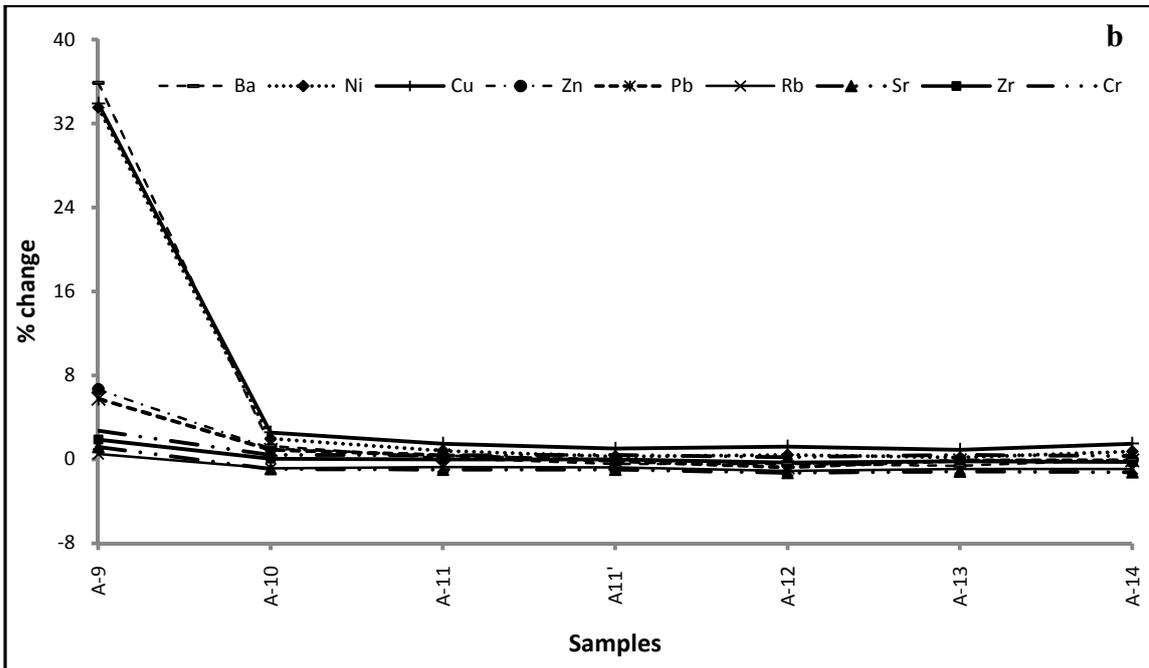
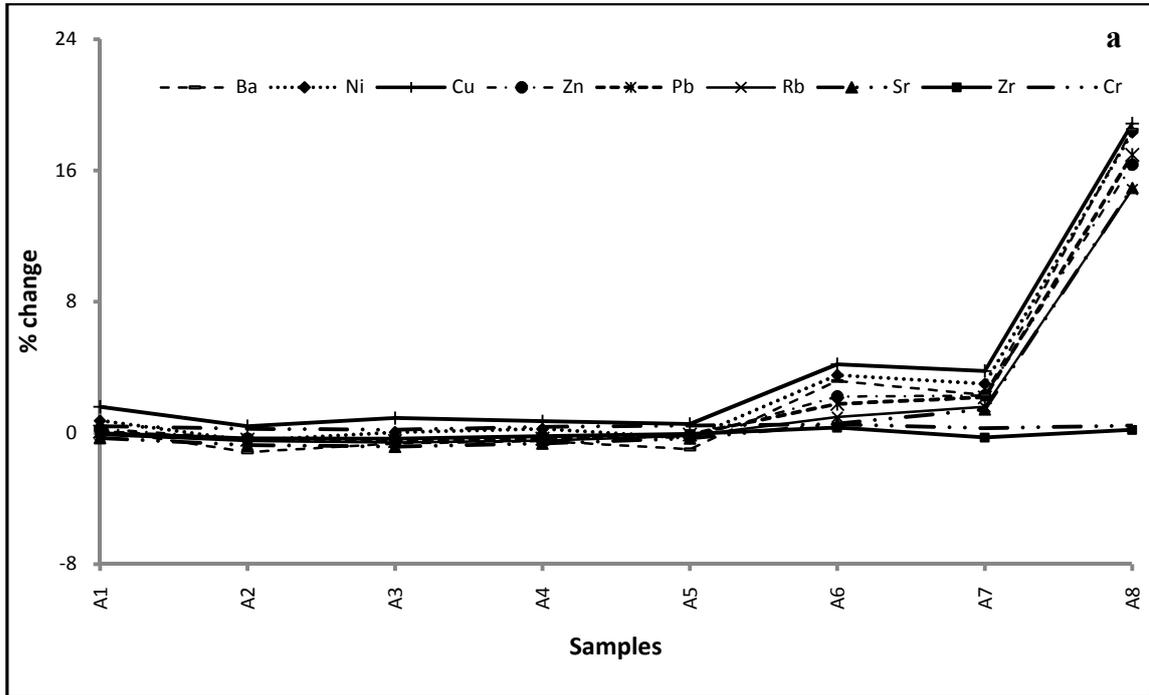


Figure 89- Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section d'Amarna).  
 a : Tortonien inférieur (Miocène supérieur), b : Zancléen (Pliocène inférieur)

### 3. Section de Ouillis

Les sédiments messiniens de la section de Ouillis enregistrent des valeurs de CIA comprises entre 70.43 et 79.25 (Moy : 74.98 ; ET : 2.65) témoignant en faveur d'une altération modérée. Les valeurs du PIA (77.63 – 92.30) (Moy : 85.38 ; ET : 4.12) sont plus élevées que celles du CIA et mettent en évidence l'altération des plagioclases. Le diagramme A-CN-K montre globalement, une tendance à l'altération parallèle à la ligne A – CN, en direction de l'illite, ce qui implique une dissolution des minéraux silicatés porteurs de Na et de Ca des roches mères, et les minéraux porteurs de K restent moins attaqués (Figure 90a). La totalité des sédiments messiniens échantillonnés se situent au-dessus de la ligne reliant le point feldspath situé sur la limite A-CNK à l'apex FM (Figure 90b). Une droite de meilleur ajustement entre ces points de données se rapproche de la ligne de tendance de la granodiorite à andésite (Nesbitt et Young, 1989).

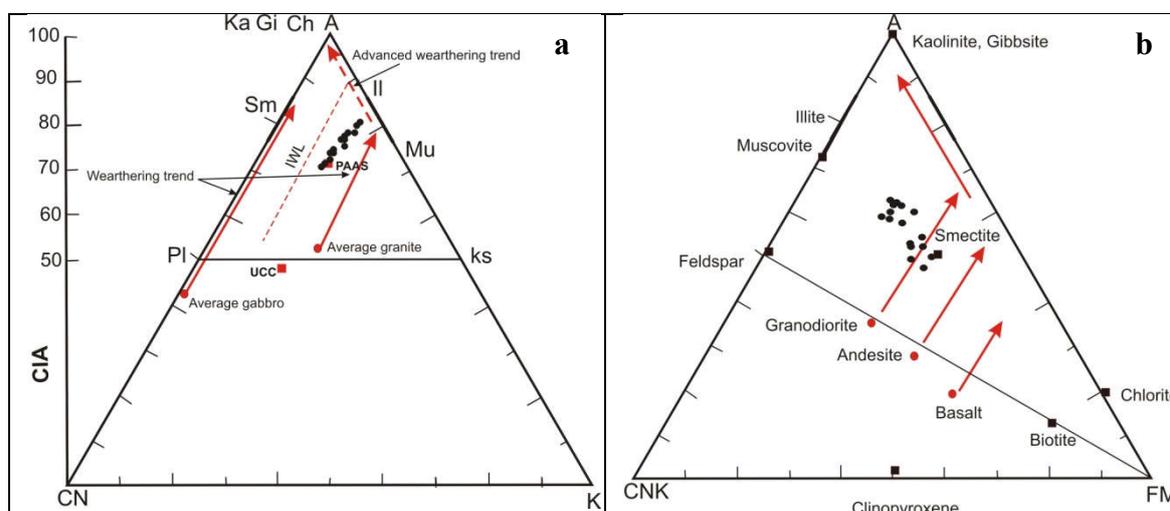


Figure 90- Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CN-K-FM (Section de Ouillis).  
Ch: Chlorite, Gi: Gibbsite, Il: illite, Ka: Kaolinite, Ks: Feldspath, Mu: Muscovite,  
Pl: Plagioclase, Sm: Smectite.

Les valeurs de CIW et du rapport CIW/CIA varient respectivement entre 76.19 et 81.42 (Moy : 79.05 ; ET : 1.56) et, 1.03 et 1.09. Celles du CIW sont légèrement supérieures à celles du CIA des échantillons analysés, en raison de l'exclusion de  $K_2O$  dans le calcul de l'indice. Les valeurs du WIP varient entre 22 – 40.4 (Moy : 32.88 ; ET : 5.15). Elles indiquent que l'altération hydrolytique des feldspaths est importante. Les valeurs de l'ICV sont comprises entre 0.65 et 5.33 (Moy: 1.31 ; ET : 1.28). Elles dénotent une maturité des sédiments messiniens du membre A ( $0.66-0.98 < 1$ ) et une immaturité de ces derniers dans le membre B ( $2.98-5.33 > 1$ ).

Enfin, les indices calculés des CIA, PIA et CIW sont fortement et négativement corrélés avec  $Na_2O$  ( $r = - 0.92$  ;  $- 0.93$  ;  $- 0.89$ ) et moyennement corrélés avec  $Fe_2O_3$  ( $r = - 0.52$  ;  $- 0.54$  ;  $- 0.50$ ). L'ICV décroît fortement avec  $SiO_2$  ( $r = - 0.76$ ),  $Al_2O_3$  ( $r = - 0.75$ ) et  $K_2O$  ( $r = - 0.76$ ) et augmente avec les concentrations en  $CaO$  ( $r = 0.99$ ) et  $MnO$  ( $r = 0.90$ ).

Les figures 91 et 92 montrent les variations des oxydes par rapport à ceux de la croûte continentale supérieure. En effet, une diminution des contenus en  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  (à l'exception des niveaux du membre supérieur),  $MgO$ ,  $MnO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  (sauf  $O_{50c}$  et  $O_{52a}$ ),  $ZrO_2$ ,  $SrO$  ( $O_{51}$  et  $O_{51A}$ ) et une augmentation en  $Cr_2O_3$ ,  $Rb_2O$ ,  $PbO$  et  $CuO$  dans

tous les niveaux du Messinien ont été notés. Parmi les oxydes majeurs, des appauvrissements par rapport à la composition de la CCS importants ont été observés pour le Na (66 à 92 %), le Zr (54.4 à 61.7%), le Ba (50.2 à 79.7%) et le Sr (25.3 à 62.3%). Par ailleurs, ces sédiments indiquent un enrichissement important en CaO (48 à 290 %) et en CuO (130.5 à 219.6%).

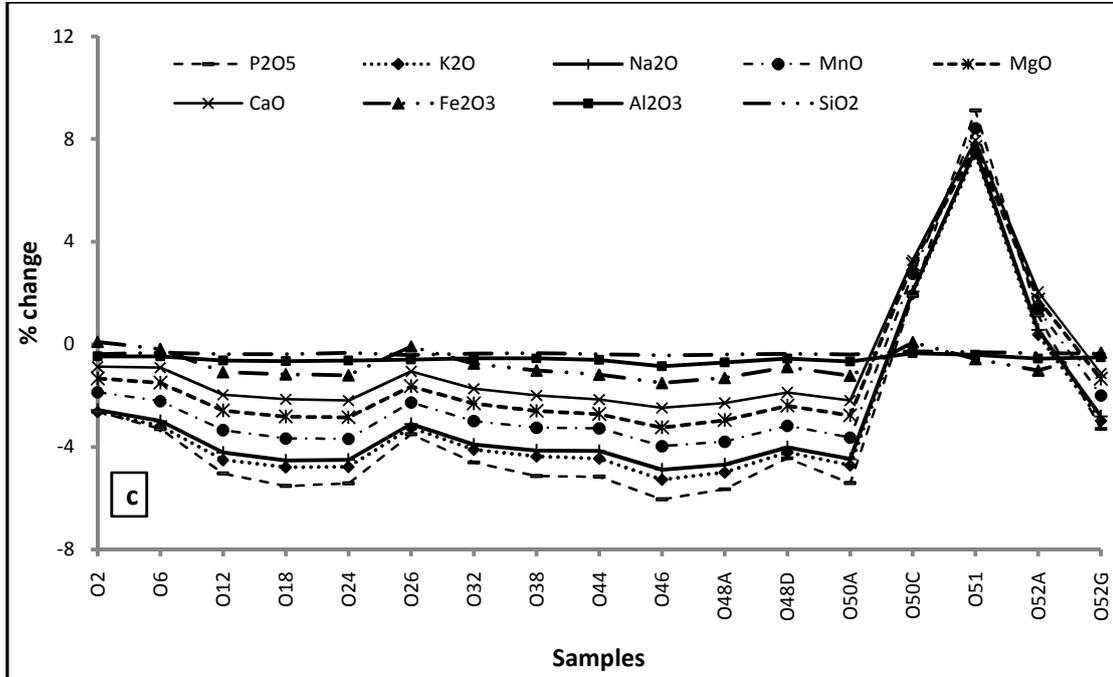


Figure 91- Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section de Ouillis).

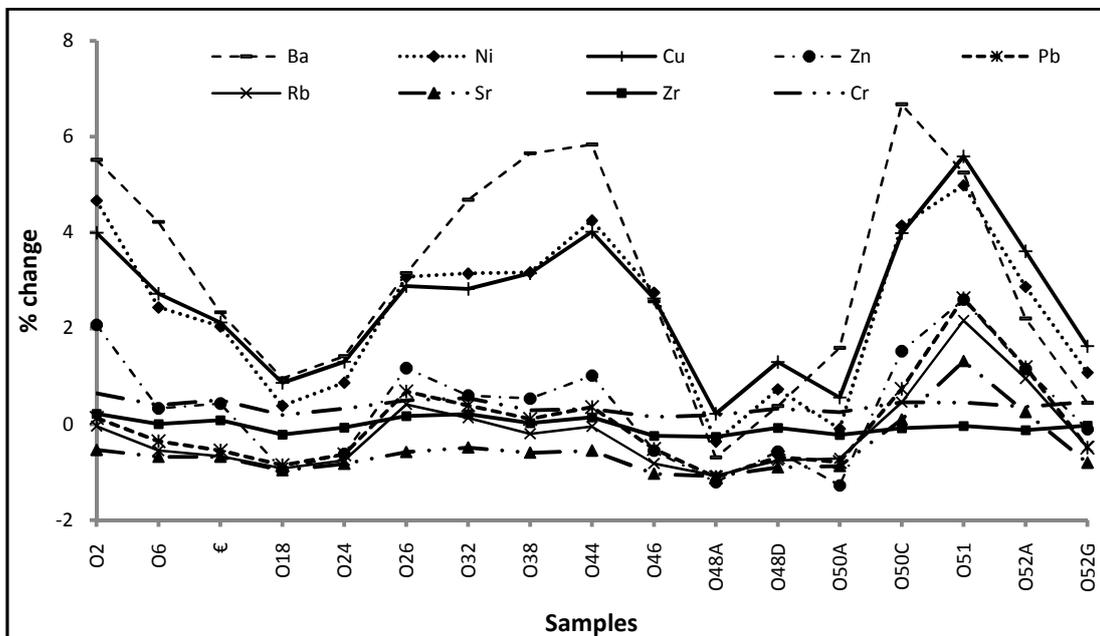


Figure 92- Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section de Ouillis).

#### 4. Section de Djeniene Meskine

A Djeniene Meskine, les sédiments tortoniens enregistrent des valeurs de CIA comprises entre 51.3 et 76.2 (Moy : 65.40 ; ET : 8.31) dénotant une altération faible à modérée. Celles du PIA (51.7 – 88.4 ; Moy : 71.81 ; ET : 12.36) sont plus élevées que celles du CIA. Le diagramme A-CN-K montre globalement, une tendance à l'altération parallèle à la ligne A – CN, en direction de l'illite, ce qui implique une dissolution des minéraux silicatés porteurs de Na et de Ca des roches mères, contrairement aux minéraux porteurs de K (Figure 93a). Tous les points des sédiments tortoniens de la section de Djeniene Meskine se situent au-dessus de la ligne reliant le point Feldspath situé sur la limite A-CNK à l'apex FM (Figure 93b). Une droite de meilleur ajustement entre ces points de données se rapproche de la ligne de tendance de l'andésite (Nesbitt et Young, 1989).

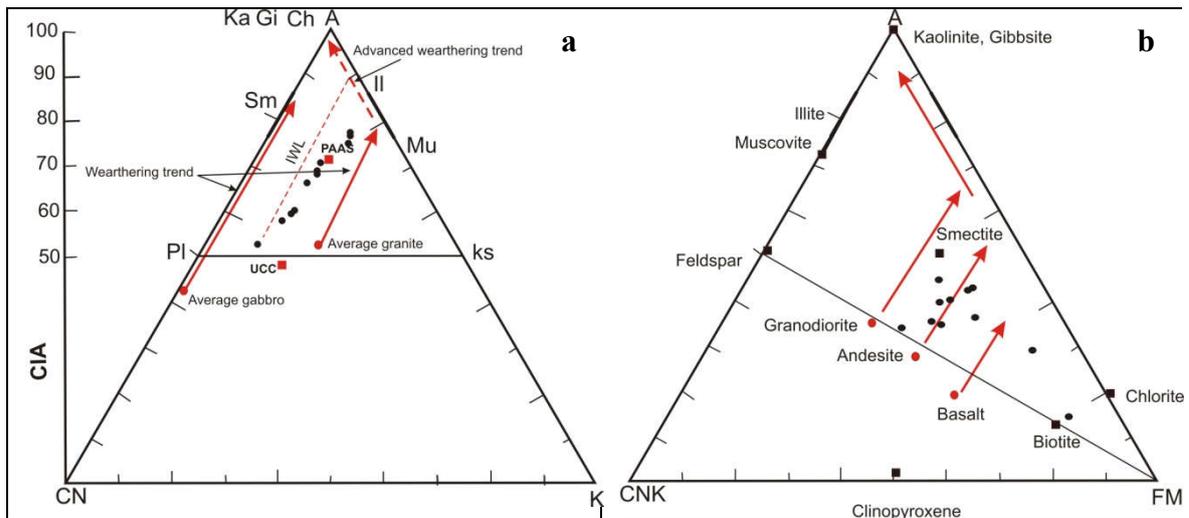


Figure 93- Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CN-K-FM (Section de Djeniene Meskine).  
Ch: Chlorite, Gi: Gibbsite, Il: illite, Ka: Kaolinite, Ks: Feldspath, Mu: Muscovite,  
Pl: Plagioclase, Sm: Smectite.

Les valeurs de CIW et du rapport CIW/CIA varient respectivement entre 63.2 et 79.3 (Moy : 72.07 ; ET : 5.41) et, 1.04 et 1.18. Celles du CIW sont légèrement supérieures à celles du CIA des échantillons analysés, en raison de l'exclusion de  $K_2O$  dans le calcul de l'indice. En ce qui concerne le WIP, les valeurs sont comprises entre 29.2 et 50.4 (Moy : 38.6 ; ET : 6.7) indiquant ainsi que l'altération hydrolytique des feldspaths est importante. Cette lixiviation est bien indiquée par des valeurs plus ou moins élevées de  $K_2O/Na_2O$ . Les valeurs de l'ICV (3.0 - 13.8 ; Moy: 5.07 ; ET : 2.98) sont supérieures à l'unité et indiquent, de ce fait, une immaturité des sédiments tortoniens situés à l'Ouest du bassin. Enfin, CIA, PIA et CIW sont fortement et négativement corrélés avec  $Na_2O$  ( $r = -0.89$ ). L'ICV décroît fortement avec  $SiO_2$  ( $r = -0.95$ ),  $Al_2O_3$  ( $r = -0.96$ ) et  $K_2O$  ( $r = -0.95$ ) et augmente avec les concentrations en  $CaO$  ( $r = 0.91$ ),  $Fe_2O_3$  ( $r = 0.86$ ),  $MgO$  ( $r = 0.3$ ) et  $MnO$  ( $r = 0.93$ ).

Les figures 94 et 95 montrent les variations des oxydes par rapport à ceux de la croûte continentale supérieure. En effet, une diminution des contenus en  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $ZrO_2$ ,  $SrO$  et  $BaO$  et une augmentation de  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $Rb_2O$  et  $CuO$  dans tous les niveaux du Tortonien ont été signalées. Parmi les oxydes majeurs, des appauvrissements importants par rapport à la composition de la CCS

ont été observés pour le sodium (14 à 88 %). Aussi, un enrichissement important en oxydes majeurs (CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) a eu lieu durant le dépôt des sédiments du niveau Dm<sub>4</sub>.

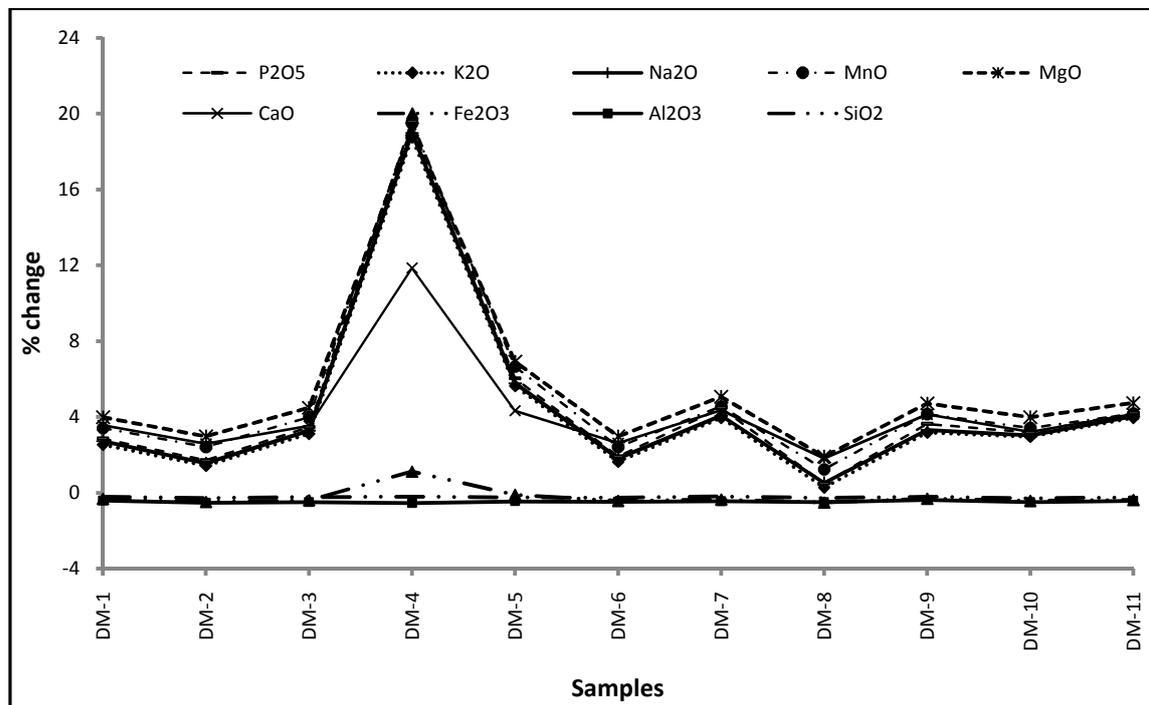


Figure 94- Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section de Djeniene Meskine).

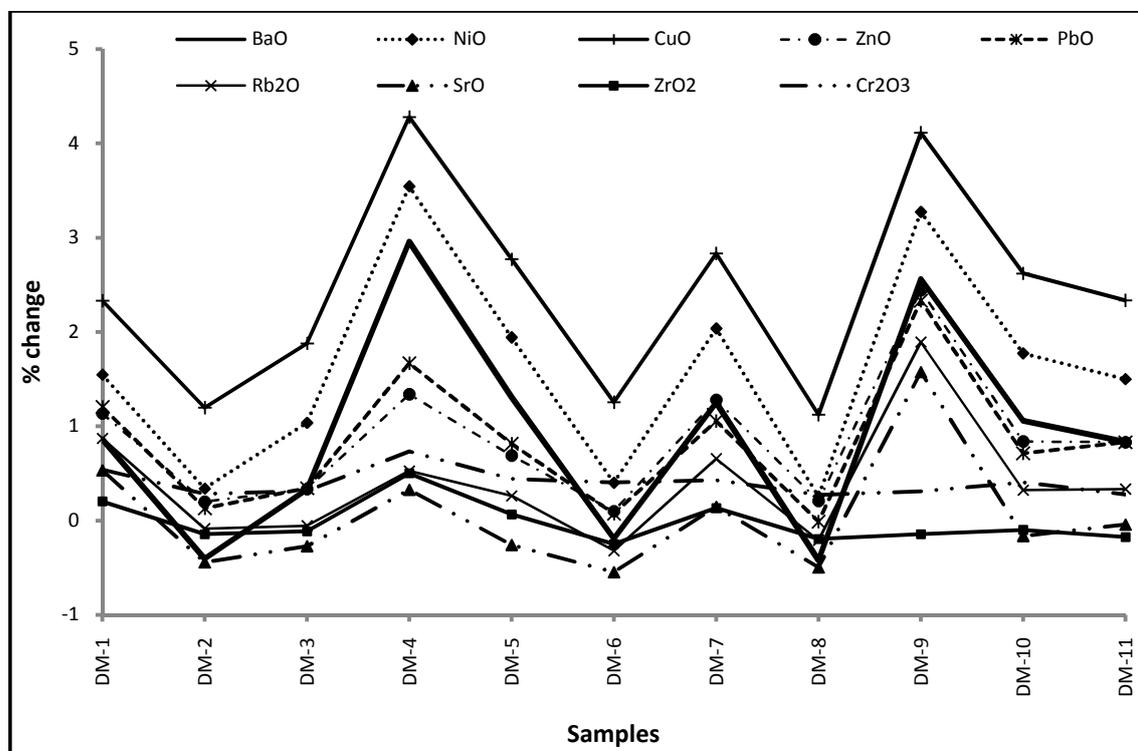


Figure 95- Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section de Djeniene Meskine).

## 5. Section de Tamzoura

Dans cette dernière section du bassin du bas Chélif, les sédiments tortoniens de Tamzoura enregistrent des valeurs de CIA comprises entre 47.32 et 68.49 (Moy : 60.64 ; ET : 7.48) dénotant, en général, une altération faible des sédiments. Celles du PIA (51.71 – 74.90) (Moy : 64.20 ; ET : 10.21) sont plus élevées que celles du CIA. Le diagramme A-CN-K montre globalement, une tendance à l'altération parallèle à la ligne A – CN, en direction de l'illite, ce qui implique une dissolution des minéraux silicatés porteurs de Na et de Ca des roches mères, contrairement aux minéraux porteurs de K (Figure 96a). A noter que tous les points des échantillons relatifs aux sédiments tortoniens de Tamzoura, se situent au-dessus de la ligne reliant le point Feldspath situé sur la limite A-CNK à l'apex FM (Figure 96b). Une droite de meilleur ajustement entre ces points de données se rapproche de la ligne de tendance de l'andésite (Nesbitt et Young, 1989).

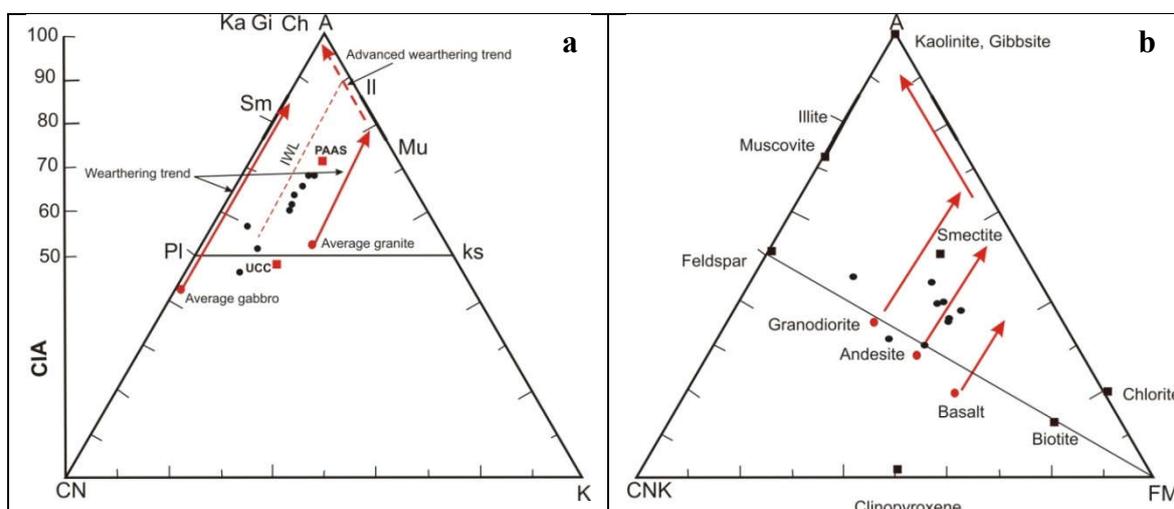


Figure 96- Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CN-K-FM (Section de Tamzoura).  
Ch: Chlorite, Gi: Gibbsite, Il: illite, Ka: Kaolinite, Ks: Feldspath, Mu: Muscovite,  
Pl: Plagioclase. Sm: Smectite.

Les valeurs de CIW et du rapport CIW/CIA varient respectivement entre 60.10 et 75.53 (Moy : 64.20 ; ET : 5.37) et, 1.10 et 1.27. Les valeurs du CIW sont supérieures à celles du CIA des échantillons analysés, en raison de l'exclusion de  $K_2O$  dans le calcul de l'indice. Pour le WIP, elles sont comprises entre 27.19 et 48.37 (Moy : 36.3 ; ET : 6.88) révélant une altération chimique des feldspaths importante. Cette dernière est bien indiquée par des valeurs plus ou moins élevées de l'indice de maturité  $K_2O/Na_2O$  suggérant que les sédiments ont subi une lixiviation assez accentuée, entraînant une perte remarquable de Na par rapport à K. Les valeurs de l'ICV (1.17 – 8.05 ; Moy: 4.61; ET : 5.37) sont supérieures à l'unité et indiquent, de ce fait, une immaturité de ces sédiments. Les indices des CIA, PIA et CIW sont fortement et négativement corrélés avec  $Na_2O$  ( $r = - 0.80$  ;  $- 0.82$  ;  $- 0.72$ ). L'ICV décroît fortement avec  $SiO_2$  ( $r = - 0.90$ ) et  $Al_2O_3$  ( $r = - 0.96$ ) et augmente avec les concentrations en  $CaO$  ( $r = 0.97$ ).

Les figures 97 et 98 montrent les variations des oxydes par rapport à ceux de la croûte continentale supérieure.

En effet, une diminution des contenus en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{ZrO}_2$  et  $\text{SrO}$  et, une augmentation de  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Rb}_2\text{O}$  et  $\text{PbO}$ ,  $\text{ZnO}$  et  $\text{CuO}$  dans tous les niveaux tortoniens ont été notées. Parmi les oxydes majeurs, les taux d'appauvrissement les plus importants par rapport à la composition de la CCS ont été observés pour le sodium (24 à 91% ; à l'exception du niveau  $\text{Tm}_7$ ) suivi par le manganèse (16 et 62%). Des enrichissements importants en Cr, Rb, Zn, Ba, Pb et Cu ont été enregistrés dans les dépôts du  $\text{Tm}_4$ .

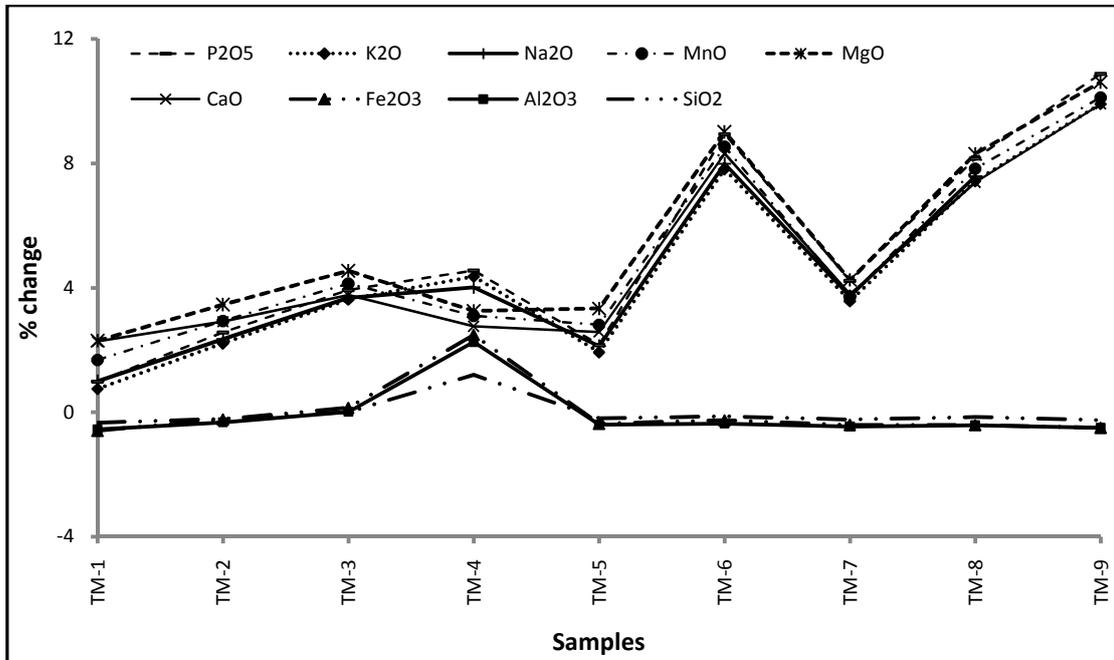


Figure 97- Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section de Tamzoura).

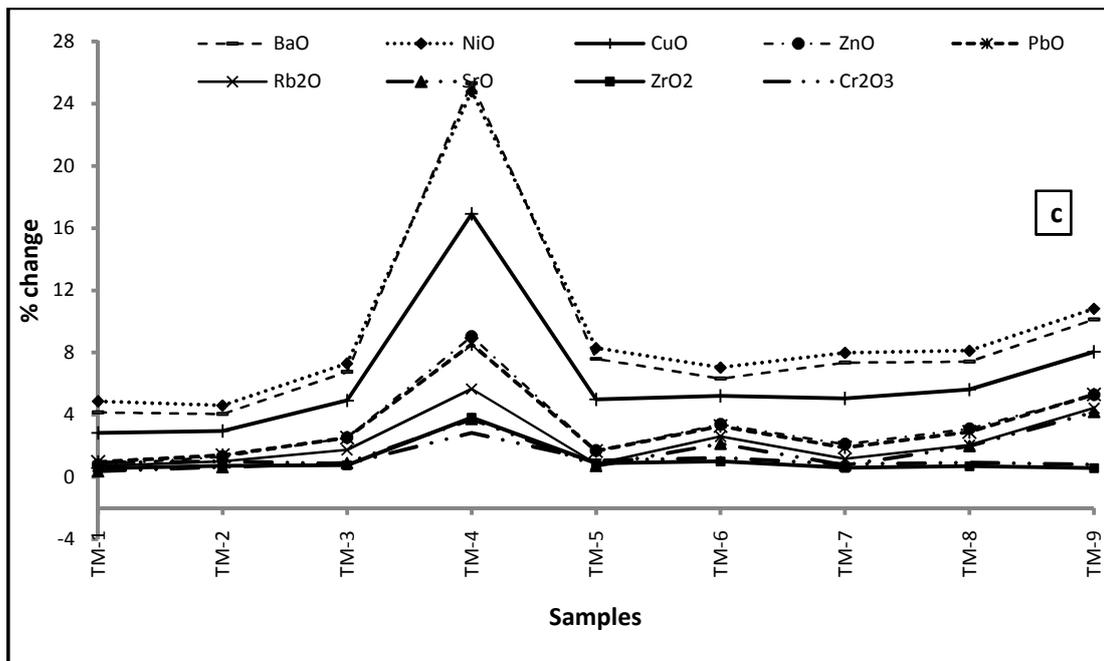


Figure 98- Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section de Tamzoura).

## B. Bassin de la Tafna

### 1. Section de Pierre du Chat

Dans cette section, les sédiments datés du Tortonien enregistrent des valeurs de CIA comprises entre 58.5 et 73.8 (Moy : 68.56 ; ET : 4.56) dénotant, en général, une altération faible à modérée. Celles du PIA (61.2 – 84.5) Moy : 76.1 ; ET : 6.62) sont plus élevées que celles du CIA. Le diagramme A-CN-K montre globalement, une tendance à l'altération parallèle à la ligne A – CN, en direction de l'illite, ce qui implique une dissolution des minéraux silicatés porteurs de Na et de Ca des roches mères, contrairement aux minéraux porteurs de K (Figure 99a). Tous les points des échantillons prélevés dans les sédiments tortoniens de Pierre du Chat, se situent au-dessus de la ligne reliant le point Feldspath situé sur la limite A-CNK à l'apex FM (Figure 99b). Une droite de meilleur ajustement entre ces points de données se rapproche des lignes de tendance de l'andésite et du basalte (Nesbitt et Young, 1989).

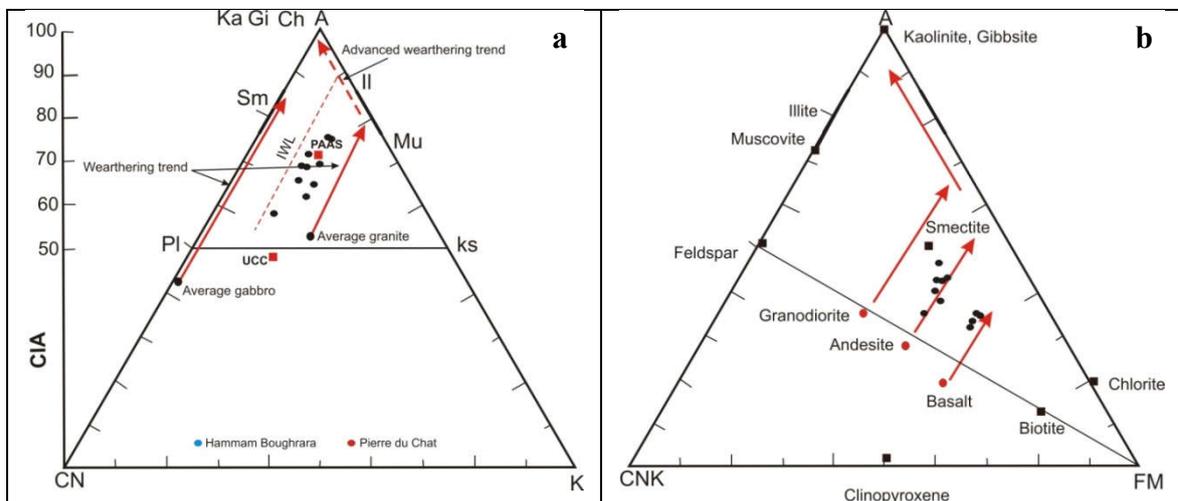


Figure 99- Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CN-K-FM (Section de Pierre du Chat).  
Ch: Chlorite, Gi: Gibbsite, Il: illite, Ka: Kaolinite, Ks: Feldspath, Mu: Muscovite,  
Pl: Plagioclase, Sm: Smectite.

Pour les autres indices, nous avons enregistré des valeurs de :

-CIW et du rapport CIW/CIA qui varient respectivement entre 68.6 et 78.0 (Moy : 74.9 ; ET : 3.0) et, 1.06 et 1.17. Les valeurs du CIW sont supérieures à celles du CIA des échantillons analysés, en raison de l'exclusion de  $K_2O$  dans le calcul de l'indice.

-WIP qui sont comprises entre 16.48 – 40.34 (Moy : 32.88 ; ET : 6.66). Elles suggèrent que les feldspaths ont été soumis à une altération plus ou moins prononcée entraînant une perte remarquable de Na par rapport à K.

-ICV (2.3-6.2) (Moy: 4.95; ET : 3.72) qui sont supérieures à l'unité. Elles indiquent une immaturité de ces sédiments.

-CIA, PIA et CIW sont fortement et négativement corrélés avec  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r = -0.81$  ;  $-0.84$  ;  $-0.76$ ). L'ICV décroît fortement avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.96$ ),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $r = -0.82$ ) et  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = -0.81$ ) et augmente avec les concentrations en  $\text{CaO}$  ( $r = 0.86$ ) et de  $\text{MgO}$  ( $r = 0.86$ ).

Les figures 100 et 101 montrent les variations des oxydes par rapport à ceux de la croûte continentale supérieure. En effet, un appauvrissement, en général, des oxydes en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{NiO}$  et  $\text{BaO}$  et un enrichissement en  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Rb}_2\text{O}$ ,  $\text{PbO}$  et  $\text{CuO}$  dans tous les sédiments de la section de Pierre du Chat ont été mis en évidence. Parmi les oxydes majeurs, le taux d'appauvrissement, par rapport à la composition de la CCS, le plus important a été observé pour le sodium (41 à 84%) et des enrichissements importants représentés par les oxydes de calcium (168-571%) et de cuivre (376.8 à 701.1%) ont été constatés. Enfin, des déplétions prononcées des éléments en traces concernant le baryum (82.8 à 94.3%) suivi par le nickel (74.6 et 88.6%) ont été notées.

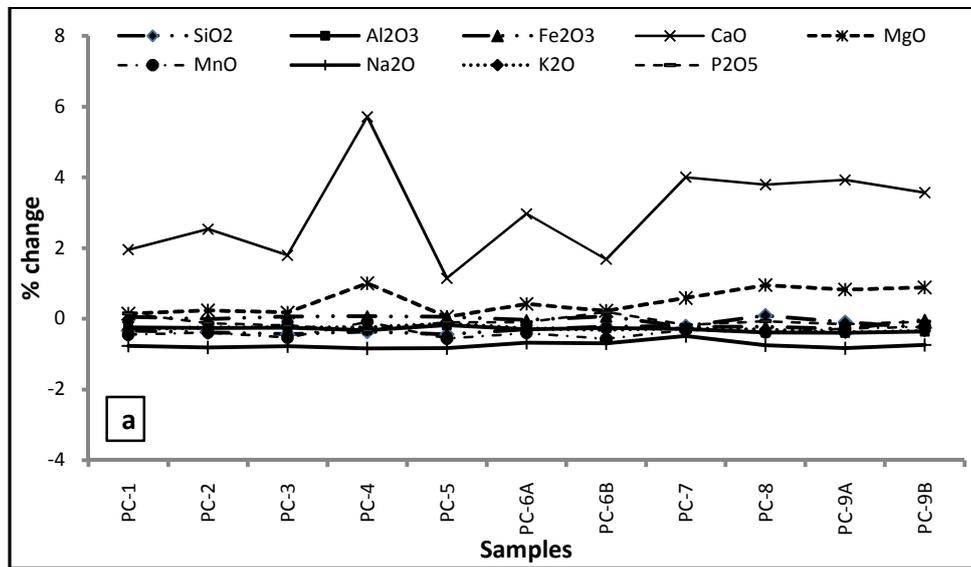


Figure 100- Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section de Pierre du Chat).

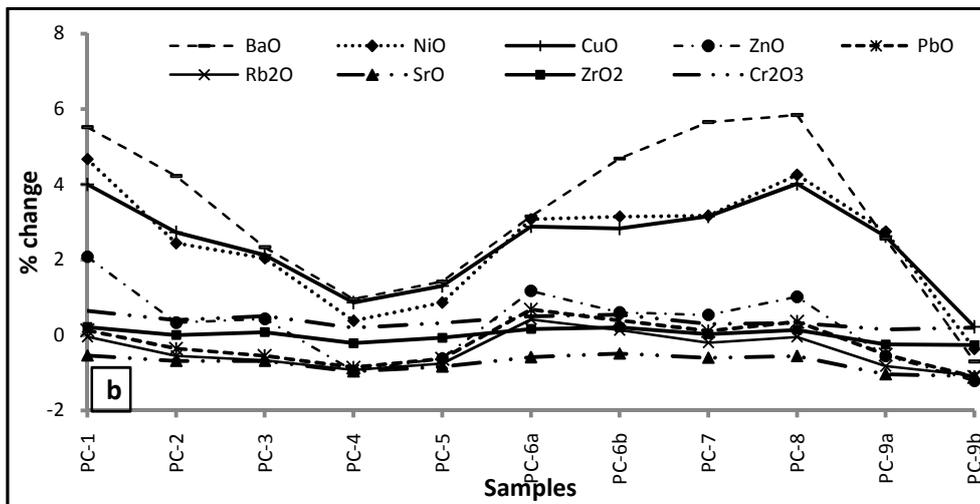


Figure 101- Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section de Pierre du Chat).

## 2. Section de Hammam Boughrara

Dans la section de Hammam Boughrara, les sédiments tortoniens enregistrent des valeurs de CIA comprises entre 64 et 79.5 (Moy : 75.67 ; ET : 4.35) dénotant, en général, une altération modérée. Celles du PIA (74.5 – 92.1) (Moy : 85.98 ; ET : 6.9) sont plus élevées que celles du CIA. Le diagramme A-CN-K montre globalement, une tendance à l'altération parallèle à la ligne A – CN, en direction de l'illite, ce qui implique une dissolution des minéraux silicatés porteurs de Na et de Ca des roches mères, contrairement aux minéraux porteurs de K (Figure 102a). Notons que tous les points des échantillons dans les sédiments tortoniens de Hammam Boughrara, se situent au-dessus de la ligne reliant le point Feldspath situé sur la limite A-CNK à l'apex FM (Figure 102b). Une droite de meilleur ajustement entre ces points de données se rapproche de la ligne de tendance de l'andésite (Nesbitt et Young, 1989).

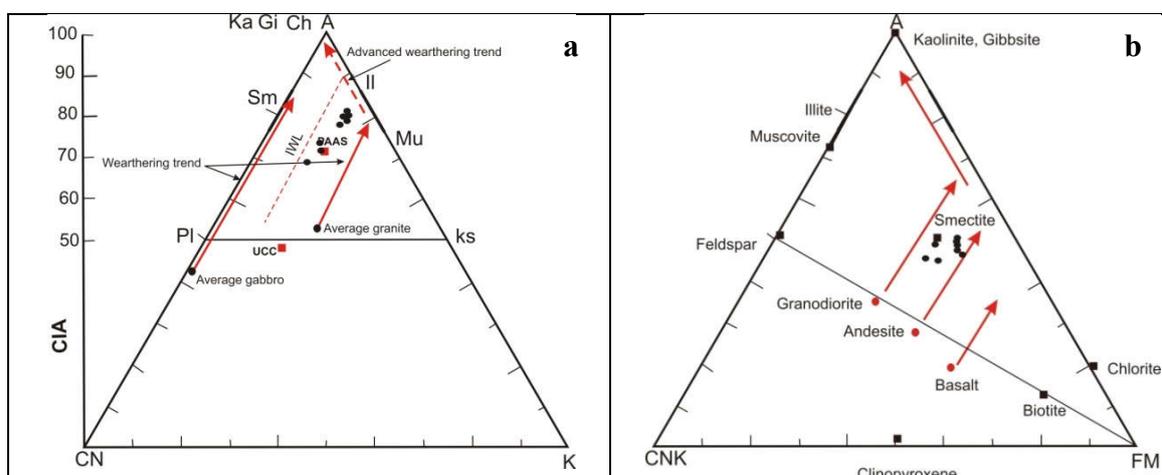


Figure 102- Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CN-K-FM (Section de Hammam Boughrara).

Ch: Chlorite, Gi: Gibbsite, Il: illite, Ka: Kaolinite, Ks: Feldspar, Mu: Muscovite, Pl: Plagioclase. Sm: Smectite.

Les valeurs de CIW et du rapport CIW/CIA varient respectivement entre 75.7 et 81.9 (Moy : 79.66 ; ET : 2.43) et, 1.03 et 1.11. Les valeurs du CIW sont supérieures à celles du CIA des échantillons analysés, en raison de l'exclusion de  $K_2O$  dans le calcul de l'indice. Pour les valeurs du WIP, elles sont comprises entre 30.35 – 39.99 (Moy : 34.94 ; ET : 6.66), indiquant une lixiviation des feldspaths avec perte de Na par rapport à K. Les valeurs de l'ICV (2.0-3.2) (Moy: 2.57; ET : 0.43), quant à elles, sont supérieures à l'unité et indiquent, de ce fait, une immaturité de ces sédiments. Enfin, les valeurs de CIA, PIA et CIW sont fortement et négativement corrélés avec  $Na_2O$  ( $r = - 0.99$  ;  $- 0.99$  ;  $- 0.97$ ). Notons que l'ICV décroît fortement avec  $SiO_2$  ( $r = - 0.92$ ),  $Al_2O_3$  ( $r = - 0.96$ ),  $Fe_2O_3$  ( $r = - 0.85$ ),  $MgO$  ( $r = - 0.73$ ) et  $Na_2O$  ( $r = - 0.89$ ) et augmente avec les concentrations en  $CaO$  ( $r = 0.97$ ).

Les figures 103 et 104 montrent les variations des oxydes des sédiments de Hammam Boughrara par rapport à ceux de la croûte continentale supérieure. En effet, nous assistons durant cette période à un appauvrissement, en général, de tous les oxydes en  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $ZrO_2$ ,  $SrO$ ,  $NiO$  et  $BaO$  et, un enrichissement en  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Rb_2O$ ,  $PbO$  et  $CuO$  dans tous les sédiments. Les pourcentages de variation des

éléments majeurs varient globalement dans le même sens. Nous observons un appauvrissement par rapport à la CCS en SiO<sub>2</sub> (35 et 41 %), en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15 et 19%), en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0 et 7.4%), MnO (54 et 72%), Na<sub>2</sub>O (66 et 92%), K<sub>2</sub>O (14 et 27%).

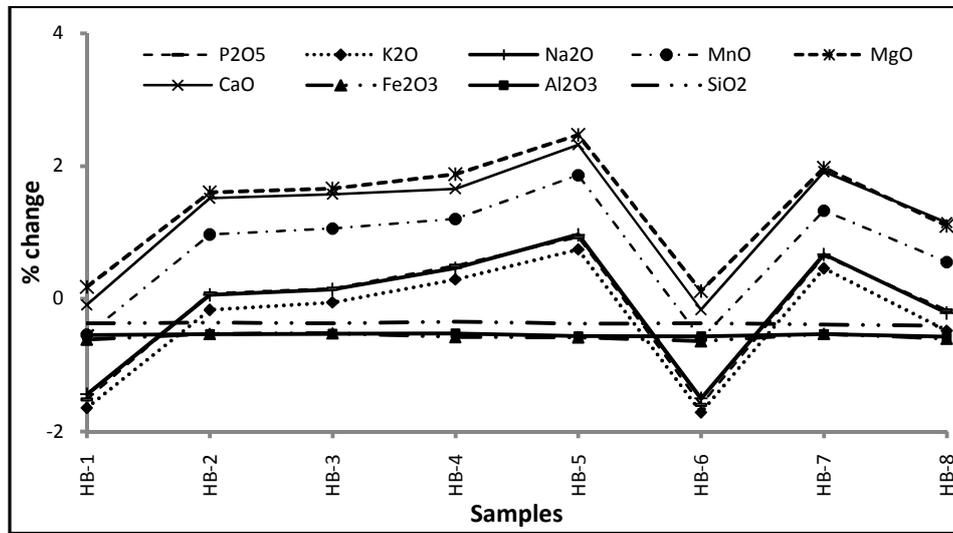


Figure 103- Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section de Hammam Boughrara).

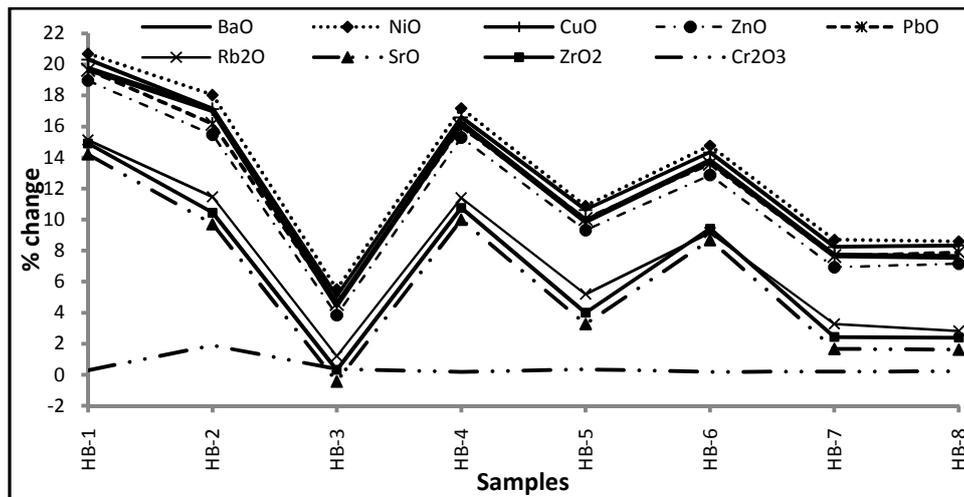


Figure 104- Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section de Hammam Boughrara).

## II. PROVENANCE

### A. Bassin du bas Chélif

#### 1. Section de Tiraouet

Le report des fonctions discriminantes  $F_1$  et  $F_2$  sur le diagramme de provenance de Roser et Korsch (1988) montre la position des sédiments dans le champ  $P_4$ , à l'exception du niveau  $T_{23}$  situé au sommet de la section (Figure 105).

Cela corrobore l'interprétation selon laquelle ces sédiments dérivent de sources magmatiques ou sédimentaires (Roser et Korsch, 1988). Ceci peut être interprété comme l'effet du recyclage, avec perte progressive de feldspath et augmentation relative de quartz.

Par ailleurs, le diagramme (illite+chlorite) - kaolinite-smectite montre que les sédiments de la section de Tiraouet sont le résultat d'une érosion physique et d'une altération chimique ayant eu lieu sous les effets climatique, tectonique et lithologique (Figure 106).

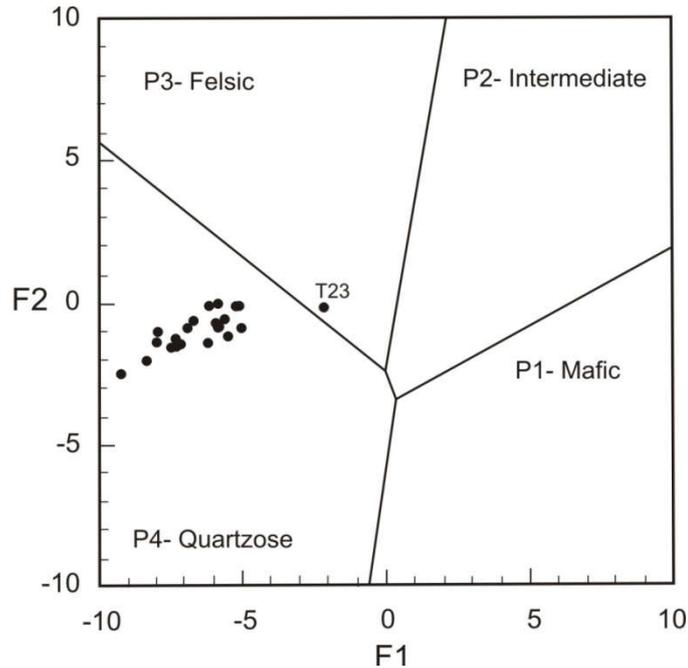


Figure 105- Diagrammes de provenance (Section de Tiraouet).

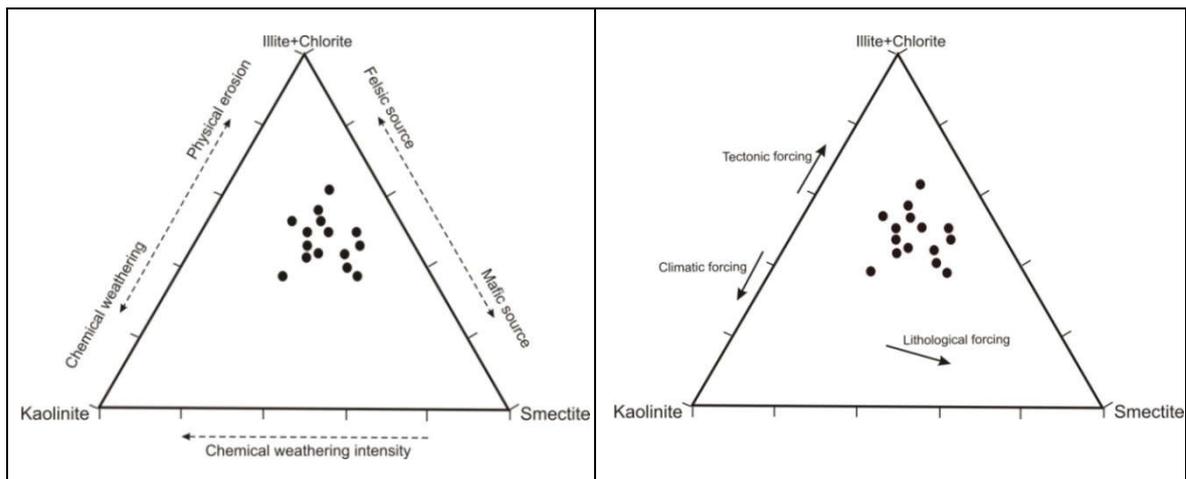


Figure 106- Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Burdigalien-Langhien (Section de Tiraouet).

## 2. Section d'Amarna

Pour la section d'Amarna constituée des marnes bleues (Tortonien inférieur) et des marnes Trubi (Zancléen), nous avons constaté que les sédiments de la base ( $A_1$ - $A_5$ ) sont situés dans le champ  $P_4$ , et ceux des niveaux  $A_6$  et  $A_7$ - $A_8$  appartiennent respectivement aux champs  $P_3$  et  $P_2$  (Figure 107). Par contre, les sédiments du Zancléen sont situés dans le champ  $P_2$ , à l'exception des niveaux  $A_9$  et  $A_{12}$  qui sont localisés, quant à eux, dans le champ  $P_1$ .

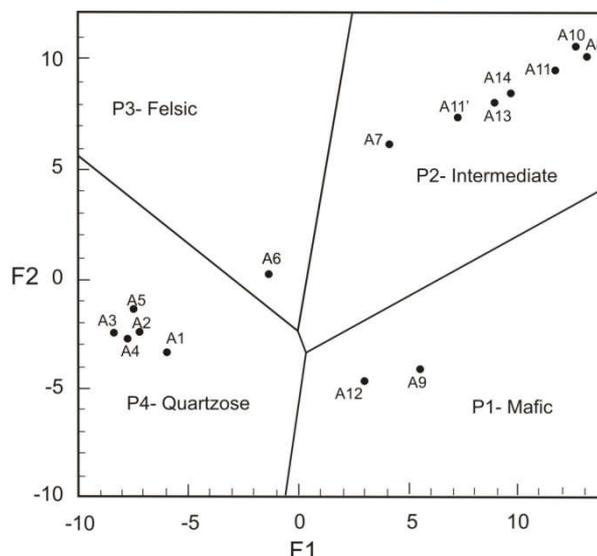


Figure 107- Diagrammes de provenance (Section d'Amarna)

En ce qui concerne les facteurs de formation des sédiments du Tortonien inférieur, nous avons remarqué qu'à la base de la section d'Amarna, les sédiments ont été sujets à la fois à une altération chimique importante contrôlée par le climat et à une érosion physique constituant une réponse à une activité tectonique. Par contre, au sommet de la section, l'érosion physique constitue le facteur dominant (Figure 108). Les minéraux argileux sont surtout représentés par la kaolinite, l'illite et la chlorite.

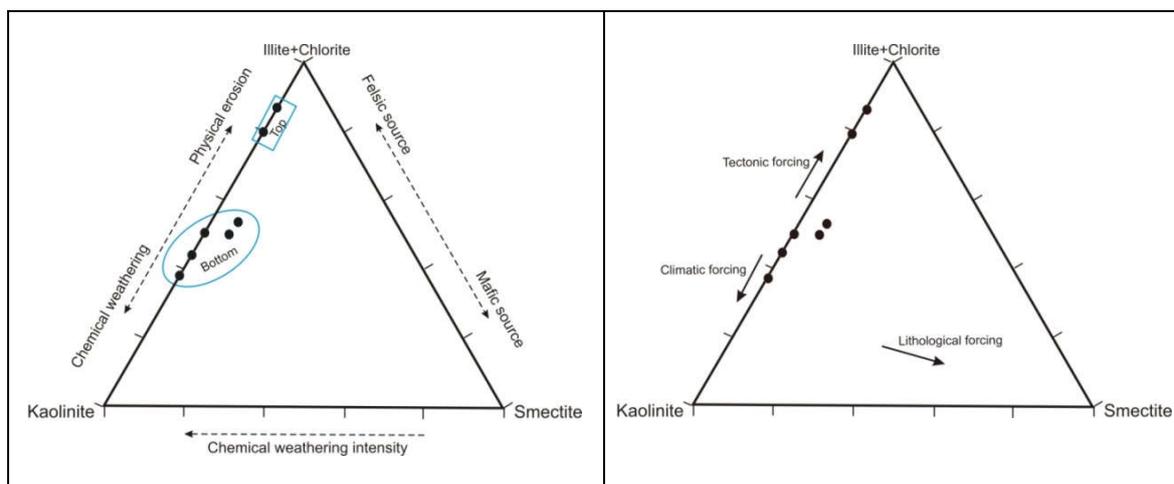


Figure 108- Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Tortonien inférieur (Section d'Amarna).

Au Zancléen, les sédiments de la section ont été soumis à une érosion importante comparée à la dissolution des minéraux à l'exception des sédiments du niveau A<sub>9</sub> où l'altération chimique a conduit à la formation de la smectite. Notons que les minéraux argileux des sédiments ont été formés sous l'action principale de l'activité tectonique et les effets secondaires des facteurs climatique et lithologique (Figure 109).

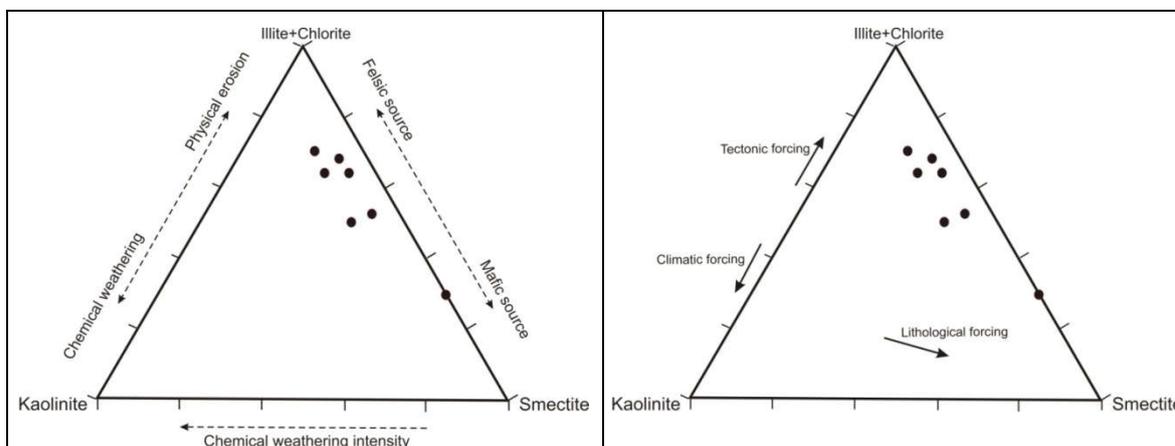


Figure 109- Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Zancléen (Section d'Amarna).

### 3. Section de Ouillis

La majorité des échantillons de cette section se situent dans le domaine de la provenance sédimentaire des roches riches en quartz (quartzose) (Figure 110). Deux échantillons (O<sub>50c</sub> et O<sub>52a</sub>) se situent dans le domaine de la provenance ignée felsique et un seul (O<sub>51</sub>) dans le champ de la provenance ignée mafique qui correspondent bien aux observations sur le terrain car des roches volcaniques acides mineures ont été observées dans la région de Tiraouet.

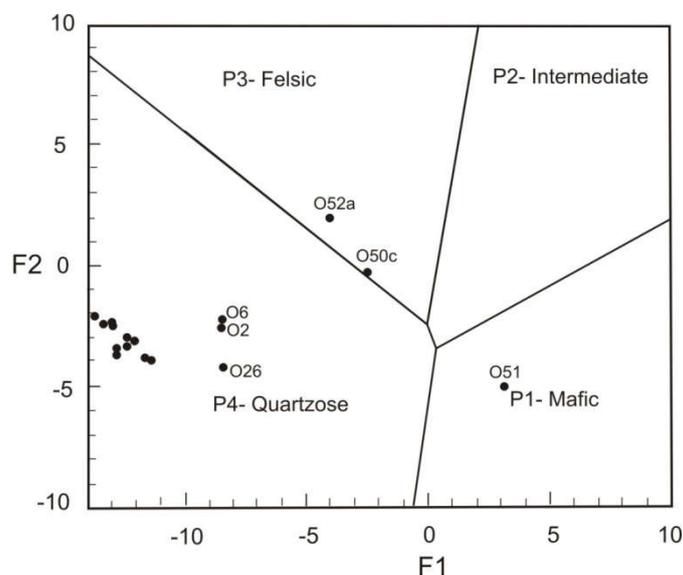


Figure 110- Diagramme de provenance (Section de Ouillis).

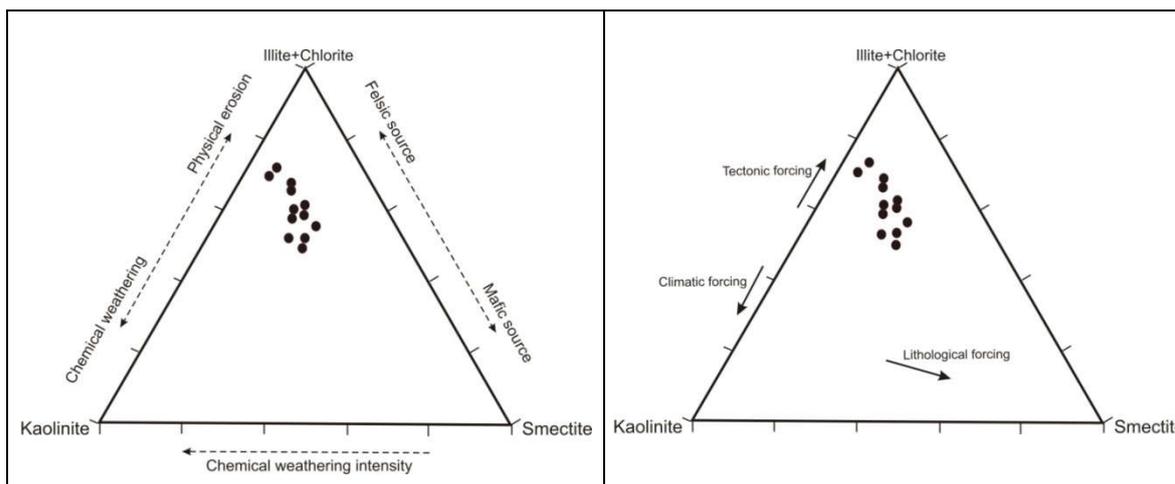


Figure 111- Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Messinien (Section de Ouillis).

Il à noter que les sédiments messiniens ont été soumis à l'action d'une érosion importante comparée à l'altération chimique. Les minéraux argileux représentés principalement par l'illite et la chlorite (53 à 73%) ont été formés sous l'action principale de l'activité tectonique et les actions secondaires des facteurs climatique et lithologique (Figure 111).

#### 4. Section de Djeniene Mesquine

Dans la section de Djeniene Mesquine, les points sont dans le champ P<sub>4</sub> à l'exception du point Dm<sub>11</sub> qui est situé dans le P<sub>3</sub> (Figure 112).

Les sédiments tortoniens de cette section ont été soumis à l'action d'une érosion importante comparée à l'altération chimique. Les minéraux argileux constitués principalement d'illite et de chlorite (44 à 71%) ont été soumis à l'action principale de l'activité tectonique et les actions secondaires des facteurs climatique et lithologique (Figure 113).

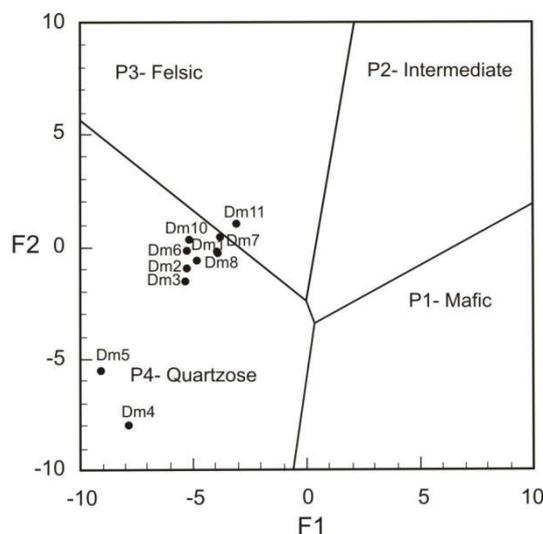


Figure 112- Diagramme de provenance (Section de Djeniene Mesquine).

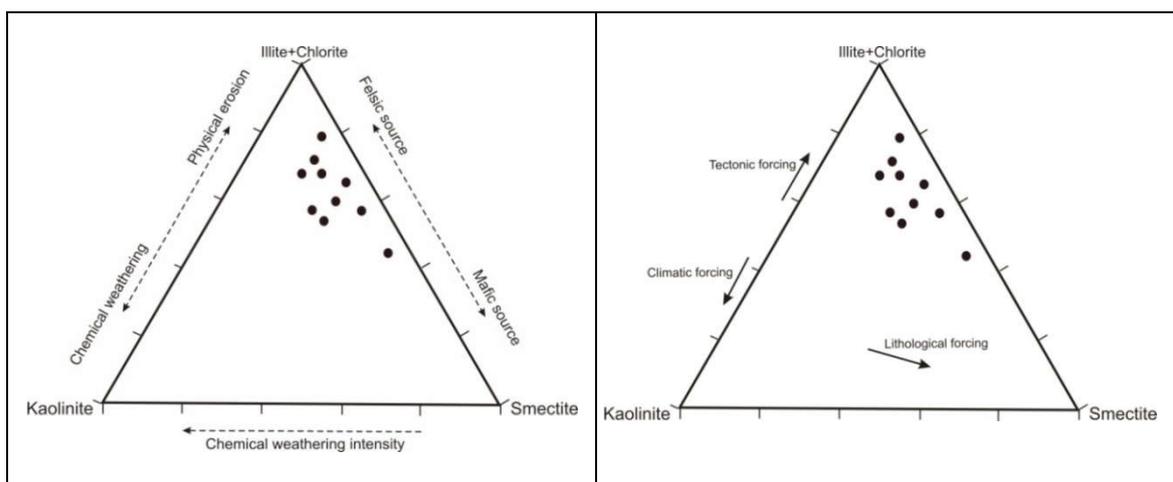


Figure 113- Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Tortonien (Section de Djeniene Meskine).

### 5. Section de Tamzoura

Dans cette section, nous avons remarqué que les sédiments des niveaux Tm<sub>1</sub> à Tm<sub>5</sub> sont situés dans le champ P<sub>4</sub>. Pour les autres niveaux marneux, les points représentatifs des sédiments sont situés dans le P<sub>3</sub> (Tm<sub>8</sub> et Tm<sub>6</sub>), le P<sub>2</sub> (Tm<sub>9</sub>) et le P<sub>1</sub> (Tm<sub>7</sub>) (Figure 114).

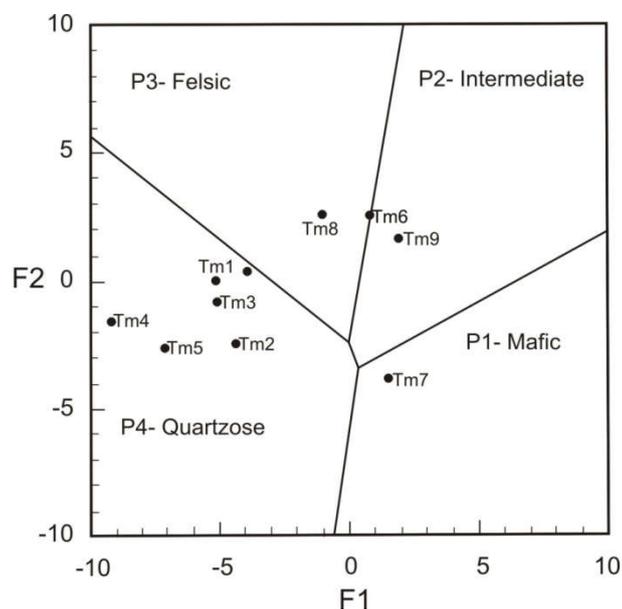


Figure 114- Diagramme de provenance (Section de Tamzoura).

Les sédiments tortoniens de ladite section sont le résultat d'une érosion physique intense et d'une altération chimique moins importante. Ainsi, les sédiments des niveaux Tm<sub>6</sub>, Tm<sub>7</sub> et Tm<sub>8</sub>, représentés surtout par l'illite et la chlorite, ont été le siège d'une érosion principalement physique due à une activité tectonique importante. Les niveaux Tm<sub>3</sub>, Tm<sub>4</sub> et Tm<sub>5</sub> sont représentés surtout par de la smectite, de l'illite et de la chlorite et ont été soumis à une érosion mécanique importante comparée à l'altération chimique.

Enfin, les niveaux  $Tm_1$  et  $Tm_2$  situés à la base de la section de Tamzoura et le niveau  $Tm_9$  au sommet ont été sujets à une érosion intense sujette à une activité tectonique (Figure 115).

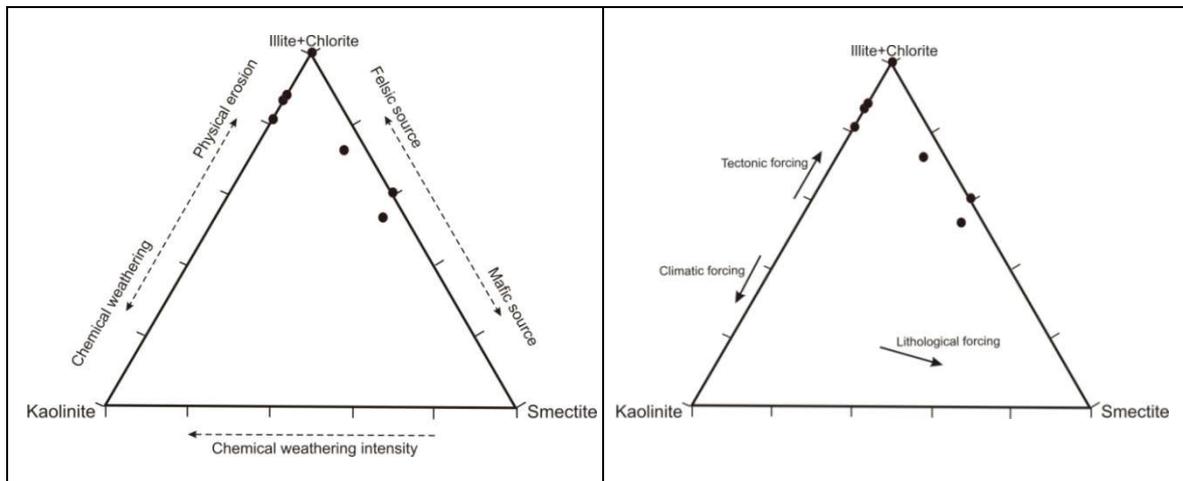


Figure 115- Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Tortonien (Section de Tamzoura).

## B. Bassin de la Tafna

### 1. Section de Pierre du Chat

Au niveau de la section de Pierre du Chat, le report des fonctions discriminantes  $F_1$  et  $F_2$  sur le diagramme de provenance de Roser et Korsch (1988) montre que tous les échantillons prélevés dans sédiments tortoniens à Pierre du Chat sont inclus dans le domaine  $P_4$  (Figure 116) indiquant une provenance granitique, gneissique ou sédimentaire. Cela corrobore l'interprétation selon laquelle ces sédiments dérivent de sources granitiques à gneissiques ou sédimentaires (Roser et Korsch 1988). Ceci peut être interprété comme l'effet du recyclage, avec perte progressive de feldspath et augmentation relative de quartz.

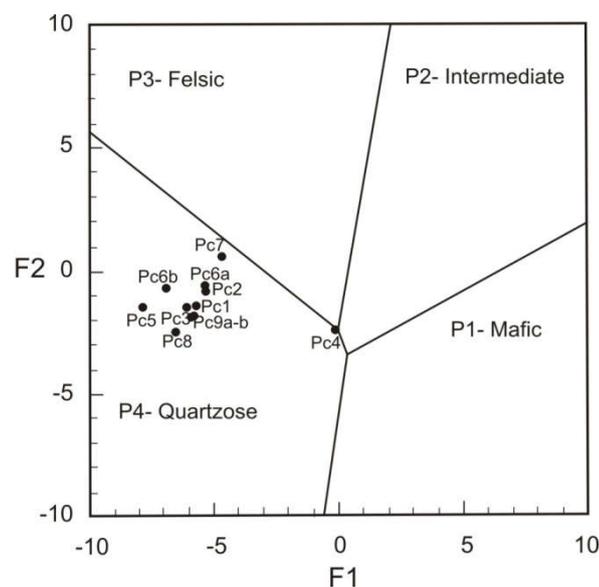


Figure 116- Diagramme de provenance (Section de Pierre du Chat).

Les sédiments de cette section ont été soumis à une érosion physique intense et une altération chimique non négligeable dues principalement aux effets de la tectonique et du climat (Figure 117).

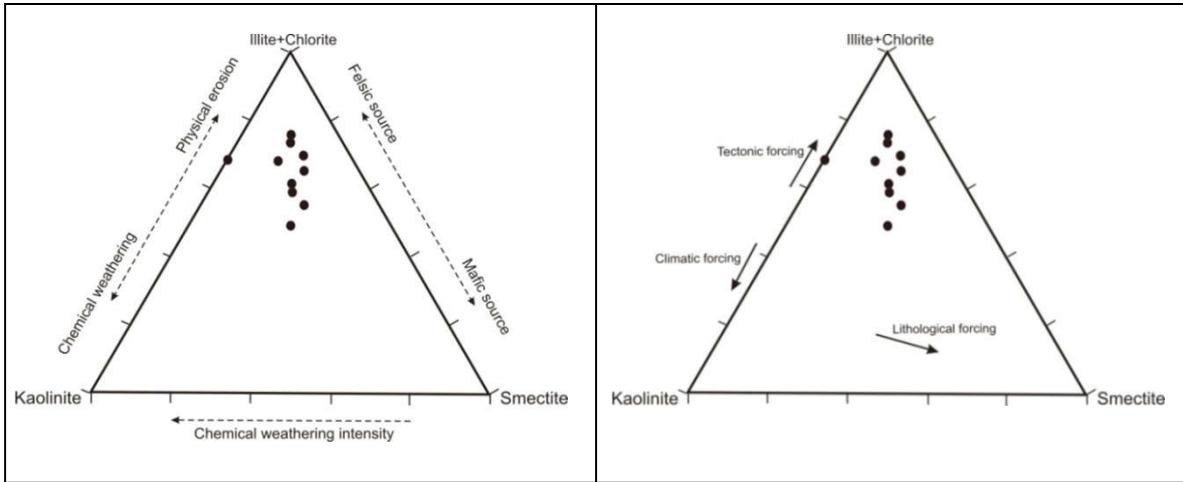


Figure 117- Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Tortonien (Section de Pierre du Chat).

## 2. Section de Hammam Boughrara

Les points représentatifs des échantillons de la section de Hammam Boughrara sont inclus dans le domaine P<sub>4</sub> (Figure 118) indiquant une provenance granitique, gneissique ou sédimentaire. Cela corrobore l'interprétation selon laquelle ces sédiments dérivent de sources granitiques à gneissiques ou sédimentaires (Roser et Korsch 1988). La position de ces points est quasiment similaire à celle observée dans les sédiments de Pierre du Chat (voir Figure 116). Ceci peut être interprété comme l'effet du recyclage, avec perte progressive de feldspath et augmentation relative de quartz.

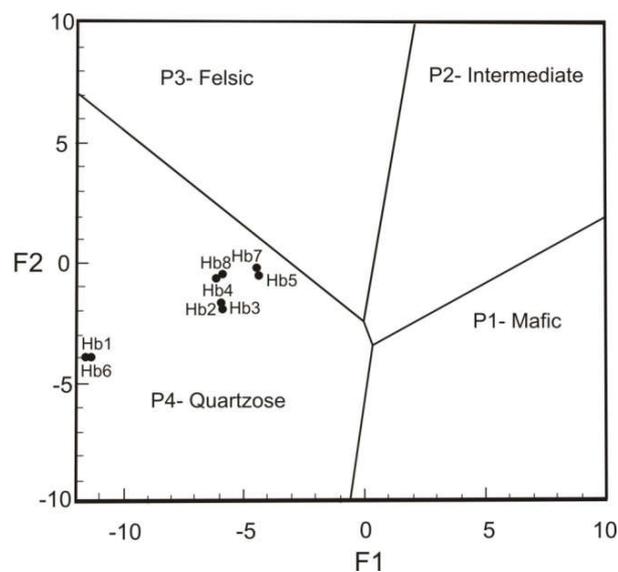


Figure 118- Diagramme de provenance (Section de de Hammam Boughrara).

Dans cette section, les niveaux marneux de l'intervalle Hb<sub>1</sub>-Hb<sub>5</sub> sont constitués principalement d'illite et de chlorite (80 à 88%) et d'un faible taux de kaolinite. Ces sédiments sont à l'origine d'une érosion intense due à une activité tectonique importante et une altération chimique faible. Les sédiments appartenant à l'intervalle Hb<sub>6</sub>-Hb<sub>8</sub> ont été soumis à une érosion physique moins marquée que dans le premier intervalle et à une altération chimique plus intense (Figure 119).

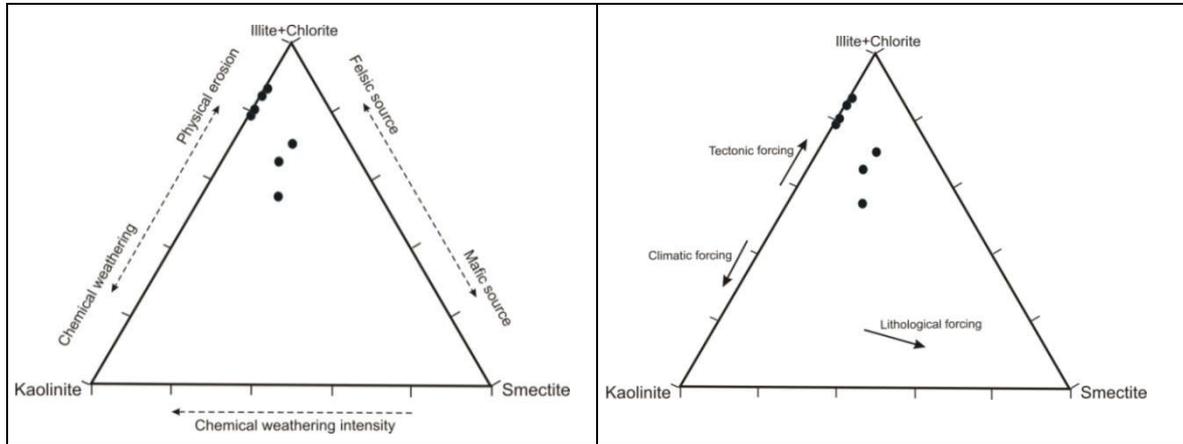


Figure 119- Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Tortonien (Section de Hammam Boughrara).

#### IV. PALEOCLIMATS ET CONDITIONS PALEOREDOX

##### A. Paléoclimats (C-value)

La distribution, la composition et les concentrations relatives de quelques éléments en trace des mudstones peuvent donner des indications sur le paléoclimat et l'environnement (Getaneh, 2002). Dans les sédiments marins, les minéraux argileux sont en grande partie d'origine détritique et reflètent la lithologie des roches mères et les climats des régions avoisinantes (Chamley, 1989 ; Weaver, 1989 ; Dudek, 2012). Ils peuvent nous fournir des informations paléoenvironnementales à condition que leur assemblage et leur composition d'origine n'aient pas été altérés de manière significative par la diagenèse (Dudek, 2012). Toutefois, la signature des minéraux argileux peut être influencée par de nombreux facteurs tels que les effets de l'érosion et du transport, la durée écoulée entre la formation des minéraux argileux et leur arrivée dans le bassin sédimentaire (Thiry, 2000). Il est à noter que l'analyse des assemblages de minéraux argileux s'est révélée être un outil efficace pour la reconstruction paléoenvironnementale dans de nombreux bassins sédimentaires (Hein et *al.*, 2003 ; Heroy et *al.*, 2003 ; Net et *al.*, 2002 ; Tanner, 1994). Il est, généralement admis que le Fe, Mn, Cr, V, Ni et Co sont relativement enrichis sous des conditions humides. En revanche, le renforcement de l'alcalinité de l'eau due à l'évaporation dans des conditions arides provoque la précipitation des minéraux salins, de sorte que le Ca, Mg, K, Na, Sr et Ba soient concentrés. Du point de vue différence de comportement chimique et nature des deux groupes, leur rapport est proposé comme indicateur des changements climatiques (Cao et *al.*, 2012). A titre d'exemple, Zhao et *al.* (2007) proposèrent le rapport C-value =  $(\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Cr} + \text{Ni} + \text{V} + \text{Co}) / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Sr} + \text{Ba} + \text{K} + \text{Na})$  pour l'étude du paléoclimat du Permien du Bassin Junggar (Chine du Nord-Ouest).

## 1. Bassin du bas Chélif

Durant le Miocène du bassin du bas Chélif, les valeurs de la C-value fluctuent entre 0.102 et 1.683 témoignant d'une variation climatique allant des conditions arides à humides (Figure 120). Nous constatons dans le détail, **les valeurs de la C-value suivantes:**

-qu'au Burdigalien-Langhien, ces valeurs sont comprises entre 0.392 et 0.656 indiquant un climat semi-aride à sub-humide.

-qu'au cours du Tortonien, elles sont comprises entre 0.10 et 0.41 et indiquent des climats de types aride et semi-aride (Figure 120).

-que pendant le Messinien, où les C-values varient entre 0.11 et 1.68, de nombreuses variations climatiques ont été constatées (Figure 120). Durant cet intervalle, les sédiments se sont déposés dans des conditions climatiques arides à humides. Dans sa partie inférieure (membre A), le Messinien affiche des valeurs de C supérieures à 0.55, atteignent la valeur maximale de 1.66 qui coïncident avec des dépôts de gypse, de jarosite et d'anatase. Dans la partie supérieure (Membre B), les valeurs de C sont plus faibles (0.10-0.34) et correspondent à la période de précipitation de la calcite.

A noter que dans la partie occidentale du bassin du bas Chélif, représentée par les sections de Djeniène Meskine et de Tamzoura, les valeurs du rapport C sont respectivement comprises dans les intervalles 0.18 - 0.28 et 0.10 - 0.33. Elles dénotent ainsi un climat de type aride à semi-aride durant le Tortonien (Figure 120). De même, dans la partie septentrionale, représentée ici par la section d'Amarna, les valeurs de C comprises entre 0.10 et 0.41 indiquent un climat de type semi-aride évoluant vers le sommet, vers un climat aride (Figure 120).

Par ailleurs, le début du Pliocène inférieur (Zancléen) est marqué par des conditions climatiques arides (valeurs de C inférieures à 0.09) (Figure 120).

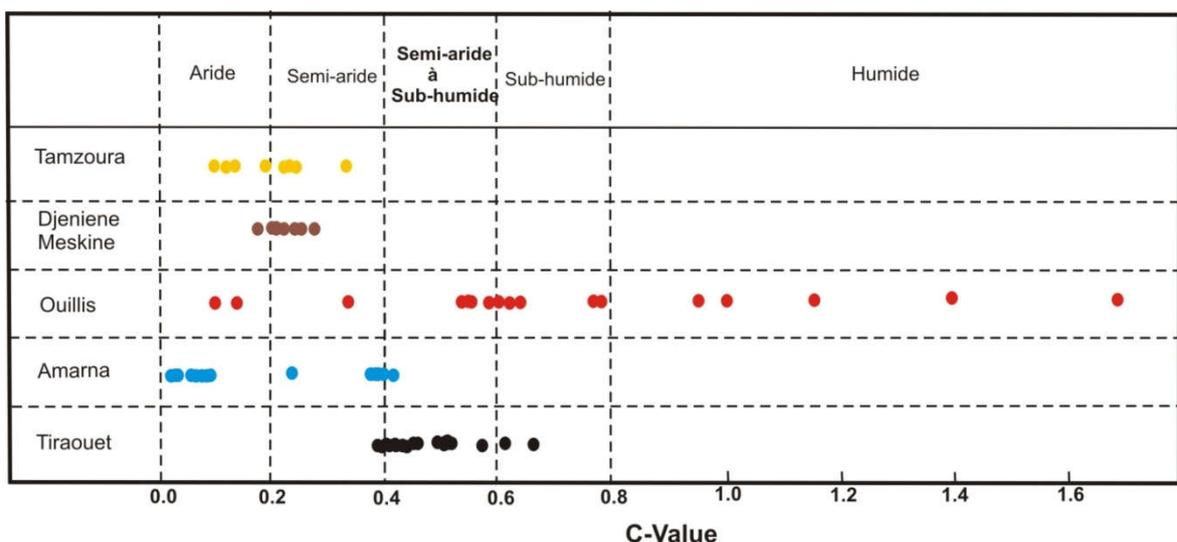


Figure 120- C-values du bassin du bas Chélif.

## 2. Bassin de la Tafna

Dans le bassin de la Tafna, au niveau de la section de Hammam Bouhrara, les valeurs de C sont comprises entre 0.073 et 0.394 indiquant une fluctuation du climat entre l'aride et le semi-aride (Figure 121). Par contre, au niveau de la section de Pierre du Chat, ces valeurs fluctuent entre 0.25 et 0.42 témoignant en faveur d'un climat de type semi-aride.

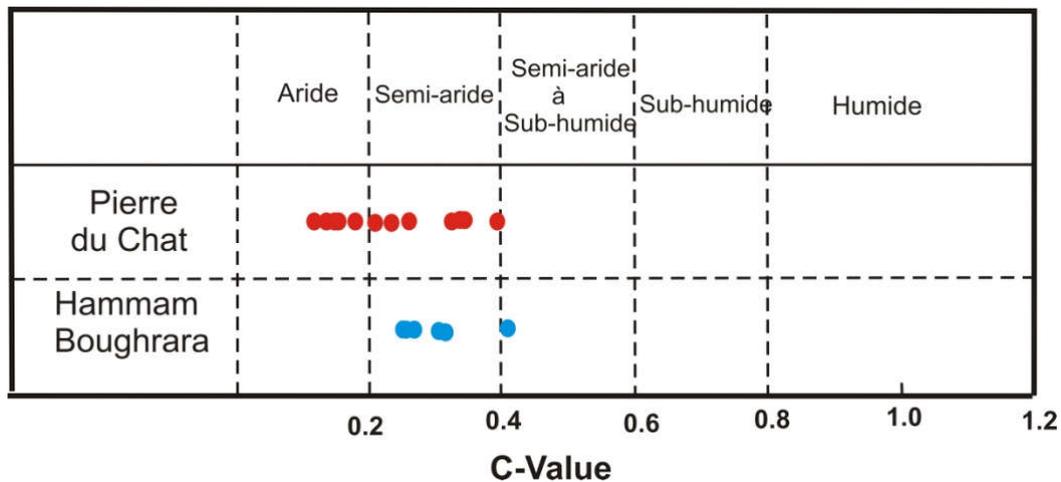


Figure 121- C-values du bassin de la Tafna.

### B. Conditions paléoredox

Selon Hallberg (1976), le rapport Cu/Zn constitue un bon indicateur des conditions paléoredox. En raison des différences des produits de solubilité des sulfures de cuivre et de zinc, dans un environnement réduit, la précipitation du Cu est beaucoup plus favorisée que celle du Zn. De ce fait, le rapport suscité est toujours élevé ( $> 1$ ) dans des conditions de dépôt réductrices (Goldberg et Humayun, 2016 ; Anaya-Gregorio, 2018). Les tableaux 17 et 18 résument les valeurs du rapport Cu/Zn des deux bassins étudiés.

#### 1. Bassin du bas Chélif

Au Burdigalien-Langhien, les valeurs du rapport Cu/Zn, comprises entre 1.09 et 4.9, indiquent des conditions de dépôts réductrices. Sur la marge septentrionale du bassin (Section d'Amarna), le Tortonien inférieur enregistre des rapports Cu/Zn (0.70 - 0.74 dans l'intervalle A<sub>1</sub> - A<sub>7</sub>) inférieures à 1, témoignant de l'apparition des conditions oxydantes à l'exception du niveau A<sub>8</sub> qui marque la limite de la section en question où ce rapport atteint la valeur de 3.62.

Dans l'extrémité occidentale du bassin, représentée par les marnes tortoniennes de la section de Tamzoura, les rapports Cu/Zn (1.6 - 7.50) révèlent que les sédiments se sont déposés dans un milieu réducteur. Plus au Sud, dans la section de Djeniene Meskine, ces ratios fluctuent entre 0.65 et 2.44 témoignant de la variation des conditions réductrice à oxydante des milieux dans lesquels se sont déposés les sédiments.

Pendant le Messinien, les rapports Cu/Zn sont variables ( $0.4 < \text{Cu/Zn} < 2.31$ ). Dès lors, nous assistons à une variation des conditions de dépôts (environnements oxydants et réducteurs).

Au cours du Zancéen (Pliocène inférieur), seule la transition entre le Miocène et le Pliocène, est marquée par des ratios Cu/Zn supérieurs à l'unité. Nous enregistrons des valeurs respectives de 3.62 et 6.22 dans les niveaux A<sub>8</sub> marqué par une disparition des minéraux argileux et A<sub>9</sub> par l'apparition de l'illite et de la smectite. Pendant cet intervalle chronologique, nous assistons de nouveau au retour de conditions oxiques (environnement oxydant) indiquées par des valeurs de Cu/Zn, en général inférieures à l'unité.

Tiraouet	Cu/Zn	Amarna	Cu/Zn	Ouillis	Cu/Zn	D. Meskine	Cu/Zn	Tamzoura	Cu/Zn
T <sub>1</sub>	2.30	A <sub>1</sub>	0.83	O <sub>2</sub>	0.41	Dm <sub>1</sub>	0.98	Tm <sub>1</sub>	5.39
T <sub>2</sub>	1.80	A <sub>2</sub>	0.70	O <sub>6</sub>	0.84	Dm <sub>2</sub>	0.77	Tm <sub>2</sub>	5.26
T <sub>3</sub>	1.86	A <sub>3</sub>	0.84	O <sub>12</sub>	0.56	Dm <sub>3</sub>	1.07	Tm <sub>3</sub>	3.97
T <sub>4</sub>	3.00	A <sub>4</sub>	0.73	O <sub>18</sub>	1.29	Dm <sub>4</sub>	2.44	Tm <sub>4</sub>	1.66
T <sub>5</sub>	1.88	A <sub>5</sub>	0.91	O <sub>24</sub>	1.21	Dm <sub>5</sub>	1.46	Tm <sub>5</sub>	4.03
T <sub>6</sub>	2.49	A <sub>6</sub>	0.86	O <sub>26</sub>	0.76	Dm <sub>6</sub>	0.87	Tm <sub>6</sub>	7.50
T <sub>7</sub>	1.91	A <sub>7</sub>	0.94	O <sub>32</sub>	1.11	Dm <sub>7</sub>	0.87	Tm <sub>7</sub>	5.93
T <sub>8</sub>	1.23	A <sub>8</sub>	3.62	O <sub>38</sub>	1.05	Dm <sub>8</sub>	0.65	Tm <sub>8</sub>	6.13
T <sub>9</sub>	2.14	A <sub>9</sub>	6.22	O <sub>44</sub>	1.00	Dm <sub>9</sub>	1.00	Tm <sub>9</sub>	6.95
T <sub>10</sub>	2.04	A <sub>10</sub>	0.93	O <sub>46</sub>	1.80	Dm <sub>10</sub>	1.03	-	-
T <sub>11</sub>	1.09	A <sub>11</sub>	0.92	O <sub>48A</sub>	1.13	Dm <sub>11</sub>	1.04	-	-
T <sub>12</sub>	2.52	A <sub>11'</sub>	0.75	O <sub>48D</sub>	1.06	-	-	-	-
T <sub>13</sub>	1.93	A <sub>12</sub>	0.86	O <sub>50A</sub>	2.31	-	-	-	-
T <sub>14</sub>	2.12	A <sub>13</sub>	0.83	O <sub>50C</sub>	0.81	-	-	-	-
T <sub>15</sub>	4.93	A <sub>14</sub>	1.04	O <sub>51</sub>	1.71	-	-	-	-
T <sub>16</sub>	1.97	-	-	O <sub>52A</sub>	1.49	-	-	-	-
T <sub>17</sub>	2.26	-	-	O <sub>52G</sub>	0.82	-	-	-	-
T <sub>18</sub>	1.99	-	-	-	-	-	-	-	-
T <sub>19</sub>	2.34	-	-	-	-	-	-	-	-
T <sub>20</sub>	2.14	-	-	-	-	-	-	-	-
T <sub>21</sub>	1.44	-	-	-	-	-	-	-	-
T <sub>22</sub>	2.06	-	-	-	-	-	-	-	-
T <sub>23</sub>	2.80	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau 17- Valeurs du rapport Cu/Zn dans le bassin du bas Chéelif.

## 2. Bassin de la Tafna

Dans sa partie occidentale, la section de Hammam Boughrara représentée par les sédiments du Tortonien révèle des conditions de dépôts, en général, oxydantes (0.90-1.20).

A l'encontre de ces derniers, les sédiments de la section de Pierre du Chat sont plutôt marqués par des conditions réductrices ( $2.00 < \text{Cu/Zn} < 4.16$ ).

<b>Pierre du Chat</b>	<b>Cu/Zn</b>	<b>H. Bouhrara</b>	<b>Cu/Zn</b>
<b>Pc<sub>1</sub></b>	2.55	<b>HB<sub>1</sub></b>	0.97
<b>Pc<sub>2</sub></b>	3.02	<b>HB<sub>2</sub></b>	1.20
<b>Pc<sub>3</sub></b>	2.20	<b>HB<sub>3</sub></b>	1.06
<b>Pc<sub>4</sub></b>	2.82	<b>HB<sub>4</sub></b>	1.14
<b>Pc<sub>5</sub></b>	2.12	<b>HB<sub>5</sub></b>	0.90
<b>Pc<sub>6A</sub></b>	2.38	<b>HB<sub>6</sub></b>	0.97
<b>Pc<sub>6B</sub></b>	2.00	<b>HB<sub>7</sub></b>	1.04
<b>Pc<sub>7</sub></b>	3.16	<b>HB<sub>8</sub></b>	0.96
<b>Pc<sub>8</sub></b>	4.16	-	-
<b>Pc<sub>9S</sub></b>	2.86	-	-
<b>Pc<sub>9B</sub></b>	3.36	-	-

Tableau 18- Valeurs du rapport Cu/Zn dans le bassin de la Tafna.

## V. CONCLUSION

Dans cette étude, les indices utilisés suggèrent que les sédiments des deux bassins ont connu une altération remarquablement variable. Dans cette optique, pendant le Burdigalien-Langhien et le Messinien du bassin du bas Chéelif, l'altération a pu être qualifiée de modérée. Tandis que le Tortonien est marqué par des valeurs d'indices plus faibles qui témoignent en faveur d'une altération chimique moins importante.

Dans le bassin de la Tafna, l'altération est plus marquée à l'Ouest qu'à l'Est.

La tendance de l'altération des sédiments des deux bassins se fait en direction de l'illite, impliquant des déplétions des minéraux silicatés porteurs de Na et de Ca des roches mères par rapports aux minéraux porteurs de K qui sont moins vulnérables.

L'utilisation du diagramme de Roser et Korsch (1988) a indiqué différentes provenances des sédiments. En effet, ceux du Burdigalien-Langhien, du Messinien et des parties basales du Tortonien proviennent, en général, des quartzoses. Cela corrobore l'interprétation selon laquelle ces sédiments dérivent de sources magmatiques ou sédimentaires. Ceci peut être interprété comme étant l'effet du recyclage, avec perte progressive de feldspath et augmentation relative de quartz. A l'encontre de ces premiers, les sédiments des parties sommitales de Burdigalien-Langhien (T<sub>23</sub>), d'Amarna, de Djeniene Meskine (Dm<sub>11</sub>) et de Tamzoura et ceux du Zancéen et des niveaux O<sub>50c</sub>, O<sub>51</sub> et O<sub>52a</sub> du Messinien se situent dans les domaines de provenance mafique, felsique et intermédiaire.

L'utilisation des diagrammes (Illite+chlorite)-kaolinite- smectite a montré que les sédiments des deux bassins sont le résultat d'une érosion physique importante comparée à l'altération chimique et qui ont survécu suite aux actions combinées des effets climatique, tectonique et lithologique. Cette altération physique peut être confirmée par la dominance

des minéraux illitique et chloritique dans la quasi-totalité des sédiments des différents intervalles chronologiques étudiés.

Le bassin du bas Chéelif, a été le siège d'une variabilité climatique importante allant des conditions arides à humides. La période du Burdigalien-Langhien a été marquée par des conditions semi-arides à sub-humides alors que durant le Tortonien, nous avons enregistré une tendance à l'aridité. Quant à la période du Messinien, elle est caractérisée par un climat sub-humide à humide avec un retour à l'aridité dans sa partie sommitale qui s'était prolongé jusqu'au au Zancéen. Le bassin de la Tafna, quant à lui, a été marqué par une aridité moins prononcée à l'Ouest.

Au cours du Miocène supérieur (Tortonien), des conditions principalement réductrices, ont régné lors du dépôt des sédiments faisant place à des conditions plutôt oxydantes dans la marge septentrionale du bassin de bas Chéelif. Par contre, les sédiments de même âge de l'extrémité occidentale du bassin, se sont déposés dans un milieu réducteur à oxydant.

Pendant le Messinien, des conditions fluctuantes (oxiques à légèrement sub-oxiques) se sont succédées alors que des conditions anoxiques à oxiques sont enregistrées durant le passage, Miocène-Pliocène et durant le Zancéen.

Dans le bassin de la Tafna, les sédiments du Tortonien révèlent des conditions de dépôts, en général, oxydantes (cas de la section de Hammam Boughrara), tandis que les sédiments de Pierre du Chat (Est du bassin) indiquent la présence de conditions réductrices.

---

## **CONCLUSIONS & PERSPECTIVES**

---

# CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

## I. CONCLUSIONS

Les principaux résultats obtenus seront ici brièvement résumés.

### A. Sur le plan minéralogique

A partir des analyses minéralogiques des échantillons prélevés dans sept sections, il en ressort que les minéraux argileux composant les sédiments du Miocène et du Pliocène inférieur sont représentés par l'illite, la chlorite, la kaolinite, les smectites (montmorillonite) et l'interstratifié I-S. Leurs contenus varient en fonction des bassins et des intervalles chronologiques étudiés.

Dans les sédiments du bassin du bas Chéelif, le minéral smectite et l'interstratifié I-S dominant au Burdigalien-Langhien à l'encontre du Tortonien, du Messinien et du Zancéen qui sont, quant à eux, marqués par la dominance de l'illite. Les plus grands taux de cette dernière ont été observés dans les sédiments messiniens où une absence de chlorite a été notée à l'exception du niveau basal de la section de Ouillis (O<sub>2</sub>). Ce même minéral, à savoir, l'illite représente les taux les plus importants dans les sédiments d'âge tortonien. En effet, durant cet intervalle, des concentrations allant de 30 à 55%, de 25 à 45% et 35 à 60% ont été enregistrées respectivement dans les sédiments d'Amarna, de Djeniene Meskine et de Tamzoura

Dans le bassin de la Tafna, l'illite représente les plus grandes concentrations dans les sédiments tortonien des sections de Pierre du Chat (30-50%) et de Hammam Boughrara (30-55%). A l'encontre des sédiments de la section de Pierre du Chat qui enregistrent 10 à 20% de smectite, ceux de Hammam Boughrara dénotent son absence à la base (Hb<sub>1</sub>-Hb<sub>5</sub>) et des taux entre 10 et 15% dans sa partie sommitale.

En ce qui concerne les minéraux non-argileux, ils sont constitués de quartz, de calcite, de dolomite, de plagioclases (albite) et d'orthoclase. Notons que la dolomite est absente au Messinien et la calcite n'y est présente que dans le membre B de la section de Ouillis. Certains autres minéraux non-argileux sont observés dans le bassin du bas Chéelif (gypse, halite, bassanite, baryte, jarosite, aragonite, anatase, célestine, sidérite et pyrite) et dans le bassin de la Tafna (gypse, halite et pyrite).

A noter que dans la section d'Amarna, le passage Miocène supérieur-Pliocène inférieur est marqué par la disparition quasi-totale des minéraux argileux (niveau A<sub>8</sub>) d'une part et la réapparition des minéraux illitique (30%) et smectitique (70%) (niveau A<sub>9</sub>) d'autre part. En outre, ce passage est souligné par des inversions des contenus en calcite et en quartz. Au Miocène supérieur, les concentrations en ce dernier, sont plus importantes qu'au Pliocène inférieur.

## **B. Sur le plan géochimique**

Les caractéristiques géochimiques des sédiments peuvent être expliquées par la décomposition des minéraux constitutifs dans les différentes conditions environnementales. Ainsi, les sédiments des deux bassins considérés se caractérisent par des variations spatio-temporelles importantes des oxydes.

Dans cette optique, les rapports géochimiques calculés témoignent d'une maturité faible à modérée des sédiments, de la prépondérance du quartz par rapport aux minéraux argileux et feldspathiques. Les valeurs des ratios  $K_2O/Na_2O$ , généralement supérieures à l'unité, sont attribuées à une quantité faible à modérée de minéraux porteurs de potassium tels que l'illite et les feldspaths potassiques.

Les corrélations fortes et négatives entre  $CaO$  et  $SiO_2$  suggèrent, qu'à l'échelle des deux bassins, les carbonates sont primaires plutôt que secondaires. Les corrélations des éléments  $Cr$ ,  $Zr$ ,  $Rb$ ,  $Pb$ ,  $Cu$  et  $Zn$  avec  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  et  $K_2O$  indiquent, qu'en général, ces deniers sont adsorbés par les minéraux argileux.

## **C. Sur le plan classification des sédiments**

D'abord dans le bassin du bas Chélif :

Les sédiments du Burdigalien-Langhien de la section de Tiraouet sont caractérisés par des rapports  $\text{Log}(SiO_2/Al_2O_3)$  et des rapports  $\text{Log}(Fe_2O_3/K_2O)$  qui permettent de les attribuer à la classe des shales.

Ceux du Tortonien inférieur et du Zancéen de la section d'Amarna sont caractérisés par des rapports  $\text{Log}(SiO_2/Al_2O_3)$  compris entre 0.054 et 0.89 et  $\text{Log}(Fe_2O_3/K_2O)$  entre 0.28 et 0.57. Hormis les sédiments des niveaux  $A_6$  et  $A_8$ , ceux des autres niveaux sont classés selon Herron comme étant des shales.

Pour la section de Ouillis, les sédiments d'âge messinien se distinguent par des rapports  $\text{Log}(SiO_2/Al_2O_3)$  compris entre 0.45 et 0.60 et  $\text{Log}(Fe_2O_3/K_2O)$  entre 0.00 et 0.50. La majorité des échantillons prélevés appartiennent à la classe des shales à l'exception de ceux des niveaux  $O_{24}$  et  $O_{46}$  qui sont plutôt des wackes.

Les sédiments du Tortonien de la marge occidentale du bassin du bas Chélif sont de natures différentes. En effet, dans la section de Djeniene Meskine, ils sont caractérisés par des rapports  $\text{Log}(SiO_2/Al_2O_3)$  compris entre 0.56 et 0.70 et  $\text{Log}(Fe_2O_3/K_2O)$  entre 0.22 et 0.38 qui permettent de classer la majorité des échantillons dans la catégorie des shales à l'exception de celui du niveau  $Dm_4$  qui est marqué par les concentrations les plus faibles en  $SiO_2$  (25.15%) et  $Al_2O_3$  (4.97%) et les plus élevées en  $CaO$  (6.40%) et  $Fe_2O_3$  (20.18%).

A la différence des sédiments de la section précédente, ceux de Tamzoura, sont caractérisés par des rapports  $\text{Log}(SiO_2/Al_2O_3)$  compris entre 0.56 et 0.70 et  $\text{Log}(Fe_2O_3/K_2O)$  entre 0.22 et 0.38 permettant d'attribuer les échantillons prélevés à la classe des wackes à l'exception du niveau  $Tm_1$  qui est représenté par des shales.

Ensuite dans le bassin de la Tafna :

Trois types de sédiments tortoniens ont été identifiés dans la section de Pierre du Chat. Ils sont représentés par des shales à la base et par des wackes et litharénites au sommet. Pour les sédiments de même âge prélevés dans la section de Hammam Boughrara, nous avons enregistré des rapports Log ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) compris entre 0.49 et 0.54 et Log ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ ) entre 0.31 et 0.38 témoignant de leur appartenance à la catégorie shales

#### **D. Sur le plan altération**

Les variations des indices d'altération utilisés, à savoir, CIA, PIA et CIW suggèrent que les deux bassins ont connu une altération remarquablement variable. Ils sont indicateurs des signes d'altération substantielle des formations attribuées au Miocène et au Pliocène.

Dans le bassin du bas Chéelif, les sédiments du Burdigalien-Langhien et du Messinien, sont modérément altérés (Valeurs du CIA > 70). Ceux du Tortonien marqués par des valeurs de CIA faibles évoquent une altération chimique moins importante.

Dans le bassin de la Tafna, l'altération est plus marquée à l'Ouest qu'à l'Est du bassin.

En somme, les valeurs enregistrées, dans ces deux bassins, plaident fortement en faveur d'une altération dans un système ouvert (McLennan et *al.*, 2014) plutôt qu'une altération en système fermé. En effet, une altération en système fermé, telle que celle trouvée dans la circulation hydrothermale locale où la diagenèse profonde, n'augmente pas l'indice CIA (elle reste inférieure à la ligne 50-50).

Les diagrammes A-CN-K représentatifs de tous les intervalles chronologiques étudiés ont permis de déceler, une tendance globale à l'altération parallèle à la ligne A – CN, en direction de l'illite, ce qui implique un enlèvement des minéraux silicatés porteurs de Na et de Ca des roches mères par rapports aux minéraux porteurs de K qui sont moins vulnérables. Ces altérations sont corroborées par les déplétions en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{ZrO}_2$  et  $\text{SrO}$  par rapport à la CCS durant le Burdigalien-Langhien, le Tortonien, le Messinien et le Zancéen. Un enrichissement en  $\text{CaO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  et  $\text{CuO}$  marque ces derniers. A l'encontre de ces intervalles chronologiques, les sédiments messiniens du membre A de la section de Ouillis, ont été appauvris en  $\text{CaO}$ .

#### **E. Sur le plan provenance**

Le report des fonctions discriminantes  $F_1$  et  $F_2$  sur le diagramme de provenance de Roser et Korsch (1988) ont indiqué différentes provenance des sédiments. En effet, ceux du Burdigalien-Langhien de la section de Tiraouet (Sauf  $T_{23}$ ), du Messinien de la section de Ouillis (sauf  $O_{50c}$ ,  $O_{51}$  et  $O_{52a}$ ), du Tortonien inférieur de la base de la section d'Amarna ( $A_1$ - $A_5$ ), du Tortonien de la section de Djeniène Meskine (sauf  $Dm_{11}$ ) et du Tortonien de la base de la section de Tamzoura ( $Tm_1$  à  $Tm_5$ ) proviennent, en général, des quartzoses. Cela corrobore l'interprétation selon laquelle ces sédiments dérivent de sources magmatiques ou sédimentaires. Ceci peut être interprété comme l'effet du recyclage, avec perte progressive de feldspath et augmentation relative de quartz.

A l'encontre de ces premiers, les sédiments des parties sommitales de Tiraouet (T<sub>23</sub>), d'Amarna, de Djeniene Meskine (Dm<sub>11</sub>) et de Tamzoura et ceux du Zancléen et des niveaux marneux O<sub>50c</sub>, O<sub>51</sub> et O<sub>52a</sub> de Ouillis se situent dans les domaines de provenance mafique, felsique et intermédiaire.

D'autre part, les diagrammes (Illite+chlorite)-kaolinite- smectite ont montré que les sédiments des deux bassins sont le résultat d'une érosion physique importante comparée à l'altération chimique ayant eu lieu sous la combinaison des effets climatique, tectonique et lithologique. Ceci est confirmé par la dominance des minéraux illitique et chloritique dans la quasi-totalité des intervalles chronologiques étudiés. Dans le détail, les sédiments de l'Est du bassin du bas Chélif représentés par la section de Tiraouet, dont le pourcentage de l'illite et de la chlorite par rapport aux autres minéraux argileux,  $r_M = 100 \times (I+C)/(I+C+K+S)$ , indiquent des valeurs variant entre 38 et 56% et témoignent de l'action combinée des facteurs tectoniques, climatiques et lithologiques. Au Tortonien, les sédiments des sections d'Amarna (38-87%) et de Tamzoura (53-100%), ont été sujets à une forte érosion physique contrôlée probablement par une activité tectonique et, une altération chimique moins importante contrôlée par les facteurs climatique et lithologique. Les sédiments du Tortonien de la section Djeniene Meskine ( $r_M = 44$  à 78%), du Messinien de la section de Ouillis ( $r_M = 53$  à 73%), à l'encontre des précédents ont été issus d'une érosion physique moins intense et d'une altération chimique importante par rapport aux sédiments tortoniens suscités. Les sédiments de ces dernières sections voient les points, représentatifs de leurs échantillons, déplacés vers la droite (Illite+Chlorite)-smectite témoignant ainsi d'une hydrolyse non négligeable ayant conduit à la formation des smectites

## **F. Sur le plan paléoclimatique et conditions paléoredox**

### -Paléoclimats

Dans le bassin du bas Chélif, au Miocène, les valeurs de la C-value sont le témoin d'une variation climatique allant des conditions arides à humides. Ainsi, au Burdigalien-Langhien, ces valeurs indiquent un climat semi-aride à sub-humide. Les sédiments tortoniens représentés respectivement par les sections de Djeniene Meskine et de Tamzoura et, celle d'Amarna ont été influencés par un climat de type aride à semi-aride. Enfin, les sédiments messiniens ont été marqués par un climat sub-humide à humide avec un retour à l'aridité dans sa partie sommitale (membre B, section de Ouillis) qui s'était prolongé jusqu'au Zancléen.

Dans sa partie Est, le bassin de la Tafna a été marqué par une périodicité climatique irrégulière fluctuant entre l'aride et le semi-aride. A l'Ouest, les valeurs de C témoignent en faveur d'un climat semi-aride.

### -Conditions oxydo-réductrices

Durant le Burdigalien-Langhien, les valeurs du rapport Cu / Zn (supérieures à l'unité) révèlent des conditions principalement réductrices lors du dépôt des sédiments qui font place à des conditions plutôt oxydantes durant le Tortonien de la marge méridionale du bassin de Chélif.

A l'encontre de cette marge, à l'Ouest, les sédiments de même âge (Tortonien) de la section de Tamzoura se sont déposés dans un milieu réducteur. Plus au Sud, à Djeniene Meskine, le ratio Cu/Zn fluctuent entre des conditions de dépôt faiblement réductrice à oxydante.

Durant le Messinien, les rapports Cu/Zn sont variables ( $0.4 < \text{Cu/Zn} < 2.31$ ) et impliquent des conditions oxyques fluctuantes (oxyque à légèrement sub-oxyque).

Au cours du Zancéen, seul le passage entre le Miocène et le Pliocène, est marqué par des ratios Cu/Zn supérieurs à l'unité qui témoignent en faveur de conditions anoxiques suivies par un retour aux conditions oxyques (environnement oxydant).

Pour le bassin de la Tafna, les sédiments du Tortonien de la section de Hammam Boughrara située dans la partie occidentale révèlent des conditions de dépôts, en général, oxydantes (0.90 - 1.20). A l'encontre de ces derniers, les milieux de dépôt des sédiments de Pierre du Chat (Est du bassin) ont été plutôt marqués par des conditions réductrices.

## II. PERSPECTIVES

A l'issue de cette étude, de nombreuses perspectives nous apparaissent primordiales, en particulier:

- Compléter la caractérisation minéralogique et géochimique de toutes les formations marneuses déposées dans des bassins du bas Chélif et de la Tafna en levant d'autres sections et les étendre aux autres bassins néogènes du Nord-Ouest algérien. Ces caractérisations permettront de classer les sédiments, de déterminer leur maturité, d'évaluer l'intensité et le type d'altération (physique et/ou chimique), et les types d'influence (tectonique, climatique ou lithologique) ayant survenu au niveau des bassins.

- Intégrer les terres rares et les éléments en traces pour une meilleure connaissance de la tectonique de la région, des paléoclimats et des conditions paléoenvironnementales. Dans cette optique, plusieurs études ont montré que les compositions chimiques des roches sédimentaires silicoclastiques sont contrôlées de manière significative par la dynamique des plaques tectoniques car les roches silicoclastiques de différents contextes tectoniques possèdent des signatures géochimiques spécifiques au terrain (Bhatia et Crook, 1986; Roser et Korsch, 1986). Pour la déduction du cadre tectonique de provenance des roches sédimentaires silicoclastiques anciennes, plusieurs diagrammes de discrimination basés sur l'utilisation des éléments géochimiques (oxydes majeurs, éléments traces et terres rares) ont été proposés (Bhatia, 1983; Bhatia et Crook, 1986; Roser et Korsch, 1986; McLennan *et al.*, 1990; McLennan et Taylor, 1991; Girty et Barber, 1993; Murphy, 2000).

- Caractériser la limite Miocène-Pliocène dans ces bassins, en particulier, le bassin de Chélif au sens large : il s'agit ici, de lever d'autres sections et d'utiliser les outils de la géochimie organique (COT, IH, IO, Tmax, ...) et inorganique (Isotopes) en complément aux travaux de la biostratigraphie déjà réalisés çà et là. Ceci permettra de définir la présence d'événements anoxiques (roche mère) et d'évaluer le potentiel pétrolier par une étude de la matière organique piégée dans ces sédiments. Il serait aussi intéressant d'étendre ces analyses aux autres intervalles stratigraphiques du Miocène.

Dans le même contexte, Mokhtar-Samet (2013) a pu mettre en évidence un important évènement anoxique au Messinien de la célèbre carrière de Ouillis. Cet évènement marqué par des teneurs élevées du COT est responsable de la disparition des foraminifères benthiques et planctoniques durant l'intervalle du membre (A).

-Utiliser la microscopie électronique pour une détermination meilleure des composés présents dans les échantillons. Ces données pourront aider, entre autres, à la compréhension des propriétés des matériaux (e.g. le point de fusion, la dureté, etc.), de la composition, de fournir des informations cristallographiques et de réaliser des études morphologiques et topographiques qui permettront d'analyser les caractéristiques de surface, les textures et la relation entre les structures.

-Valoriser les marnes et les argiles néogènes pour une industrie donnée. Celle-ci requiert la connaissance des propriétés des minéraux argileux et non-argileux constituant les sédiments. Les diverses applications des minéraux argileux et des roches argileuses sont largement documentées et peuvent se résumer sous les formes suivantes (1) sans traitement ou après enrichissements, (2) sous forme chimiquement modifiée avec transformation irréversible en différents matériaux (ex : céramique et matériaux réfractaires) et (3) en proportions subsidiaires dans certaines industries (caoutchouc, cellulose, peinture, ...).

---

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

---

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aïfa T, Feinberg H, Derder MM, Merabet N (1992) Rotations paléomagnétiques récentes dans le bassin du Chélif (Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, Paris 314, pp. 915-922.
- Aïfa T, Feinberg H, Derder MM, Merabet N (2003) Contraintes magnétostratigraphiques concernant la durée de l'interruption des communications marines en Méditerranée occidentale pendant le Messinien supérieur. *Geodiversitas* 25, pp. 617-631.
- Ahmad I, Chandra R (2013) Geochemistry of loess-paleosol sediments of Kashmir Valley, India: Provenance and weathering. *Journal of Asian Earth Sciences* 66, pp. 73–89.
- Ahmedali ST (Editor) (1989) X-ray Fluorescence Analysis in the Geological Sciences: Advances in Methodology. *Geological Association of Canada Short Course Vol 7*, 297 p.
- Alizai A, Hillier S, Clift PD, Giosan L, Hurst A, Van Laningham S, Macklin M (2012) Clay mineral variations in Holocene terrestrial sediments from the Indus Basin. *Quaternary Research* 77, pp. 368–381.
- Al-Juboury AIA McCann, T, Ghazal, MM (2009) Provenance of Miocene sandstones in northern Iraq: constraints from framework petrography, bulk-rock geochemistry and mineral chemistry. *Russian Geology and Geophysics* 50, pp. 517–534.
- Ameur-Chehbeur A (1988) Biochronologie des formations continentales du Néogène et du Quaternaire de l'Algérie. Contribution des micromammifères. *Thèse Doctorat d'Etat*, Université d'Oran, 432 p.
- Anaya-Gregorio A., Armstrong-Altrin JS, Machain-Castillo ML, Montiel-García PC, Ramos-Vázquez MA (2018) Textural and geochemical characteristics of late Pleistocene to Holocene fine-grained deep-sea sediment cores (GM6 and GM7), recovered from southwestern Gulf of Mexico. *Journal of Palaeogeography* 7:3, <https://doi.org/10.1186/s42501-018-0005-3>.
- Arab MR, Roure F, Zazoun RS, Mahdjoub Y, Badji R (2015) Source rocks and related petroleum systems of the Chellif Basin (western Tellian domain, north Algeria). *Marine and Petroleum Geology* 64, pp. 363-385.
- Arndorff L (1993) Lateral relations of deltaic paleosols from the Lower Jurassic Ronne Formation on the island of Bornholm, Denmark, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, palaeoecology* 100, pp. 235-250.
- Atif KFT, Bessedik, M, Belkebir L, Mansour B, Saint Martin JP (2008) Le passage Mio-Pliocène dans le bassin du Bas Chélif (Algérie). Biostratigraphie et paléoenvironnements. *Geodiversitas* 30, pp. 97-116.

- Babechluk MG, Widdowson M, Kamber BS (2014) Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chemical Geology* 363, pp. 56-75.
- Bahlburg H, Dobrzinski N (2011) A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions. In: Arnaud E, Halverson GP, Shields-Zhou G (eds) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Geological Society, Memoirs*, London, 36, pp. 81–92.
- Basu A (1981) Weathering before the advent of land plants: evidence from unaltered detrital K-feldspars in Cambrian-Ordovician arenites. *Geology* 9, pp. 132-133.
- Bauer A, Lanson B, Emerich K, Taubald H, Schild D, Velde B (2006) The fate of smectite in KOH solutions. *American Mineralogist* 91, pp. 1313-1322.
- Bäumler R, Zech W (2000) Quaternary paleosols, tephra deposits and landscape history in South Kamchatka, Russia. *Catena* 41, pp. 199-215.
- Beckhoff B, Kanngießer B, Langhoff N, Wedell R, Wolff H (Eds.) (2008) *Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis. Ed., Springer*, 898 p.
- Belhadji A, Belkebir L, Saint Martin JP, Mansour B, Bessedik M, Conesa G (2008) Apports des foraminifères planctoniques à la biostratigraphie du Miocène supérieur et du Pliocène de Djebel Diss (bassin du Chélif, Algérie). *Geodiversitas* 30, pp. 79-96.
- Belkebir L (1986) Le Néogène de la bordure nord - occidentale du massif de Dahra (Algérie). Biostratigraphie, Paléoécologie, Paléogéographie. *Thèse Doctorat*, Université de Provence, France, 289 p.
- Belkebir L, Bessedik M, Ameer-Chehbou A, Anglada R (1996) Le Miocène des bassins nord occidentaux d'Algérie: biostratigraphie et eustatisme. In *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud, actes Colloques Angers 1994. Ed., Elf Aquitaine*, Pau 16, pp. 553-561
- Belkebir L, Bessedik M, Mansour B (2002) Le Miocène supérieur du Bassin du Bas Chélif: Attribution biostratigraphique à partir des foraminifères planctoniques. *Mémoires du Service Géologique de l'Algérie* 11, pp. 187-194.
- Bessedik M, Belkebir L, Mansour B (2002) Révision du Miocène inférieur (au sens des anciens auteurs) des dépôts du bassin du bas Chélif (Oran, Algérie). Conséquences biostratigraphiques et géodynamiques. *Mémoires du Service Géologique de l'Algérie* 11, pp. 167-186.
- Bhatia MR (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology* 91(4), pp. 611-626.
- Bhatia MR, Crook KAW (1986) Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, pp. 181-193.

- Bland W, Rolls D (1998) *Weathering: An introduction to the scientific Principles*. Edward Arnold, London, 271 p.
- Bragg WH, Bragg WL (1913) Reflection of X-rays by Crystals. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 88(605), pp. 428–438.
- Brigatti MF, Galan E, Theng BKG (2006) Structures and Mineralogy of Clay Minerals in developments in clay science 1, pp 19-86.
- Brindley GW, Brown G (1980) X-Ray Diffraction Procedures for Clay Mineral Identification. In: Brindley, G.W. and Brown, G., Eds., *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*. Mineralogical Society, London, pp. 305-356.
- Brown G (1961) *The X-ray Identification and Crystal Structure of Clay Minerals*. Mineralogical Society, London, 544 p.
- Brown G, Newman ACD, Rayner JH, Weir A H (1978) The structure and chemistry of soil clay minerals: in *The Chemistry of Soil Constituents*, D. J. Greenland and M. H. B. Hayes, Ed., Wiley, New York, pp. 29-178.
- Cao J, Wu M, Chen Y, Hu K, Bian L, Wang L, Zhang Y (2012) Trace and rare earth element geochemistry of Jurassic mudstones in the northern Qaidam Basin, northwest China. *Chemie der Erde* 72, pp. 245-252.
- Carroll D (1970) *Rock weathering*. Plenum Press, New York, London, 212 p.
- Chamley H (1989). *Clay Sedimentology*. Ed., Springer-Verlag, Heidelberg, 623 p.
- Chesworth W, Dejoux J, Larroque P (1981) The weathering of basalts and relative mobilities of the major elements at Belbex, France. *Geochemical et Cosmochimica Acta* 45, pp. 1235-1243.
- Cingolani CA, Manassero M, Abre P (2003) Composition, provenance, and tectonic setting of Ordovician siliciclastic rocks in the San Rafael block: Southern extension of the Precordillera crustal fragment, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16, pp. 91–106.
- Claisse F (1989) Automated sample preparation for analysis of geological materials. In: ST. Ahmedali (Editor), *X-ray Fluorescence Analysis in the Geological Sciences: Advances in Methodology*. Geological Association of Canada Short Course 7, pp. 39-54
- Colin C, Kissel C, Blamar D, Turpin L (1998) Magnetic properties of sediments in the Bay of Bengal and Andaman Sea: impact of rapid North Atlantic Ocean climatic events on the strength of the Indian monsoon. *Earth and Planetary Science Letters* 160, pp. 623 -635.

- Cox R., Lower DR, Cullers RL (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States. *Geochemical et Cosmochimica Acta* 59, pp. 2919-2940.
- Cramer JJ, Nesbitt HW (1983) Mass-balance relations and trace-element mobility during continental weathering of various igneous rocks. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires* 73, pp. 63-73.
- Crichton JG, Condie KC (1993) Trace elements as source indicators in cratonic sediments: a case study from the Early Proterozoic Libby Creek Group, southeastern Wyoming. *Journal of Geology* 101(3), pp. 19-332.
- Cuadros I, Linares J (1995) Some evidence supporting the existence of polar layers in mixed-layer illite/smectite. *Clays and Clay Minerals* 43:467-473
- Cullers RL, Podkovyrov VM (2002) The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui Group, Southeastern Russia. *Precambrian Research* 117, pp. 157-183.
- Cullity BD (1978) Elements of X-Ray Diffraction. *Addison-Wesley Publishing Company Inc.*, 555 p.
- Decarreau A (1990) Matériaux argileux : structure, propriétés et applications. Paris : Société française de minéralogie et de cristallographie : *Groupe français des argiles*. V.1, 586 p.
- Deepthy R, Balakrishnan S (2005) Climatic control on clay mineral formation: Evidence from weathering profiles developed on either side of the Western Ghats. *Journal of Earth System Science* 114, pp. 545-556.
- Delfaud J, Michaux J, Neurdin J, Revet J (1973) Un modèle paléogéographique de la bordure méditerranéenne. Evolution de la région oranaise (Algérie) au Miocène supérieur. Conséquences stratigraphiques. *Bulletin de la société d'histoire naturelle d'Afrique du Nord* 64, pp. 219-241.
- Delteil J (1974) Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oriental (Mont de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). *Thèse Doctorat d'Etat*, Université de Nice, France, 249 p.
- Delvaux B, Herbillon AJ, Vielvoye L (1989) Characterization of a weathering sequence of soils derived from volcanic ash in Cameroon. Taxonomic, mineralogical and agronomic implications. *Geoderma* 45, pp. 375 -388.
- Diskin S, Evans J, Fowler MB, Guion PD (2011) Recognising different sediment provenances within a passive margin setting: Towards characterising a sediment source to the west of the British late Carboniferous sedimentary basins. *Chemical Geology* 283, pp. 143–160.

- Dixon JB, weed SB (1997) Minerals in soil environments. *Soil Science Society of America Journal*, 948 p.
- Dudek T (2012) Clay minerals as palaeoenvironmental indicators in the Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays from Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline. *Acta Geologica Polonica* 62(3), pp. 297–305.
- Düzgören-Aydin NS, Aydin A, Malpas J (2002) Re-assessment of chemical weathering indices: case study of pyroclastic rocks of Hong Kong. *Engineering Geology* 63, pp. 99- 119.
- Dypvik H (1979) Mineralogy and geochemistry of the Mesozoic sediments of Andya, Northern Norway. *Sedimentary Geology* 24: 45–67
- Eberl DD (1978) The reaction of montmorillonite to mixed layer clay: the effect of interlayer alkali and alkaline-earth cations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, pp. 1-7.
- Eisenhauer A, Meyer H, Rachold V, Tuetken T, Wiegand B, Hansen BT, Spielhagen RF, Lindemann F, Kassens H (1999) Grain size separation and sediment mixing in Arctic Ocean sediments: evidence from the strontium isotope systematic. *Chemical Geology* 158, pp. 173 – 188.
- Emery D, Robinson A (1993) Inorganic Geochemistry: Applications to Petroleum Geology, *Ed., Blackwell*, Oxford, 268 p.
- Eswaran H, Stoops G, De Paepe R (1973) A contribution to the study of soil formation on Isla Santa Cmz, Galiipagos. *Pedologie* 23, pp. 100- 122.
- Ewald PP (1962) Fifty years of X-ray diffraction. *Published for the International Union of Crystallography by N.V.A Oosthoek's Uitgeversmaatschappij Utrecht*, the Netherlands, 751 p.
- Fedo CM, Eriksson KA, Krogstad EJ (1996) Geochemistry of shales from the Archean (-3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: Implications for provenance and source-area weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (10), pp. 1751-1763.
- Fedo CM, Nesbitt HW, Young GM (1995) Unraveling the effect of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23: pp. 921-923.
- Fenet B (1975) Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin, les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. *Thèse Doctorat d'Etat*, Université de Nice, France, 301 p.

- Feng R, Kerrich R (1990) Geochemistry of Fine Grained Clastic Sediments in the Archaean Abitibi Greenstone Belt, Canada: Implications for Provenance and Tectonic Setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, pp. 1061-1081.
- Fritz SJ, Mohr DW (1984) Chemical alteration in the micro weathering environment within a spheroidally-weathered anorthite boulder. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: pp. 2527-2535.
- Gall Q (1992) Precambrian paleosols in Canada. *Canadian Journal of Earth Science* 29, pp. 2530-2536.
- Gall Q (1994) The Proterozoic Thelon paleosol, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research* 68, pp. 115- 137.
- Gao S, Ling W, Qiu Y, Hartmann G, Simon K (1999) Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 63, pp. 2071-2088.
- Gao S, Wedepohl KH (1995) The negative Eu anomaly in Archean Sedimentary rocks: implications for decomposition, age and importance of their granitic sources. *Earth and Planetary Science Letters* 133, pp. 81 -94.
- Gardner LR (1980) Mobilization of Al and Ti during rock weathering isovolumetric geochemical evidence. *Chemical Geology* 30, pp. 151-165.
- Gardner LR (1992) Long-term isovolumetric leaching of aluminous rocks during weathering: implications for the genesis of saprolite. *Catena* 19, pp. 521 -537.
- Gardner LR, Kheoruenromne I, Chen HS (1978) Isovolumetric geochemical investigation of a buried granite saprolite near Columbia, SC, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, pp. 417-424.
- Garrels R M, Christ C L (1965) Solutions, minerals and equilibria. New York: Ed., Harper & Row, 450 p.
- Gentil L (1903) Etude géologique du bassin de la Tafna. *Bulletin du Service de la carte géologique de l'Algérie*, Série 2, 425 p.
- Getaneh W (2002) Geochemistry provenance and depositional tectonic setting of the Adigrat Sandstone northern Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences* 35(2), pp. 185–198.
- Gibbs RJ (1965) Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting techniques. *American mineralogist* 50, pp. 741-751.
- Girty GH (1991) A note on the composition of plutoniclastic sand produced in different climatic belts. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, pp. 428-433.

- Girty GH, Barber RW (1993) REE, Th, and Sc evidence for the depositional setting and source rock characteristics of the Quartz Hill chert, Sierra Nevada, California. *In*: MJ Johnsson and A Basu (Eds.), Processes controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of America Bulletin, Special. Paper*, 284, pp. 109-111.
- Goldberg K, Humayun M (2016) Geochemical paleoredox indicators in organic-rich shales of the Irati formation, Permian of the Paraná Basin, southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 46 (3), pp. 377–393.
- Grim RE (1968) Clay mineralogy. *Ed., McGraw-Hill*, New York, 596 p.
- Grim RE, Bray RH, Bradley WF (1937) The mica in argillaceous sediments. *American Mineralogist* 22, pp. 813-829.
- Grim RE, Güven N (1978) Bentonites. Developments in sedimentology. *Ed., Elsevier*, Amsterdam 24, 256 p.
- Guardia P (1975). Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord – occidentale (Algérie), relation structurales et paléogéographiques entre Rif externe et le Tell de l'avant pays atlasique. *Thèse Doctorat d'Etat*, Université de Nice, France, 286 p.
- Gupta AS, Rao K S (2001) Weathering indices and their applicability for crystalline rocks. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 60, pp. 201–221.
- Güven N, Huang WL (1991) Effects of octahedral Mg<sup>2+</sup> and Fe<sup>3+</sup> substitutions on hydrothermal illitization reactions. *Clays and Clay Minerals* 39, pp. 387-399.
- Hallberg RO (1976) A geochemical method for investigation of palaeoredox conditions in sediments: *Ambio Special Report* 4, pp. 139-147.
- Hamdan J, Burnham (1996) The contribution of nutrients from parent material in three deeply weathered soils of Peninsular Malaysia. *Geoderma* 74, pp. 219-23.
- Harnois L (1988) The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology* 55, pp. 319-322.
- Hassan AM (2017) Mineral composition and geochemistry of the Upper Cretaceous siliciclastics (Nubia Group), Aswan District, south Egypt: Implications for provenance and weathering. *Journal of African Earth Sciences* 135, pp. 82-95
- Haughton P D W, Todd S P, Morton A C (1991) Sedimentary provenance studies. In Morton, A. C. Todd, S. P. Haughton, P. D. W. (eds), Developments in Sedimentary Provenance Studies. *Geological Society Special Publication* 57, pp. 1-11.
- Hein JR, Dowling JS, Schuetze A, Lee HJ (2003) Clay-mineral suites, sources, and inferred dispersal routes: Southern California continental shelf. *Marine Environmental Research* 56, pp. 79–102.

- Heroy DC, Kuehl SA, Goodbred SL (2003) Mineralogy of the Ganges and Brahmaputra Rivers: implications for river switching and Late Quaternary climate change. *Sedimentary Geology* 155, pp. 343–359.
- Herron MM (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, pp. 820–829.
- Hofer G, Wagreich M, Neuhuber S (2013) Geochemistry of fine-grained sediments of the upper Cretaceous to Paleogene Gosau Group (Austria, Slovakia): Implications for paleoenvironmental and provenance studies. *Geoscience Frontiers* 4, pp. 449–468.
- Hong, H.L., Li, Z.H., Xue, H.J., Zhu, Y.H., Zhang, K.X., Xiang, S.Y., 2007. Oligocene clay mineralogy of the Linxia basin: evidence of paleoclimatic evolution subsequent to the initial-stage uplift of the Tibetan Plateau. *Clays and Clay Minerals* 55, pp. 492–505.
- Hossain HMZ, Kawahata H, Roser BP, Sampei Y, Manaka T, Otani S (2017) Geochemical characteristics of modern river sediments in Myanmar and Thailand: Implications for provenance and weathering. *Chemie der Erde* 77(3), pp. 443–458.
- Hossain I, Roy KK, Biswas PK, Alam M, Moniruzzaman Md, Deeba F (2014) Geochemical characteristics of Holocene sediments from Chuadanga district, Bangladesh: Implications for weathering, climate, redox conditions, provenance and tectonic setting. *Chinese Journal Geochemistry* 33, pp. 336–350.
- Howard JJ, Roy DM (1985) Development of layer charge and kinetics of experimental smectite alteration. *Clays and Clay Minerals* 33, pp. 81–88.
- Hu B, Li J, Cui R, Wei H, Zhao J, Li G, Fang X, Ding X, Zou L, Bai F (2014) Clay mineralogy of the riverine sediments of Hainan Island, South China Sea: Implications for weathering and provenance. *Journal of Asian Earth Sciences* 96, pp. 84–92.
- Huang WL Longo JM, Pevear DR (1993) The formation of illitic clays from kaolinite in KOH solution from 225°C to 350°C. *Clays and Clay Minerals* 41, pp. 645–654.
- Huertas FJ, Carretero P, Delgado J, Linares J, Samper J (2001) An Experimental Study on the Ion-Exchange Behavior of the Smectite of Cabo de Gata (Almería, Spain): FEBEX Bentonite. *Journal of Colloid and Interface Science* 239 (2), pp. 409–416.
- Hwang S, Park C-S, Yoon S-O, Choi J (2014) Origin and weathering properties of loess-paleosol sequence in the Goseong area on the east coast of South Korea. *Quaternary International* 344, pp. 17–31.
- Ibbeken HI, Schleyer R (1991) Source and Sediment: A Case Study of Provenance and Mass Balance at an Active Plate Margin (Calabria, Southern Italy). *Ed., Springer-Verlag*, 290 p.

- Injuk J, Van Grieken R, Blank A, Eksperiandova L, Buhrke V (2006) Specimen preparation. In: Beckhoff B, Kanngießer B, Langhoff N, Wedell H, Wolff R (Eds.) *Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis. Ed., Springer*, pp. 411-429.
- Inoue A (1983) Potassium fixation by clay minerals during hydrothermal treatment. *Clays and Clay Minerals* 31, pp. 81-91.
- International chronostratigraphic chart (2016) [www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale](http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale).
- James WC, Mack GH, Suttner LJ (1981) Relative alteration of microcline and sodic plagioclase in semi-arid and humid climates. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, pp. 151-164
- Jehlicka J (2009) Sedimentary geochemistry, in *Geophysics and Geochemistry*, Edited by: Jan Lastovicka, Vol. III, *In Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*, Developed under the Auspices of the UNESCO, *Eolss Publishers*, Paris, France.
- Jenkins R (1999) *X-Ray Fluorescence Spectrometry. John-Wiley and Sons, Inc.*, 217 p.
- Jian, X, Ping, G, Wei Zhang W, Feng F (2013) Geochemistry of Mesozoic and Cenozoic sediments in the northern Qaidam Basin, northeastern Tibetan plateau: implications for provenance and weathering. *Chemical Geology* 360-361, pp. 74-88.
- Jorge R.C.G.S, Fernandes P, Rodrigues B, Z. Pereira Z, Oliveira JT (2013) Geochemistry and provenance of the Carboniferous Baixo Alentejo Flysch Group, South Portuguese Zone. *Sedimentary Geology* 284-285, pp. 133-148.
- Khonde NN, Maurya DM, Chamyal LS (2017) Late Pleistocene-Holocene clay mineral record from the Great Rann of Kachchh Basin, Western India: Implications for palaeoenvironments and sediment sources. *Quaternary International* 443 (B), pp. 86-98.
- Klug HP, Alexander LE (1974) *X-Ray Diffraction Procedures: For Polycrystalline and Amorphous Materials, 2<sup>nd</sup> Ed., Wiley*, 992 p.
- Kramer JR (1968) Mineral-water equilibria in silicate weathering. *International Geological Congress, 23rd Session, Section 6*, pp. 149-160.
- Kronberg KI, Nesbitt HW, Fyfe WS (1987) Mobilities of alkalis, alkaline earths and halogens during weathering. *Chemical Geology* 60, pp. 41-49.
- Leake BE, Hendry GL, Kemp A, Plant AG, Harvey PK, Wilson JR, Coats JS, Aucott JW, Lunel T, Howarth RJ (1969) The chemical analysis of rock powder by automatic X-ray fluorescence. *Chemical Geology* 5, pp. 7-86.
- Leila M, Moscariello M, Šegvić B (2018) Geochemical constraints on the provenance and depositional environment of the Messinian sediments, onshore Nile Delta, Egypt:

- Implications for the late Miocene paleogeography of the Mediterranean. *Journal of African Earth Sciences* 143, pp. 215-241.
- Le Maitre RW (1976) The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology* 17, pp. 589-637.
- Li J, Hua B, Wei H, Zhao J, Zou L, Bai F, Dou Y, Wang L, Fang X (2014). Provenance variations in the Holocene deposits from the southern yellow sea: Clay mineralogy evidence. *Continental Shelf Research*, 90, pp. 41-51.
- Limmer DR, Köhler CM, Hillier S, Moreton SG, Tabrez AR, Clift PD (2012) Chemical weathering and provenance evolution of Holocene–Recent sediments from the Western Indus Shelf, Northern Arabian Sea inferred from physical and mineralogical properties. *Marine Geology* 326–328, pp.101–115.
- Lindgreen H, Jacobsen H, Jakobsen HJ (1991) Diagenetic structural transformation in North Sea Jurassic illite/smectite. *Clays and Clay Minerals* 39, pp. 54-69.
- López-González N, Borrego J, Ruiz F, Carro B, Lozano-Soria O, Abad M (2006) Geochemical variations in estuarine sediments: Provenance and environmental changes (Southern Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67(1-2), pp. 313–320.
- Mansour B (2004) Diatomées messiniennes du bassin du Bas Chélif (Algérie nord-occidentale). *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université d'Oran, Algérie, 260 p.
- Mansour B, Bessedik M, Saint Martin JP, Belkebir L (2008) Signification paléoécologie des assemblages de diatomées du Messinien du Dahra sud-occidental (bassin du Chélif, Algérie nord-occidental). *Geodiversitas*, pp.117-139.
- Marok A (1996) Stratigraphie, sédimentologie et interprétations géodynamiques du Lias-début du Dogger : Exemple de sédimentation carbonatée de plate-forme en Oranie (Monts de Sidi el Abed, Hautes Plaines, Algérie occidentale). *Documents des Laboratoires de Géologie Lyon* 141, 199 p.
- Maynard JB (1992) Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *Journal of Geology* 100, pp. 279-289.
- Maynard JB, Sutton SJ, Robb LJ, Ferraz MF, Meyer EM (1995) A paleosol developed on hydrothermally altered granite From the hinterland of the Witwatersrand basin: characteristics of a source of basin fill. *Journal of Geology* 103, pp. 357-377.
- McLennan SM (1993) Weathering and global denudation. *The Journal of Geology* 101(2), pp. 295-303.
- McLennan SM, Anderson RB, Bell III JF, Bridges JC, Calef III F, Campbell JL, Clark BC, Clegg S, Conrad P, Cousin, Des Marais DJ, Dromart G, Dyar MD, Edgar LA, Ehlmann BL, Fabre C, Forni O, Gasnault O, Gellert R, Gordon S, Grant JA, Grotzinger JP, Gupta S, Herkenhoff KE, Hurowitz JA, King PA, S. Le Mouélic S, Leshin LA, Lévillé R, Lewis KW, Mangold N, Maurice S, Ming DW, Morris RV,

- Nachon M, Newsom HE, Ollila AM, Perrett GM, Rice MS, Schmidt ME, Schwenzer SP, K. Stack, Stolper EM, Sumner DY, Treiman AH, VanBommel S, Vaniman DT, Vasavada A, Wiens RC, Yingst RA (2014) Elemental geochemistry of sedimentary rocks in Yellowknife Bay, Gale Crater, Mars. *Science* 343 (6169): doi: 10.1126/science.1244734.
- McLennan SM, Hemming S, McDennial DK, Hanson GN (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Geological Society of America Bulletin, Special. Paper*, 284, pp. 21– 40.
- McLennan SM, Taylor SR (1991) Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology* 99, pp. 1-21.
- McLennan SM, Taylor SR, McCulloch MT, Maynard JB (1990) Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, pp. 2015-2050.
- Meghraoui M (1982) Étude néotectonique de la région nord-ouest d’El-Asnam : relation avec le séisme du 10 octobre 1980. *Thèse Doctorat 3ème cycle*, Université de Paris VII , France, 210 p.
- Meghraoui M (1986) Seismotectonics of the lower Cheleff Basin: Structural Background of the El Asnam (Algeria) earthquake. *Tectonics* 5 (6), pp. 809-836.
- Meunier A (2005) *Clays*, Ed. Springer, 472 p.
- Miao WL, Fan Q, Wei H, Zhang X, Ma H (2016) Clay mineralogical and constraints on late Pleistocene weathering processes of the Qaidam Basin, northern Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences* 127, pp. 267–280.
- Middelburg JJ, van der Weijden CH, Woittiez JRW (1988) Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology* 68(3-4): 253-273
- Millot G (1964) Géologie des argiles: altérations, sédimentologie, géochimie. Ed. Masson et C<sup>ie</sup>, 499 p.
- Millot G (1970) *Geology of Clays: Weathering, Sedimentology, Geochemistry*. Ed. Springer-Verlag Wien GmbH, 430 p.
- Millot R, Gaillardet J, Dupré B, Allègre CJ (2003) Northern latitude chemical weathering rates: Clues from the Mackenzie River Basin, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(7), pp. 1305-1329.
- Mishra M, Sen S (2012) Provenance, tectonic setting and source-area weathering of Mesoproterozoic Kaimur Group, Vindhyan Supergroup, Central India. *Geologica Acta* 1, pp. 283-293.

- Mitchell RL, Sheldon ND (2016) Sedimentary provenance and weathering processes in the 1.1 Ga Midcontinental Rift of the Keweenaw Peninsula, Michigan, USA. *Precambrian Research* 275, pp
- Mokhtar Samet A (2013). Marnes diatomitiques du Miocène supérieur de la carrière de Ouillis (Bassin du Bas Chélif) : Biostratigraphie et analyse géochimique. *Mémoire de Magister*, Université de Tlemcen, Algérie, 76 p.
- Mongelli G, Critelli S, Perri F, Sonnino M, Perrone V (2006) Sedimentary recycling, provenance and paleoweathering from chemistry and mineralogy of Mesozoic continental redbed mudrocks, peloritani mountains, southern Italy. *Geochemical Journal* 40, pp. 197-209.
- Mortazavi M, Moussavi-Harami R, Mahboubi A, Nadjafi M (2013) Geochemistry of the Late Jurassic–Early Cretaceous shales (Shurijeh Formation) in the intracontinental Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran: implication for provenance, source weathering, and paleoenvironments. *Arabian Journal of Geosciences* 7(12), pp. 5353-5366.
- Moore DM, Reynolds RC (1997) X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. *Oxford University Press*, 378 p.
- Moore DM, Reynolds RC (1989) X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. *Oxford University Press*, 322 p.
- Moosavirad SM, Janardhanab MR, Sethumadhav MS, Moghadam MR, & Shankara, M (2011). Geochemistry of Lower Jurassic shales of the Shemshak Formation, Kerman Province, Central Iran: Provenance, source weathering and tectonic setting. *Chemie der Erde* 7, pp. 279–288.
- Mortatti J, Probst J-L (2003) Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: seasonal and spatial variations. *Chemical Geology* 197(1-4), pp. 177-196.
- Murphy JB (2000) Tectonic influence on sedimentation along the southern flank of the Late Paleozoic Magdalen Basin in the Canadian Appalachians: Geochemical and isotopic constraints on the Horton Group in the St. Marys basin, Nova Scotia. *Geological Society of America Bulletin* 112, pp. 996-1011.
- Murray HH (2006) Applied clay mineralogy: Occurrences, processing and applications of kaolins, bentonites, palygorskite-sepiolite and common clays. *Developments in clay science* 2, 177 p.
- Müller RO (1972) Spectrochemical analysis by X-ray fluorescence. *Plenum Press*, New York, 326 p.
- Nagarajan R, Priyadarsi D Roy, Jonathan MP, Lozano R, Kessler FL, Prasanna MV (2014) Geochemistry of Neogene sedimentary rocks from Borneo Basin, East Malaysia: Paleo-weathering, provenance and tectonic setting. *Chemie der Erde-Geochemistry* 74 (1), pp. 139-146.

- Neall VE (1977) Genesis and weathering of andosols in Taranaki, New Zealand. *Soil Science* 123, pp. 400-408.
- Nemecz E (1981) Clay Minerals. *Akadémiai Kiadó*, 547 p.
- Nesbitt HW (1979) Mobility and fractionation of rare Earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* 279, pp. 206-210.
- Nesbitt HW, Markovics G, Price RC (1980) Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44(11), pp. 1659-1666.
- Nesbitt HW, Young GM (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, pp. 715-717.
- Nesbitt HW, Young GM (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, pp. 1523-1534.
- Nesbitt HW, Young GM (1989) Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology* 97, pp. 129-147.
- Nesbitt HW, Wilson RE (1992) Recent chemical weathering of basalts. *American Journal of Science* 292, pp. 740-777.
- Nesbitt, H. W.; Young, G. M.; McLennan, S. M.; and Keays, R. R. 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *Journal of Geology* 104, pp. 525–542.
- Net LI, Alonso, SM, Limarino CO (2002) Source rock and environmental control on clay mineral associations, Lower Section of Paganzo Group (Carboniferous), Northwest Argentina. *Sedimentary Geology* 152, pp. 183–199.
- Neurdin-Trescartes J (1992) Le remplissage sédimentaire du bassin Néogène du Chélif, modèle de référence de bassins intramontagneux. *Thèse Doctorat d'Etat*, Université de Pau et Pays de l'Adour, France, 605 p.
- Nichols G (2009) Sedimentology and stratigraphy. 2<sup>nd</sup> Ed., *Wiley-Blackwell*, 433 p.
- Norrish K, Hutton JT (1969) An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. *Geochimical et Cosmochimica Acta* 33 (4), pp. 431-453.
- Nuffield EW (1966) X-Ray Diffraction Methods. *Ed., Wiley*, New. York, 409 p.
- Ohta T, Li G, Hirano H, Sakai T, Kozai T, Yoshikawa T, Kaneko A (2011) Early Cretaceous Terrestrial Weathering in Northern China: Relationship between Paleoclimate Change and the Phased Evolution of the Jehol Biota. *The Journal of Geology* 1, pp. 81-96.

- Parker A (1970) An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine* 107, pp. 501–504.
- Peng P, Zhang Y, Sun J, Xing E, Huatai Yu (2018) Geochemistry of Late Carboniferous sedimentary rocks from the Zongwulong structural belt and adjacent areas, Qaidam Basin, China: Implications for provenance and tectonic setting. *Geosciences Journal* 22 (2), pp. 287–301.
- Perrodon A (1957) Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. *Bulletin du Service de la Carte géologique d'Algérie* 12, 328 p.
- Peterson C, Duncan RA, Scheidegger KF (1986) Minerals and geochemistry abundance and occurrence, as well as K-Ar determinations for DSDP Site 92 597 basalts, *PANGAEA*: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.792591>
- Pettijohn FJ, Potter PE, Silver R (1972) Sand and Sandstone. 1<sup>st</sup> Ed., Springer, 631 p.
- Pettijohn FJ, Potter PE, Silver R (1987) Sand and Sandstone. 2<sup>nd</sup> Ed, York, Springer-Verlag, New York, 553 p.
- Price JR, Velbel MA (2003) Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology* 202, pp. 397- 416.
- Probst JL, Mortatti J, Tardy Y (1994) Carbon river fluxes and global weathering CO<sub>2</sub> consumption in the Congo and Amazon river basins. *Applied Geochemistry* 9, pp. 1-13.
- Proust D, Lechelle J, Meunier A, Lajudie A (1990) Hydrothermal reactivity of mixed-layer kaolinite/smectite and implications for radioactive waste disposal. *European Journal of Mineralogy* 2, pp. 313-325.
- Ramesh R, Anglejan B (1995) Mineralogy, chemistry and particle size interrelationships in some post-glacial marine deposits of the St. Lawrence lowlands. *Journal of Coastal Research* 11, pp. 1167- 1179.
- Rashid SA (2002) Geochemical characteristics of Mesoproterozoic clastic sedimentary rocks from the Chakrata Formation, Lesser Himalaya: implications for crustal evolution and weathering history in the Himalaya. *Journal of Asian Earth Sciences* 2, pp. 283–293.
- Reeves GM, Sims I, Cripps JC (2006) “Clay Materials Used in Construction. *Geological London Society*, London, 522 p.
- Retallack G (1986) Reappraisal of a 2200 Ma-old paleosol near Waterval Onder, South Africa. *Precambrian Research* 32(2-3), pp. 195–232.

- Roaldset E (1972) Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Numedal Area, southern Norway. *Norsk Geolisk Tidsskrift* 52, pp. 335 – 369.
- Robert C, Kennett JP (1994) Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: Clay-mineral evidence. *Geology* 22, pp. 211-214.
- Roberson HE, Lahann RW (1981) Smectite to illite conversion rates: effects of solution chemistry. *Clays and Clay Minerals* 29, pp. 129-135.
- Rollinson HR (1993) Using Geochemical Data: Evaluation Presentation. Interpretation. *Longman scientific and Technical*, England, 384 p.
- Roser BP, Korsch, RJ (1988) Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology* 67, pp. 119-139.
- Roser BP, Cooper RA, Nathan S, Tulloch AJ (1996) Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 39, pp. 1–16.
- Rouchy JM (1982) La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle*, Série C, 280 p.
- Rouchy JM, Caruso A, Pierre C, Blanc-Valleron MM, Bassetti MA (2007) The end of the Messinian salinity crisis: Evidences from the Chélif Basin (Algeria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 254, pp. 386 – 417.
- Ruxton BP (1968) Measures of degree of chemical weathering of rocks. *Journal of Geology*. 76, pp. 518-527.
- Saint-Martin JP (1987) Les formations récifale coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. Aspects paléoécologiques et paléogéographiques. *Thèse Doctorat d'Etat*, Université d'Aix-Marseille 1, France, 214 p.
- Sato T, Murakami T, Watanabe T (1996) Change in layer charge of smectites and smectite layers in illite/smectite during diagenetic alteration. *Clays and Clay Minerals* v 44, pp. 460-469.
- Scarciglia F, Critelli S, Borrelli L, Coniglio S, Muto M, Perri F (2016) Weathering profiles in granitoid rocks of the Sila Massif uplands, Calabria, southern Italy: New insights into their formation processes and rates. *Sedimentary Geology* 336, pp. 46–67.
- Schulze DG (2005) Clay minerals in Encyclopedia of soils in the Environment. *Ed. Elsevier*, pp. 246-254.
- Selley RC (2000) Applied sedimentology. 2<sup>nd</sup> Ed; *Academic Press* , 523 p.

- Sharma A, Rajamani V (2000) Weathering of gneissic rocks in the upper reaches of Cauvery river, south India: implications to neotectonics of the region. *Chemical Geology* 166 (3-4), pp. 203–223.
- Shaw HF (1972) The preparation of oriented clay mineral specimens for X-ray analysis by a suction-onto-ceramic-tile method. *Clay Minerals* 9:349-350
- Singh M, Sharma M, Tobschall HJ (2005) Weathering of the Ganga alluvial plain, northern India: implications from fluvial geochemistry of the Gomati River. *Applied Geochemistry* 20, pp. 1-21.
- Sharma A, Rajamani V (2000) Major element, WE, and other trace element behavior in amphibolite weathering under semiarid conditions in southern India. *Journal of Geology* 108, pp. 487-496.
- S.N. REPAL (1952) Le bassin néogène du Chéelif. *Publications du XIX<sup>e</sup> Congrès international de Géologie, Alger, Monographies régionales, série 1, 16, 56 p.*
- Srodon J, Elsass F, McHardy WJ, Morgan DJ (1992) Chemistry of illite-smectite inferred from TEM measurements of fundamental particles. *Clay Minerals* v 27, pp. 137-158.
- Steiniger FF, Aubry MP, Berggren WA, Biolzi M, Borsetti AM, Cartlidge JE, Cati F, Corfield R, Gelati R, Iaccarino S, Napoleone C, Ottner F, Roegl F, Roetzel R, Spezzaferri S, Tateo F, Villa G, Zevenboom D (1997) The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Base of the Neogene. *Episodes* 20(1), pp. 23 - 28.
- Sun Q, Colin C, Liu Z, Mischke S, Duchamp-Alphonse S, Zhang C, Chen F (2016) Climate changes of the northeastern Tibetan Plateau since the late glaciation inferred from clay mineralogy of sediments in Kuhai Lake. *Quaternary International* 440 (A), pp. 24-34.
- Sun L, Gui H, Chen S (2013) Geochemistry of sandstones from the Neoproterozoic Jinshanzhai Formation in northern Anhui Province, China: Provenance, weathering and tectonic setting. *Chinese Journal Geochemistry* 32, pp. 095–103.
- Suttner LJ (1974) Sedimentary petrographic provinces: an evaluation. In: Paleogeographic Provinces and Provinciality (Ed. C.A. Ross), *SEPM Special Publication* 21, pp. 75-84.
- Suttner LJ, Dutta PK (1986) Alluvial sandstones composition and paleoclimate, I, framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, pp. 329–345.
- Suttner LJ, Basu A, Mack GH (1981) Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, pp. 21-29.
- Sutton SJ, Maynard JB (1992) Multiple alteration events in the history of a sub-Huronian regolith at Lauzon Bay, Ontario. *Canadian Journal of Earth Science* 29, pp. 432-445.

- Sutton SJ, Maynard JB (1993) Sediment-and basalt-hosted regoliths in the Huronian supergroup: role of parent lithology in middle Precambrian weathering profiles. *Canadian Journal of Earth Science* 30, pp. 60-76.
- Sutton SJ, Ritger SD, Maynard JB (1990) Stratigraphic control of chemistry and mineralogy in metamorphosed Witwatersrand quartzites. *Journal of Geology* 98, pp. 329-341.
- Taboada T, Rodríguez-Lado L, Ferro-Vázquez C., Stoops G, Cortizas, AM (2016) Chemical weathering in the volcanic soils of Isla Santa Cruz (Galápagos Islands, Ecuador). *Geoderma* 261, pp.160–168.
- Tanner LH (1994) Distribution and origin of clay minerals in the lower Jurassic McCoy Brook formation Minas Basin, Nova Scotia. *Sedimentary Geology* 92, pp. 229–239.
- Thamban M, Rao VP (2005) Clay minerals as palaeomonsoon proxies: evaluation and relevance to the late Quaternary record from SE Arabian Sea. In: Rajan, S., Pandey, P.C. (Eds.), Antarctic Geoscience: Ocean-atmosphere Interaction and Paleoclimatology. *National Centre for Antarctic & Ocean Research, India*, pp. 198–215.
- Thamban M, Rao VP, Schneider RR (2002) Reconstruction of late Quaternary monsoon oscillations based on clay mineral proxies using sediment cores from the western margin of India. *Marine Geology* 186, pp. 527–539.
- Thiry M (2000) Paleoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews* 49, pp. 201–221.
- Thomas H (1985) Géodynamique d'un bassin intramontagneux Le bassin du Bas Chélif occidental durant le Mio-Plio-Quaternaire. *Thèse Doctorat d'Etat*, Université de Pau et Pays de l'Adour, France, 594 p.
- Thompson G, Shido F, Miyashiro A (1972) Trace element distributions in fractionated oceanic basalts. *Chemical Geology*. 9, pp. 89-97
- Tripathi JK, Rajamani V (1999) Geochemistry of the loessic sediments on Delli Ridge, eastern Thar Desert, Rajasthan: implications for exogenic processes. *Chemical Geology* 155, pp. 265-278.
- Van Couvering J A, Castradori D, Cita M B, Hilgen F J, Rio D (2000) The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series. *Episodes* 23(3), pp. 179 – 187.
- Van de Kamp PC, Leake BE (1985) Petrography and Geochemistry of Feldspathic and Mafic Sediments of the Northeastern Pacific Margin. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 76, pp. 411-449.
- Velbel M A, Saad MK (1991) Palaeoweathering or diagenesis as the principal modifier of sandstone framework composition? A case study from some Triassic rift-valley redbeds of eastern North America. In Morton, A. C. Todd, S. P. Haughton, P. D. W.

- (eds), *Developments in Sedimentary Provenance Studies. Geological Society Special Publication 57*, pp. 91-9.
- Velde B (1992) Introduction to clay minerals: chemistry, origins, uses and environmental significance. *Chapman and Hall Ltd*, London 198 p.
- Velde B (1973) Phase equilibria in the system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: chlorites and associated minerals. *Mineralogical Magazine* 39: 297-312.
- Velde B (1985) Clay minerals: a physico-chemical explanation of their occurrence. *Developments in sedimentology* 40, Ed. Elsevier, 433 p.
- Velde B., 1995 Origin and Mineralogy of Clays: Clays and the Environment. Ed., Springer, 335 p.
- Velde B, Vasseur G (1992) Estimation of the diagenetic smectite to illite transformation in time-temperature space. *American Mineralogist* 34, pp. 651-976.
- Vicente MA, Elsass F, Molina E, Robert M (1997) Palaeoweathering in slates from the Iberian Hercynian. Massif (Spain): investigation by TEM of clay mineral signatures. *Clay Minerals* 32, pp. 435-451.
- Vital H, Statterger K (2000) Major and trace elements of stream sediments from the lowermost Amazon River. *Chemical Geology* 168, pp. 151-168.
- Vogt T (1927) Sulitjelmafeltets geologi og petrografi. Norges Geologiske Undersokelse 12 1: 1 -560 (in Norwegian, with English abstract).
- Wang Q, Yang S (2013) Clay mineralogy indicates the Holocene monsoon climate in the Changjiang -yangtze River) Catchment, China. *Applied Clay Science* 74, pp. 28-36.
- Wang PM, Yu JH, Sun T, Shi Y, Chen PR, Zhao KD, Chen WF, Liu Q (2013) Composition variations of the Sinian-Cambrian sedimentary rocks in Hunan and Guangxi and their tectonic significance. *Science China Earth Science* 56, pp. 1899-1917.
- Waseda Y, Matsubara E, Shinoda K (2011) X-Ray Diffraction Crystallography: Introduction, Examples and Solved Problems. Ed., Springer, 300 p.
- Weaver CE (1989) Clays, Muds, and Shales. *Developments in Sedimentology* 44, 819 p.
- Weaver CE, Pollard D (1973) The chemistry of clay minerals. *Developments in sedimentology* 15, 213 p.
- Weltje G J, von Eynatten H (2004) Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology* 171, pp.1-11.
- White WM (2013) Geochemistry. Ed., John Wiley & Sons, 672 p.

- White AF, Blum AE (1995) Effects of climate on chemical, weathering in watersheds. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (9), pp. 1729-1747.
- Williams KL (1987) Introduction to X-ray Spectrometry. *Ed., Allen and Unwin*, London, 370 p.
- Wilson MJ (1987) A handbook of determinative methods in clay mineralogy. *Ed., Blackie, Glasgow*: 308 p.
- Wronkiewicz OJ, Condie KC (1987) Geochemistry of Archaean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, pp. 2401-2416.
- Xiong S, Ding Z, Zhu Y, Zhou R, Lu H (2010) A ~ 6 Ma chemical weathering history, the grain size dependence of chemical weathering intensity, and its implications for provenance change of the Chinese loessered clay deposit *Quaternary Science Reviews* 29, pp. 1911-1922.
- Yang SY, Lim DI, Jung HS, Oh BC (2004) Geochemical composition and provenance discrimination of coastal sediments around Cheju Island in the southeastern Yellow Sea. *Marine Geology* 206, pp. 41– 53.
- Young GM (1999) Some aspects of the geochemistry, provenance and palaeoclimatology of the Torridonian of NW Scotland. *Journal of the Geological Society*, London 156, pp. 1097- 1111.
- Zhao Y, Yu Z, Chen F, Ito E, Zhao C (2007) Holocene vegetation and climate history at Hurleg Lake in the Qaidam Basin, northwest China *Yan. Review of Palaeobotany and Palynology* 145, pp. 275–288.

---

## **LISTE DES FIGURES**

---

## LISTE DES FIGURES

		Pages
Figure 1-	Esquisse schématique du feuillet tétraédrique (d'après Murray, 2006).	12
Figure 2-	Esquisse schématique du feuillet octaédrique (d'après Murray, 2006).	12
Figure 3-	Esquisse schématique de la structure de la kaolinite (d'après Murray, 2006) .....	13
Figure 4-	Esquisse schématique de l'illite (d'après Murray, 2006) .....	14
Figure 5-	Esquisse schématique de la smectite (d'après Murray, 2006) .....	15
Figure 6-	Esquisse schématique de la chlorite (d'après Murray, 2006) .....	16
Figure 7-	Schéma géographique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie nord occidentale (d'après Perrodon, 1957) .....	19
Figure 8-	Structure du bassin du Chéelif (d'après Delfaud et <i>al.</i> , 1973) .....	21
Figure 9-	Carte géologique du bassin du bas Chéelif (d'après Meghraoui, 1986)	22
Figure 10-	Structure du bassin de la Tafna (d'après Guardia 1975, modifiée) ....	23
Figure 11-	Grands traits géologiques du bassin de la Tafna et des régions limitrophes (extrait de la carte géologique de l'Algérie au 1/500.000)	24
Figure 12-	Subdivisions du Miocène (d'après International chronostratigraphic Chart, 2016) .....	25
Figure 13-	Situation des bassins considérés .....	26
Figure 14-	Localisation des sections levées dans le bassin du bas Chéelif .....	27
Figure 15-	Section lithostratigraphique de Tiraouet (Bassin du bas Chéelif) .....	28
Figure 16-	Vue panoramique des deux membres de la section de Tiraouet .....	28
Figure 17-	Section lithostratigraphique d'Amarna (Bassin du bas Chéelif) .....	30
Figure 18-	Vue panoramique des principales formations de la section d'Amarna	31
Figure 19-	Section lithostratigraphique de Ouillis (Bassin du bas Chéelif) .....	32
Figure 20-	Vue panoramique des principaux membres de la section de Ouillis .	33
Figure 21-	Section lithostratigraphique de Djeniene Meskine (Bassin du bas Chéelif) .....	34
Figure 22-	Vue panoramique des principaux membres de la section de Djeniene Meskine .....	35
Figure 23-	Section lithostratigraphique de Tamzoura (Bassin du bas Chéelif) .....	37
Figure 24-	Localisation des sections levées dans le bassin de la Tafna .....	38
Figure 25-	Section lithostratigraphique de Pierre du Chat (Bassin de la Tafna) ..	39
Figure 26-	Vue panoramique des principaux membres lithologiques de la section de Pierre du Chat .....	40
Figure 27-	Section lithostratigraphique de Hammam Boughrara (Bassin de la Tafna) .....	41
Figure 28-	Marnes bleues à gypses (Membre E, section de Hammam Boughrara) (Bassin de la Tafna) .....	42
Figure 29-	Démonstration de la loi de Bragg .....	43

Figure 30-	Schéma du principe du montage utilisé pour étudier le spectre d'un tube à rayons X .....	44
Figure 31-	Diagramme A-CN-K .....	51
Figure 32-	Diagramme de Herron .....	55
Figure 33-	Diagramme de discrimination de provenance (d'après Roser et Korsch, 1988) .....	56
Figure 34-	Distribution verticale des minéraux argileux (Section de Tiraouet) ...	58
Figure 35-	Distribution verticale des minéraux non-argileux (Section de Tiraouet) .....	58
Figure 36-	Distribution verticale des minéraux argileux (Section d'Amarna) ....	60
Figure 37-	Distribution verticale des minéraux non- argileux (Section d'Amarna)	61
Figure 38-	Distribution verticale des minéraux argileux (Section de Ouillis) ....	63
Figure 39-	Distribution des minéraux non-argileux (Section de Ouillis) .....	64
Figure 40-	Distribution verticale des minéraux argileux (Section de Djeniene Meskine) .....	65
Figure 41-	Distribution des minéraux non-argileux (Section de Djeniene Meskine) .....	66
Figure 42-	Distribution verticale des minéraux argileux (Section de Tamzoura) .	67
Figure 43-	Distribution verticale des minéraux non-argileux (Section de Tamzoura) .....	68
Figure 44-	Distribution verticale des minéraux argileux (Section de Pierre du Chat) .....	69
Figure 45-	Distribution verticale des minéraux non-argileux (Section de Pierre du Chat) .....	70
Figure 46-	Distribution verticale des minéraux argileux (Section de Hammam Boughrara) .....	72
Figure 47-	Distribution verticale des minéraux non-argileux (Section de Hammam Boughrara) .....	73
Figure 48-	Boxplots de la section de Tiraouet .....	75
Figure 49-	Distribution verticale des oxydes dans la section de Tiraouet .....	76
Figure 50-	Diagrammes oxydes vs SiO <sub>2</sub> (Section de Tiraouet) .....	77
Figure 51-	Diagrammes oxydes vs Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Section de Tiraouet) .....	79
Figure 52-	Boxplots de la section d'Amarna (intervalle du Miocène) .....	81
Figure 53-	Boxplots de la section d'Amarna (Intervalle du Pliocène) .....	82
Figure 54-	Distribution verticale des oxydes (Section d'Amarna) .....	83
Figure 55-	Diagrammes oxydes vs SiO <sub>2</sub> (Section de Amarna) .....	85
Figure 56-	Diagrammes oxydes vs Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Section de Amarna) .....	86
Figure 57-	Boxplots de la section de Ouillis .....	88
Figure 58-	Distribution verticale des oxydes (Section de Ouillis) .....	89
Figure 59-	Diagrammes oxydes vs. SiO <sub>2</sub> (Section de Ouillis) .....	90
Figure 60-	Diagrammes oxydes vs Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Section de Ouillis) .....	91
Figure 61-	Boxplots de la section de Djeniene Meskine .....	93
Figure 62-	Distribution verticale des oxydes (Section de Djenienne Meskine) ....	94
Figure 63-	Diagrammes SiO <sub>2</sub> vs. Oxydes (Section de Djeniene Meskine) .....	95
Figure 64-	Diagrammes Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> vs oxydes (Section de Djeniene Meskine) .....	96
Figure 65-	Boxplots de la section de Tamzoura .....	98

Figure 66-	Distribution verticale des oxydes (Section de Tamzoura) .....	99
Figure 67-	Diagrammes oxydes vs SiO <sub>2</sub> (Section de Tamzoura) .....	101
Figure 68-	Diagrammes oxydes vs Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Section de Tamzoura) .....	102
Figure 69-	Boxplots de la section de Pierre du Chat .....	104
Figure 70-	Distribution verticale des oxydes (Section de Pierre du Chat) .....	105
Figure 71-	Diagrammes oxydes vs SiO <sub>2</sub> (Section de Pierre du Chat) .....	106
Figure 72-	Diagrammes oxydes vs. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Section de Pierre du Chat) .....	107
Figure 73-	Boxplots de la section de Hammam Boughrara .....	109
Figure 74-	Distribution verticale des oxydes (Section de Hammam Boughrara)..	110
Figure 75-	Diagrammes oxydes vs. SiO <sub>2</sub> (Section de Hammam Boughrara) .....	111
Figure 76-	Diagrammes oxydes vs Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Section de Hammam Boughrara) .....	112
Figure 77-	Classification de Herron des sédiments de la section de Tiraouet ....	114
Figure 78-	Classification de Herron des sédiments de la section d'Amarna .....	114
Figure 79-	Classification de Herron des sédiments de la section de Ouillis .....	115
Figure 80-	Classification de Herron des sédiments de la section de Djeniène ....	115
Figure 81-	Classification de Herron des sédiments de la section de Tamzoura ..	116
Figure 82-	Classification de Herron des sédiments de la section de Pierre du Chat .....	116
Figure 83-	Classification de Herron des sédiments de la section de Hammam Boughrara .....	117
Figure 84-	Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CNK-FM (Section de Tiraouet) .	120
Figure 85-	Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section de Tiraouet)..	121
Figure 86-	Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section de Tiraouet) .....	121
Figure 87-	Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CNK-FM (Section d'Amarna) .	122
Figure 88-	Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section d'Amarna) ...	124
Figure 89-	Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section d'Amarna).....	125
Figure 90-	Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CNK-FM (Section de Ouillis).	126
Figure 91-	Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section de Ouillis).	127
Figure 92-	Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section de Ouillis) .....	127
Figure 93-	Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CNK-FM (Section de Djeniène Meskine) .....	128
Figure 94-	Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section de Djeniène Meskine) .....	129
Figure 95-	Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section de Djeniène Meskine) .....	129
Figure 96-	Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CNK-FM (Section de Tamzoura) .....	130
Figure 97-	Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section de Tamzoura) .	131
Figure 98-	Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section de Tamzoura) .....	131
Figure 99-	Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CNK-FM (Section de Pierre du Chat) .....	132
Figure 100-	Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section de Pierre du Chat) .....	133

Figure 101-	Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section de Pierre du Chat) .....	133
Figure 102-	Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CNK-FM (Section de Hammam Boughrara) .....	134
Figure 103-	Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Section de Hammam Boughrara) .....	135
Figure 104-	Pourcentage de variation des oxydes mineurs et traces (Section de Hammam Boughrara) .....	135
Figure 105-	Diagrammes de provenance (Section de Tiraouet) .....	136
Figure 106-	Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Burdigalien-Langhien (Section de Tiraouet) .....	136
Figure 107-	Diagrammes de provenance (Section d'Amarna) .....	137
Figure 108-	Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Tortonien inférieur (Section d'Amarna) .....	137
Figure 109-	Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Zancléen (Section d'Amarna) .....	138
Figure 110-	Diagramme de provenance (Section de Ouillis) .....	138
Figure 111-	Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Messinien (Section de Ouillis) .....	139
Figure 112-	Diagramme de provenance (Section de Djeniene Meskine) .....	139
Figure 113-	Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Tortonien (Section de Djeniene Meskine) .....	140
Figure 114-	Diagramme de provenance (Section de Tamzoura) .....	140
Figure 115-	Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Tortonien (Section de Tamzoura) .....	141
Figure 116-	Diagramme de provenance (Section de Pierre du Chat) .....	141
Figure 117-	Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Tortonien (Section de Pierre du Chat) .....	142
Figure 118-	Diagramme de provenance (Section de Hammam Boughrara) .....	142
Figure 119-	Diagrammes ternaires (illite+chlorite) – kaolinite–smectite des sédiments du Tortonien (Section de Hammam Boughrara) .....	143
Figure 120-	C-values du bassin du bas Chélif .....	144
Figure 121-	C-values du bassin de la Tafna .....	145

---

## **LISTE DES TABLEAUX**

---

## LISTE DES TABLEAUX

	Pages
Tableau 1- Erreurs relatives d'analyses .....	47
Tableau 2- Rapports des minéraux argileux (Section de Tiraouet) .....	59
Tableau 3- Rapports des minéraux argileux (Section d'Amarna) .....	62
Tableau 4- Rapports des minéraux argileux (Section de Ouillis) .....	64
Tableau 5- Rapports des minéraux argileux (Section de Djeniene Meskine) .....	67
Tableau 6- Rapports des minéraux argileux (Section de Tamzoura) .....	69
Tableau 7- Rapports des minéraux argileux (Section de Pierre du Chat) .....	71
Tableau 8- Rapports des minéraux argileux (Section de Hammam Boughrara) ....	73
Tableau 9- Rapports géochimiques dans la section de Tiraouet .....	78
Tableau 10- Rapports géochimiques de la croûte continentale supérieure .....	78
Tableau 11- Rapports géochimiques dans la section d'Amarna .....	84
Tableau 12- Rapports géochimiques dans la section de Ouillis .....	92
Tableau 13- Rapports géochimiques dans la section de Djeniene Meskine .....	97
Tableau 14- Rapports géochimiques dans la section de Tamzoura .....	102
Tableau 15- Rapports géochimiques dans la section de Pierre du Chat .....	108
Tableau 16- Rapports géochimiques dans la section de Hammam Boughrara .....	113
Tableau 17- Valeurs du rapport Cu/Zn dans le bassin du bas Chélif .....	146
Tableau 18- Valeurs du rapport Cu/Zn dans le bassin de la Tafna .....	147

---

## **ANNEXES**

---

Annexe I- Matrice de corrélation de la section de Tiraouet.

Variables	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	SrO	Rb <sub>2</sub> O	PbO	ZnO	CuO	NiO	BaO
SiO <sub>2</sub>	<b>1</b>	0.10	-0.12	<b>-0.72</b>	-0.03	-0.28	0.07	0.17	<b>-0.56</b>	0.04	-0.05	-0.09	<b>0.74</b>	<b>-0.54</b>	0.20	0.40	<b>0.54</b>	0.20	-0.03	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	<b>1</b>	0.23	<b>-0.66</b>	-0.37	-0.38	<b>0.57</b>	0.05	0.34	<b>0.95</b>	<b>0.83</b>	0.18	0.15	-0.40	0.29	<b>0.51</b>	0.03	0.02	<b>0.47</b>	0.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.12	0.23	<b>1</b>	-0.26	-0.08	-0.23	0.01	<b>0.47</b>	-0.07	0.17	-0.01	<b>0.49</b>	-0.26	-0.12	<b>0.45</b>	<b>-0.45</b>	0.00	-0.13	0.24	0.03
CaO	<b>-0.72</b>	<b>-0.66</b>	-0.26	<b>1</b>	0.10	<b>0.48</b>	-0.40	-0.37	0.22	<b>-0.57</b>	<b>-0.47</b>	-0.16	<b>-0.64</b>	<b>0.62</b>	<b>-0.52</b>	<b>-0.57</b>	<b>-0.51</b>	-0.08	-0.36	-0.30
MgO	-0.03	-0.37	-0.08	0.10	<b>1</b>	0.11	<b>-0.50</b>	<b>0.54</b>	0.14	<b>-0.50</b>	-0.18	-0.04	0.27	0.37	0.19	0.11	0.27	0.09	0.16	-0.34
MnO	-0.28	-0.38	-0.23	<b>0.48</b>	0.11	<b>1</b>	0.00	-0.40	-0.06	-0.28	-0.26	0.04	-0.30	-0.03	-0.26	-0.05	-0.22	-0.02	-0.02	-0.20
Na <sub>2</sub> O	0.07	<b>0.57</b>	0.01	-0.40	<b>-0.50</b>	0.00	<b>1</b>	<b>-0.47</b>	0.11	<b>0.68</b>	<b>0.50</b>	0.37	0.03	<b>-0.47</b>	-0.01	<b>0.51</b>	-0.06	0.16	0.23	<b>0.59</b>
K <sub>2</sub> O	0.17	0.05	<b>0.47</b>	-0.37	<b>0.54</b>	-0.40	<b>-0.47</b>	<b>1</b>	-0.16	-0.16	-0.08	0.17	0.26	0.06	<b>0.61</b>	-0.10	<b>0.42</b>	-0.20	0.23	-0.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<b>-0.56</b>	0.34	-0.07	0.22	0.14	-0.06	0.11	-0.16	<b>1</b>	0.32	<b>0.55</b>	0.07	-0.11	<b>0.47</b>	-0.07	0.13	-0.27	-0.12	0.33	-0.09
TiO <sub>2</sub>	0.04	<b>0.95</b>	0.17	<b>-0.57</b>	<b>-0.50</b>	-0.28	<b>0.68</b>	-0.16	0.32	<b>1</b>	<b>0.81</b>	0.10	0.09	<b>-0.50</b>	0.18	<b>0.46</b>	-0.10	0.09	<b>0.43</b>	<b>0.50</b>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.05	<b>0.83</b>	-0.01	<b>-0.47</b>	-0.18	-0.26	<b>0.50</b>	-0.08	<b>0.55</b>	<b>0.81</b>	<b>1</b>	-0.06	0.16	-0.19	0.21	<b>0.58</b>	0.06	0.04	0.41	0.30
SO <sub>3</sub>	-0.09	0.18	<b>0.49</b>	-0.16	-0.04	0.04	0.37	0.17	0.07	0.10	-0.06	<b>1</b>	-0.15	-0.05	0.31	-0.01	0.14	0.10	<b>0.42</b>	0.11
ZrO <sub>2</sub>	<b>0.74</b>	0.15	-0.26	<b>-0.64</b>	0.27	-0.30	0.03	0.26	-0.11	0.09	0.16	-0.15	<b>1</b>	-0.24	0.36	<b>0.53</b>	<b>0.54</b>	0.06	0.23	-0.03
SrO	<b>-0.54</b>	-0.40	-0.12	<b>0.62</b>	0.37	-0.03	<b>-0.47</b>	0.06	<b>0.47</b>	<b>-0.50</b>	-0.19	-0.05	-0.24	<b>1</b>	-0.23	-0.37	-0.25	-0.25	-0.26	<b>-0.49</b>
Rb <sub>2</sub> O	0.20	0.29	<b>0.45</b>	<b>-0.52</b>	0.19	-0.26	-0.01	<b>0.61</b>	-0.07	0.18	0.21	0.31	0.36	-0.23	<b>1</b>	0.10	0.33	0.09	<b>0.57</b>	-0.05
PbO	0.40	<b>0.51</b>	<b>-0.45</b>	<b>-0.57</b>	0.11	-0.05	<b>0.51</b>	-0.10	0.13	<b>0.46</b>	<b>0.58</b>	-0.01	<b>0.53</b>	-0.37	0.10	<b>1</b>	<b>0.43</b>	0.21	0.38	0.26
ZnO	<b>0.54</b>	0.03	0.00	<b>-0.51</b>	0.27	-0.22	-0.06	<b>0.42</b>	-0.27	-0.10	0.06	0.14	<b>0.54</b>	-0.25	0.33	<b>0.43</b>	<b>1</b>	-0.08	0.21	-0.23
CuO	0.20	0.02	-0.13	-0.08	0.09	-0.02	0.16	-0.20	-0.12	0.09	0.04	0.10	0.06	-0.25	0.09	0.21	-0.08	<b>1</b>	0.15	<b>0.67</b>
NiO	-0.03	<b>0.47</b>	0.24	-0.36	0.16	-0.02	0.23	0.23	0.33	<b>0.43</b>	0.41	<b>0.42</b>	0.23	-0.26	<b>0.57</b>	0.38	0.21	0.15	<b>1</b>	0.14
BaO	0.22	0.41	0.03	-0.30	-0.34	-0.20	<b>0.59</b>	-0.34	-0.09	<b>0.50</b>	0.30	0.11	-0.03	<b>-0.49</b>	-0.05	0.26	-0.23	<b>0.67</b>	0.14	<b>1</b>

Annexe IIa- Matrice de corrélation de la section de Amarna (Miocène).

Variables	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	SrO	Rb <sub>2</sub> O	PbO	ZnO	CuO	NiO	BaO
SiO <sub>2</sub>	1	0.65	0.83	-0.93	0.54	0.77	0.20	0.54	0.72	0.71	0.78	0.18	0.96	-0.91	0.79	0.84	0.83	0.81	0.18	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.65	1	0.88	-0.88	0.90	0.71	0.27	0.98	0.93	0.99	0.96	0.62	0.78	-0.81	0.97	0.94	0.87	0.85	0.27	0.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.83	0.88	1	-0.95	0.90	0.87	0.18	0.80	0.96	0.92	0.94	0.32	0.89	-0.90	0.92	0.91	0.94	0.87	0.38	0.29
CaO	-0.93	-0.88	-0.95	1	-0.79	-0.83	-0.25	-0.80	-0.90	-0.91	-0.94	-0.39	-0.97	0.95	-0.95	-0.97	-0.94	-0.91	-0.28	-0.37
MgO	0.54	0.90	0.90	-0.79	1	0.78	0.10	0.87	0.94	0.91	0.86	0.47	0.67	-0.73	0.87	0.82	0.87	0.82	0.41	-0.01
MnO	0.77	0.71	0.87	-0.83	0.78	1	0.08	0.66	0.86	0.76	0.74	0.10	0.77	-0.89	0.80	0.78	0.90	0.85	0.08	0.27
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.27	0.18	-0.25	0.10	0.08	1	0.38	0.13	0.20	0.29	0.23	0.14	-0.39	0.20	0.24	0.21	0.12	0.46	-0.46
K <sub>2</sub> O	0.54	0.98	0.80	-0.80	0.87	0.66	0.38	1	0.87	0.95	0.89	0.66	0.66	-0.77	0.92	0.89	0.84	0.81	0.27	-0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.72	0.93	0.96	-0.90	0.94	0.86	0.13	0.87	1	0.96	0.95	0.33	0.81	-0.85	0.94	0.90	0.91	0.83	0.24	0.17
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.99	0.92	-0.91	0.91	0.76	0.20	0.95	0.96	1	0.97	0.56	0.82	-0.83	0.99	0.96	0.91	0.88	0.25	0.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	0.96	0.94	-0.94	0.86	0.74	0.29	0.89	0.95	0.97	1	0.50	0.89	-0.86	0.95	0.93	0.87	0.84	0.30	0.22
SO <sub>3</sub>	0.18	0.62	0.32	-0.39	0.47	0.10	0.23	0.66	0.33	0.56	0.50	1	0.36	-0.29	0.51	0.52	0.39	0.57	0.24	-0.18
ZrO <sub>2</sub>	0.96	0.78	0.89	-0.97	0.67	0.77	0.14	0.66	0.81	0.82	0.89	0.36	1	-0.89	0.87	0.90	0.86	0.88	0.17	0.57
SrO	-0.91	-0.81	-0.90	0.95	-0.73	-0.89	-0.39	-0.77	-0.85	-0.83	-0.86	-0.29	-0.89	1	-0.89	-0.92	-0.95	-0.89	-0.25	-0.24
Rb <sub>2</sub> O	0.79	0.97	0.92	-0.95	0.87	0.80	0.20	0.92	0.94	0.99	0.95	0.51	0.87	-0.89	1	0.99	0.95	0.92	0.24	0.18
PbO	0.84	0.94	0.91	-0.97	0.82	0.78	0.24	0.89	0.90	0.96	0.93	0.52	0.90	-0.92	0.99	1	0.95	0.93	0.27	0.21
ZnO	0.83	0.87	0.94	-0.94	0.87	0.90	0.21	0.84	0.91	0.91	0.87	0.39	0.86	-0.95	0.95	0.95	1	0.95	0.32	0.17
CuO	0.81	0.85	0.87	-0.91	0.82	0.85	0.12	0.81	0.83	0.88	0.84	0.57	0.88	-0.89	0.92	0.93	0.95	1	0.19	0.27
NiO	0.18	0.27	0.38	-0.28	0.41	0.08	0.46	0.27	0.24	0.25	0.30	0.24	0.17	-0.25	0.24	0.27	0.32	0.19	1	-0.27
BaO	0.59	0.03	0.29	-0.37	-0.01	0.27	-0.46	-0.17	0.17	0.12	0.22	-0.18	0.57	-0.24	0.18	0.21	0.17	0.27	-0.27	1

Annexe IIb- Matrice de corrélation de la section de Amarna (Pliocène).

Variables	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	SrO	Rb <sub>2</sub> O	PbO	ZnO	CuO	BaO
SiO <sub>2</sub>	<b>1</b>	<b>0.996</b>	<b>0.90</b>	-0.36	0.06	<b>-0.89</b>	0.36	<b>0.97</b>	0.39	<b>0.99</b>	0.40	-0.73	<b>0.91</b>	-0.74	<b>0.99</b>	-0.65	<b>0.85</b>	-0.60	-0.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>0.996</b>	<b>1</b>	<b>0.91</b>	-0.41	0.10	<b>-0.85</b>	0.33	<b>0.99</b>	0.46	<b>1.00</b>	0.45	-0.70	<b>0.87</b>	-0.70	<b>0.98</b>	-0.60	<b>0.86</b>	-0.56	-0.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>0.90</b>	<b>0.91</b>	<b>1</b>	-0.37	-0.08	<b>-0.80</b>	0.39	<b>0.91</b>	0.67	<b>0.89</b>	0.43	-0.63	0.69	-0.64	<b>0.92</b>	-0.54	0.70	-0.51	-0.61
CaO	-0.36	-0.41	-0.37	<b>1</b>	<b>-0.80</b>	0.03	0.18	-0.51	-0.46	-0.44	<b>-0.97</b>	-0.37	-0.07	-0.36	-0.27	-0.47	-0.74	-0.52	-0.39
MgO	0.06	0.10	-0.08	<b>-0.80</b>	<b>1</b>	0.25	-0.10	0.19	0.11	0.14	0.67	0.52	-0.08	0.51	-0.08	0.60	0.58	0.65	0.52
MnO	<b>-0.89</b>	<b>-0.85</b>	<b>-0.80</b>	0.03	0.25	<b>1</b>	-0.49	<b>-0.77</b>	-0.10	<b>-0.85</b>	-0.07	<b>0.86</b>	<b>-0.92</b>	<b>0.85</b>	<b>-0.92</b>	<b>0.83</b>	-0.59	<b>0.77</b>	<b>0.83</b>
Na <sub>2</sub> O	0.36	0.33	0.39	0.18	-0.10	-0.49	<b>1</b>	0.26	0.06	0.31	-0.23	-0.52	0.47	-0.50	0.35	-0.51	0.24	-0.47	-0.48
K <sub>2</sub> O	<b>0.97</b>	<b>0.99</b>	<b>0.91</b>	-0.51	0.19	<b>-0.77</b>	0.26	<b>1</b>	0.56	<b>0.99</b>	0.54	-0.60	<b>0.79</b>	-0.61	<b>0.95</b>	-0.49	<b>0.89</b>	-0.45	-0.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.46	0.67	-0.46	0.11	-0.10	0.06	0.56	<b>1</b>	0.43	0.50	-0.07	0.01	-0.09	0.42	0.05	0.39	0.00	-0.09
TiO <sub>2</sub>	<b>0.99</b>	<b>1.00</b>	<b>0.89</b>	-0.44	0.14	<b>-0.85</b>	0.31	<b>0.99</b>	0.43	<b>1</b>	0.47	-0.67	<b>0.88</b>	-0.68	<b>0.98</b>	-0.57	<b>0.88</b>	-0.53	-0.66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	0.45	0.43	<b>-0.97</b>	0.67	-0.07	-0.23	0.54	0.50	0.47	<b>1</b>	0.31	0.12	0.30	0.32	0.41	0.71	0.44	0.34
SO <sub>3</sub>	-0.73	-0.70	-0.63	-0.37	0.52	<b>0.86</b>	-0.52	-0.60	-0.07	-0.67	0.31	<b>1</b>	<b>-0.85</b>	<b>1.00</b>	<b>-0.79</b>	<b>0.99</b>	-0.31	<b>0.98</b>	<b>1.00</b>
ZrO <sub>2</sub>	<b>0.91</b>	<b>0.87</b>	0.69	-0.07	-0.08	<b>-0.92</b>	0.47	<b>0.79</b>	0.01	<b>0.88</b>	0.12	<b>-0.85</b>	<b>1</b>	<b>-0.85</b>	<b>0.89</b>	<b>-0.81</b>	0.69	<b>-0.75</b>	<b>-0.82</b>
SrO	-0.74	-0.70	-0.64	-0.36	0.51	<b>0.85</b>	-0.50	-0.61	-0.09	-0.68	0.30	<b>1.00</b>	<b>-0.85</b>	<b>1</b>	<b>-0.80</b>	<b>0.99</b>	-0.31	<b>0.98</b>	<b>1.00</b>
Rb <sub>2</sub> O	<b>0.99</b>	<b>0.98</b>	<b>0.92</b>	-0.27	-0.08	<b>-0.92</b>	0.35	<b>0.95</b>	0.42	<b>0.98</b>	0.32	<b>-0.79</b>	<b>0.89</b>	<b>-0.80</b>	<b>1</b>	-0.71	<b>0.76</b>	-0.67	<b>-0.77</b>
PbO	-0.65	-0.60	-0.54	-0.47	0.60	<b>0.83</b>	-0.51	-0.49	0.05	-0.57	0.41	<b>0.99</b>	<b>-0.81</b>	<b>0.99</b>	-0.71	<b>1</b>	-0.19	<b>0.99</b>	<b>0.98</b>
ZnO	<b>0.85</b>	<b>0.86</b>	0.70	-0.74	0.58	-0.59	0.24	<b>0.89</b>	0.39	<b>0.88</b>	0.71	-0.31	0.69	-0.31	<b>0.76</b>	-0.19	<b>1</b>	-0.13	-0.29
CuO	-0.60	-0.56	-0.51	-0.52	0.65	<b>0.77</b>	-0.47	-0.45	0.00	-0.53	0.44	<b>0.98</b>	<b>-0.75</b>	<b>0.98</b>	-0.67	<b>0.99</b>	-0.13	<b>1</b>	<b>0.98</b>
BaO	-0.71	-0.68	-0.61	-0.39	0.52	<b>0.83</b>	-0.48	-0.59	-0.09	-0.66	0.34	<b>1.00</b>	<b>-0.82</b>	<b>1.00</b>	<b>-0.77</b>	<b>0.98</b>	-0.29	<b>0.98</b>	<b>1</b>

Annexe III- Matrice de corrélation de la section de Ouillis.

Variables	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	SrO	Rb <sub>2</sub> O	PbO	ZnO	CuO	NiO	BaO
SiO <sub>2</sub>	<b>1</b>	<b>0.81</b>	-0.27	<b>-0.73</b>	-0.03	<b>-0.85</b>	0.14	<b>0.82</b>	<b>-0.65</b>	<b>0.94</b>	<b>0.78</b>	0.20	<b>0.71</b>	<b>-0.67</b>	-0.02	<b>0.57</b>	0.02	0.46	-0.10	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>0.81</b>	<b>1</b>	0.21	<b>-0.77</b>	0.23	<b>-0.76</b>	0.39	<b>0.97</b>	-0.46	<b>0.79</b>	<b>0.88</b>	-0.03	<b>0.59</b>	<b>-0.73</b>	0.21	0.30	0.32	0.11	0.04	0.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.27	0.21	<b>1</b>	-0.16	0.35	-0.03	<b>0.59</b>	0.18	0.19	-0.28	0.13	-0.03	-0.31	-0.25	0.15	-0.45	<b>0.53</b>	<b>-0.57</b>	0.28	-0.05
CaO	<b>-0.73</b>	<b>-0.77</b>	-0.16	<b>1</b>	0.24	<b>0.87</b>	-0.13	<b>-0.77</b>	<b>0.79</b>	<b>-0.79</b>	<b>-0.82</b>	-0.36	<b>-0.85</b>	<b>0.98</b>	-0.37	<b>-0.74</b>	-0.43	<b>-0.50</b>	<b>-0.49</b>	-0.28
MgO	-0.03	0.23	0.35	0.24	<b>1</b>	0.17	0.44	0.18	0.37	-0.15	0.05	<b>-0.58</b>	-0.44	0.23	-0.05	<b>-0.61</b>	0.02	-0.45	-0.41	-0.23
MnO	<b>-0.85</b>	<b>-0.76</b>	-0.03	<b>0.87</b>	0.17	<b>1</b>	-0.25	<b>-0.80</b>	<b>0.75</b>	<b>-0.85</b>	<b>-0.77</b>	-0.36	<b>-0.71</b>	<b>0.82</b>	-0.15	<b>-0.61</b>	-0.18	-0.43	-0.20	-0.28
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.39	<b>0.59</b>	-0.13	0.44	-0.25	<b>1</b>	0.41	0.15	0.04	0.24	-0.06	-0.24	-0.14	-0.23	-0.40	0.39	-0.37	-0.07	0.07
K <sub>2</sub> O	<b>0.82</b>	<b>0.97</b>	0.18	<b>-0.77</b>	0.18	<b>-0.80</b>	0.41	<b>1</b>	-0.47	<b>0.83</b>	<b>0.87</b>	-0.02	<b>0.58</b>	<b>-0.72</b>	0.28	0.32	0.21	0.13	0.02	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<b>-0.65</b>	-0.46	0.19	<b>0.79</b>	0.37	<b>0.75</b>	0.15	-0.47	<b>1</b>	<b>-0.68</b>	<b>-0.51</b>	-0.25	<b>-0.79</b>	<b>0.75</b>	-0.17	<b>-0.78</b>	-0.14	<b>-0.64</b>	-0.47	<b>-0.52</b>
TiO <sub>2</sub>	<b>0.94</b>	<b>0.79</b>	-0.28	<b>-0.79</b>	-0.15	<b>-0.85</b>	0.04	<b>0.83</b>	<b>-0.68</b>	<b>1</b>	<b>0.82</b>	0.24	<b>0.79</b>	<b>-0.73</b>	0.18	<b>0.68</b>	0.03	<b>0.55</b>	0.02	0.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>0.78</b>	<b>0.88</b>	0.13	<b>-0.82</b>	0.05	<b>-0.77</b>	0.24	<b>0.87</b>	<b>-0.51</b>	<b>0.82</b>	<b>1</b>	0.14	<b>0.64</b>	<b>-0.79</b>	0.29	<b>0.48</b>	0.43	0.21	0.26	0.09
SO <sub>3</sub>	0.20	-0.03	-0.03	-0.36	<b>-0.58</b>	-0.36	-0.06	-0.02	-0.25	0.24	0.14	<b>1</b>	0.26	-0.41	-0.28	0.45	0.19	<b>0.48</b>	0.24	0.01
ZrO <sub>2</sub>	<b>0.71</b>	<b>0.59</b>	-0.31	<b>-0.85</b>	-0.44	<b>-0.71</b>	-0.24	<b>0.58</b>	<b>-0.79</b>	<b>0.79</b>	<b>0.64</b>	0.26	<b>1</b>	<b>-0.78</b>	0.40	<b>0.91</b>	0.16	<b>0.69</b>	0.36	0.32
SrO	<b>-0.67</b>	<b>-0.73</b>	-0.25	<b>0.98</b>	0.23	<b>0.82</b>	-0.14	<b>-0.72</b>	<b>0.75</b>	<b>-0.73</b>	<b>-0.79</b>	-0.41	<b>-0.78</b>	<b>1</b>	-0.29	<b>-0.68</b>	<b>-0.49</b>	-0.42	<b>-0.51</b>	-0.18
Rb <sub>2</sub> O	-0.02	0.21	0.15	-0.37	-0.05	-0.15	-0.23	0.28	-0.17	0.18	0.29	-0.28	0.40	-0.29	<b>1</b>	0.32	-0.02	0.12	0.33	-0.03
PbO	<b>0.57</b>	0.30	-0.45	<b>-0.74</b>	<b>-0.61</b>	<b>-0.61</b>	-0.40	0.32	<b>-0.78</b>	<b>0.68</b>	<b>0.48</b>	0.45	<b>0.91</b>	<b>-0.68</b>	0.32	<b>1</b>	0.13	<b>0.85</b>	0.48	0.25
ZnO	0.02	0.32	<b>0.53</b>	-0.43	0.02	-0.18	0.39	0.21	-0.14	0.03	0.43	0.19	0.16	<b>-0.49</b>	-0.02	0.13	<b>1</b>	-0.11	<b>0.68</b>	0.09
CuO	0.46	0.11	<b>-0.57</b>	<b>-0.50</b>	-0.45	-0.43	-0.37	0.13	<b>-0.64</b>	<b>0.55</b>	0.21	<b>0.48</b>	<b>0.69</b>	-0.42	0.12	<b>0.85</b>	-0.11	<b>1</b>	0.27	0.28
NiO	-0.10	0.04	0.28	<b>-0.49</b>	-0.41	-0.20	-0.07	0.02	-0.47	0.02	0.26	0.24	0.36	<b>-0.51</b>	0.33	0.48	<b>0.68</b>	0.27	<b>1</b>	0.33
BaO	0.20	0.21	-0.05	-0.28	-0.23	-0.28	0.07	0.13	<b>-0.52</b>	0.10	0.09	0.01	0.32	-0.18	-0.03	0.25	0.09	0.28	0.33	<b>1</b>

Annexe IV- Matrice de corrélation de la section de Djeniene Mesquine.

Variables	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	SrO	Rb <sub>2</sub> O	PbO	ZnO	CuO	NiO	BaO
SiO <sub>2</sub>	1	0.94	-0.75	-0.92	-0.93	-0.84	-0.03	0.89	0.88	0.96	0.84	0.32	0.41	0.28	0.84	0.55	0.91	-0.18	0.19	0.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.94	1	-0.73	-0.95	-0.89	-0.82	0.08	0.94	0.73	0.97	0.84	0.09	0.27	0.27	0.90	0.71	0.90	0.02	0.02	0.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.75	-0.73	1	0.58	0.89	0.85	-0.34	-0.80	-0.55	-0.65	-0.48	-0.31	-0.35	-0.50	-0.71	-0.43	-0.67	-0.14	-0.24	-0.07
CaO	-0.92	-0.95	0.58	1	0.78	0.68	0.03	-0.88	-0.74	-0.97	-0.88	-0.15	-0.29	-0.03	-0.88	-0.70	-0.87	-0.01	0.01	-0.64
MgO	-0.93	-0.89	0.89	0.78	1	0.96	-0.25	-0.89	-0.74	-0.87	-0.73	-0.29	-0.36	-0.42	-0.79	-0.51	-0.87	0.16	-0.25	-0.31
MnO	-0.84	-0.82	0.85	0.68	0.96	1	-0.38	-0.80	-0.62	-0.78	-0.63	-0.20	-0.36	-0.48	-0.71	-0.41	-0.83	0.15	-0.25	-0.22
Na <sub>2</sub> O	-0.03	0.08	-0.34	0.03	-0.25	-0.38	1	0.19	-0.32	0.03	-0.02	-0.26	-0.23	-0.14	0.11	0.23	0.11	0.03	0.03	0.03
K <sub>2</sub> O	0.89	0.94	-0.80	-0.88	-0.89	-0.80	0.19	1	0.70	0.93	0.76	0.10	0.27	0.20	0.93	0.65	0.88	0.11	-0.01	0.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.88	0.73	-0.55	-0.74	-0.74	-0.62	-0.32	0.70	1	0.80	0.69	0.36	0.45	0.28	0.70	0.31	0.84	-0.21	0.16	0.23
TiO <sub>2</sub>	0.96	0.97	-0.65	-0.97	-0.87	-0.78	0.03	0.93	0.80	1	0.86	0.17	0.32	0.13	0.88	0.65	0.93	-0.09	0.02	0.56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	0.84	-0.48	-0.88	-0.73	-0.63	-0.02	0.76	0.69	0.86	1	0.21	0.29	0.02	0.79	0.54	0.75	-0.13	0.36	0.57
SO <sub>3</sub>	0.32	0.09	-0.31	-0.15	-0.29	-0.20	-0.26	0.10	0.36	0.17	0.21	1	0.30	0.13	-0.02	-0.10	0.07	-0.18	0.40	-0.10
ZrO <sub>2</sub>	0.41	0.27	-0.35	-0.29	-0.36	-0.36	-0.23	0.27	0.45	0.32	0.29	0.30	1	0.08	0.46	-0.43	0.37	-0.24	0.53	-0.39
SrO	0.28	0.27	-0.50	-0.03	-0.42	-0.48	-0.14	0.20	0.28	0.13	0.02	0.13	0.08	1	0.11	0.05	0.20	0.11	0.13	-0.14
Rb <sub>2</sub> O	0.84	0.90	-0.71	-0.88	-0.79	-0.71	0.11	0.93	0.70	0.88	0.79	-0.02	0.46	0.11	1	0.52	0.87	0.16	0.11	0.31
PbO	0.55	0.71	-0.43	-0.70	-0.51	-0.41	0.23	0.65	0.31	0.65	0.54	-0.10	-0.43	0.05	0.52	1	0.52	0.30	-0.37	0.83
ZnO	0.91	0.90	-0.67	-0.87	-0.87	-0.83	0.11	0.88	0.84	0.93	0.75	0.07	0.37	0.20	0.87	0.52	1	-0.06	0.01	0.35
CuO	-0.18	0.02	-0.14	-0.01	0.16	0.15	0.03	0.11	-0.21	-0.09	-0.13	-0.18	-0.24	0.11	0.16	0.30	-0.06	1	-0.39	-0.09
NiO	0.19	0.02	-0.24	0.01	-0.25	-0.25	0.03	-0.01	0.16	0.02	0.36	0.40	0.53	0.13	0.11	-0.37	0.01	-0.39	1	-0.23
BaO	0.46	0.57	-0.07	-0.64	-0.31	-0.22	0.03	0.39	0.23	0.56	0.57	-0.10	-0.39	-0.14	0.31	0.83	0.35	-0.09	-0.23	1

Annexe V- Matrice de corrélation de la section de Tamzoura.

Variables	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	SrO	Rb <sub>2</sub> O	PbO	ZnO	CuO	NiO	BaO
SiO <sub>2</sub>	<b>1</b>	<b>0.88</b>	-0.16	<b>-0.93</b>	-0.51	0.48	0.51	0.29	<b>-0.85</b>	-0.32	0.49	-0.36	<b>0.95</b>	<b>-0.77</b>	<b>0.69</b>	<b>0.78</b>	-0.23	0.62	<b>0.73</b>	<b>0.94</b>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>0.88</b>	<b>1</b>	0.25	<b>-0.88</b>	-0.36	0.65	0.30	0.64	-0.63	0.11	<b>0.73</b>	-0.20	<b>0.87</b>	<b>-0.77</b>	<b>0.87</b>	0.61	-0.06	0.58	0.61	<b>0.83</b>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.16	0.25	<b>1</b>	-0.01	0.60	0.67	-0.43	<b>0.88</b>	0.48	<b>0.96</b>	0.57	0.57	-0.13	-0.33	0.42	-0.36	0.65	-0.18	-0.30	-0.27
CaO	<b>-0.93</b>	<b>-0.88</b>	-0.01	<b>1</b>	0.37	-0.53	-0.52	-0.43	<b>0.81</b>	0.12	-0.57	0.36	<b>-0.98</b>	<b>0.86</b>	-0.67	<b>-0.88</b>	-0.03	<b>-0.80</b>	<b>-0.81</b>	<b>-0.86</b>
MgO	-0.51	-0.36	0.60	0.37	<b>1</b>	0.41	-0.57	0.33	0.50	0.57	-0.12	0.58	-0.48	0.07	-0.27	-0.50	0.49	-0.48	-0.54	-0.64
MnO	0.48	0.65	0.67	-0.53	0.41	<b>1</b>	-0.11	<b>0.84</b>	-0.20	0.48	0.50	0.21	0.44	<b>-0.69</b>	<b>0.71</b>	0.13	0.30	0.06	0.03	0.29
Na <sub>2</sub> O	0.51	0.30	-0.43	-0.52	-0.57	-0.11	<b>1</b>	-0.10	-0.48	-0.49	-0.06	-0.35	0.48	-0.38	0.20	0.59	0.12	0.49	0.50	0.63
K <sub>2</sub> O	0.29	0.64	<b>0.88</b>	-0.43	0.33	<b>0.84</b>	-0.10	<b>1</b>	0.06	<b>0.79</b>	<b>0.72</b>	0.35	0.30	-0.63	<b>0.71</b>	0.02	0.55	0.14	0.04	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<b>-0.85</b>	-0.63	0.48	<b>0.81</b>	0.50	-0.20	-0.48	0.06	<b>1</b>	0.56	-0.13	0.61	<b>-0.88</b>	0.49	-0.31	<b>-0.90</b>	0.43	<b>-0.72</b>	<b>-0.79</b>	<b>-0.82</b>
TiO <sub>2</sub>	-0.32	0.11	<b>0.96</b>	0.12	0.57	0.48	-0.49	<b>0.79</b>	0.56	<b>1</b>	0.52	0.54	-0.25	-0.18	0.27	-0.41	0.65	-0.16	-0.32	-0.41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.49	<b>0.73</b>	0.57	-0.57	-0.12	0.50	-0.06	<b>0.72</b>	-0.13	0.52	<b>1</b>	0.29	0.51	<b>-0.71</b>	0.62	0.27	0.29	0.40	0.49	0.40
SO <sub>3</sub>	-0.36	-0.20	0.57	0.36	0.58	0.21	-0.35	0.35	0.61	0.54	0.29	<b>1</b>	-0.48	-0.03	-0.18	-0.61	0.49	-0.58	-0.36	-0.40
ZrO <sub>2</sub>	<b>0.95</b>	<b>0.87</b>	-0.13	<b>-0.98</b>	-0.48	0.44	0.48	0.30	<b>-0.88</b>	-0.25	0.51	-0.48	<b>1</b>	<b>-0.78</b>	0.64	<b>0.90</b>	-0.16	<b>0.80</b>	<b>0.84</b>	<b>0.89</b>
SrO	<b>-0.77</b>	<b>-0.77</b>	-0.33	<b>0.86</b>	0.07	<b>-0.69</b>	-0.38	-0.63	0.49	-0.18	<b>-0.71</b>	-0.03	<b>-0.78</b>	<b>1</b>	-0.67	-0.61	-0.40	-0.57	-0.59	-0.60
Rb <sub>2</sub> O	<b>0.69</b>	<b>0.87</b>	0.42	-0.67	-0.27	<b>0.71</b>	0.20	<b>0.71</b>	-0.31	0.27	0.62	-0.18	0.64	-0.67	<b>1</b>	0.31	0.05	0.30	0.22	0.61
PbO	<b>0.78</b>	0.61	-0.36	<b>-0.88</b>	-0.50	0.13	0.59	0.02	<b>-0.90</b>	-0.41	0.27	-0.61	<b>0.90</b>	-0.61	0.31	<b>1</b>	-0.13	<b>0.93</b>	<b>0.91</b>	<b>0.77</b>
ZnO	-0.23	-0.06	0.65	-0.03	0.49	0.30	0.12	0.55	0.43	0.65	0.29	0.49	-0.16	-0.40	0.05	-0.13	<b>1</b>	0.05	-0.11	-0.31
CuO	0.62	0.58	-0.18	<b>-0.80</b>	-0.48	0.06	0.49	0.14	<b>-0.72</b>	-0.16	0.40	-0.58	<b>0.80</b>	-0.57	0.30	<b>0.93</b>	0.05	<b>1</b>	<b>0.89</b>	0.62
NiO	<b>0.73</b>	0.61	-0.30	<b>-0.81</b>	-0.54	0.03	0.50	0.04	<b>-0.79</b>	-0.32	0.49	-0.36	<b>0.84</b>	-0.59	0.22	<b>0.91</b>	-0.11	<b>0.89</b>	<b>1</b>	<b>0.76</b>
BaO	<b>0.94</b>	<b>0.83</b>	-0.27	<b>-0.86</b>	-0.64	0.29	0.63	0.18	<b>-0.82</b>	-0.41	0.40	-0.40	<b>0.89</b>	-0.60	0.61	<b>0.77</b>	-0.31	0.62	<b>0.76</b>	<b>1</b>

Annexe VI- Matrice de corrélation de la section de Pierre du Chat.

Variables	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	SrO	Rb <sub>2</sub> O	PbO	ZnO	CuO	NiO	BaO
SiO <sub>2</sub>	<b>1</b>	-0.31	-0.42	-0.51	-0.29	<b>-0.72</b>	0.04	-0.41	0.21	-0.31	-0.04	0.09	<b>0.93</b>	-0.35	-0.46	<b>0.93</b>	-0.10	0.39	0.10	-0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.31	<b>1</b>	<b>0.93</b>	<b>-0.64</b>	<b>-0.68</b>	-0.22	0.12	<b>0.97</b>	<b>0.75</b>	<b>0.98</b>	<b>0.86</b>	0.50	-0.47	<b>0.83</b>	<b>0.89</b>	-0.46	<b>0.81</b>	0.19	<b>0.70</b>	<b>0.76</b>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.42	<b>0.93</b>	<b>1</b>	-0.51	-0.50	-0.08	-0.02	<b>0.89</b>	<b>0.73</b>	<b>0.94</b>	<b>0.79</b>	0.54	<b>-0.61</b>	<b>0.82</b>	<b>0.81</b>	<b>-0.60</b>	<b>0.78</b>	0.06	0.58	<b>0.68</b>
CaO	-0.51	<b>-0.64</b>	-0.51	<b>1</b>	<b>0.81</b>	<b>0.81</b>	-0.23	-0.52	<b>-0.84</b>	<b>-0.63</b>	<b>-0.71</b>	-0.57	-0.31	-0.44	-0.43	-0.31	<b>-0.65</b>	-0.40	<b>-0.66</b>	-0.58
MgO	-0.29	<b>-0.68</b>	-0.50	<b>0.81</b>	<b>1</b>	<b>0.71</b>	-0.45	-0.56	<b>-0.79</b>	<b>-0.62</b>	<b>-0.71</b>	<b>-0.61</b>	-0.07	-0.51	-0.39	-0.09	<b>-0.64</b>	-0.21	<b>-0.73</b>	-0.39
MnO	<b>-0.72</b>	-0.22	-0.08	<b>0.81</b>	<b>0.71</b>	<b>1</b>	-0.33	-0.13	-0.49	-0.17	-0.39	-0.48	-0.54	0.05	-0.02	-0.53	-0.39	-0.15	-0.39	-0.20
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.12	-0.02	-0.23	-0.45	-0.33	<b>1</b>	0.03	0.20	0.05	0.05	0.43	0.01	0.16	0.09	0.07	0.12	-0.16	0.20	-0.27
K <sub>2</sub> O	-0.41	<b>0.97</b>	<b>0.89</b>	-0.52	-0.56	-0.13	0.03	<b>1</b>	0.59	<b>0.94</b>	<b>0.78</b>	0.37	-0.53	<b>0.73</b>	<b>0.94</b>	-0.53	<b>0.72</b>	0.21	0.60	<b>0.80</b>
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	<b>0.75</b>	<b>0.73</b>	<b>-0.84</b>	<b>-0.79</b>	-0.49	0.20	0.59	<b>1</b>	<b>0.75</b>	<b>0.82</b>	<b>0.64</b>	-0.01	<b>0.77</b>	0.50	0.01	<b>0.75</b>	0.35	<b>0.80</b>	0.57
TiO <sub>2</sub>	-0.31	<b>0.98</b>	<b>0.94</b>	<b>-0.63</b>	<b>-0.62</b>	-0.17	0.05	<b>0.94</b>	<b>0.75</b>	<b>1</b>	<b>0.80</b>	0.52	-0.48	<b>0.81</b>	<b>0.86</b>	-0.45	<b>0.79</b>	0.17	<b>0.60</b>	<b>0.73</b>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.04	<b>0.86</b>	<b>0.79</b>	<b>-0.71</b>	<b>-0.71</b>	-0.39	0.05	<b>0.78</b>	<b>0.82</b>	<b>0.80</b>	<b>1</b>	0.40	-0.16	<b>0.82</b>	<b>0.72</b>	-0.19	<b>0.88</b>	0.28	<b>0.90</b>	<b>0.82</b>
SO <sub>3</sub>	0.09	0.50	0.54	-0.57	<b>-0.61</b>	-0.48	0.43	0.37	<b>0.64</b>	0.52	0.40	<b>1</b>	-0.19	0.32	0.24	-0.05	<b>0.62</b>	-0.18	0.21	0.10
ZrO <sub>2</sub>	<b>0.93</b>	-0.47	<b>-0.61</b>	-0.31	-0.07	-0.54	0.01	-0.53	-0.01	-0.48	-0.16	-0.19	<b>1</b>	-0.42	-0.50	<b>0.97</b>	-0.26	0.42	0.03	-0.11
SrO	-0.35	<b>0.83</b>	<b>0.82</b>	-0.44	-0.51	0.05	0.16	<b>0.73</b>	<b>0.77</b>	<b>0.81</b>	<b>0.82</b>	0.32	-0.42	<b>1</b>	<b>0.73</b>	-0.44	<b>0.68</b>	0.22	<b>0.79</b>	<b>0.63</b>
Rb <sub>2</sub> O	-0.46	<b>0.89</b>	<b>0.81</b>	-0.43	-0.39	-0.02	0.09	<b>0.94</b>	0.50	<b>0.86</b>	<b>0.72</b>	0.24	-0.50	<b>0.73</b>	<b>1</b>	-0.50	<b>0.66</b>	0.30	0.58	<b>0.83</b>
PbO	<b>0.93</b>	-0.46	<b>-0.60</b>	-0.31	-0.09	-0.53	0.07	-0.53	0.01	-0.45	-0.19	-0.05	<b>0.97</b>	-0.44	-0.50	<b>1</b>	-0.21	0.40	-0.03	-0.14
ZnO	-0.10	<b>0.81</b>	<b>0.78</b>	<b>-0.65</b>	<b>-0.64</b>	-0.39	0.12	<b>0.72</b>	<b>0.75</b>	<b>0.79</b>	<b>0.88</b>	<b>0.62</b>	-0.26	<b>0.68</b>	<b>0.66</b>	-0.21	<b>1</b>	0.01	<b>0.67</b>	<b>0.69</b>
CuO	0.39	0.19	0.06	-0.40	-0.21	-0.15	-0.16	0.21	0.35	0.17	0.28	-0.18	0.42	0.22	0.30	0.40	0.01	<b>1</b>	0.47	0.55
NiO	0.10	<b>0.70</b>	0.58	<b>-0.66</b>	<b>-0.73</b>	-0.39	0.20	0.60	<b>0.80</b>	<b>0.60</b>	<b>0.90</b>	0.21	0.03	<b>0.79</b>	0.58	-0.03	<b>0.67</b>	0.47	<b>1</b>	<b>1</b>
BaO	-0.08	<b>0.76</b>	<b>0.68</b>	-0.58	-0.39	-0.20	-0.27	<b>0.80</b>	0.57	<b>0.73</b>	<b>0.82</b>	0.10	-0.11	<b>0.63</b>	<b>0.83</b>	-0.14	<b>0.69</b>	0.55	<b>0.70</b>	<b>1.00</b>

Annexe VII- Matrice de corrélation de la section de Hammam Boughrara.

Variables	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	SrO	Rb <sub>2</sub> O	PbO	ZnO	CuO	NiO	BaO
SiO <sub>2</sub>	<b>1</b>	<b>0.79</b>	0.64	<b>-0.98</b>	<b>0.92</b>	-0.52	-0.40	<b>0.96</b>	0.34	<b>0.90</b>	0.06	<b>0.78</b>	<b>0.85</b>	<b>-0.84</b>	0.46	<b>0.86</b>	<b>0.85</b>	0.45	0.15	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>0.79</b>	<b>1</b>	<b>0.91</b>	<b>-0.89</b>	0.59	-0.08	-0.08	<b>0.79</b>	0.67	<b>0.95</b>	-0.06	0.41	0.61	<b>-0.78</b>	0.48	0.70	0.67	0.25	-0.15	0.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.64	<b>0.91</b>	<b>1</b>	<b>-0.73</b>	0.39	0.12	-0.26	0.58	0.68	<b>0.85</b>	0.18	0.19	0.57	-0.53	0.39	0.60	0.68	0.27	0.08	0.54
CaO	<b>-0.98</b>	<b>-0.89</b>	<b>-0.73</b>	<b>1</b>	<b>-0.87</b>	0.41	0.29	<b>-0.96</b>	-0.45	<b>-0.95</b>	0.02	<b>-0.73</b>	<b>-0.82</b>	<b>0.86</b>	-0.49	<b>-0.87</b>	<b>-0.80</b>	-0.37	-0.02	-0.58
MgO	<b>0.92</b>	0.59	0.39	<b>-0.87</b>	<b>1</b>	<b>-0.73</b>	-0.37	<b>0.93</b>	0.01	<b>0.75</b>	-0.12	<b>0.82</b>	<b>0.85</b>	<b>-0.79</b>	0.37	<b>0.81</b>	<b>0.72</b>	0.29	0.15	0.50
MnO	-0.52	-0.08	0.12	0.41	<b>-0.73</b>	<b>1</b>	0.11	-0.60	0.56	-0.19	0.03	<b>-0.72</b>	-0.46	0.36	0.04	-0.55	-0.43	-0.39	-0.17	-0.28
Na <sub>2</sub> O	-0.40	-0.08	-0.26	0.29	-0.37	0.11	<b>1</b>	-0.26	0.02	-0.24	-0.44	-0.23	-0.63	-0.02	0.07	-0.46	-0.42	-0.23	-0.65	-0.59
K <sub>2</sub> O	<b>0.96</b>	<b>0.79</b>	0.58	<b>-0.96</b>	<b>0.93</b>	-0.60	-0.26	<b>1</b>	0.21	<b>0.86</b>	-0.16	<b>0.72</b>	<b>0.78</b>	<b>-0.88</b>	0.31	<b>0.85</b>	<b>0.71</b>	0.33	-0.08	0.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.67	0.68	-0.45	0.01	0.56	0.02	0.21	<b>1</b>	0.61	0.17	0.06	0.17	-0.41	0.61	0.18	0.35	0.16	-0.09	0.24
TiO <sub>2</sub>	<b>0.90</b>	<b>0.95</b>	<b>0.85</b>	<b>-0.95</b>	<b>0.75</b>	-0.19	-0.24	<b>0.86</b>	0.61	<b>1</b>	-0.05	0.56	<b>0.77</b>	<b>-0.86</b>	0.61	<b>0.75</b>	<b>0.77</b>	0.24	0.01	0.53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	-0.06	0.18	0.02	-0.12	0.03	-0.44	-0.16	0.17	-0.05	<b>1</b>	0.17	0.09	0.35	0.08	0.14	0.49	<b>0.78</b>	<b>0.81</b>	0.54
SO <sub>3</sub>	<b>0.78</b>	0.41	0.19	<b>-0.73</b>	<b>0.82</b>	<b>-0.72</b>	-0.23	<b>0.72</b>	0.06	0.56	0.17	<b>1</b>	<b>0.73</b>	-0.55	0.52	<b>0.78</b>	0.69	0.50	0.32	0.66
ZrO <sub>2</sub>	<b>0.85</b>	0.61	0.57	<b>-0.82</b>	<b>0.85</b>	-0.46	-0.63	<b>0.78</b>	0.17	<b>0.77</b>	0.09	<b>0.73</b>	<b>1</b>	-0.55	0.43	<b>0.90</b>	<b>0.72</b>	0.20	0.39	<b>0.82</b>
SrO	<b>-0.84</b>	<b>-0.78</b>	-0.53	<b>0.86</b>	<b>-0.79</b>	0.36	-0.02	<b>-0.88</b>	-0.41	<b>-0.86</b>	0.35	-0.55	-0.55	<b>1</b>	-0.52	-0.54	-0.59	-0.16	0.28	-0.13
Rb <sub>2</sub> O	0.46	0.48	0.39	-0.49	0.37	0.04	0.07	0.31	0.61	0.61	0.08	0.52	0.43	-0.52	<b>1</b>	0.27	0.52	0.11	0.24	0.41
PbO	<b>0.86</b>	0.70	0.60	<b>-0.87</b>	<b>0.81</b>	-0.55	-0.46	<b>0.85</b>	0.18	<b>0.75</b>	0.14	<b>0.78</b>	<b>0.90</b>	-0.54	0.27	<b>1</b>	<b>0.72</b>	0.40	0.22	<b>0.81</b>
ZnO	<b>0.85</b>	0.67	0.68	<b>-0.80</b>	<b>0.72</b>	-0.43	-0.42	<b>0.71</b>	0.35	<b>0.77</b>	0.49	0.69	<b>0.72</b>	-0.59	0.52	<b>0.72</b>	<b>1</b>	<b>0.73</b>	0.53	0.70
CuO	0.45	0.25	0.27	-0.37	0.29	-0.39	-0.23	0.33	0.16	0.24	<b>0.78</b>	0.50	0.20	-0.16	0.11	0.40	<b>0.73</b>	<b>1</b>	0.50	0.44
NiO	0.15	-0.15	0.08	-0.02	0.15	-0.17	-0.65	-0.08	-0.09	0.01	<b>0.81</b>	0.32	0.39	0.28	0.24	0.22	0.53	0.50	<b>1</b>	0.67
BaO	0.59	0.45	0.54	-0.58	0.50	-0.28	-0.59	0.44	0.24	0.53	0.54	0.66	<b>0.82</b>	-0.13	0.41	<b>0.81</b>	0.70	0.44	0.67	<b>1</b>

## ملخص

في هذا العمل ، أجريت دراسات معدنية وجيوكيميائية للعناصر الرئيسية والنادرة على رواسب الميوسين والبليوسين في أحواض الشلف السفلي والتافنة (شمال غرب الجزائر) . لقد تم جمع أربعة وتسعين (94) عينة من سبعة (07) مقاطع جيولوجية مرجعية (تيفغوت ، عمارنة ، وليس ، جنين مسكين ، تامزورة ، حجرة القط و حمام بوغراة).

تشير التحليلات المعدنية للمعادن الطينية وغير الطينية إلى أن هذه الرواسب يهيمن عليها التراكيب والتركيزات المعدنية المتغيرة. وفقاً لتصنيف هيرون ، تصنف الرواسب على أنها حجر طيني صفحي وحجر الواك. المعادن الطينية فهي ممثلة باللايت ، الكلوريت ، الكولينييت ، السميكتيت و بين الصفحية البيت - سميكتيت. تتكون المعادن غير الطينية من الكوارتز والكالسيت والدولوميت والبلاجيوكلاز والأورثوكلاز في جميع المقاطع الجيولوجية. بعض المعادن غير الطينية الأخرى تم ملاحظتها في حوض الشلف السفلي (الجبس ، الهاليت ، الباسانيت ، الباريت ، الجاروسيت ، الأراجونيت ، الأناثيز ، السيليسيتين والبيراييت) وفي حوض التافنة (الجبس ، الهاليت والبيراييت).

بالإضافة إلى ذلك ، توضح العلامات الجيوكيميائية أن الحوضين المعنيين شهدا تبدل كيميائي ، كان على العموم منخفض إلى معتدل ، وتشير قيم ICV إلى أن هذه الرواسب غير ناضجة ومخصبة بالمعادن. مقارنة بتكوين القشرة القارية العليا (CCS) ، تشير الرواسب إلى استفاد كبير ل  $Al_2O_3$  ،  $SiO_2$  ،  $Na_2O$  ،  $K_2O$  ، الزركونيوم ، السترونتيوم والباريوم أثناء عملية التبدل وإثراء ب  $CaO$  والنحاس في كل المقاطع الجيولوجية. تُظهر نسب المعادن الطينية المحسوبة والمخططات (البيت- كلوريت) كولينييت- سميكتيت أن تكوين الرواسب كان يتحكم فيه بشكل أساسي النحت المادي الناتج عن الأنشطة التكتونية وكذلك التأثيرات المناخية والليثولوجية.

أخيراً ، تشير قيم "C-value" إلى أنه في حوض الشلف السفلي ، يتميز الميوسين والزانكلين بتغير مناخي كبير فيحين يتميز حوض التافنة بمناخ قديم جاف عموماً إلى شبه جاف خلال عملية الترسيب.

الكلمات المفتاحية: علم المعادن ، جيوكيمياء ، ميوسين ، بليوسين ، حوض الشلف السفلي ، حوض التافنة ، التبدل ، الأصل ، المناخ القديم

## RESUME

Dans le présent travail, des études minéralogiques et géochimiques des éléments majeurs et en traces ont été réalisées sur les sédiments miocènes et pliocènes des bassins du bas Chélif et de la Tafna (NW algérien). Ainsi, quatre-vingt-quatorze (94) échantillons ont été prélevés dans sept (07) sections de références (Tiraouet, Amarna, Ouillis, Djeniene Meskine, Tamzoura, Pierre du Chat et Hammam Boughrara).

Les analyses minéralogiques portées sur les minéraux argileux et non argileux indiquent que ces sédiments sont dominés par des compositions et concentrations minéralogiques variables. Selon la classification de Herron, les sédiments sont classés en tant que shales et wackes. Les minéraux argileux sont représentés par l'illite, la chlorite, la kaolinite, la smectite et l'interstratifié I-S. Les minéraux non argileux sont constitués de quartz, calcite, dolomite, plagioclase et orthoclase dans toutes les sections. Certains autres minéraux non argileux sont observés dans le bassin du bas Chélif (gypse, halite, bassanite, baryte, jarosite, aragonite, anatase, célestine et pyrite) et dans le bassin de la Tafna (gypse, halite et pyrite).

Par ailleurs, les marqueurs géochimiques montrent que les deux bassins considérés ont connu une altération chimique, en général, faible à modérée et les valeurs de l'ICV suggèrent que ces sédiments sont immatures et enrichis en minéraux. Comparés à la composition de la croûte continentale supérieure (CCS), les sédiments indiquent un appauvrissement important en  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , zirconium, strontium et baryum pendant le processus d'altération et un enrichissement en  $CaO$  et en cuivre dans toutes les sections. Les ratios des minéraux argileux calculés et les diagrammes (illite + chlorite)-kaolinite-smectite montrent que la formation des sédiments était principalement contrôlés par l'érosion physique due aux activités tectoniques ainsi que par les forçages climatiques et lithologiques.

Enfin, les valeurs de la « C-value » suggèrent que, dans le bassin du bas Chélif, le Miocène et le Zancéen sont marqués par une importante variabilité paléoclimatique et, celui de la Tafna, par un climat généralement aride à semi-aride pendant la sédimentation.

**Mots-clés :** Minéralogie, Géochimie, Miocène, Pliocène, Bassin du bas Chélif, Bassin de la Tafna, Altération, Provenance, Paléoclimat

## ABSTRACT

In this work, mineralogical and geochemical investigations of major and trace elements were conducted on the Miocene and Pliocene sediments of Tafna and Lower Chélif basins (Northwestern Algeria). Ninety-four (94) samples were collected from seven (07) reference sections (Tiraouet, Amarna, Ouillis, Djeniene Meskine, Tamzoura, Pierre du Chat and Hammam Boughrara).

Mineralogical analyzes of clay and non-clay minerals indicated that these sediments are dominated by variable mineral compositions and concentrations. According to Herron's classification, sediments are classified as shales and wackes. The clay minerals are represented by illite, chlorite, kaolinite, smectite and I-S inter-laminate. Non-clay minerals consist of quartz, calcite, dolomite, plagioclase and orthoclase in all sections. Some other non-clay minerals were found in the Lower Chélif Basin (gypsum, halite, bassanite, barite, jarosite, aragonite, anatase, celestine and pyrite) and in the Tafna Basin (gypsum, halite and pyrite).

In addition, the geochemical proxy records showed that the two considered basins have generally experienced weak to moderate chemical weathering, and the ICV values suggest that these sediments are immature and enriched in rock-forming minerals. Compared to the composition of the upper continental crust (UCC), sediments indicated significant depletion of  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , zirconium, strontium and barium during the weathering process and  $CaO$  and copper enrichment in all sections. Calculated clay mineral ratios and (illite + chlorite)-kaolinite-smectite diagrams showed that sediment formation was mainly controlled by physical erosion due to tectonic activities as well as by climatic and lithological forcings.

Finally, calculated C-values suggested that, in the Lower Chélif basin, Miocene and Zanclean, were marked by important paleoclimatic variability and in that of Tafna by a generally arid to semi-arid climate during the sedimentation.