

Caractérisation de la déformation des dépôts oligocènes du Continental terminal 3 (Ct3) dans la région de Niamey (Bordure Orientale du Craton Ouest Africain, Bassin des Iullemeden)

Doctorante Habsatou Ousmane,

Université Abdou Moumouni, Faculté des Sciences et Techniques,
Département de géologie, Laboratoire de Géologie : Equipe Bassins et
Géoressources, Niamey, Niger

Dr. Karimou Dia Hantchi,

Université Dan Dicko Dankoulodo, Faculté des Sciences et Techniques,
UMR-SERMUG, Département de Géologie, Maradi, Niger

Dr. Leyla Boubacar Hamidou,

Dr. Ibrahim Abdou Ali,

Prof. Moussa Konaté,

Université Abdou Moumouni, Faculté des Sciences et Techniques,
Département de géologie, Laboratoire de Géologie : Equipe Bassins et
Géoressources, Niamey, Niger

Doi:10.19044/esj.2020.v16n15p418 [URL:http://dx.doi.org/10.19044/esj.2020.v16n15p418](http://dx.doi.org/10.19044/esj.2020.v16n15p418)

Résumé

Cette étude porte sur la détermination des phases de déformations affectant les dépôts oligocènes du Ct3, correspondant aux derniers dépôts de comblement du bassin des Iullemeden dans la région de Niamey (Ouest, Niger). La méthodologie mise en œuvre est basée sur l'analyse microtectonique de terrain soutenue par des données cartographiques et de l'imagerie satellitaire. Les résultats de cette étude montrent que les dépôts oligocènes du Ct3 ont enregistré deux événements majeurs de l'histoire tectonique de l'Afrique de l'Ouest au Cénozoïque : la distension oligocène et la phase compressive post-oligocène, d'âge présumée miocène. La phase distensive oligocène orientée ~N50° à ~N80° serait étroitement contrôlée par la dynamique mantellique prévalant à cette époque, qui confère une structuration en dômes et bassins à l'Afrique de l'Ouest. Ces mouvements mantelliques descendants, concomitant au dernier épisode de comblement du bassin des Iullemeden, favoriseraient le rejeu en normal de la plupart des failles d'orientation NW-SE. La phase compressive ~N140°, présumée d'âge miocène, se serait produite dans un contexte régional marqué par la poursuite

de la convergence Afrique-Europe. Au cours de cette phase compressive, les failles héritées ont été réactivées en décrochements soit senestres soit dextres en fonction de leur orientation par rapport à la direction de raccourcissement.

Mots clés : Région de Niamey, Dépôts oligocènes du Ct3, Phase distensive oligocène, Phase miocène, Structuration en dômes et bassins

Characterization of Deformations of the Continental Terminal (Ct3) Oligocene Deposits in the Niamey Region (Eastern Border of the West African Craton, Iullemeden Basin)

Doctorante Habsatou Ousmane,

Université Abdou Moumouni, Faculté des Sciences et Techniques,
Département de géologie, Laboratoire de Géologie : Equipe Bassins et
Géoressources, Niamey, Niger

Dr. Karimou Dia Hantchi,

Université Dan Dicko Dankoulodo, Faculté des Sciences et Techniques,
UMR-SERMUG, Département de Géologie, Maradi, Niger

Dr. Leyla Boubacar Hamidou,

Dr. Ibrahim Abdou Ali,

Prof. Moussa Konaté,

Université Abdou Moumouni, Faculté des Sciences et Techniques,
Département de géologie, Laboratoire de Géologie : Equipe Bassins et
Géoressources, Niamey, Niger

Abstract

The aim of this study is about the determination deformations phases that affect the Ct3 Oligocene deposits in the Niamey area (West, Niger), which correspond to the last deposits of the Iullemeden basin. The methodology implemented is based on the microtectonic field investigation supported by cartographic data and satellite imagery analysis. The results of this study show that the Oligocene deposits of Ct3 recorded two major events of the West Africa tectonic history during Cenozoic period: the first one was Oligocene distension and the second was a post-Oligocene compressive phase, presumed to be Miocene in age. The Oligocene distensive phase oriented $\sim N50^\circ$ to $\sim N80^\circ$ would be closely controlled by the mantle dynamics prevailing at that

time, which gave domes and basins structuring in West Africa. These downward mantle movements, concomitantly with the last episode of the Iullemmeden basin infilling, would favor the normal reactivation of the most NW-SE trending faults. The $\sim N140^\circ$ compressive phase, presumed to be Miocene in age, would have occurred in a regional shortening context, which was marked by the continuation of the Africa-Europe convergence. During this compressive phase, the inherited structures such as faults were reactivated in either sinistral or dextral strike-slip faults according to their orientation with the shortening direction.

Keywords: Niamey area, Ct3 Oligocene deposits, Oligocene distensive phase, Miocene phase, Domes and basins structuring.

Introduction

L'histoire géologique du bassin des Iullemmeden commence dès le Cambrien dans le synclinal de Tin Séririne, en Algérie (Jouliia, 1959). Par la suite, les aires de sédimentation se sont déplacées vers le Sud, déplacement se traduisant par la mise en place de formations margino-littorales et continentales (Bellion, 1987).

Contrairement à la partie Nord du bassin des Iullemmeden, où plusieurs études tectono-sédimentaires, réalisées dans le cadre de la recherche minière, ont permis de reconstituer les grandes lignes de l'histoire géodynamique pour la période paléo-mésozoïque, peu d'études tectoniques ont été entreprises dans la partie cénozoïque, plus au Sud.

Les seuls travaux évoquant les déformations tectoniques sont ceux de Dubois (1979), Bellion (1987), Guiraud *et al.* (1987), Miko (1999), Guéro (2003) et Abdou Ali (2018). Il ressort de certains de ces travaux que plusieurs événements tectoniques de faible ampleur se seraient produits après l'Eocène moyen (Guiraud *et al.*, 1985 ; Bellion, 1987). Ces événements tectoniques sont marqués par le rejeu des accidents NE-SW et NW-SE qui aurait induit dans les assises sédimentaires des plis et des flexures (Greigert & Pougnet, 1967; Guéro, 2003). Toutefois, l'étude tectonique de détail, concernant les relations entre la tectonique et la sédimentation, se rapportant notamment à la formation oligocène du Continental terminal 3 (Ct3), reste à faire. La présente étude focalisée sur l'analyse des déformations affectant le Ct3 vise à pallier cette insuffisance.

L'objectif général de cette contribution est de déterminer les relations entre la tectonique et la sédimentation des dépôts du Ct3. De façon spécifique, il s'agit

1. d'identifier les principaux accidents ayant affecté la formation du Ct3,
2. de caler chronologiquement les principales familles d'accidents,
3. de déterminer les principales phases de déformations.

Contexte Géologique

Dans la partie Ouest du Niger, la formation du Ct3, classiquement appelée "Grès du Moyen Niger" (Greigert, 1966), représente les derniers dépôts de comblement du bassin des Iullemeden (**Figure 1**). Ces dépôts, constitués d'une alternance de grès argileux et de grès oolithiques ferrugineux à niveaux indurés (**Figure 2**), reposent en discordance majeure sur les dépôts néoprotérozoïques et/ou sur le socle paléoprotérozoïque (ou birimien).

L'âge des dépôts du Ct3 a, pendant longtemps, été imprécis. Il a été considéré comme étant post-Eocène moyen et anté-Quaternaire (Lang *et al.*, 1986 & 1990). Récemment les travaux de Beauvais *et al.* (2008) attribuent à ces dépôts un âge oligocène.

La zone d'étude correspond à la région de Niamey, qui est située à cheval entre la bordure Sud-Est du Craton Ouest Africain et la terminaison Sud-Ouest du bassin des Iullemeden (**Figures 1 et 3**). Elle est constituée de deux principaux ensembles géologiques :

1. A la base, le socle d'âge paléoprotérozoïque (2300 à 2000 Ma, d'après Soumaila (2000)) comprend des plutons granitoïdiques alternant avec des ceintures de roches vertes (**Figures 3 et 4**).
2. Au sommet, la couverture sédimentaire, qui regroupe des dépôts néoprotérozoïques appelés "Grès de Niamey" surmontés par les grès argileux latéritiques, oolithiques ferrugineux d'âge oligocène du Continental terminal 3 et par les dépôts quaternaires (dépôts dunaires et alluvionnaires).

Formations paléoprotérozoïques du socle

Les formations paléoprotérozoïques (ou birimiennes) sont constituées par une alternance de roches vertes et de plutons granitoïdiques.

1. Les ceintures de roches vertes sont constituées de metabasaltes, d'amphibolites, de roches grenues ultramafiques à mafiques souvent transformées en talcschistes et chloritoschistes, de sédiments et de volcano-sédiments métamorphisés.

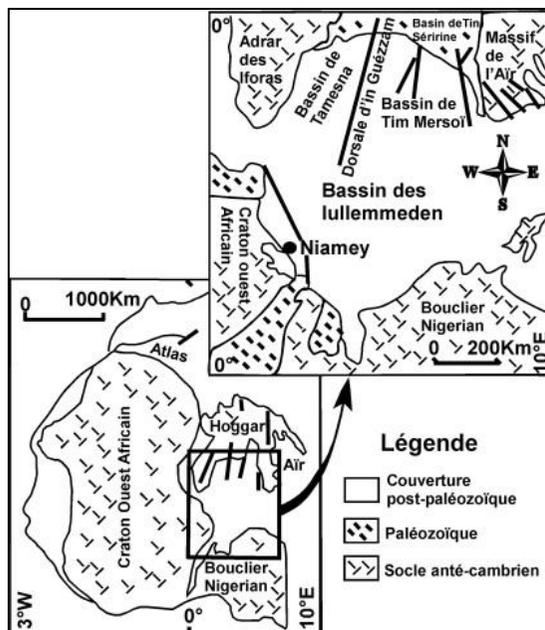


Figure 1 : Situation géographique du bassin des Iullemmeden (Extrait de Wright *et al.*, 1993).

2. Les plutons granitoïdiques sont composés principalement de granites, de TTG (Tonalite, Trondhémite, Granodiorite), de diorites et de diorites quartziques, de la monzonite et localement de la syénite (Soumaila, 2000). La mise en place de ces plutons est à l'origine de la principale phase de structuration des roches vertes dans un contexte de raccourcissement global NW-SE (Dupuis *et al.*, 1991 ; Soumaila, 2000 ; Soumaila & Konaté, 2005).

Formations de couverture

Les formations de couverture comprennent dans la région de Niamey : un sous-ensemble inférieur plus ancien qui souligne la bordure orientale du Craton Ouest africain, essentiellement constitué de sédiments du précambrien terminal, et un sous-ensemble supérieur regroupant des formations d'âge oligocène du Continental terminal 3 (Ct3) et les dépôts quaternaires et récents.

Dépôts de la couverture néoprotérozoïque

Les formations attribuées au Néoprotérozoïque sont constituées dans la région de Niamey par des grès quartzitiques, des conglomérats et des pélites qui reposent en discordance majeure sur le socle paléoprotérozoïque. Ces formations néoprotérozoïques ont enregistré la déformation panafricaine datée d'environ 600 ± 50 Ma (Affaton *et al.*, 2000).

Continental terminal (CT)

Les dépôts d'âge oligocène du Continental terminal représentent les termes supérieurs des dépôts sédimentaires du bassin des Iullemmeden (Greigert, 1966). Ce dernier a défini trois ensembles au sein de cette formation, de la base vers le sommet :

- la série sidérolithique de l'Ader Doutchi (Ct1) ;
- la série argilo-sableuse à lignites (Ct2) ;
- la série des grès argileux du Moyen Niger (Ct3).

Dans la région de Niamey, seule la formation du Ct3 est observable. Elle repose en discordance de ravinement sur les grès arkosiques et quartzitiques infracambriens et en discordance majeure sur les formations du socle birimien. La formation du Ct3 est constituée de grès argileux et d'oolithes ferrugineuses, plus ou moins associées à des tubulures termitiques. Le sommet du Ct3 est généralement constitué par une cuirasse "latéritique" ferrugineuse, recouverte par endroits, par des dunes de sable quaternaire. La formation du Ct3 forme les larges plateaux surplombant de part et d'autre le fleuve Niger. Ces plateaux sont tapissés par une végétation clairsemée formant la brousse tigrée.

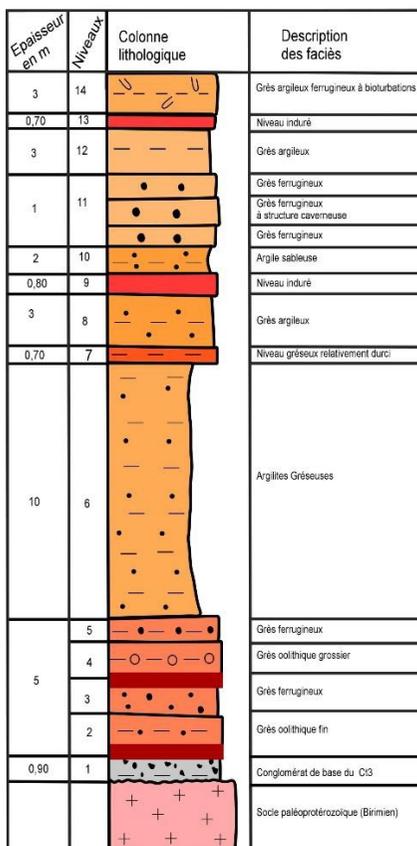


Figure 2 : Colonne lithologique synthétique de la région de Niamey (réalisée dans le cadre de cette étude).

Formations superficielles (dunes, colluvions et alluvions)

Les formations superficielles comportent des colluvions, des dunes et des terrasses récentes d'âge quaternaire à actuel, qui reposent sur le Continental terminal ou sur le socle birimien.

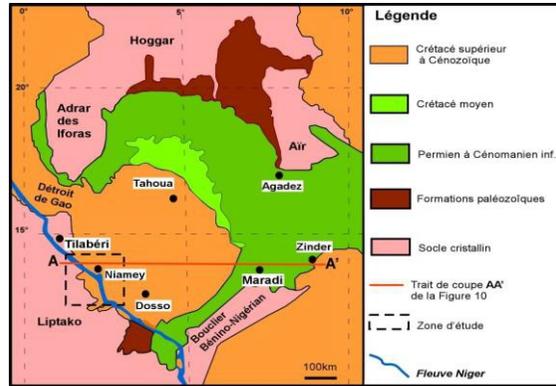


Figure 3 : Carte géologique simplifiée du bassin des Iullemedden (Extrait de Greigert, 1966; redessinée).

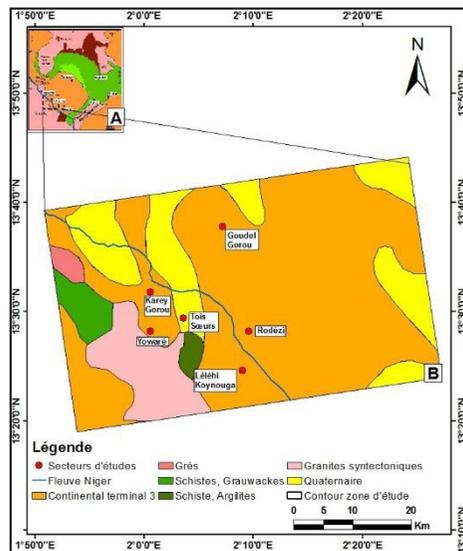


Figure 4 : A) Carte du bassin des Iullemedden.

B) Carte géologique simplifiée de la zone d'étude (Extrait de Greigert & Pougnet, 1967).

Matériel et Méthodes

L'approche méthodologique mise en œuvre dans cette étude comprend trois étapes :

- 1) Une analyse linéamentaire des fractures sur une image Landsat de la région de Niamey (téléchargée sur Google Earth). Les linéaments répertoriés ont été dessinés sur l'image satellite. Cette première étape est assortie d'une campagne vérité-terrain. Elle a abouti à la cartographie

détaillée des réseaux de fractures et à la distinction de classes directionnelles de fractures.

2) Une analyse microtectonique sur le terrain a permis d'analyser les différentes populations de microfailles et de microfractures. Pour déterminer le sens de déplacement des plans de microfailles sur le terrain, plusieurs types de critères ont été utilisés :

- ✓ les "intersections en croissant" ou "lunules d'arrachements", dont la concavité est tournée vers l'aval du mouvement du compartiment manquant,
- ✓ les failles secondaires (ou fractures de Riedel), qui sont des surfaces striées répétitives plongeant vers l'aval du mouvement du compartiment manquant.

Les relations de recoupements géométriques entre les différentes structures cassantes (failles, fractures) ont permis d'établir une chronologie relative. Pour chaque famille d'accidents, les plans de microfailles et de microfractures mesurés ont été projetés sur le diagramme stéréographique de Schmidt (Stereonet10, Allmendinger, 2017).

3) La troisième étape a consisté en une comparaison des résultats de l'analyse linéaire et des données structurales de la carte et de la coupe géologique du bassin des Iullemeden avec les résultats de l'analyse microtectonique.

Résultats

Analyse d'image Google Earth de la région de Niamey

L'analyse de l'image Google Earth de la région de Niamey (**Figure 5A et 5B**) a permis d'identifier trois classes directionnelles de fractures: N120° à N170° (NW-SE à NNW-SSE), N0° à N20° et NE-SW. Les fractures dominantes sont représentées par les directions N120° à N170° et les fractures secondaires sont représentées par les directions N0° à N20° et NE-SW. Dans la région de Niamey, les fractures N120° à N170° influencent le tracé du fleuve Niger et marquent la zone bordière entre le Craton Ouest Africain et le Bassin des Iullemeden (**Figure 5A**),

Sur la rive gauche du fleuve Niger, le réseau hydrographique secondaire, régulièrement espacé, est organisé suivant les fractures N0° à N20° et NE-SW (**Figure 5A**). Cela témoigne de l'influence probable de ces fractures secondaires (N0° à N20° et NE-SW) dans la genèse du réseau hydrographique.

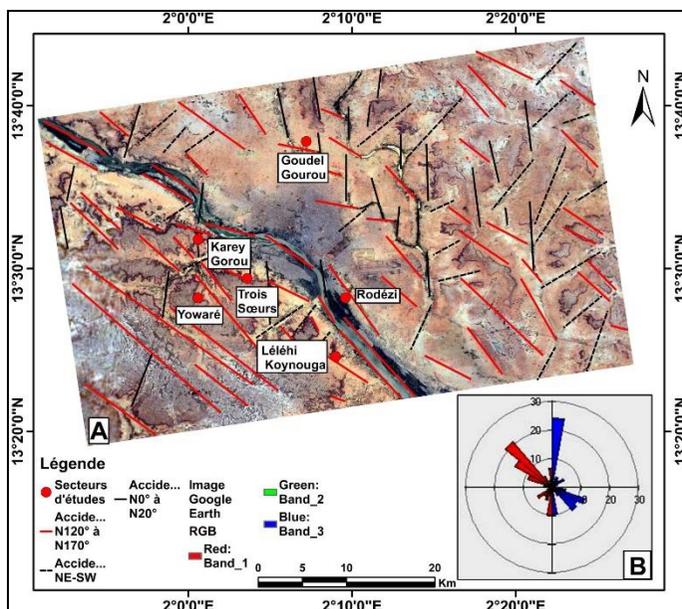


Figure 5 : A : Carte des réseaux de fractures de la région de Niamey. B : Rosace directionnelle des réseaux de fractures.

Analyse microtectonique

L’analyse des relations entre la tectonique et les dépôts oligocène du Ct3 a permis de distinguer deux familles de microfailles et microfractures (F1 et F2) liées à deux phases de déformation : une première phase de déformation extensive synsédimentaire D1 et une deuxième phase de déformation compressive post-sédimentaire D2.

Ainsi, les deux générations ou familles de fractures et de failles (F1 et F2) qui ont été distinguées sur le terrain comprennent :

1. Les microfailles normales et les microfractures de la première génération F1 sont orientées N120° à N170°. Deux catégories de microfailles normales ont été distinguées : des microfailles à plans striés reconnues sur trois sites et des microfailles sans striations visibles. Pour tous les plans, aussi bien de microfractures que de microfailles, les directions et les pendages ont été mesurés (29). Pour les plans striés, l’azimut et le pitch des striés sont mesurés (11).
2. Les microfailles décrochantes et les microfractures associées, de la deuxième génération F2, recoupent toutes les structures préexistantes. Cette deuxième génération F2 regroupe des décrochements et des microfractures conjuguées d’orientation N90° à N170°. Au total 39 plans de microfailles décrochantes et de microfractures ont été mesurés.

Microfailles et microfractures F1 reliées à la première phase de déformation extensive synsédimentaire D1

Microfailles normales striées

Il s'agit de microfailles de taille décimétrique à pluridécimétrique (**Figures 6A et 6B**), d'orientation N120° à N160°, ayant un pendage de 50° à 60°, dont les miroirs portent de nombreuses stries courbes (**Figures 6A, 6B et 6C**). La patine de leur miroir est celle des argilites gréseuses (niveau 6 de la **Figure 2**). Ces failles sont soulignées par des stries de glissement à fort pitch (allant de 60° et 80°). Les valeurs de pitch mesurées sont de 60 à 80° vers l'Est ou le Nord-Est. Par leurs caractères macroscopiques, ces microfailles normales se distinguent nettement des microfailles cassantes classiques (Petit *et al.*, 1983) et présentent de fortes analogies avec les microfailles synsédimentaires et synlithification affectant un sédiment sableux (Petit & Laville, 1987). D'après le modèle mécanique défini par Carey & Brunier (1974), les stries de glissement mesurées sur les plans de faille représentent les contraintes tangentielles appliquées sur ces plans.

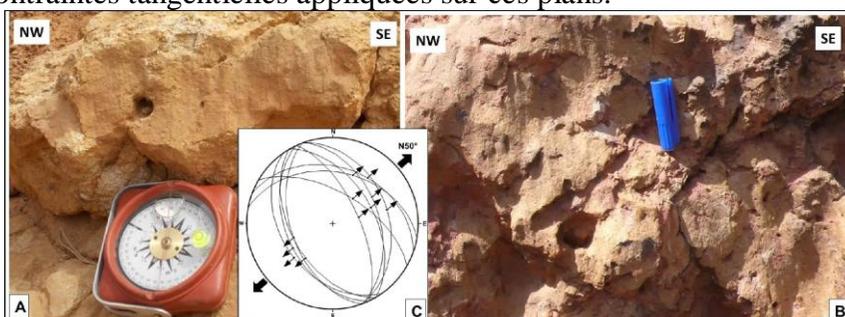


Figure 6 : Première phase de déformation extensive (D1). **A :** Miroir de microfaille normale à stries cannelées, d'orientation N160° pendage 50°E (niveau 6 de la **Figure 2**). **B :** Miroir de microfaille normale à stries cannelées, d'orientation N120° pendage 60°NE (niveau 6 de la **Figure 2**). **C :** Stéréogramme des plans striés de la phase de déformation extensive D1, avec une direction d'extension moyenne ~ N50°.

Microfailles normales sans striations visibles

Ce sont des microfailles de taille pluridécimétrique à métrique, d'orientation N120° à N170° caractérisant une structuration en graben (**Figures 7A**), micro-graben (**Figures 8A**) ou en demi-graben (**Figure 8C**), responsable des variations d'épaisseur des lits sédimentaires. Verticalement, les décalages décimétriques s'atténuent et la structuration extensive liée aux systèmes de ces microfailles est scellée par des niveaux supérieurs non déformés.

Toutes les mesures de plans de microfailles et de microfractures de première génération F1 sont projetées sur un canevas de Schmidt (projection sur l'hémisphère inférieur) afin de déterminer les directions d'allongement, d'après la méthode de Arthaud & Mattauer (1969). L'analyse du

stéréodiagramme indique que les directions de glissement théorique sont associées à un régime extensif $\sim N50^\circ$ à $\sim N80^\circ$ en moyenne (**Figure 8B**). Il faut noter que les plans de faille sans striations visibles ont une répartition directionnelle relativement constante indiquant un allongement globalement NE-SW ($\sim N50^\circ$)

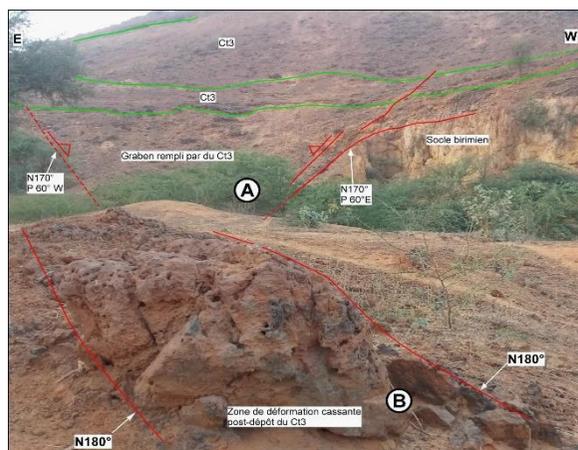


Figure 7 : Principales déformations ayant affecté les grès du Ct3 de la région de Niamey (buttes-témoins du site des "Trois Sœurs"). **A :** Graben synsédimentaire lié à la première phase de déformation D1. **B :** Zone de déformation cassante post-sédimentaire reliée à la deuxième phase de déformation D2.

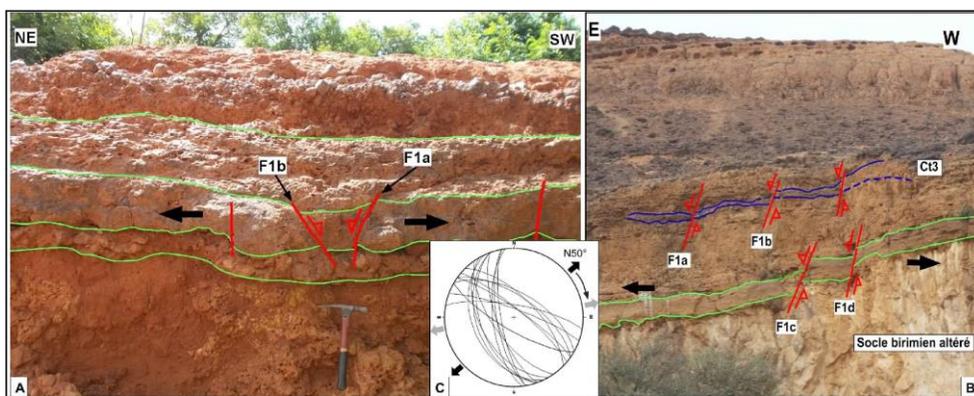


Figure 8 : Première phase de déformation extensive (D1). **A :** Structure en micro-graben affectant les dépôts des grès ferrugineux de la formation Ct3 dans la région de Niamey (secteur de Yowaré, niveau 9 de la **Figure 2**). **F1a :** de direction N160° pendage 75°NE.

F1b : de direction N170° pendage 60°SW. F1a et F1b sont des failles normales synsédimentaires. **B :** Dépôt de Ct3 dans la région de Niamey reposant en discordance majeure sur le socle birimien. Les dépôts (niveaux 1, 2, 3 et 4 de la **Figure 2**) sont affectés par des failles normales de type F1. Les failles normales (**F1a, F1b, F1c et F1d**) ont une orientation moyenne N120° et un pendage moyen de 65°SE. **C :** Stéréogramme des plans sans striation de la phase de déformation extensive D1, avec une direction d'extension moyenne $\sim N50^\circ$ à $\sim N80^\circ$.

Microfailles et microfractures F2 reliées à la deuxième phase de déformation compressive post-sédimentaire D2

La famille F2 est représentée par des microfailles décrochantes et des microfractures, subverticales à verticales, de taille pluridécimétrique à métrique, d'orientation N90° à N170° (**Figures 9A et 9B**). Ces microfailles décrochantes et ces microfractures définissent parfois des microcouloirs de cisaillement cassant marqués par une fabrique de type RR'C (fractures R et R' de Riedel et plan de cisaillement C) associée à de fortes cataclases du matériel gréseux. Ces observations témoignent du caractère post-lithification ou post-sédimentaire des microdécrochements et des fractures associées. L'analyse des décalages montrent l'existence d'un réseau de fractures et de microdécrochements conjugués d'orientation N150° à N20° et N90° à N120° (**Figure 9**). Les accidents de direction moyenne N150° à N20° jouent en décrochements sénestres et ceux de directions grossièrement N90° à N120° en décrochements dextres. La projection des plans de microdécrochements et des microfractures sur le diagramme stéréographique de Schmidt (Stereonet10, Allmendinger, 2017) permet de définir graphiquement un champ de déformation compressive D2 à raccourcissement horizontal, de direction moyenne N140°. Il faut noter qu'au cours de cette deuxième phase de déformation compressive D2, la plupart des microfailles et des microfractures héritées ont été réactivées en décrochement.

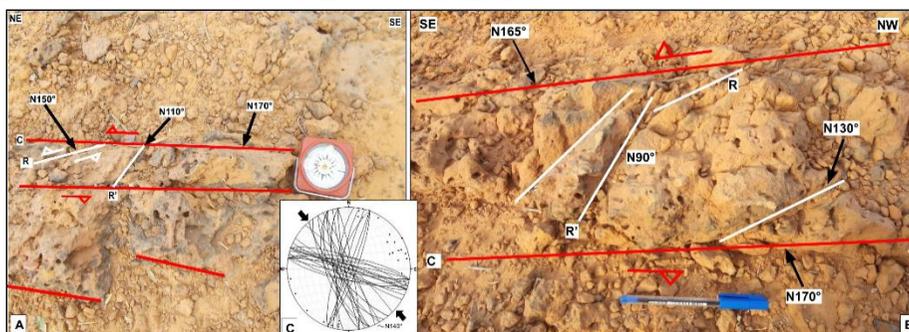


Figure 9 : Deuxième phase de déformation D2 post-sédimentaire **A** et **C** : Microcouloirs de cisaillement cassant sénestre affectant les grès ferrugineux du niveau 5 (voir colonne lithologique de la **Figure 2**). En **A**, le plan C a une direction N170°, tandis que les plans R ont une orientation moyenne N150° et R' de direction N110°. En **B**, le plan C a une direction moyenne N170° et R et R' sont de directions respectives N130° et N90°. **C** : Stéréogramme de la phase de déformation compressive D2, avec une direction de compression N140° en moyenne.

Les grès du Ct3 sont également affectés par des zones de déformation cassante formant des bandes d'environ 3 à 5 m d'épaisseur, d'orientation N170° à N180° (**Figure 7B**). La forte cataclase du matériel gréseux, associée à des couloirs de cisaillements cassants (fabrique RR'C) met en évidence le

caractère post-lithification de ces zones de déformations. Les marqueurs cinématiques (fractures de Riedel) indiquent un jeu sénestre.

Discussion

Première phase de déformation extensive D1

Les observations microtectoniques comparées au résultat de l'analyse d'image satellitaire de la région de Niamey (Figure 5) et aux analyses de la coupe géologique (Figure 10) et de la carte structurale (Figure 11) du bassin des Iullemeden montrent des cohérences :

- la bordure occidentale du bassin des Iullemeden est affectée par des failles N120° à N170° (NW-SE à NNW-SSE) observables à toutes les échelles (pluri-décimétrique sur le terrain (Figure 11)), hectométrique à kilométrique sur l'image satellite (Figure 5), sur la carte du bassin (Figure 11) et sur la coupe géologique du bassin des Iullemeden (Figure 10);

- ces failles, correspondant au système de "Faille du Niger" (Greigert, 1966, Figure 11), représentent la première famille d'accidents F1, contemporaine de la sédimentation du Ct3 (d'après l'analyse microtectonique). L'image satellite de la région de Niamey (Figure 9) montre que les accidents N120° à N170° (NW-SE à NNW-SSE) soulignent la bordure entre le socle birimien et la limite occidentale du bassin des Iullemeden. Les accidents N120° à N170° seraient bien plus anciens et pourraient traduire l'expression des rejeux dans la couverture sédimentaire d'anciens accidents de socle.

L'existence d'accidents N150° à N170° (NW-SE à NNW-SSE) a été révélée dans les travaux des anciens auteurs (Greigert, 1966 ; Dubois, 1979 ; Monfort, 1996 & 1997). Selon ces auteurs, les failles ~N150° à N170° abaissent avec un fort rejet le compartiment oriental de plus de 500 m (Figure 10). Miko (1999) affirme que la Faille du Niger de direction moyenne NW-SE (~N150° à N170°, Figure 11), qui fait partie de la première génération de failles identifiée par l'analyse microtectonique (présente étude) réalisée dans la région de Niamey, a dû rejouer pendant le dépôt des grès argileux du Ct3.

La carte structurale du bassin des Iullemeden montre que les accidents majeurs : Faille du Niger, Faille d'Arlit et la Faille de Kandi, présentent un caractère régional (Figure 11). Ces accidents ont été interprétés par plusieurs auteurs comme étant des accidents crustaux qui ont rejoué à plusieurs époques (Jouliia, 1957 ; Greigert, 1966 ; Valsardieu, 1971 ; Guiraud & Alidou, 1981 ; Bellion, 1987).

L'analyse microtectonique réalisée dans cette étude confirme le caractère syn-dépôt du Ct3 du système de failles ~N120° à N170° (NW-SE à NNW-SSE) qui aurait alors joué en normal pendant la phase extensive ~N50° à ~N80°. Toutefois, aucun de ces anciens auteurs n'a fait allusion à une extension associée au jeu normal du système de failles (NW-SE à NNW-SSE). Plus au Nord, au Mali (Figure 11), ce système de faille normale NW-SE, qui a été

interprété comme une suture panafricaine, contrôlerait la formation du fossé de Gao dont la profondeur peut dépasser 2000 m (Guiraud *et al.*, 1985 ; Bellion, 1987). En effet, le fossé de Gao appartient au Système de Rift de l'Afrique de l'Ouest et Centrale, d'âge crétacé à cénozoïque, qui s'étend du Mali au Soudan (Genik, 1992). La genèse de ce mégasystème de rift a été attribuée à la dislocation du Gondwana qui a débuté au Crétacé inférieur (Genik, 1992 ; Guiraud & Maurin, 1992).

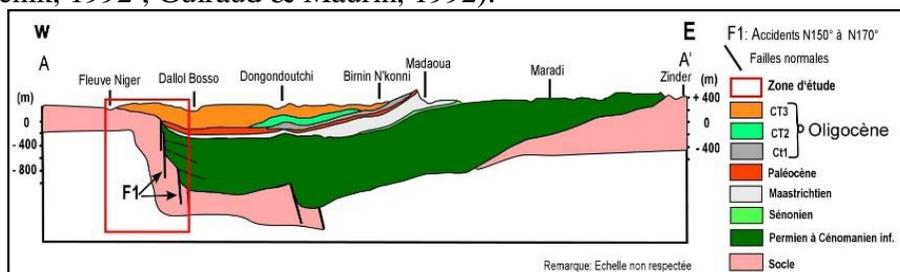


Figure 10 : Coupe géologique du bassin des Iullemedden (Greigert, 1966 ; modifiée).

La direction d'extension $\sim N50^\circ$ oligocène, mise en évidence dans les dépôts du Ct3 de la région de Niamey, est comparable à celle mise en évidence dans le fossé de Téfidet ($N60^\circ$), dans le Niger oriental. Une observation similaire a été réalisée en Tunisie par Hezzi (2014), qui a mis en évidence pendant l'Oligocène une extension de direction NE-SW. Martinez *et al.* (1990) ont également mis en évidence en Tunisie, pendant l'Oligocène terminal et le Miocène basal, des indices de distension de direction NE-SW. En Algérie aussi, la tectonique distensive oligocène (NE-SW) est marquée par le jeu d'accidents $N115^\circ$ à $N140^\circ$ (Yaich *et al.*, 1994).

Cette distension oligocène peut être expliquée par des mécanismes plus profonds liés à une dynamique mantellique. Pour Burke (1996), l'Afrique était quasi-plate avec un faible relief avant 65 Ma (avant le Cénozoïque), puis a été soulevée et s'est différenciée en "**dômes et bassins**" à partir de 35 Ma (pendant l'Oligocène) en association avec un volcanisme important. De nombreux travaux suggèrent que la dynamique du manteau asthénosphérique peut agir sur la topographie, ce phénomène est appelé : la topographie dynamique (Braun, 2010; Forte *et al.*, 2010 ; Allen, 2011). Ainsi des flux mantelliques ascendants soutiendraient des altitudes élevées alors que des flux descendants créeraient des dépressions. Ainsi, la topographie de l'Afrique, de faible amplitude et de grande longueur d'onde, est de ce fait considérée comme étant influencée par les mouvements mantelliques (Grimaud, 2014). L'association des principaux bombements topographiques d'Afrique du Nord (Hoggar, Tibesti, ligne du Cameroun) avec du volcanisme cénozoïque au début de l'Oligocène est en accord avec cette théorie (Grimaud, 2014). En effet, les basaltes cénozoïques du Hoggar, de l'Aïr, du plateau de Jos et de la ligne du Cameroun sont interprétés comme étant reliés à un magmatisme de

point chaud (Marzoli *et al.*, 2000; Burke, 2001; Ait-Hamou, 2006; Ngako *et al.*, 2006). Il est ainsi établi que la remontée asthénosphérique, responsable du volcanisme qui a débuté à l'Éocène dans le Bouclier Touareg, est due à un processus de «délamination verticale» associé à la fusion de panneaux ascendants le long des accidents panafricains N-S (Liégeois *et al.*, 2003; 2005).

Le volcanisme cénozoïque est principalement contrôlé par l'activité d'une entité magmato-tectonique alcaline intraplaque : la ligne volcanique camerounaise, qui est active à la fois dans le domaine océanique et continental (Deruelle *et al.*, 2007). Le volcanisme du Cameroun ne s'est donc pas établi sur un rift mais sur un secteur soulevé et morcelé en horsts et grabens au gré du coulisage évoqué ci-dessus (Morin *et al.*, 1985).

Cette dynamique mantellique crée des mouvements conduisant à des contraintes verticales responsables de la surrection continentale (Mvondo, 2010). Elle serait à l'origine de la tectonique extensive prévalant à l'Oligocène en Afrique de l'Ouest et du volcanisme oligocène de point chaud affectant le Hoggar, l'Air, le plateau de Jos et la ligne du Cameroun (Tableau 1).

Ainsi, les failles normales NW-SE à NNW-SSE seraient précoces, sans doute d'âge oligocène, alors que les failles décrochantes NE-SW seraient plus récentes (Tableau 1).

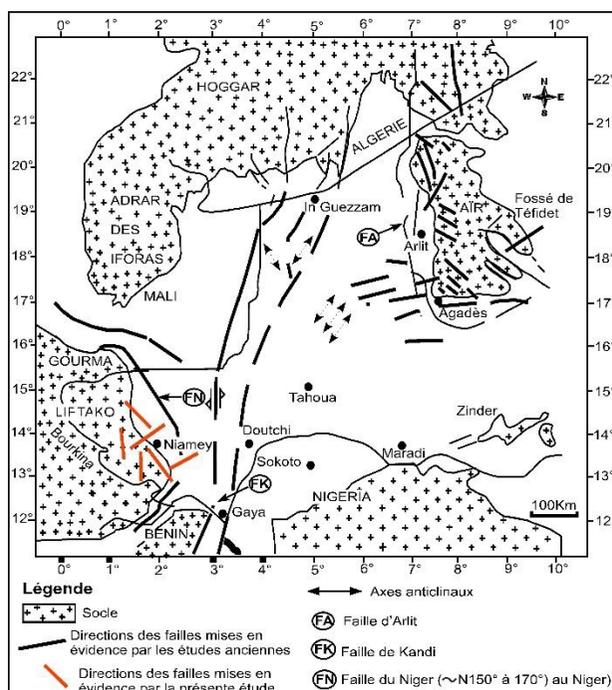


Figure 11 : Carte structurale du bassin des Iullemedden (Dubois & Lang, 1981; modifiée).

Deuxième phase de déformation compressive décrochante D2

Concernant la deuxième génération de fractures post-dépôt du Ct3, les directions recensées sont comprises entre N90° et N170° et accessoirement N0° à N20°. A l'échelle du bassin des Iullemeden, Guéro (2003) a mis en évidence des linéaments plurikilométriques (12 à 20 km), orientés NE-SW et NW-SE qui définissent deux plans de cisaillement conjugués. Cet auteur associe la formation de ces fractures à une compression subméridienne N8°. L'analyse microtectonique n'a pas révélé l'existence, dans les grès du Ct3, la présence de fracture NE-SW, par contre les fractures de direction NNE-SSW (N20°), qui ont été observées sur certains affleurements, ont été reliées à la deuxième phase de déformation D2. En revanche, l'imagerie satellitaire montre que les fractures d'orientation NE-SW sont faiblement représentées dans la région de Niamey. Il apparaît d'après les travaux de Dubois & Lang (1981) que les fractures de directions subméridiennes (N0° à N20°) présentent un caractère régional. Elles sont plus représentées dans la partie Nord du bassin des Iullemeden, dans le secteur d'Arlit (**Figure 11**). L'analyse microtectonique montre que presque toutes les failles ont été réactivées en décrochement au cours de la deuxième phase de déformation D2 (**Tableau 1**).

La compression subméridienne N8° mise en évidence Guéro (2003) est différente de celle qui a été mise en évidence par la présente étude (N140°). Une direction de compression subméridienne ne peut expliquer le jeu sénestre des failles N150° à N170°. Par contre les jeux dextres des accidents NW-SE et sénestres des accidents NE-SW obtenus par Djaiz (2011) en Algérie pendant la phase compressive miocène est en accord avec les résultats obtenus dans le cadre de cette étude (**Tableau 1**). De la même façon, la direction NW-SE de compression miocène déterminée par Hezzi (2014) en Tunisie est identique à celle obtenue dans la région de Niamey. Des observations comparables ont été réalisées par Aris (1994) dans le Constantinois Central Algérien, où cet auteur a déterminé une phase de compression miocène de direction N170°E. A quelques nuances près, en Algérie, Yaich *et al.* (1994) ont mis en évidence des déformations transpressives miocènes, illustrées par le jeu d'accidents subméridiens.

Il ressort de ces comparaisons que les déformations compressives post-sédimentaires mises en évidence dans les dépôts du Ct3 de la région de Niamey, qui présentent de profondes similitudes avec les phases de compression miocènes décrites en Algérie et en Tunisie, pourraient être du même âge.

La compression miocène qui succède à la distension oligocène a été interprétée par plusieurs auteurs comme le résultat de la convergence de la plaque Africaine vers la plaque Eurasienne.

La convergence entre l'Afrique et l'Eurasie, qui a débuté au Crétacé supérieur (Santonien, 85 Ma), s'est amplifiée et généralisée au Crétacé terminal-Éocène

(Grimaud *et al.*, 1982; Olivet *et al.*, 1983). Depuis cette période, la convergence continue et s'exprime notamment en Tunisie par des phases de compression NW–SE (**Tableau 1**), associées parfois à une extension NE-SW (Dlala, 1994; Dlala & Kacem, 2008). Dans le bassin des Iullemmeden par contre, notamment dans la région de Niamey, c'est seulement la phase de raccourcissement NW-SE qui a été observée (**Tableau 1**). Selon Billi *et al.* (2011), cette convergence active entre l'Afrique et l'Eurasie est accommodée par la subduction de la plaque africaine sous la plaque Eurasiatique qui se serait poursuivie jusqu'au Miocène moyen (environ 15 Ma). Après l'arrêt de la subduction d'autres processus auraient permis l'accommodation de cette convergence (Mejri, 2012).

Époque	Directions des Failles	Directions des contraintes régionales dominantes	Principaux événements géologiques régionaux
Miocène	<ul style="list-style-type: none"> • NE-SW • N-S à N20° • N120° à N170° 	 <p>Compression NW-SE favorisant des jeux décrochants des failles héritées et des failles néoformées.</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Volcanisme alcalin au Soudan, dans la Ligne du Cameroun, dans le fossé de la Bénoué, dans le Ténére, dans l'Aïr et dans le Hoggar (Wilson et Guiraud, 1992). • Poursuite de la convergence Afrique-Europe amorcée au Santonien (Bouaziz <i>et al.</i>, 2002; Yassin <i>et al.</i>, 2017).
		<p>Inversion tectonique</p>	
Oligocène	<ul style="list-style-type: none"> • N120° à N170° (NW-SE à NNW-SSE) 	 <p>Extension NE-SW Favorisant le jeu normal des failles NW-SE à NNW-SSE.</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Volcanisme fissural dans le fossé de Téfidet (Aïr) avec réactivation de fractures NW-SE, concomitamment à l'Extension NE-SW (Ahmed <i>et al.</i>, 2016). • Bombement du bouclier Touareg (Aïr, Hoggar, Adrar des Iforas, Ahmed <i>et al.</i>, 2016), du Tibesti et de la Ligne du Cameroun (Grimaud, 2014). Rifting et formation de grabens NW-SE (Bouaziz <i>et al.</i>, 2002). • Flux mantelliques ascendants et descendants favorisant une architecture en "dômes et bassins", à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest (Burke, 1996; Braun, 2010 ; Forte <i>et al.</i>, 2010 ; Allen, 2011; Grimaud, 2014) • Poursuite de la convergence Afrique-Europe amorcée au Santonien (Bouaziz <i>et al.</i>, 2002; Yassin <i>et al.</i>, 2017).

Tableau 1 : Tableau récapitulatif des différentes directions de failles et de contraintes tectoniques ayant affectées le Continental terminal 3 dans la région de Niamey, pendant l'Oligocène et le Miocène, ainsi que les événements géologiques régionaux associés.

Conclusion

Le présent travail montre que les dépôts oligocènes du Ct3 ont enregistré deux événements majeurs de l'histoire tectonique de l'Afrique de l'Ouest au Cénozoïque : la distension oligocène et la phase compressive post-oligocène, d'âge présumée miocène.

La phase distensive oligocène orientée ~N50° à ~N80° (**Figure 12**) serait étroitement contrôlée par la dynamique mantellique de l'époque, conférant une structuration en dômes et bassins à l'Afrique de l'Ouest. Cette structuration serait associée à des courants mantelliques ascendants et descendants. Dans notre zone d'étude, ces mouvements mantelliques descendants, contemporains du dernier épisode de comblement du bassin des Iullemmeden, favoriseraient la réactivation normale de la plupart des failles d'orientation NW-SE.

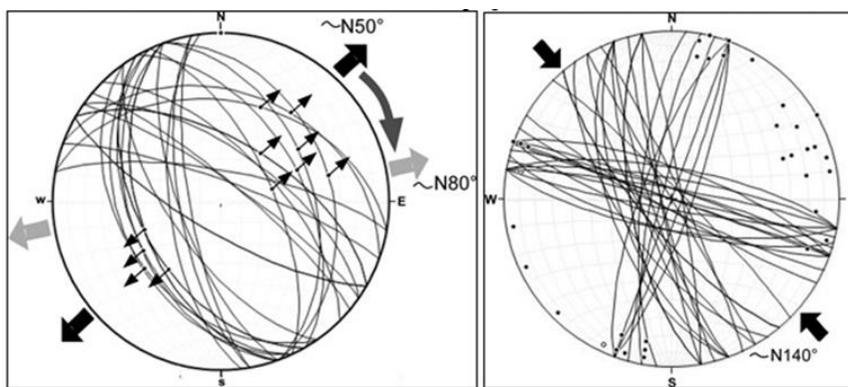


Figure 12 : Stéréodigramme mettant en évidence la phase extensive synsédimentaire à allongement $\sim N50^\circ$ à $\sim N80^\circ$ affectant les dépôts du Continental terminal 3.

Figure 13 : Stéréodigramme de la phase compressive D2 ($N140^\circ$).

La phase compressive $\sim N140^\circ$ (**Figure 13**) s'est produite dans un contexte régional marqué par la poursuite de la convergence Afrique-Europe, amorcée depuis le Crétacé. Les corrélations avec les déformations régionales post-oligocènes ont permis de lui attribuer un âge miocène. Au cours de cette phase compressive, toutes les failles héritées ont été réactivées en décrochements soit senestres soit dextres en fonction de leur orientation par rapport à la direction de raccourcissement. Cette étude est une contribution visant à améliorer les connaissances sur l'évolution structurale du bassin des Iullemmeden dans le contexte Ouest Africain, pendant la période oligo-miocène.

References:

1. ABDOU ALI I. (2018). Caractérisation des réservoirs aquifères multicouches du bassin des Iullemmeden dans la région de Dosso (Sud-Ouest Niger) : Apport de la télédétection, du SIG, de la géophysique et de l'hydrogéochimie. Thèse de de doctorat unique de l'Université Abdou Moumouni. 310 p.
2. AFFATON P., GAVIGLIO P., PHARISAT A. (2000). Réactivation du craton ouest-africain au Panafricain : paléocontraintes déduites de la fracturation des grès néoprotérozoïques de Karey Gorou (Niger, Afrique de l'Ouest). Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 331 (2000). Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés pp. 609–614.
3. AHMED Y., KONATÉ M., HAROUNA M. (2016). Tectono-magmatic reactivation of Téfidet Cretaceous trough during Cenozoic (Aïr, Niger) Bull. Soc. Géol. France, 2016, t. 187, no 2, pp. 73-83.

4. AIT-HAMOU, F. (2006), Le volcanisme cénozoïque à l'échelle du bombement de l'Ahaggar (Sahara central algérien); synthèse géochronologique et répartition spatio-temporelle. Quelques implications en relation avec l'histoire éo-alpine de la plaque Afrique. *Cenozoic*, 13, pp. 155-167.
5. ALLEN P. A. (2011). Geodynamics: Surface impact of mantle processes, *Nature Geosci.*, 8, pp. 498-499.
6. ALLMENDINGER R. (2017). Stereonet10, version10.0. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>
7. ARIS Y. (1994). Etude tectonique et microtectonique des séries jurassiques à plio-quatérnaires du Constantinois (Algérie nord-orientale) : Caractérisation des différentes phases de déformation. Thesis, University Nancy I, France, 215 p.
8. ARTHAUD F. & MATTAUER M. (1969). Exemple de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc. Leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 11, pp. 738-744.
9. BEAUBAIS A., RUFFET G., HENOCQUE O. COLIN F. (2008). Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, F04007, 15 p.
10. BELLION Y. (1987). Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires. (Sénégal, Taoudenni, Iullemeden, Tchad). Thèse de l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 302 p.
11. BILLI, A., FACCENNA, C., BELLIER, O., MINELLI, L., NERI, G., PIROMALLO, C., PRESTI, D., SCROCCA, D., & SERPELLONI, E. (2011). Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean: *Bull. Soc. géol. France*, v. 4, pp. 279-303.
12. BOUAZIZ S., BARRIER E., SOUSSI M., TURKI M. M., ZOUARI H. (2002). Tectonics evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* 357, pp. 227-253.
13. BRAUN J. (2010). The many surface expressions of mantle dynamics, *Nature Geosci.*, 3(12), pp. 825-833.
14. BURKE K. (1996). The African Plate, *S. Afr. J. Geol.*, 99, pp. 339-409.
15. BURKE K. (2001). Origin of the Cameroon Line of volcano-capped swells, *J. Geol.*, 109(3), pp. 349-362.

16. CAREY E. & BRUNIER B. (1974). Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. - C. R. Acad. Sci., Paris, 279, pp. 891- 894.
17. D'AGOSTINO N., AVALLONE A., CHELONI D., D'ANASTASIO E., MANTENUTO S. & SELVAGGI G. (2008). Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors: *Journal of Geophysical Research*, v. 113, 19 p.
18. DERUELLE B., NGOUNOUNO I. & DEMAIFFE D. (2007). The 'Cameroon Hot Line' (CHL): A unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *Comptes Rendus Geoscience*, 339, pp. 589-600.
19. DJAIZ F. (2011). Le Bassin néogène de Timgad : Etudes sédimentaire et tectonique (Algérie nord-orientale). Thèse, Université de Mentouri-Constantine, Algérie, 230 p.
20. DLALA, M. (1994). Evidence for interchange of the stress (σ_1 ; σ_2) and its geodynamic implication: *Rock View, Géos. Af.*, v. Vol. 1, pp. 533-545.
21. DLALA, M., & KACEM, J. (2008). Alea sismique régional du grand Tunis et ses environs (Tunisie Nord Orientale) : *Ann. Equipement*, pp. 13-27.
22. DUBOIS D. (1979). Etude des formations ferrugineuses du bassin des Iullemeden (Niger). Thèse de spécialité Univ. Orléans-Niamey, 123
23. DUBOIS D. & LANG J. (1981). Etude lithostratigraphique et géomorphologique du Continental terminal et du Cénozoïque Inférieur dans le bassin des Iullemeden (Niger). *Bull. I.F.A.N.*, t. 43, sér. A, n012, pp. 1-42.
24. DUPUIS D., PONS J. & PROST A. E., (1991). Mise en place de plutons et caractérisation de la déformation birimienne au Niger occidental. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, pp. 769-776.
25. FORTE A. M., QUÉRÉ S., MOUCHA R., SIMMONS N. A., GRAND S. P., MITROVICA J. X., & ROWLEY D. B. (2010). Joint seismic–geodynamic–mineral physical modelling of African geodynamics: A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 295(3-4), 329-341p.
26. GENIK G. J. (1992). Regional framework, Structural and petroleum aspects of bassins in Niger, Chad and the Central African (C.A.R.). In: P.A. Ziegler (Editor), *Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa. Tectonophysics*, 213, pp. 169-185.
27. GREIGERT J. (1966). Description des formations crétaées et tertiaires du Bassin des Iullemeden (Afrique Occidentale). *Pub. Dir. Min. & Géol. Niger*, n°2.Mém. B.R.G.M., n°36, 234 p.

28. GREIGERT J. & POUUNET R. (1967). Essai de description des formations géologiques de la république du Niger. Publication Direction des Mines et de la Géologie, Niger, n°3, 273 p.
29. GRIMAUD J-L. (2014). Dynamique long-terme de l'érosion en contexte cratonique : l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène. Doctorat de l'Université de Toulouse, 281p.
30. GRIMAUD S., BOILLOT G., COLLETTE B.J., MAUFFRETA., MILES P.R., & ROBERTS D.B. (1982). Western extension of the Iberian-European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence: A new model: *Marine Geology*, v. 45, pp. 63-77.
31. GUÉRO A. (2003). Etude des relations hydrauliques entre les différentes nappes du complexe sédimentaire de la bordure sud-ouest du bassin des Iullemmeden (Niger). Approche géochimique et hydrodynamique. Thèse de doctorat en science Université de Paris XI ORSAY, 265 p.
32. GUIRAUD R., ALIDOU S. (1981). La faille de Kandi (Bénin), témoin de rejeu fini-crétacé d'un accident majeur à l'échelle de la plaque africaine. *C.R. Accad. Sci. Paris*, 293, pp. 779-782.
33. GUIRAUD R., BELLION Y. BENKEHLIL J., MOREAU C. (1987). Post-Hercynian tectonics in Northern and western Africa. *Geol. J.*, vol. 22, pp. 433-466.
34. GUIRAUD R., ISSAWAL B., BELLION Y. (1985). Les linéaments guinéo-nubiens : un trait structural majeur à l'échelle de la plaque africaine. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 300, Sér. II, n° 1, 17 p.
35. GUIRAUD R., MAURIN J.C. (1992). Early Cretaceous rifts of West and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, 213, pp. 153-168.
36. HEZZI I. (2014). Caractérisation géophysique de la plateforme de Sahel, Tunisie nord-orientale et ses conséquences géodynamiques. Thèse / Université de Rennes 1, 197 p.
37. JOULIA F. (1957). Sur l'existence d'un important système de fractures intéressant le Continental intercalaire à l'Ouest de l'Aïr (Niger, A.O.F). *Bull. Soc. Géol. France*. pp. 137-143.
38. JOULIA F. (1959). "Les séries primaires au N et au NW de l'Aïr (Sahara central). Discordances observées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, pp.192-196.
39. LANG J., KOGBE C.A., ALIDOU S., ALZOUMA. K., DUBOIS D., HOUËSSOU A., TRICHET J. (1986). Le sidérolitique du Tertiaire ouest-africain et le concept de Continental terminal. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t 2, n°1/2 pp. 605-662.
40. LANG J., KOGBE C.A., ALIDOU S., ALZOUMA. K., BELLION Y., DUBOIS D., DURAND A., GUIRAUD R., HOUËSSOU A., DE

- KLASZI I., ROMANN E., SALARD-CHEBOLDAEFF M., TRICHET J. (1990). The Continental terminal in West Africa. *Journal of Africa Earth Sciences*, vol. 10, n°1/2, pp.79-99.
41. LIÉGEOIS J.-P., LATOUCHE L., BOUGHRARA M., NAVEZ J. & GUIRAUD M. (2003). The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behavior of an old passive margin during the pan-African orogeny. – *Journal of African Earth Sciences*, 37, pp.161-190.
42. LIÉGEOIS J.-P., BENHALLOU A., AZZOUNI-SEKKAL A., YAHIAOUI R. & BONIN B. (2005). The Hoggar swell and volcanism: Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. In: G.R. FOULGER, J.H. NATLAND and D.L ANDERSON, Eds, *Plates, plumes, and paradigms. Geological Society of America Special Paper*, pp. 379 - 400.
43. MARTINEZ C., ANDRIEUX J., TRUILLET R. & BEN JEMIAA M. (1990). Les structures synsédimentaires miocènes en compression associées au décrochement dextre Mhrila-Chérichira (Tunisie centrale). *Bull. Soc. Géol. France*, 1990, (8), t. VI, no 1, pp. 167-176.
44. MARZOLI, A., E. M. PICCIRILLO, P. R. RENNE, G. BELLINI, M. IACUMIN, J. B. NYOBE, and A. T. TONGWA (2000), The Cameroon Volcanic Line revisited: petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources, *J. Petrol.*, 41(1), pp. 87-109.
45. MEJRI L (2012). Tectonique quaternaire, Paléosismicité et sources sismogéniques en Tunisie Nord-orientale : Etude de la faille d’Utique. Mémoire de Doctorat de l’Université de Toulouse 3 Paul Sabatier, 184
46. MIKO I. (1999). Dynamique sédimentaire des formations détritiques et ligniteuses du Continental terminal dans le bassin des Iullemeden (Niger). Thèse de Doctorat Université Abdou Moumouni Faculté des Sciences-Département de Géologie Niamey, 328 p.
47. MONFORT M. (1996). Reconstitution géologique des aquifères du Continental terminal dans la région de Niamey. Documentation Laboratoire ORSTOM Montpellier "stage de maîtrise Sciences de l’Environnement", 96 p.
48. MONFORT M. (1997). Etude des relations entre les aquifères du Continental terminal au Nord de Niamey (Niger) : Approche Géologique, Géochimique et Hydrodynamique. Université de Paris Sud, Diplôme d’Études Approfondies (D.E.A) 152 p.
49. MORIN S., MOTTET G., ZOGNING A. (1985). Deux études sur le volcanisme du Mont Cameroun. (Two studies about Mount Cameroun). *Bull. Assoc. Géogr. France*, Paris, 1985-2, pp. 134 -144.

50. MOUCHA R. & FORTE A. M. (2011). Changes in African topography driven by mantle convection, *Nature Geosci.*, 4(10), pp. 707-712.
51. MVONDO OWONO F. (2010) : Surrection cénozoïque de l'Ouest de l'Afrique à partir de deux exemples : le plateau sud-namibien et la marge nord camerounaise. Thèse / Université de Rennes 1, N° d'ordre : 4168, 308 p.
52. NGAKO, V., E. NJONFANG, F. T. AKA, P. AFFATON, AND J. M. NNANGE (2006), The North–South Paleozoic to Quaternary trend of alkaline magmatism from Niger–Nigeria to Cameroon: Complex interaction between hotspots and Precambrian faults, *J. Afr. Earth Sci.*, 45(3), pp. 241-256.
53. NOQUET J.M. & CALAIS E. (2003). Crustal velocity field of Western Europe from permanent GPS array solutions: *Geophys. J. Int.*, v. 154, pp. 72-88.
54. NOCQUET J.M. & CALAIS E. (2004). Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe: *Pure Appl. Geophys.*, v. 161, p. PP. 661-681.
55. NYBLADE A. A. & ROBINSON S. W. (1994). The African Superswell, *Geophys. Res. Lett.*, 21(9), pp. 765-768.
56. OLIVET, J.L., AUZENDE, J.M., & BEUZART, P., (1983). Western extension of the Iberian-European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence: A new model Comment: *Marine Geology*, v. 53, pp. 237-238.
57. PETIT J.-P. & LAVILLE E. (1987). Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone, *Geo. Soc. London Spec. Pub.*, n° 29, pp. 107-121.
58. PETIT J.-P., PROUST F. & TAPPONNIER P. (1983). Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires, *Bull. Soc. géol France*, 7, XXV. N° 4. pp. 589-608.
59. ROWLEY D. B. (2013). Sea Level: Earth's Dominant Elevation Implications for Duration and Magnitudes of Sea Level Variations, *J. Geol.*, 121(5), pp. 445-454.
60. SOUMAILA A. (2000). Etude structurale pétrographique et géochimique de la ceinture birimienne de Diagouro-Darbani Liptako, Niger occidental (Afrique de l'ouest). Thèse de l'Université de Franche-Comté, 260 p.
61. SOUMAILA A. & KONATÉ M. (2005). Caractérisation de la déformation dans la ceinture birimienne (paléoprotérozoïque) de Diagorou-Darbani (Liptako nigérien, Afrique de l'Ouest). *Africa Geoscience Review*, Vol. 12, No. 3, pp. 161-178.

62. VALSARDIEU C. (1971). Etude géologique et Paléogéographique du Bassin de Tim Mersoï : Région d'Agades (République du Niger). Thèse Université de Nice, 514 p.
63. WILSON M. & GUIRAUD R. (1992). Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from Late Jurassic to recent times. *Tectonophysics* 213 pp. 203-225.
64. WRIGHT L. I., BRANCHET M., & ALISSO I. (1993). Notice explicative de la carte géologique du bassin houillier d'Anou Araren / Solomi. Ministère des Mines et de l'Énergie, Niger, 20 p.
65. YAICH C., BEN ISMAIL K., ZAGHBIB-TURKI D., MONCEF TURKI M. (1994). Interprétation séquentielle de l'Oligo-Miocène (Tunisie central & Nord-Orientale). / New sequential interpretation of Oligocene and Miocene (Central and Northeast of Tunisia). In: *Sciences Géologiques. Bulletin*, tome 47, n°1-4, pp. 27-49.
66. YASSIN M. A., HARIRI M. M., ABDULLATIF O. M., KORVIN G., MKKAWI M. (2017). Evolution history of transtensional pull-apart, oblique rift basin and its implication on hydrocarbon exploration: A case study from Sufyan Sub-basin, Muglad Basin, Sudan. *Marine and Petroleum Geology*, 79, pp. 282-299.