

Caractéristiques de la triade néoprotérozoïque dans la partie nigérienne du bassin du Gourma, région de Firgoun (Ouest Niger)

[Characteristics of the Neoproterozoic triad in the Nigerien part of the Gourma basin, Firgoun region (Western Niger)]

Diafarou Alzouma Amadou and Moussa Konaté

Département de Géologie, Laboratoire Eaux Souterraines et Géoressources, Université Abdou Moumouni de Niamey, Faculté des Sciences et Techniques, Niamey, Niger

Copyright © 2022 ISSR Journals. This is an open access article distributed under the **Creative Commons Attribution License**, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

ABSTRACT: In West Africa, particularly in the Taoudenni, Volta and Beli basins (southeastern border of the Gourma Basin), Neoproterozoic glaciogenic deposits have been assimilated to the Late Cryogenian «Tillites-Carbonates-Silexites» triad. Like those of the Taoudenni, Volta and Beli basins (southeast of the Gourma Basin), the Neoproterozoic formations of the Firgoun region on the southeastern border of the West African Craton exhibit characteristics of the Neoproterozoic triad. This study aims through sedimentological analysis and lithostratigraphic correlations to place the sedimentary sequences of the Firgoun area in their regional context. The Firgoun deposits, resting in fundamental unconformity on the birimian basement of the Niger Liptako, are essentially composed of quartzite sandstones, conglomerates, shales, silexites and more or less metamorphosed dolomitic limestones. The stratigraphic analysis reveals that the Firgoun deposits include 9 lithofacies from the bottom to the top: the lower lithofacies noted Fr1 to Fr3 have been attached to the base formation called «Firgoun Sandstone», and the lithofacies Fr4 to Fr9 related to the «Beli-Garous» formation. The summit lithofacies (Fr6 to Fr8) of this «Beli-Garous» formation, corresponding to a succession of interbedded diamictites associated with carbonate and silexites deposits, have been assimilated to the Neoproterozoic triad.

KEYWORDS: Keywords: Glacial deposits, late Cryogenian, Triad, Gourma Basin, Firgoun Sandstone, West African Craton.

RESUME: En Afrique de l'Ouest, particulièrement dans les bassins de Taoudenni, des Volta et de Béli (bordure sud-est du bassin du Gourma) les dépôts glaciogéniques néoprotérozoïques ont été assimilés à la trilogie «Tillites-Carbonates-Silexites» tardi-cryogénienne. À l'instar de ceux des bassins de Taoudenni, des Volta et de Béli (Sud-est du bassin du Gourma), les formations néoprotérozoïques de la région de Firgoun se retrouvant sur la bordure sud-est du Craton Ouest Africain présentent des caractéristiques de la triade néoprotérozoïque. Cette étude vise à travers l'analyse sédimentologique et les corrélations lithostratigraphiques à replacer les séquences sédimentaires de la région de Firgoun dans leur contexte régional. Les dépôts de Firgoun, reposant en discordance fondamentale sur le socle birimien du Liptako nigérien, sont essentiellement constitués de grès quartzitiques, de conglomérats, de schistes, de silexites, de calcaires dolomitiques plus ou moins métamorphisés. L'analyse stratigraphique révèle que les dépôts de Firgoun comprennent du bas vers le haut 9 lithofaciès: les lithofaciès inférieurs notés Fr1 à Fr3 ont été rattachés à la formation de base appelée « Grès de Firgoun », et les lithofaciès Fr4 à Fr9 reliés à la formation de « Béli-Garous ». Les lithofaciès sommitaux (Fr6 à Fr8) de cette formation de « Béli-Garous », correspondant à une succession de diamictites intermédiaires associées à des dépôts de carbonates et de silexites ont été assimilés à la triade néoprotérozoïque.

MOTS-CLEFS: Dépôts glaciogéniques, Trilogie, Tardi-cryogénienne, Bassin du Gourma, Grès de Firgoun, Craton Ouest Africain.

1 INTRODUCTION

Les dépôts sédimentaires de la région de Firgoun, objet de la présente étude, se retrouvent sur la bordure SE du Craton Ouest Africain. Ils sont classiquement considérés comme étant les équivalents de ceux des bassins de Taoudenni, du Gourma et des Volta [1], [2], [3], [4], [5], [6], [7] (Fig.1). Située au Nord du Liptako nigérien, la zone d'étude se définit entre les latitudes 14° et 15° N et les longitudes 0° et 1° E. Elle se trouve dans l'extrême nord de la région de Tillabéry (Nord Ayorou), à environ 200 km au Nord-Ouest de Niamey et à environ 30 km de la frontière Niger-Mali (Labezzanga) (Fig.1B).

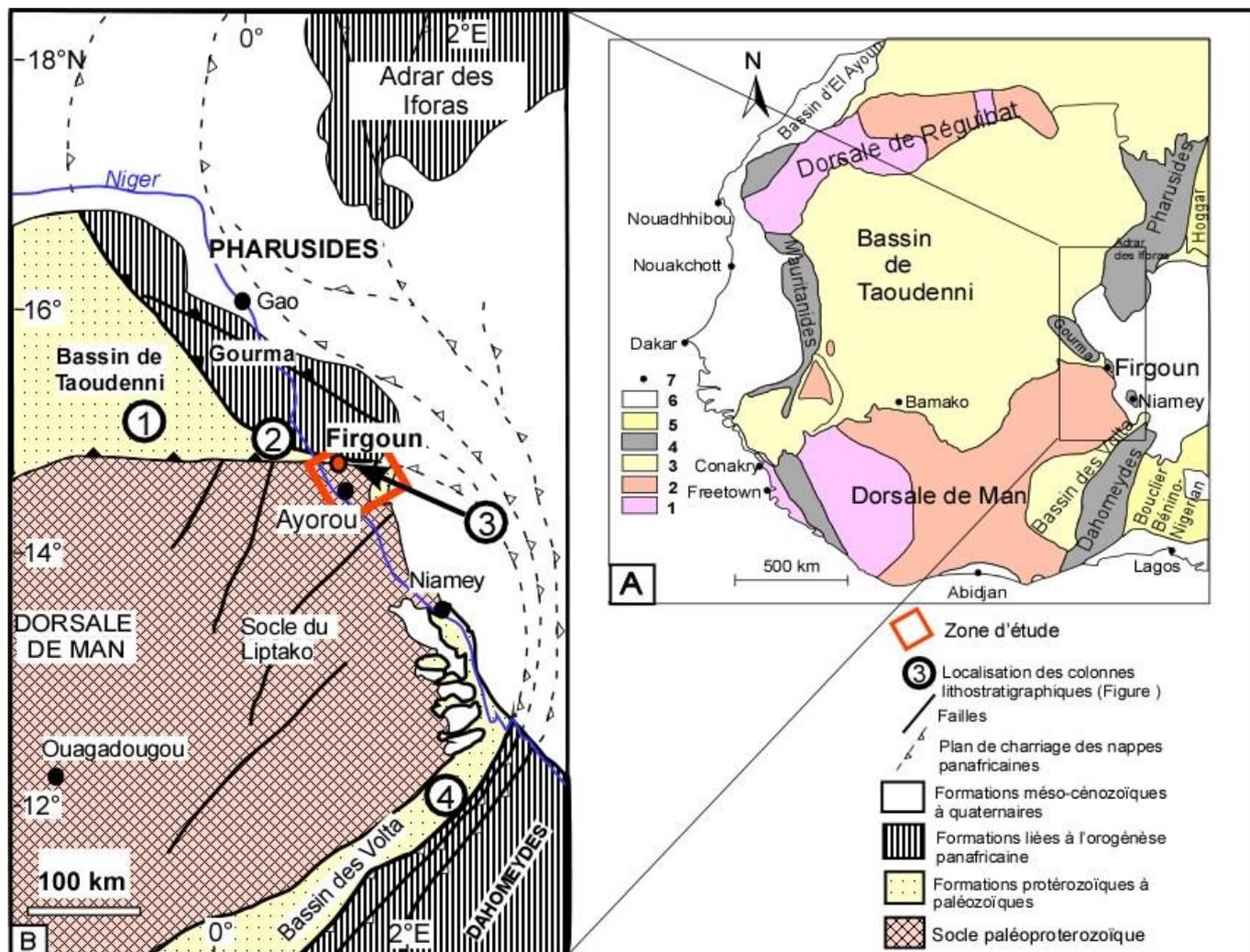


Fig. 1. A. Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest ([12]). 1: Archéen; 2: Birimien (Paléoproterozoïque); 3: Bassins paléozoïques englobant localement le Précambrien supérieur; 4: Zones mobiles panafricaines; 5: Terrains post-néoproterozoïques; 6: Terrains post-paléozoïques; 7: villes. B: Localisation de la zone d'étude dans le contexte structural du Liptako ([5])

Uniformément réparties sur la surface de la Terre, les glaciations néoproterozoïques constituent, après celles du Paléoproterozoïque (glaciations huroniennes situées entre 2.45 - 2.2 Ga, [8]), l'un des événements glaciaires les plus extrêmes ([9]). Trois épisodes glaciaires sont connus pendant le Néoproterozoïque: Sturtien (720 - 660 Ma), Marinoen (vers 635 Ma) et Gaskiers (590 - 575 Ma) ([9], [10], [11]). Selon ces auteurs au moins deux des glaciations (Sturtienne, Marinoenne) seraient d'ampleur globale et s'accordent mieux avec le concept de « Snowball Earth ».

La triade néoproterozoïque est considérée comme l'un des principaux témoins des glaciations néoproterozoïques en Afrique de l'Ouest: bassins de Taoudenni ([12], [13], [14]), des Volta ([4], [15]) et de Gourma (région de Béli, [4], [16]). L'objectif de cette étude est de déterminer les caractéristiques de la triade néoproterozoïque dans les séquences sédimentaires de Firgoun à partir des analyses sédimentologiques et des corrélations lithostratigraphiques.

1.1 CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Les séquences sédimentaires de Firgoun sont d'âge néoprotérozoïque et reposent en discordance fondamentale sur le socle paléoprotérozoïque du Liptako nigérien (pluton granitiques de Téra-Ayorou, [17]) (fig.2). Ils représentent les équivalents du groupe d'Ydouban dans le bassin du Gourma qui constitue le prolongement sud-est du bassin de Taoudenni [12], [17]).

Le bassin du Gourma, centré sur la boucle du Niger, est marqué par subsidence relativement forte (plus de 8000 m d'épaisseur, [1], [12]), suggérant une mer largement ouverte vers l'ENE [18]. Ce bassin est défini par un modèle de prisme sédimentaire, fortement subsident, à remplissage terrigène et carbonaté [18].

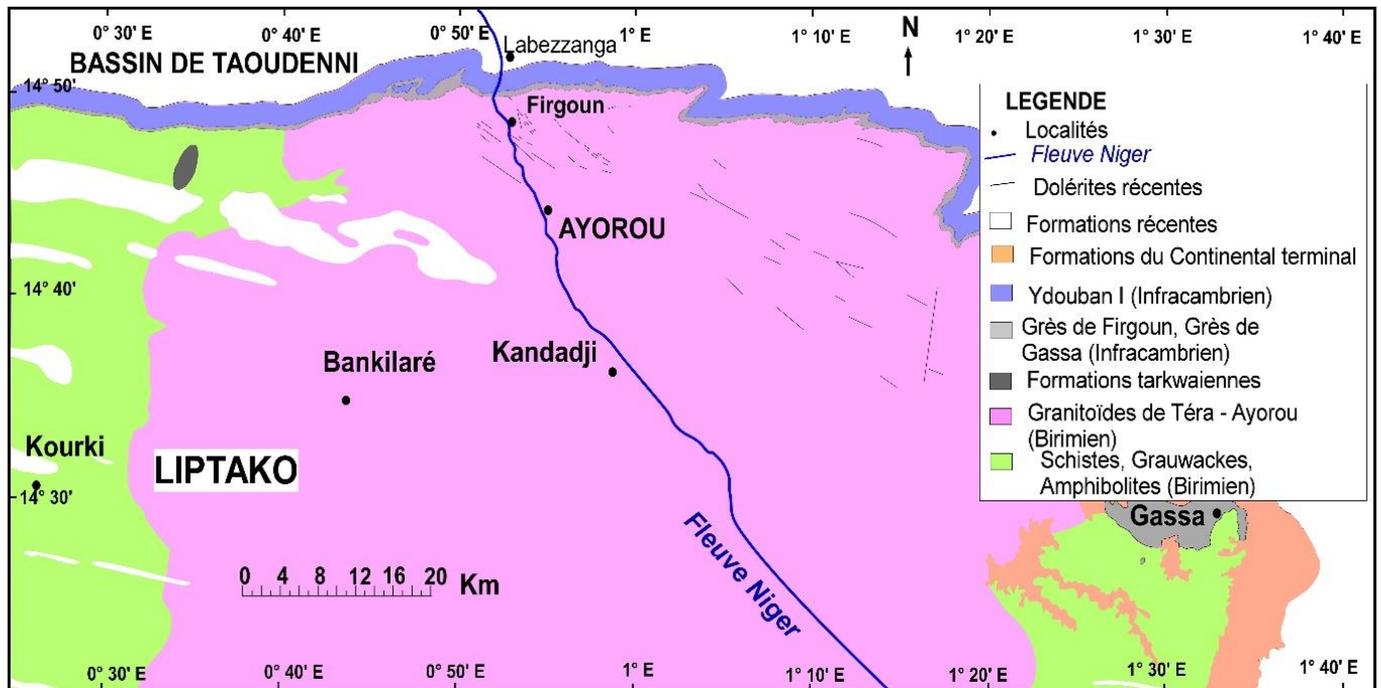


Fig. 2. Carte gé Localisation des formations infracambriens de la région de Firgoun dans la partie Ouest du Liptako nigérien ([17], modifié)

Dans les bassins de Taoudenni et de Voltas, deux séries peuvent être distinguées. La série inférieure du Supergroupe 1 est constituée de grès du Mésoprotérozoïque supérieur ([19], [20]), de calcaires à stromatolites et de dolomies.

La série supérieure du Supergroupe 2 supérieure (âge Vendien-Cambrien) comprend la " Triade " [18].

2 MATÉRIEL ET MÉTHODES

L'approche adoptée dans le cadre de cette étude comprend principalement deux étapes:

- 1) La première étape a consisté à décrire sur le terrain les affleurements de roches, à lever des coupes géologiques et à prélever des échantillons.
- 2) La seconde étape est relative aux investigations de laboratoire. Elle a consisté à la confection des lames minces des échantillons prélevés et à l'analyse au microscope.

3 RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

3.1 DESCRIPTION DES COUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

La corrélation entre les 4 coupes lithostratigraphiques (C1, C2, C3a et C3b) du secteur de Firgoun (Fig. 3) a permis d'établir une colonne lithostratigraphique synthétique (Fig. 4), présentant de la base au sommet 9 lithofaciès notés Fr1 à Fr9. Les séquences inférieures (lithofaciès Fr1 à Fr3) ont été rattachées à la formation de base « Grès de Firgoun ». Tandis que les dépôts supérieurs ont été reliés à la formation de Béli-Garous.

COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE C1

La coupe lithostratigraphique C1, d'une épaisseur d'environ 15 m (Fig. 3), a été levée dans les affleurements se trouvant le long de la route principale Ayorou-Gao (N14° 49' 55" – E 0° 53' 7.6"). Avec une extension d'environ 3 km, cette coupe, légèrement orientée suivant la direction SE-NW, semble être la plus représentative. Au cours de nos observations de terrain, 7 lithofaciès ont été recensés (Fig. 3). Ils comprennent de la base au sommet:

- des grès quartzitiques grossiers, conglomératiques à microconglomératiques (lithofaciès Fr1), qui reposent en discordance fondamentale sur les granites plus ou moins métamorphisés du socle birimien;
- des grès quartzitiques avec des intercalations de bancs de grès silto-argileux (lithofaciès Fr2);
- des grès silto-argileux plus ou moins fins (lithofaciès Fr3);
- des grès quartzitiques fins à moyens, sombres (lithofaciès Fr4);
- des grès fins à moyens à intercalations silto-argileux (lithofaciès Fr5);
- des grès quartzitiques riches en manganèse (lithofaciès Fr6), associés à des niveaux conglomératiques intermédiaires;
- et des schistes ardoisiers (lithofaciès Fr7) présentant des intercalations de marbres dolomitiques

COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE C2

La coupe lithostratigraphique C2 (Fig. 3), d'environ 3 m d'épaisseur, a été réalisée au niveau des affleurements longeant la bordure du Fleuve Niger (N14° 49' 45" - E 0° 51' 59" (Nord Bramé)). Cette coupe, d'orientation SW-NE, s'étend sur une longueur de plus de 2 km. Deux types de lithofaciès ont été identifiés (Fig. 3): à la base, des grès quartzitiques identiques à ceux décrits au niveau de la coupe C1 (lithofaciès Fr6) et au sommet, des schistes gris verdâtres surmontés par des dépôts sporadiques de carbonates bigarrés (lithofaciès Fr7).

COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE C3A

La coupe lithostratigraphique C3a (Fig. 3) a été levée au Sud de Donkolo (N14° 50' 48" – E 0° 52' 55.8"). Cette coupe a été levée sur une distance de plus de 3 km, suivant une direction SE-NW. Quatre types de lithofaciès ont été distingués (Fig. 3):

- des grès quartzitiques plus ou moins fins, de couleur gris sombre (terme supérieur du lithofaciès Fr6);
- des schistes surmontés par des marbres de couleur blanc laiteux (lithofaciès Fr7);
- des schistes (schistes pélitiques, schistes ardoisiers, schistes argileux) évoluant progressivement à des silexites (lithofaciès Fr8);
- et des schistes de couleur variable (lithofaciès Fr9)

COUPE LITHOSTRATIGRAPHIQUE C3B

La coupe lithostratigraphique Cs3b, d'environ 4 m d'épaisseur (Fig. 3), a été levée au Sud-Est de Donkolo (N14° 50' 57.5" – E 0° 53' 34.9"). Cette coupe a été levée sur une distance de plus de 4 km, suivant la direction SE-NW. Trois types de lithofaciès ont été identifiés (Fig. 3):

- des grès quartzitiques fins (terme supérieur du lithofaciès Fr6);
- des schistes passant verticalement à des marbres de couleur blanc laiteux (lithofaciès Fr7);
- et des silexites rubanés (lithofaciès Fr8)

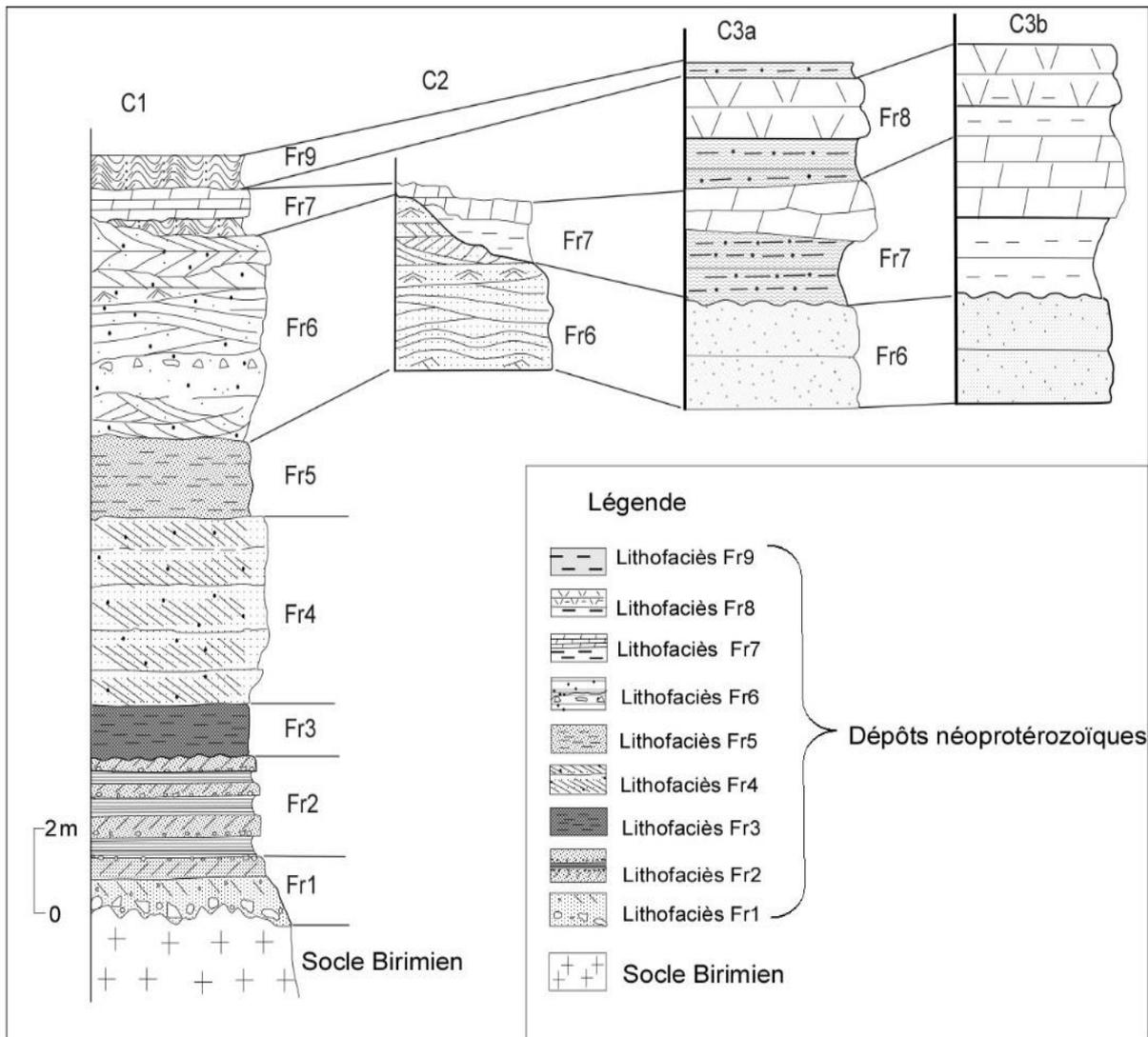


Fig. 3. Corrélation des données lithostratigraphiques des coupes C1, C2, C3a et C3b réalisées dans la région de Firgoun

3.2 CORRÉLATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

La corrélation entre les 4 coupes lithostratigraphiques (C1, C2, C3a et C3b) du secteur de Firgoun (Fig. 3) a permis d'établir une colonne lithostratigraphique synthétique (Fig. 4), présentant de la base au sommet 9 lithofaciès notés Fr1 à Fr9. Les séquences inférieures (lithofaciès Fr1 à Fr3) ont été rattachées à la formation de base « Grès de Firgoun ». Tandis que les dépôts supérieurs ont été reliés à la formation de Béli-Garous.

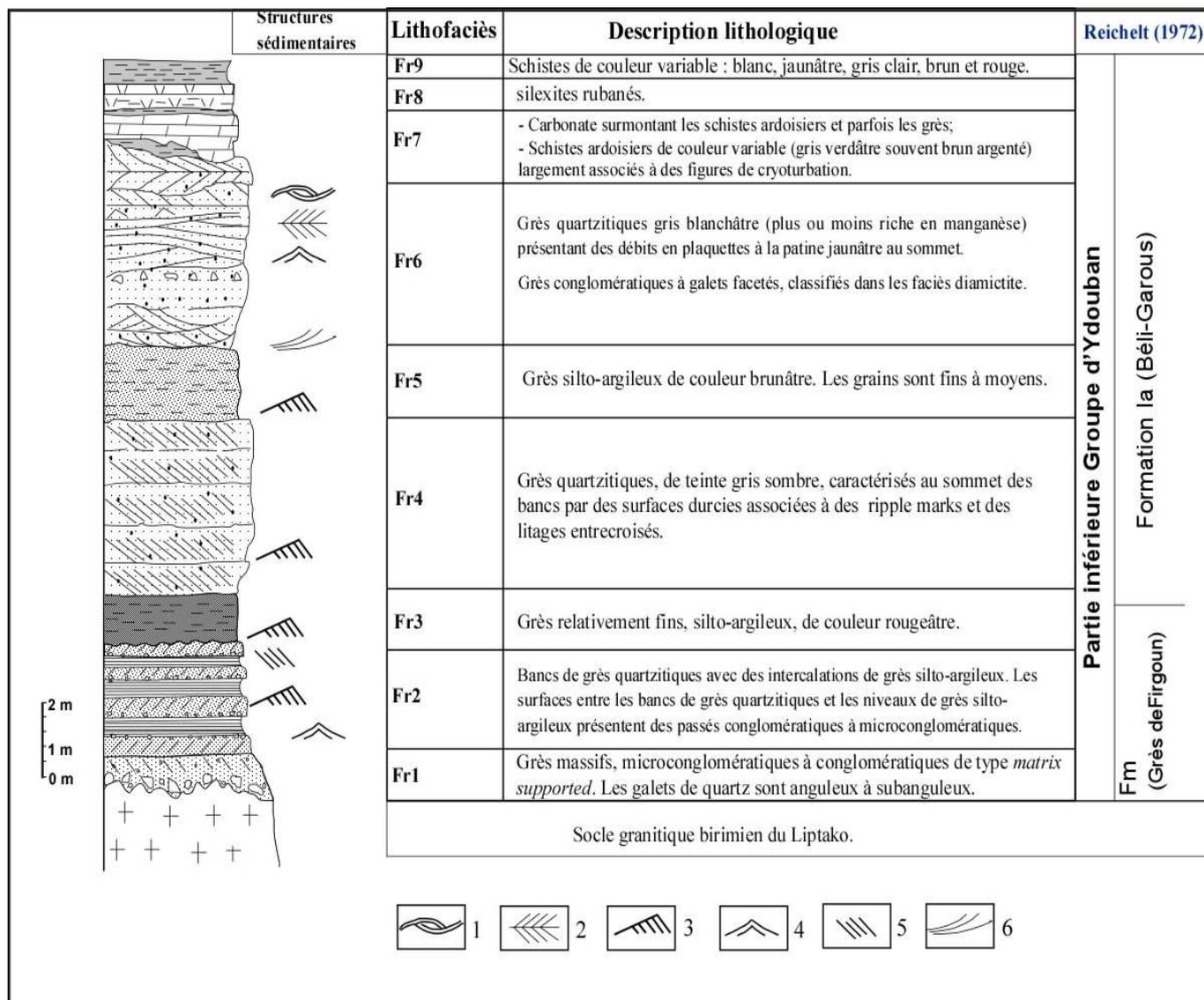


Fig. 4. Colonne lithostratigraphique synthétique de la zone d'étude: 1.Litages mamelonnés (HCS). 2: Stratifications en arête de poisson. 3: Rides de courant. 4: Rides de vague. 5: Litages obliques plans. 6: Litages obliques arqués

DÉPÔTS INFÉRIEURS

LITHOFACIÈS FR1:

D'une épaisseur maximale de 1 m, le lithofaciès Fr1 correspond à des grès conglomératiques à microconglomératiques qui reposent en discordance sur le socle birimien (Figs. 4; 5). Ce sont des conglomérats de type « matrix supported » constitué essentiellement de granules et de galets de quartz angulaires à subangulaires (taille variant de 2 à 4 cm). La matrice, de couleur brun-jaunâtre, est de nature sableuse à silteuse.

Ce lithofaciès Fr1 évolue vers le sommet à des dépôts relativement plus fins, à ripple marks et à litages obliques (Fig. 4). Les litages obliques résultent souvent de la migration de dunes ou de rides et indiquent la direction des courants [21]. Ces types de structures, le plus souvent générés par des courants unidirectionnels, se rencontrent aussi bien au niveau des chenaux ([22], [23]), qu'au niveau des fronts deltaïques et des points bars [24], [25], [26], [27].

Toutefois, la présence des dépôts conglomératiques, mal triés, de type « matrix-supported », à la base du lithofaciès Fr1, pourrait être assimilée au faciès Gmg de [24], attribués à des dépôts de coulées de débris.

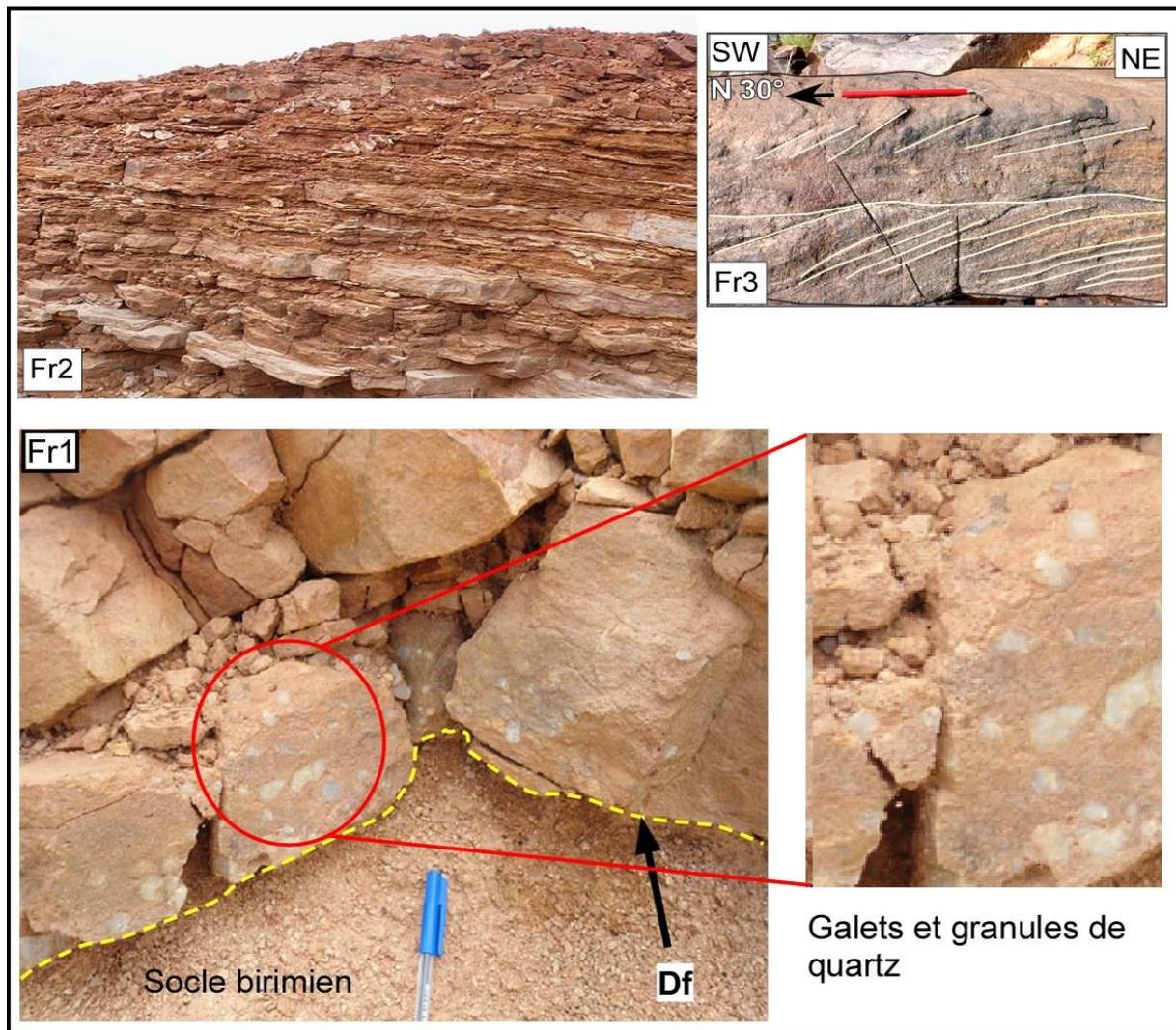


Fig. 5. Dépôts de base « Grès de Fergoun » reposant en discordance fondamentale (Df) sur le socle birimien altéré. La discordance majeure est soulignée par l'horizon de base conglomératiques à microconglomératiques du lithofaciès Fr1. Lithofaciès Fr2: alternance de bancs de grès quartzitiques et de niveaux de grès silto-argileux. Lithofaciès Fr2: présentant des litages obliques plans, arqués parfois sigmoïdes associés à des rides symétriques à crêtes arasées

LITHOFACIÈS FR2:

Le lithofaciès Fr2, qui succède aux dépôts du lithofaciès Fr1, présente une épaisseur totale de 3,5 m. Le lithofaciès Fr2 est marqué par une alternance de bancs décimétriques de grès quartzitiques et de niveaux pluricentimétriques de grès silto-argileux (Fig. 5). Il est caractérisé par la présence de litages obliques, parfois associés à des rides asymétriques et symétriques à surface érosive. Dans ce lithofaciès Fr2, la présence de succession de type flyschöide (Fig. 5), évoque une séquence turbiditique.

LITHOFACIÈS FR3:

Le lithofaciès Fr3, correspondant à des dépôts fins grés-silto-argileux, présente plusieurs types de structures sédimentaires: les rides à crêtes sinueuses ou légèrement ondulées, les rides asymétriques et symétriques (Fig. 5). Les rides symétriques ou d'oscillations résultent généralement de mouvements bidirectionnels de vagues [28], [29]. Selon ces auteurs, les rides de ce type naissent dans un environnement marin peu profond (milieu tidal).

DÉPÔTS SUPÉRIEURS

LITHOFACIÈS FR4:

Le lithofaciès Fr4, tout comme le précédent, présente différents types de structures sédimentaires. Il s'agit fréquemment de rides dissymétriques et de rides ondulées linguoïdes, parfois associées à des fonds durcis aux sommets des bancs. Localement peuvent être observés des litages en arêtes de poisson, des stratifications subhorizontales légèrement ondulées (Fig. 4). Les rides dissymétriques présentent des crêtes arrondies ou aplaties. Ces types de structures résultent généralement de mouvements oscillatoires de courants. La présence de rides linguoïdes indique une augmentation de l'énergie du courant.

Les litages en "arêtes de poisson" ou herringbone structure ([30], [31], [32]) (Fig. 6) se matérialisent par des feuillets de directions opposées, qui seraient créées par une inversion de courants à 180°. Les structures de ce type sont caractéristiques d'une dynamique tidale (milieu marin peu profond [35], [28], [33]).

LITHOFACIÈS FR5:

Le lithofaciès Fr5, constitué de grès fins silto-argileux, présente des rides asymétriques à crêtes aiguës et rectilignes, des rides sinueuses à crêtes arrondies ou aplaties, des rides dissymétriques abondantes, des litages obliques arqués tangentiels à la base (Fig. 4). Les rides sinueuses à crêtes aplaties présentent des bifurcations. L'aspect arrondi ou aplati des crêtes a été attribué à des mouvements oscillatoires de courants [28]. L'ensemble de ces structures caractérisent une dynamique tidale.

LITHOFACIÈS FR6:

D'une épaisseur d'environ 5m, le lithofaciès Fr6 est représenté par des bancs de grès quartzitiques, plus ou moins riche en manganèse (Fig. 6). Ce type de lithofaciès est marqué dans les niveaux intermédiaires par la présence de conglomérats à galets facettés (Fig. 6), attribués à des dépôts glaciogéniques (interbedded diamictites). Selon [34], la présence de galets à facettes est l'un des critères majeurs de reconnaissance de dépôts d'origine glaciaire (diamictites).

Il a été aussi remarqué par ailleurs, au niveau de ce lithofaciès, la présence de structures sédimentaires caractéristiques d'une dynamique oscillatoire, en occurrence: des rides d'oscillations, des rides d'interférence, des litages en arêtes de poisson, des litages subhorizontaux présentant des ondulations typiques aux "wavy bedding" ([35]) et des litages mamelonnés ou HCS ("hummocky cross stratifications") (Fig. 6).

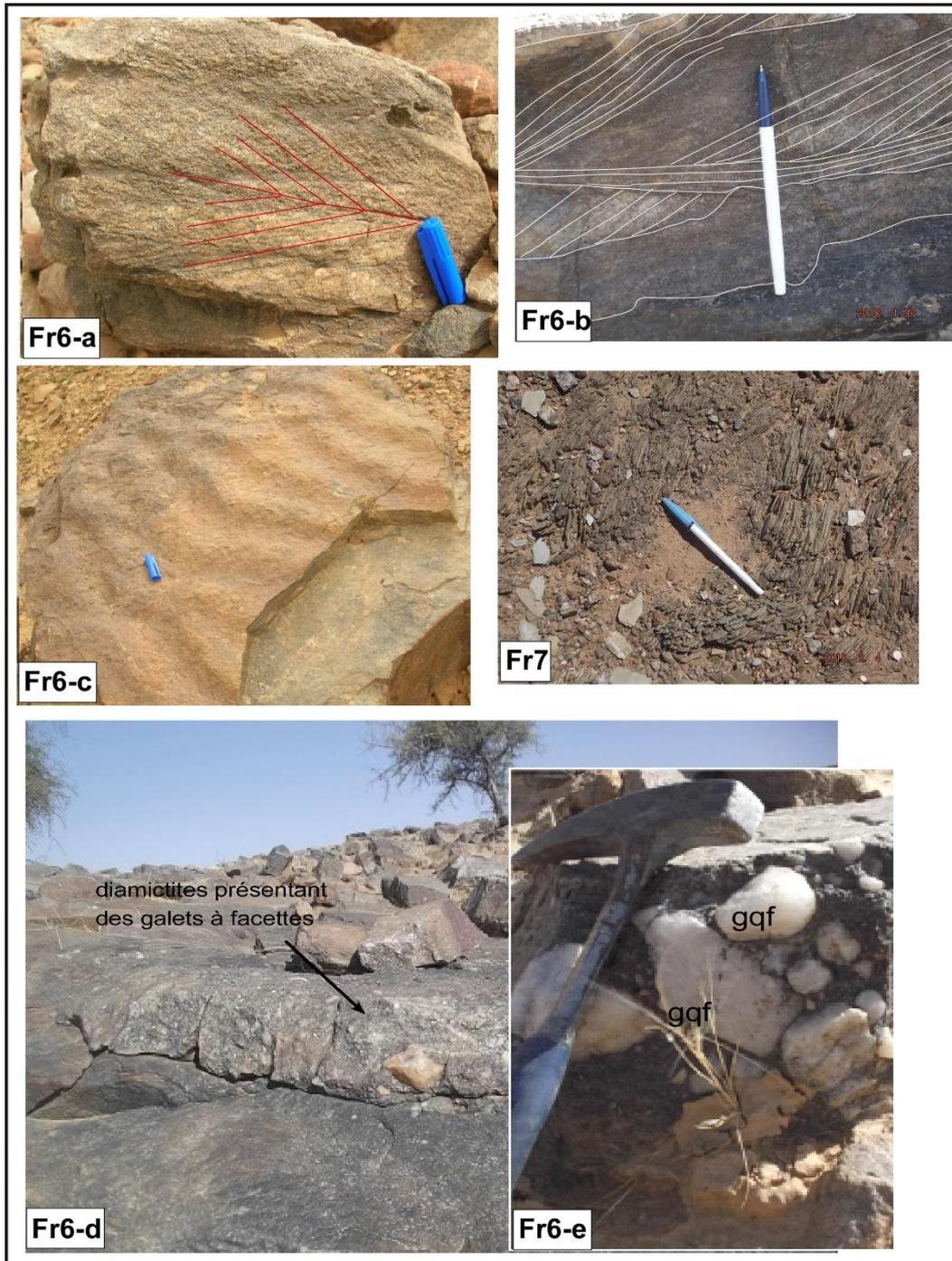


Fig. 6. Dépôts du lithofaciès Fr6 présentant des litages en arêtes de poisson (Fr6-a), litages entrecroisés obliques plans ou arqués (Fr6-b), rides d'oscillation bifurquées (Fr6-c); dépôts de diamictites intermédiaires du lithofaciès (Fr6-d); gqf: galets de quartz à facettes (Fr6-e)

La persistance des rides d'oscillation (Fig. 6), parfois d'interférence, associées à des litages mamelonnés, des litages en arêtes de poisson, des litages ondulés ou wavy bedding, reflète les caractéristiques d'une dynamique tidale (milieu marin peu profond [35]; [28]; [33]).

Le lithofaciès Fr6, caractérisé par des occurrences de diamictites associés des dépôts à caractère marin, se serait mis en place dans un environnement mixte de type glacio-marin. Dans un tel milieu, l'arrivée de gros blocs semble accidentelle; seuls des radeaux de glace, qui laissent tomber en se fondant, du matériel sédimentaire, peuvent donner une sédimentation de ce type [36], [37].

LITHOFACIÈS FR7:

Le lithofaciès Fr7, relayant les dépôts de diamictites intermédiaires (lithofaciès Fr6) est constitué de schistes et de carbonates (carbonates bigarrés et marbres dolomitiques, Fig. 4) intercalés.

Dans la zone d'étude, le lithofaciès Fr7 débute par des schistes présentant localement des figures de cryoturbation ou de « rebroussement » de schistosité ([37]) (Fig. 6). Ces structures particulières, attribuées à des phénomènes de gel et de dégel, représentent un indicateur important des milieux périglaciaires ([38], [39]). Ces types de structures, affleurant en surface sous forme de polygones ([39], [12]), ont été décrites dans les tillites néoprotérozoïques de Jbéliat (bassin de Taoudenni, [12]).

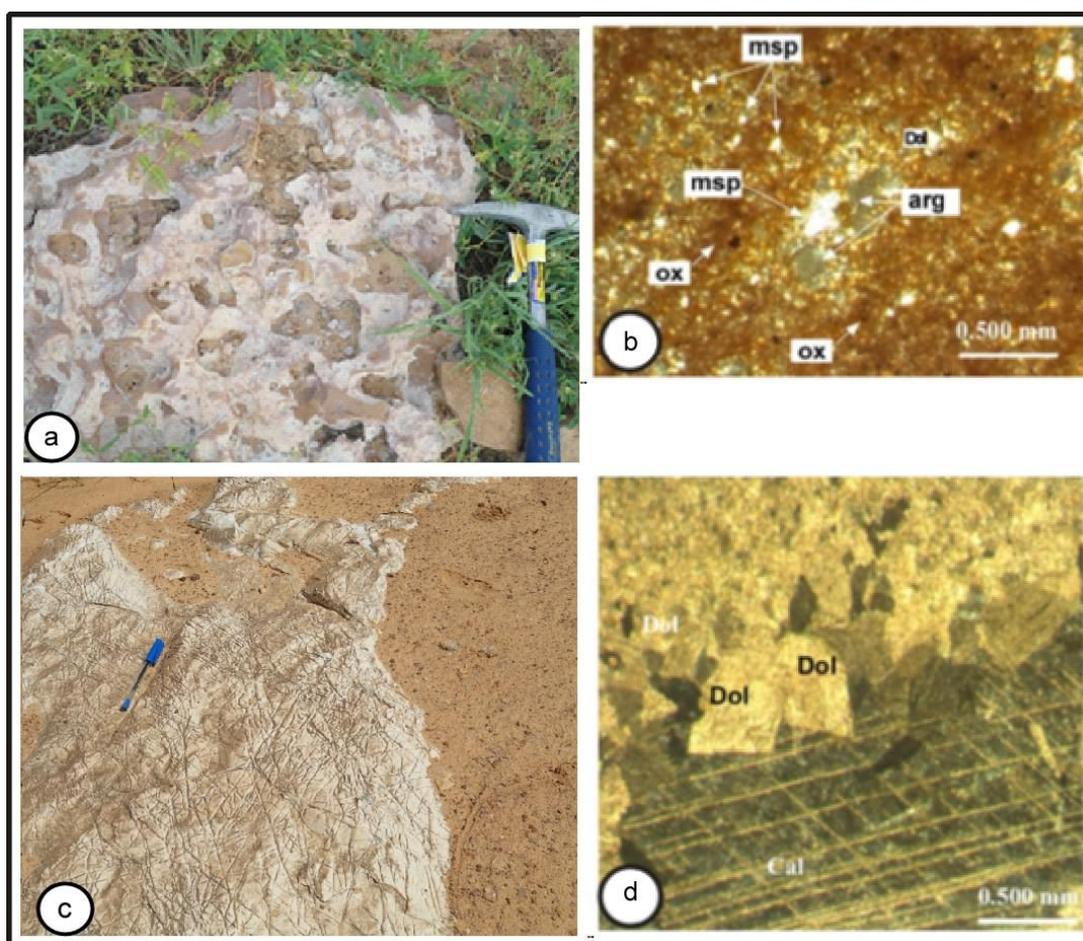


Fig. 7. *Colonne Dépôts de carbonates du lithofaciès Fr 7: a. Carbonates bigarrés à aspect caverneux (figures de dissolution), b. Microphotographie des carbonates bigarrés en lumière réfléchie c. Marbres blancs montrant un réseau dense des microfractures à remplissage siliceux ou calcitique. d. Microphotographie des marbres blancs en lumière réfléchie. Cal: calcite, Dol: dolomite, Si: silice; msp: microsparite, arg: argile, ox: oxydes*

Les dépôts sporadiques de carbonates (carbonates bigarrés et marbres dolomitiques, Fig. 7), surmontent les schistes à figures de cryoturbation et les dépôts du lithofaciès Fr6 (diamictite interbedded) associés à une discordance de ravinement. Le passage des schistes à figures de cryoturbation aux carbonates dans la région de Fingoun est très comparable à l'horizon de pélites vertes à des lits carbonatés attribués à l'ultime phase glaciaire de l'Infracambrien de la région de Majâbat (bassin de Taoudenni, [40]). Le passage abrupt entre sédiments glaciaires et carbonates est à l'origine du paradoxe climatique du Néoprotérozoïque, suggérant une transition rapide depuis des conditions glaciaires ("ice-house") à des conditions tropicales ("green-house") [41], [9], [10], [42]. De ce fait, ces auteurs ont attribué les carbonates de recouvrement aux faciès d'eau chaude marine [15].

Comparativement, à leurs homologues de la région de Béli qui présentent des structures stromatolitiques caractéristiques des milieux tidaux ([3], [16]), les dépôts carbonatés de la région de Fingoun ne révèlent aucune trace stromatolitique. Toutefois,

certaines dépôts de carbonates de la région de Firgoun, notamment les carbonates bigarrés et les marbres dolomitiques roses violacés, présentent souvent des cavités centimétriques (interprétées comme des figures de dissolution) (Fig. 7-a) comparables aux "bird-eyes limestone" de [39]. Ces types de structures apparaissent généralement dans les environnements intertidaux [39], [43]. D'après [43], les structures de ce genre résultent de bulles d'air emprisonnées.

L'observation microscopique des marbres dolomitiques indique la présence des cristaux de formes rhomboédriques de dolomite dans une matrice calcitique (Fig. 7-b). La dolomite, bien qu'elle puisse également exister sous la forme de ciment, est en grande partie un minéral secondaire de remplacement. Les calcaires dolomitiques (carbonates bigarrés), présentent microscopiquement un ciment microsparitique à pigment rougeâtre, probablement due à une présence d'oxydes (Fig. 7-d). De petits fragments de dolomie recristallisent au sein du ciment microsparitique.

LITHOFACIÈS FR8:

Le lithofaciès Fr8, correspondant à des silexites massives à rubanements (Fig. 8), pourrait être attribué à des dépôts marins. [44] envisage pour les silexites détritiques, une recristallisation dans la mer par précipitation de la silice en sursaturation au cours des éruptions volcaniques. Pour [45], certaines silexites proviennent d'une mobilisation importante de la silice lors de la modification précoce du matériel volcanique.

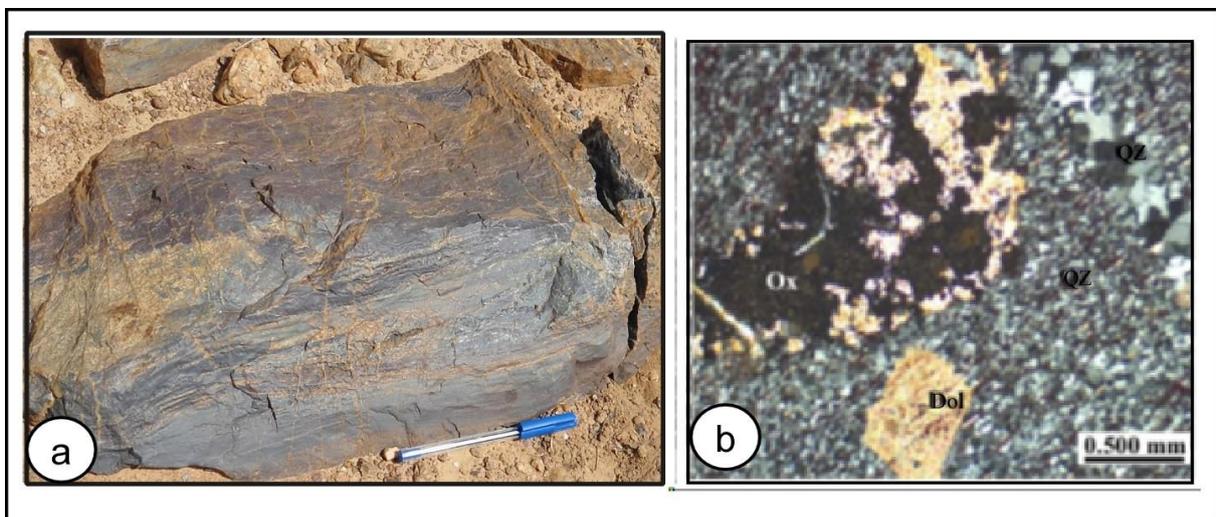


Fig. 8. Dépôts du lithofaciès Fr8: a. Silexites rubanées fines montrant des fractures à remplissage de silice. b. microphotographie des silexites en lumière réfléchie

Le lithofaciès Fr8 forme avec les dépôts sous-jacents (lithofaciès Fr6, Fr7) les termes de la triade "Tillites-Carbonates-Silexites" (glaciation tardi-cryogénienne, [37]). La mise en évidence de la triade, marqueur stratigraphique particulier dans les bassins de Taoudenni, du Gourma et des Volta, implique qu'au moins un des épisodes de la glaciation néoprotozoïque aurait affecté la région de Firgoun.

LITHOFACIÈS FR9:

Le lithofaciès Fr9, présentant une couleur d'altération variable (gris, noir, verdâtre, rubéfié, ou jaunâtre), est constitué particulièrement de sédiments marins (schistes présentant des lentilles de silexites, d'argilites et de schistes argileux) (Fig. 4). Ce lithofaciès Fr9, affleurant de façon sporadique, présente parfois un débit sigmoïdal avec des remplissages quartzeux d'épaisseurs millimétriques à centimétriques certainement dues à une recristallisation de la silice. Les niveaux décimétriques de silexites massifs, noirs sombres se distinguent par une cassure conchoïdale.

4 DISCUSSIONS

Les corrélations lithostratigraphiques révèlent que les formations néoprotérozoïques de la région de Firgoun, situées sur la bordure est du Craton Ouest Africain, présentent de fortes affinités lithostratigraphiques avec celles du bassin de Taoudenni environnant, du bassin du Gourma (région de Béli) se trouvant au Nord et celles du bassin des Volta se trouvant au Sud (Fig. 1; 9).

Les dépôts supérieurs de la formation de Béli-Garous (lithofaciès Fr1 à Fr9) présentent les caractéristiques de la triade néoprotérozoïque. Il s'agit d'un repère stratigraphique bien décrite dans les bassins de Taoudenni (glaciation tardi-cryogénienne ou marinoenne, environ 635 Ma, [13]), de Béli et des Volta. Cette mise en évidence des caractéristiques de la triade néoprotérozoïque apporte des précisions à la lithostratigraphie de séquences sédimentaires de la région de Firgoun et permet donc de les replacer dans le contexte régional de l'Afrique de l'Ouest.

Ainsi, les dépôts de base « Grès de Firgoun » composés des lithofaciès Fr1 à Fr3 ([37]) relayé par les séquences inférieurs (lithofaciès Fr4, Fr5) de la formation de Béli-Garous de la région de Firgoun représentent les équivalents:

- (i) du lithofaciès F1 du bassin de Béli [3], [16];
- (ii) du lithofaciès ou formation T1 du bassin de Taoudenni [13], [14];
- (iii) du Supergroupe de Bombouaka ([15]) du bassin des Volta (Fig. 9).

Par contre, les lithofaciès Fr6-Fr7-Fr8 représentent l'équivalent de la triade « Tillites-Carbonates-Silexites » largement décrite dans les bassins de Taoudenni (glaciation tardi-cryogénienne ou marinoenne, environ 635 Ma, [13]), de Béli ([3], [16]) et des Volta ([4], [15]) (Fig. 9). Les dépôts de la triade, étant les principaux témoins de la glaciation néoprotérozoïque, constituent un marqueur stratigraphique caractéristique:

- de la base du Supergroupe II (lithofaciès T2, T3, T4 ([13], [14]) du bassin de Taoudenni;
- des lithofaciès F2- F3- F4 du bassin de Béli ([3], [16]);
- et de la base du Supergroupe de la Pendjari (groupe du Sud-Bamboli, [15]) du bassin des Volta (Fig. 9)

Le lithofaciès Fr9 de la région de Firgoun, quant à lui serait l'équivalent:

- des schistes marquant le sommet du groupe du Sud-Bomboli ([15]) du bassin des Volta;
- du lithofaciès F5 ([3], [16]) du bassin de Béli et;
- Dépôts sommitaux du lithofaciès T4 ([13], [14]) du bassin de Taoudenni (Fig. 9)

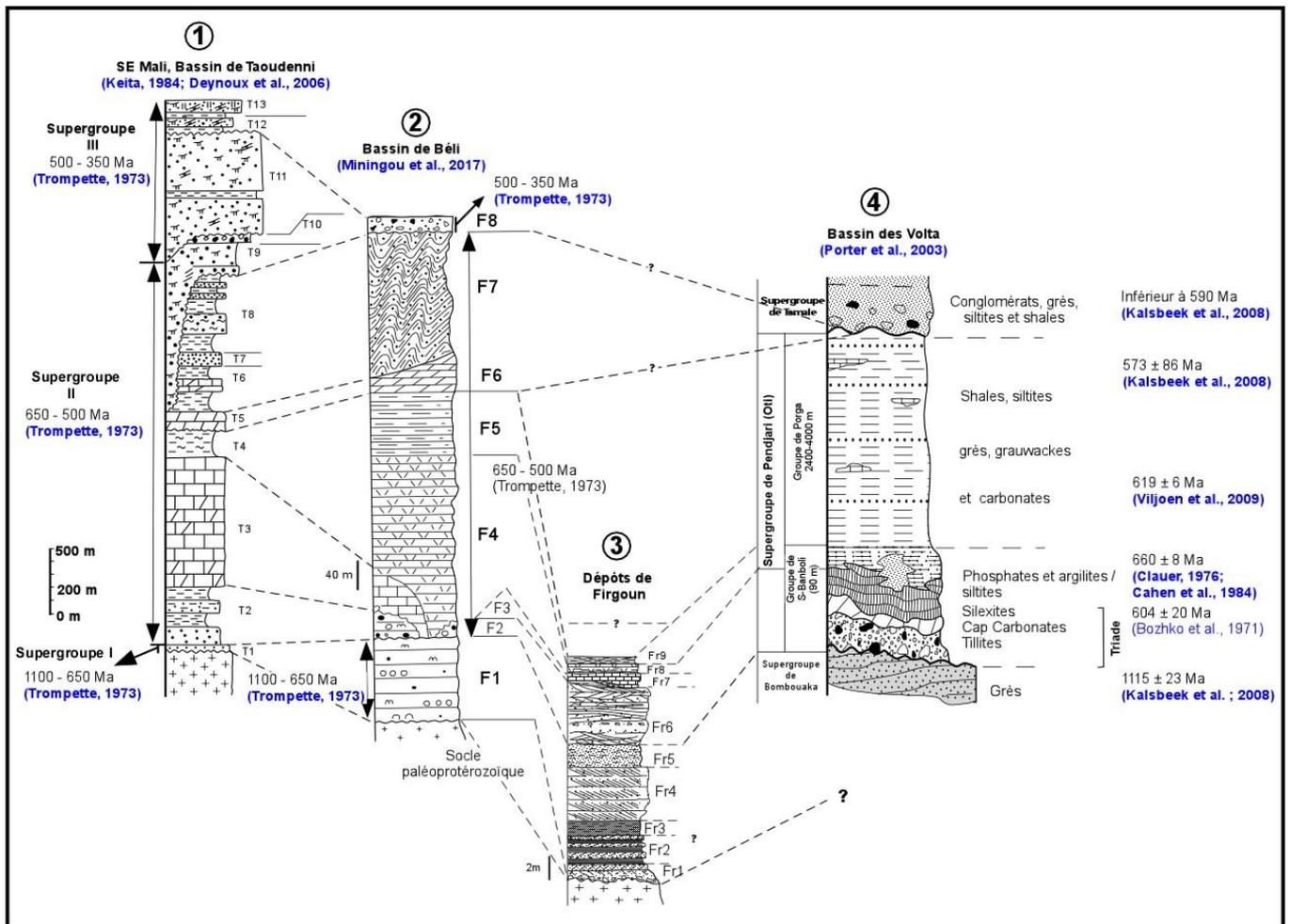


Fig. 9. Corrélations lithostratigraphiques des dépôts néoproterozoïques de la région de Fingoun du bassin de Taoudenni ([13], [14]), de Béli ([3], [16]) et des Volta ([15]). Bassin de Taoudenni T1: Grès glauconieux moyens à grossiers. T2: Grès moyens, siltites et shales. T3: Carbonates-stromatolites. T4: Schistes argileux et marnes. T5: Carbonates d'algues et de stromatolites. T6: Shales, carbonates et grès fins. T7: Grès grossiers. T8: Shales et grès fins. T9: Grès grossiers à conglomératiques. T10: Conglomérats polymictiques. T11: Grès grossiers conglomératiques. T12: Grès fins à moyens et shales. T13: Grès fins à moyens scolithos et shales. Bassin de Béli F1: Grès quartzites grossiers à conglomératiques. F2: Tillites. F3: Calcaires. F4: Complexe siliciteux. F5: Shales et siltites. F6: Dolomies. F7: Phyllades. F8: Molasses. Dépôts infracambriens de Fingoun Fr1: Grès massifs microconglomératiques à conglomératiques, Fr2: Grès quartzitiques avec des intercalations de bancs de grès silto-argileux, Fr3: Grès silto-argileux plus ou moins fins, Fr4: Grès quartzitiques fins à moyens, Fr5: Grès fins à moyens silto-argileux, Fr6: Grès quartzitiques riches en manganèse, présentant des conglomérats intermédiaires, Fr7: Schistes ardoisiers entrecoupés par des horizons de carbonates, Fr8: Silexites rubanés, Fr9: Schistes à passés d'argilites et de silexites

5 CONCLUSION

Les lithofaciès Fr1 à Fr9, identifiés dans la région de Fingoun, montrent de par leurs caractéristiques, une sédimentation marine sous influence fluviale à la base évoluant verticalement à des dépôts marins peu profonds, sous influence glaciaire:

1. Les lithofaciès Fr1, Fr2 et F3 de la formation de base « Grès de Fingoun » relayés par les lithofaciès Fr4 et Fr5 de la formation la « Béli-Garous » de la région de Fingoun correspondent aux dépôts de base des bassins des Volta, du Gourma, de Taoudenni. Ces lithofaciès présentent les caractéristiques d'un milieu marin peu profond sous influence fluviale à la base.
2. L'association des lithofaciès Fr6, Fr7 et F8 de la formation la « Béli-Garous » a été interprétée comme des dépôts glacio-marins de la triade « Tillites-Carbonates-Silexites » caractéristiques d'une des glaciations néoproterozoïques décrite dans les bassins des Volta, du Gourma (région de Béli) et de Taoudenni.

Le lithofaciès sommital Fr9, attribué à des dépôts marins, serait l'équivalent du lithofaciès F5 du bassin de Béli dans le Gourma et du lithofaciès T4 du bassin de Taoudenni, ainsi que des schistes marquant le sommet du groupe du Sud-Bomboli dans le bassin des Volta.

REFERENCES

- [1] R. Reichelt 1972, Géologie du Gourma (Afrique occidentale) un « seuil » et un bassin du Précambrien supérieur. Mémoires Bur. Rech. Geol. Min. Paris 53, 213 p.
- [2] J.M. Bertrand, J. Bertrand-sarfati, et al. 1983. Afrique de l'ouest: Introduction géologique et termes stratigraphiques. Lexique stratigraphique international, Nouvelle série n°. 1, International Union of Geological Sciences – Stratigraphic Commission.
- [3] M.Y.W. Miningou, P. Affaton, O.Bamba et M. Lompo 2010. Mise en évidence d'une Triade glaciaire néoprotérozoïque et d'une molasse dans la région du Béli, bassin du Gourma, Nord-Est Burkina Faso. *J. Sci.* 10 (3), p. 55–68.
- [4] P. Affaton, 1990. Le Bassin des Volta: une marge passive d'âge protérozoïque supérieur tectonisée au Panafricain (600 ±50 Ma). Éd. ORSTOM, Coll. Etudes et thèses, 2 volumes, 481 p.
- [5] P. Affaton, P. Gaviglio et A. Pharissat, 2000. Réactivation du Craton ouest-africain au Panafricain: paléocontraintes déduites de la fracturation des grès néoprotérozoïques de Karey Gorou (Niger, Afrique de l'Ouest). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences* 331 (2000), p. 609–614.
- [6] J. J. Drouet, 1994. Dynamique sédimentaire et paléoenvironnements d'une marge passive: le Bassin des Volta au Togo (Néoprotérozoïque). Mémoire Habilitation de Recherche, Université de Bourgogne, 324 p.
- [7] F. Kalsbeek, R. Frei and P. Affaton, 2008. Constraints on provenance, stratigraphic correlation and structural context of the Volta Basin, Ghana, from detrital zircon geochronology: an Amazonian connection? *Sedimentary Geology* 212, p. 86–95.
- [8] M. Tahata, Y. Sawaki, K. Yoshiya, M. Nishizawa, T. Komiya, T. Hirata, N. Yoshida, S. Maruyama, B.F. Windley, 2015. The marine environments encompassing the Neoproterozoic glaciations: evidence from C, Sr and Fe isotope ratios in the Hecla Hoek Supergroup in Svalbard. *Precambrian Res.* 263, 19–42.
- [9] J. L. Kirschvink, 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth, dans: *The Proterozoic Biosphere* (J.W. Schopf and C. Klein, eds), Cambridge University Press, p. 51-52.
- [10] P. F. Hoffman, A. J. Kaufman, G. P. Halverson and D.P.Schrag, 1998. A Neoproterozoic snowball Earth, *Science*, 281, p. 1342-1346.
- [11] A.D. Rooney, J.V. Strauss, A.D. Brandon, F.A. Macdonald, 2015. A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations. *Geology*, v. 43, no. 5, p. 459–462, doi: 10.1130 /G36511.1.
- [12] R. Trompette, 1973. Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar des Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. - Trav. Lab. Sci. Terre, Marseille (St- Jérôme), 1 et 2, 573 p.
- [13] M. Deynoux, P. Affaton, R. Trompette and M. Villeneuve, 2006. Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 46, p. 397–426.
- [14] N. D. Keita, 1984. Etude géologique des formations sédimentaires de la partie sud-orientale du bassin Précambrien supérieur et Paléozoïque de Taoudeni au Mali (région du plateau de Bandiagara) (Thèse Ing. Doct.). Université de Marseille, France, 209 p.
- [15] S. M. Porter, A.H. Knoll and P. Affaton, 2003. Chemostratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates from the Volta Basin, West Africa. *Precambrian Res.* 130, p. 99–112.
- [16] M.Y.W. Miningou, Affaton P., J.D. Meunier, A. Blot and A.G.Nebie, 2017. Establishment of a lithostratigraphic column in the Béli area (Northeastern BurkinaFaso, West Africa) based on the occurrence of a glacial triad and a molassic sequences in Neoproterozoic sedimentary Formations. Implications for the Pan-African orogeny. *J.Afr. Earth Sci.* 131, p. 80–97.
- [17] E. Machens, 1973. Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la république du Niger. Editions BRGM (No. 82, 167 p.
- [18] J. Bertrand-Sarfati, A. Moussine-Pouchkine, P. Affaton, R. Trompette, Y. Bellier 1991, Cover sequences of the West African Craton. In: Dallmeyer R.D., Lécorché J.P. (eds). *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, 65-82.
- [19] A.D. Rooney, D. Selby, J.-P. Houzay, P.R. Renne, 2010. Re–Os geochronology of a Mesoproterozoic sedimentary succession, Taoudeni basin, Mauritania: Implications for basin-wide correlations and Re-Os organic-rich sediments systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 289, 486– 496.

- [20] J. Beghin, J.-Y. Storme, C. Blanpied, N. Gueneli, J.J. Brocks, S.W. Poulton, E.J. Javaux, 2017. Microfossils from the Late Mesoproterozoic–Early Neoproterozoic Atar/El Mrei'ti Group, Taoudeni Basin, Mauritania, northwestern Africa. *Precambrian Res.* 291, 63–82.
- [21] I. Cojan and Renard M., 2006. *Sédimentologie*. Dunod, 444p.
- [22] J.D. Collinson, 1970. Bedforms of the Tana River, Norway. (A description of bedforms and their modification during changing river stage). - *Geogr. Ann.*, 52 A, p. 31-56.
- [23] F. Massari, 1983. Tabular cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates southern Alps, Italy. - In: *Modern and ancient fluvial systems* (Eds COLLINSON J. D. & LEWIN J.), Int. Ass. Sedimentologists, Spec. Pub., 6, Oxford, p. 287-300.
- [24] A. D. Miall, 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. - *Geol. Surv. Canada*, 5, p. 597-604.
- [25] A. D. Miall, 1996. *The geology of fluvial deposits. - Sedimentary facies, Basin analysis and Petroleum geology.* (SPRINGER VERLAG), Berlin, 582 p.
- [26] F. Vilas, A. Sopena, L. Rey, 1988. The corrubedo tidal inlet, Galicia, N.W. Spain: Sedimentary processes and facies. - *Sedimentary and Petroleum Geology*, Dordrecht, p. 183-200.
- [27] D.G. McCubbin, 1992. - Barrier-island and strand-plain facies. - In: *Sandstone Depositional Environments* (Ed. SCHOLLE & SPEARING), Am. Ass. Petroleum Geologists, 3rd Ed., p. 247-279.
- [28] H. E. Reineck and I. B. Singh, 1973. *Depositional sedimentary environments.* - (SPRINGER VERLAG), 439 p.
- [29] D.M Picard and L.R. High Jr, 1973. *Sedimentary structures of ephemeral streams.* Elsevier scientific publishing company Amsterdam, London, New York, 1973. Library of congress card number: 72-97433 ISBN 0-444-4 1 100-3, 241 p.
- [30] I. B. Singh, 1969. - Primary sedimentary structures in Precambrian quartzites of Telemark, Southern Norway, and their environmental significance. - *Norsk Geol. Tidsskr.*, 49, 1-31.
- [31] H. E. Reineck and I. B. Singh, 1980. *Depositional Sedimentary Environments.* (SPRINGER VERLAG), Berlin, 549 p.
- [32] G. de V. Klein, 1977. - *Clastic tidal facies.*- Champaign Continuing Education Publ. Co. (C.E.P.C.O.), Illinois, 144 p.
- [33] J. D. Collinson and D. B. Thompson, 1989. *Sedimentary structures.* - (CHAPMAN & HALL), London, 207 p.
- [34] G. Le Hir, 2007. *Comprendre et modéliser les glaciations du Néoprotérozoïque et les phénomènes associés. Spécialité: Dynamique et Physico-chimie de la Terre et des Planètes. Thèse de l'Université Paris XI ED*, 143 p.
- [35] C. V. Campbell, 1967. - Lamina lamina set, bed and bed set. - *Sedimentology*, 8, 7-26. Viljoen J.H.A., Gyapong W., Le Berre P., Reddering J.S.V. and Thomas E., 2009. *Geological Map Explanation – Map Sheet 1001D (1: 100 000).* Geological Survey Department of Ghana, Accra, 124 p.
- [36] M. Konaté, 1996. *Evolution Tectono-sédimentaire du Bassin Paléozoïque de Kandi (Nord Bénin, Sud Niger): Un témoin de l'extension post-orogénique de la chaîne panafricaine.* Thèse de Doctorat de l'Universités de Bourgogne, Lyon I, Aix-Marseille I, Toulouse III. Premier Volume, 312 p.
- [37] M. Konaté, Y. Ahmed, A.Gärtner, D. Alzouma Amadou, H. Ibrahim Maharou, K. Tourba, M. Hofmann, J. Zieger and U. Linnemann, 2018. U–Pb detrital zircon ages of sediments from the Firgoun and Niamey areas (eastern border of West African Craton, West Niger) *Comptes Rendus. Géoscience* 350, p. 267–278.
- [38] F. Arbey 1987. Précisions sur la genèse de figures de gel rencontrées dans les sédiments fini-orodoviens des monts d'Ougarta (Sahara Algérien). Comparaison avec l'actuel. 112e Congrès national des sociétés savantes, Lyon. - 2e Coll. Géol. Afr., 239-264.
- [39] G. Nichols, 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*, 2nd edn. John Wiley & Sons.
- [40] J. Fabre, 2010. *Evolution du Sahara central et occidental du Précambrien à nos jours. 1er Colloque International sur la Géologie du Sahara Algérien: Ressources Minérales, Hydrocarbures et Eau – OUARGLA 2010.*
- [41] W.B. Harland, 1964. Evidence of late Precambrian glaciation and its significance: Problems in palaeoclimatology, *Interscience.* John Wiley & Sons, London, (A. E. M. Nairn, ed.), p. 119–149.
- [42] P.F. Hoffman, A. van Dusen, A.C. Maloof, C.A. Ferguson, 2002. Glimpse of a Terrestrial Snowball Ocean: Seafloor Dolomite-barite-aragonite Sequence in a Neoproterozoic Cap Carbonate, Northern Canadian Cordillera. *Astrobiology Science Conference 2002. Abstract.*
- [43] H. Chamley et J-F. Deconinck, 2011. *Bases de sédimentologie 3e édition.* Dunod, Paris, 1987, 2000, 2011, ISBN 978-2-10-056164-3.
- [44] J.P. Bassot, 1966. *Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens.* Mémoires du B.R.G.M., Vol. 40, 322 p.
- [45] G.A. Shields, M. Deynoux, H. Strauss, P. Hélène and D. Nahon, 2007. Barite-bearing cap dolostones of the Taoudéni Basin, northwest Africa: Sedimentary and isotopic evidence for methane seepage after a Neoproterozoic glaciation Neoproterozoic. *Precambrian Research* 153 (2007) 209–235.