

Caractérisation pétro-structurale du terrane panafricain de Tchilit dans le secteur de Gofat-Tafadek (Massif de l'Aïr, Nord Niger)

[Petro-structural Characterization of the Pan-African Terrane of Tchilit in the Gofat-Tafadek Area (Air Massif, Northern Niger)]

Abdoul Ganiou Amadou Salissou¹, Ibrahim Maharou Hassan¹, Sanda Chekaraou Mahamane Moustapha², Mallam Mamane Hallarou¹, Fozing Eric Martial³, and Konate Moussa¹

¹Université Abdou Moumouni, Faculté des Sciences et Techniques, Département de géologie, Laboratoire de Géologie: Equipe Bassins et Géoressources, Niamey, Niger

²Université Djibo Hamani, Faculté de l'Éducation, Département de didactique de discipline, Thaoua, Niger

³Université de Dschang, Faculté des Sciences, Département des sciences de la Terre, Dschang, Cameroon

Copyright © 2025 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: This study focuses on the petro-structural characterization of the Pan-African terrane of Tchilit in the Gofat-Tafadek sector, within the Air Massif (Northern Niger). The Air Massif consists of metamorphic rocks intruded by granitoids. Previous works related to the petrographic characterization and structural analysis of the Pan-African terrains in this region are superficial and fragmentary. The general objective of this study is to analyze the petro-structural characteristics of the Pan-African formations. Specifically, the study aims to: (i) determine the petrographic characteristics of different facies, (ii) identify the deformation structures that have affected them, and (iii) establish a relative chronological relationship between the main deformation phases. To achieve these objectives, a methodological approach was implemented, incorporating petrographic analysis and structural measurements. The schistosity/foliation planes, fault planes, and fractures were analyzed using the Win-tensor and Stereonet programs. Petrographic analysis shows that in the Gofat-Tafadek sector, the Tchilit terrane consists of phyllites, chlorite schists, biotite quartzites, mica schists, muscovite quartzites, quartz schists, paragneiss, biotite orthogneiss, amphibolites, metarhyolites, meta-arkoses, two-mica granites, heterogeneous granites, and pegmatites. Structural analysis of the Tchilit terrane in the Gofat and Tafadek sectors reveals three deformation phases: D0, D1 and D2. The extensional deformation phase D0, characterized by a NNE-SSW extension direction (N20°), is evidenced by normal microfault mirrors observed in quartzites. The first deformation phase, D1 (Pan-African), is ductile to semi-ductile and comprises two episodes: D1a (ductile) and D1b (semi-ductile to brittle). The first ductile episode (D1a), related to Pan-African shortening, is characterized by an ENE-WSW shortening direction (N70° on average), while the second semi-ductile to brittle episode (D1b) is marked by an average shortening direction of NE-SW (N40°). The second deformation phase, D2, marked by a shortening direction of N10° (NNE-SSW), is late to post-Pan-African. It is characterized by the development of a fracture schistosity. The structural evolution over time of the shortening direction in the Tchilit terrane highlights a sinistral counterclockwise rotation, from the ENE-WSW direction (Phase D1) to the NNE-SSW direction (Phase D2). This indicates a deformation continuum during the Pan-African event, associated with the convergence between the West African Craton, the São Francisco Craton, the Congo Craton, and the Saharan Metacraton.

KEYWORDS: Air Massif, Pan-African, petro-structural, Tchilit Terrane, Deformation.

RESUME: La présente étude porte sur la caractérisation pétro-structurale du terrane panafricain de Tchilit du secteur de Gofat-Tafadek, dans le massif de l'Aïr (Nord Niger). Le massif de l'Aïr est constitué de roches métamorphiques recoupées par des

granitoïdes. Les travaux antérieurs relatifs à la caractérisation pétrographique et à l'analyse structurale des terrains panafricains de ce secteur sont superficiels et fragmentaires. L'objectif général de cette étude vise à analyser les caractéristiques pétro-structurales des formations panafricaines. Spécifiquement, il s'agit de: (i) déterminer les caractéristiques pétrographiques de différents faciès, (ii) identifier les structures de déformations qui les ont affectés et (iii) établir une relation chronologique relative entre les principales phases de déformation. Pour atteindre ces objectifs, une approche méthodologique a été mise en œuvre, intégrant des analyses pétrographiques et des mesures structurales. Les plans de schistosité/foliation, de plans de failles et fractures ont été traités à l'aide des programmes Win-tensor et Stéreonet. L'analyse pétrographique montre que dans le secteur de Gofat-Tafadek, le terrane de Tchilit est constitué de phyllades, de chloritoschistes, de biotites à quartz, de micaschistes, de quartzites à muscovite, de quartzoschistes, de paragneiss, d'orthogneiss à biotite, d'amphibolites, de métarhyolites, de méta-arkoses, de granites à deux micas, de granites hétérogranulaires et de pegmatites. L'analyse structurale du terrane de Tchilit du secteur de Gofat et de Tafadek met en évidence trois phases de déformation D0, D1 et D2. La phase de déformation extensive D0, caractérisée par une direction d'extension NNE-SSW (N20°), est matérialisée par des miroirs de microfailles normales observés dans les quartzites. La première phase de déformation D1 (panafricaine), ductile à semi-ductile, comprend deux épisodes: D1a (ductile) et D1b (semi-ductile à cassant). Le premier épisode ductile (D1a), de raccourcissement panafricain, est caractérisé par une direction de raccourcissement ENE-WSW (N70° en moyenne), tandis que le second épisode semi-ductile à cassant (D1b) est marqué par une direction moyenne de raccourcissement NE-SW (N40°). La deuxième phase de déformation D2, marquée par une direction raccourcissement N10° (NNE-SSW), est tardive à post-panafricaine. Elle est marquée par le développement d'une schistosité de fracture. L'évolution structurale dans le temps de la direction de raccourcissement dans le terrane de Tchilit met en évidence une rotation antihoraire senestre, de la direction ENE-WSW (Phase D1) à la direction NNE-SSW (Phase D2). Celle-ci traduit un continuum de déformation pendant l'événement panafricain, en liaison avec la convergence entre le Craton Ouest Africain, le Craton de São Francisco, le Craton du Congo et le Métacraton Saharien.

MOTS-CLEFS: Massif de l'Aïr, Panafricain, pétro-structurale, Terrane de Tchilit, Déformation.

1 INTRODUCTION

Le bouclier Touareg correspond à un vaste ensemble stabilisé, découpé par des mégacisaillements subméridiens (Black et al., 1994; Navez et al., 1999), qui délimitent des unités lithologiques et structurales allongées ou terranes. Ainsi, 24 terranes (Figures 1, 2-A) comprenant des panneaux archéens/paléoprotérozoïques rajeunis, alternant avec des domaines juvéniles panafricains ont été mis en évidence (Bertrand et al., 1978; Black et al., 1979; Black, 1980; Caby et al., 1981; Moreau, 1982; Black et al., 1994; Navez et al., 1999; Brahimi et al., 2021). La structuration du bouclier Touareg s'est effectuée suite à des collisions et à des accrétiens d'arcs insulaires, le long des zones des mégacisaillement subméridiens, suivant lesquelles se sont produits des coulissements des terranes (Benyahia et al., 2005). Les massifs du Hoggar (Algérie), de l'Adrar des Iforas (Mali) et de l'Aïr (Niger), constituant le bouclier Touareg, représentent un segment orogénique de la chaîne plissée panafricaine trans-Saharienne (Cahen et al., 1984).

Le massif de l'Aïr, d'une superficie d'environ 70 000 km² correspond à la partie sud-est du bouclier Touareg (Ligeois et Claessens, 1991), constitué des quatre terranes suivants: Aougueur, Barghot, Assodé et Tchilit (Black et al., 1994; Navez et al., 1999). Ces terranes, comprenant d'anciens domaines paléoprotérozoïques, et des domaines juvéniles néoprotérozoïques ont été affectés différemment par l'orogénèse panafricaine. Deux phases de structuration panafricaine ont été distinguées: une phase majeure précoce (750-660 Ma) et une phase tardive de (650-580 Ma) (Black et Liégeois, 1993; Black et al., 1994; Liégeois et al., 2003; Benyahia et al., 2005; Liégeois, 2019). Cet événement panafricain a intensément plissé un ensemble de roches métamorphisées dans la catazone aboutissant à des migmatites, au voisinage desquelles se sont formés des granites d'anatexie (Black et al., 1967). Le terrane de Tchilit, objet de la présente étude est l'un des 4 terranes du massif de l'Aïr (Figure 2 B et C).

Au Niger, les provinces sud appartenant à la zone mobile trans-Saharienne, notamment celles du Sud Maradi et du Damagaram-Mounio, ont fait l'objet de nombreuses études structurales (Baraou et al., 2018; Baraou et Konaté, 2020; Boubacar et Konaté, 2020; Baraou et Konaté, 2021; Chékaraou et Konaté, 2021; Badamassi et Konaté, 2021), contrairement à la province nord correspondant à l'Aïr où les travaux antérieurs étaient principalement focalisés sur l'étude pétrographique et géochimique (Black et al., 1967; Greigert et Pougnet, 1967; Moreau, 1982; Pouclet et Durand, 1983; Bellion, 1987; Ahmed, 1989; Pouclet et al., 1994; Black et al., 1991; Navez et al., 1999). L'objectif général de cette étude est de dégager les principales caractéristiques des déformations ayant affecté les formations panafricaines du massif de l'Aïr. Spécifiquement, concernant le terrane de Tchilit, il s'agit de: (i) déterminer les caractéristiques pétrographiques de différents faciès, (ii) identifier les structures

de déformations qui les ont affectés et (iii) établir une relation chronologique relative entre les principales phases de déformation.

2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL DE LA ZONE D’ÉTUDE

2.1 PRÉSENTATION DE LA ZONE D’ÉTUDE

Le massif de l’Air correspondant à la partie sud-est du bouclier Touareg (Figure 2A), se situe au Nord du Niger, entre les parallèles 17° et 20°30’ de latitude nord et les méridiens 7°30’ et 10° de longitude est. Il s’étend sur environ 400 km de longueur et 200 km de largeur (Ahmed, 1989). Le massif de l’Air est structuré par des mégacisaillements délimitant les terranes: d’Aouzégueur, de Barghot, d’Assodé et de Tchilit (Figure 2B). Le terrane de Tchilit, objet de la présente d’étude, se situe dans la bordure sud-ouest du massif de l’Air. Les deux secteurs du terrane de Tchilit concernés par la présente étude sont: Gofat (au Sud) et Tafadek (au Nord) (Figure 1C)

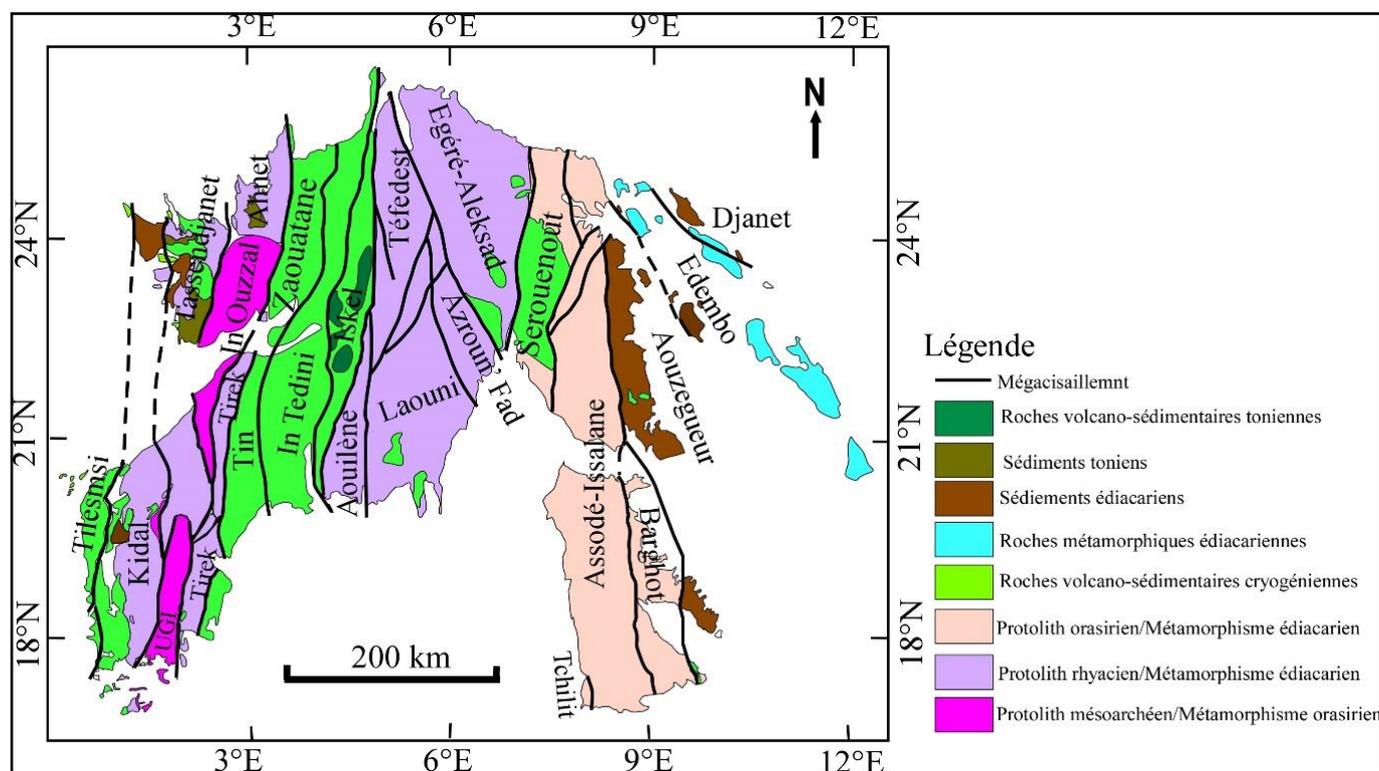


Fig. 1. Carte géologique du bouclier touareg montrant les différents terranes (Brahimi et al., 2018, modifiée)

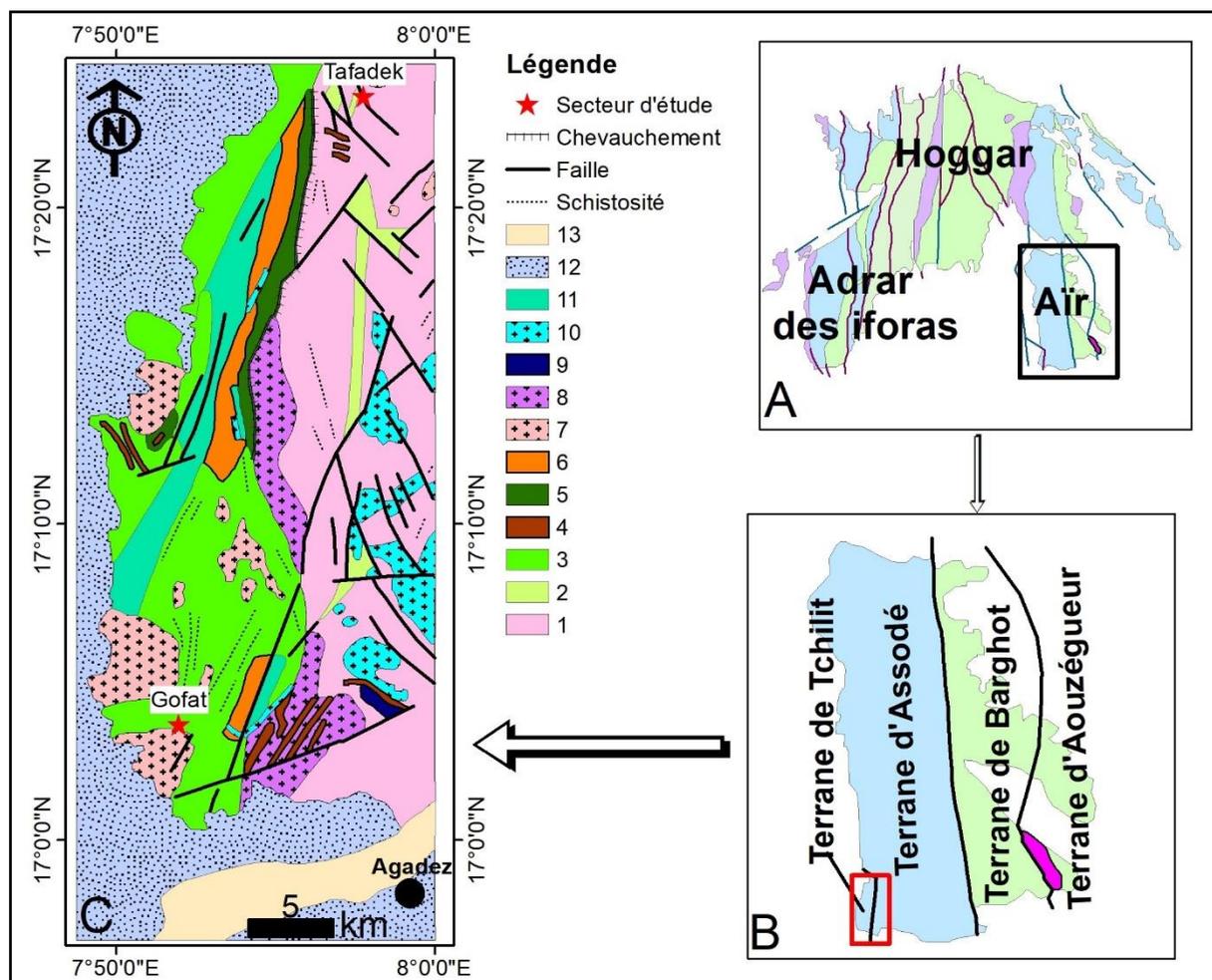


Fig. 2. Localisation de la zone d'étude. A: Carte géologique du bouclier Touareg. B: Carte géologique du Massif de l'Air montrant la localisation du terrane de Tchilit. C: Localisation des secteurs d'étude sur un extrait de la carte géologique du Massif de l'Air (Black et al., 1967, modifiée). 1. Formation de Tafourfouzete. 2. Formation micaschisteuse d'Edoukel. 3. Méta-arkoses et phyllites. 4. Quartzites à muscovite. 5. Amphibolites. 6. Métaconglomérats 7. Granites hétérogranulaires. 8. Granites calco-alcalins porphyriques. 9. Granites à deux micas. 10. Aplogranites. 11. Métarahyolites. 12. Formation paléozoïque. 13. Téloua

2.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE

La morphologie actuelle du massif de l'Air résulte du bombement du bouclier Touareg au Cénozoïque, associé au volcanisme à la même période (Black et al., 1994; Ahmed et al., 2016). Ce volcanisme cénozoïque explique la mise en place d'un cortège magmatique alcalin constitué de néphélinites, de basanites, de phonolites, de trachy-phonolites et de trachytes quartzifères, réparti en deux grands groupes d'âges: 36-23 Ma et 9-1,5 Ma (Ahmed et al., 2016).

Le socle de l'Air est entouré et/ou partiellement recouvert de sédiments phanérozoïques faiblement inclinés à subhorizontaux d'âge ordovicien inférieur à quaternaire (Black et al., 1994). Il est recoupé par les complexes annulaires alcalins anorthositiques du Silurien-Dévonien de la province du Niger-Nigeria (Black, 1965; Moreau, 1982; Bowden et al., 1987; Demaiffe et Moreau, 1991). Dans le massif de l'Air, quatre terranes (Aouzegueur, Barghot, Assodé et Tchilit, Figure 3A) ont été définis et intégrés dans un modèle géodynamique marqué par une orogénèse panafricaine, comprenant deux phases (Liégeois et al., 1994). La phase précoce de l'orogénèse panafricaine (750-660 Ma) est marquée par une forte collision, associée à une subduction à l'est de l'Air, ayant un pendage ouest, (Black et al., 1994; Liégeois et al., 1994). Cette collision a engendré un métamorphisme de haute pression, occasionnant: une anatexie de la croûte inférieure, un chevauchement régional et un plutonisme calco-alcalin potassique. La phase tardive de l'orogénèse panafricaine (650 à 580 Ma) a produit d'importants déplacements horizontaux, le long des mégacisaillements méridiens associés à la mise en place de batholites calco-alcalins liés à la zone de subduction incliné vers l'Est, à l'Ouest de l'Air (Black et al., 1994; Liégeois et al., 1994). Excepté sur leurs bordures

occidentales, les terranes d’Aouzegueur et de Barghot ont été faiblement affectés par la phase tardive panafricaine. En revanche, le terrane d’Assodé enregistré les deux phases. Il faut noter que les terranes d’Assodé et de Barghot sont séparés par la grande zone de cisaillement N-S de Raghane, située à la longitude 8°30’E. Cette dernière est décalée par des failles senestres ultérieures, d’orientation NW-SE (Figure 3A). A l’Est, le terrane de Barghot, présentant un faciès amphibolite dominant, surplombe le terrane d’Aouzegueur à faciès majoritairement schiste vert. A l’Ouest, le terrane d’Assodé chevauche celui de Tchilit à faciès schiste vert.

2.3 CARACTÉRISTIQUES GÉOLOGIQUES DES DIFFÉRENTS TERRANES DU MASSIF DE L’AIR

2.3.1 TERRANE D’AOUZEGUEUR

Le terrane d’Aouzegueur comprend trois unités lithologiques principales. L’unité orientale, épaisse est constituée des tonalites-trondhjemitites-granodiorites (TTG) d’Eberjegui (Figure 3B), dont l’encaissant se présente sous forme de reliques d’amphibolites mafiques à ultramafiques (Liégeois et *al.*, 1994). Elle est chevauchée par: (i) l’unité ophiolitique d’Aouzegueur (Boullier et *al.*, 1991), dont les serpentinites ont été décrites pour la première fois par Tyrre (1930) et, (ii) par les métasédiments à faciès schiste vert (unité d’Arrei), qui contiennent des écailles tectoniques du TTG d’Eberjegui. L’ensemble de ces 3 unités (TTG d’Eberjegui, l’unité ophiolitique d’Aouzegueur, unité d’Arrei) peut être suivi vers le Nord sur près de 1000 km, jusqu’au Hoggar en Algérie, où des faciès identiques ont été décrits par Caby et Andreopoulos-Renaud (1987). Dans le Nord de l’Air, la formation de “Coin”, également orientée vers le NE, est recoupée par le TTG d’Eberjegui (Figure 3B). Elle représente probablement l’équivalent septentrional de l’unité d’Arrei à faciès schiste vert (Black et *al.*, 1967, 1994).

2.3.2 TERRANE DE BARGHOT

Le terrane d’Assodé est représenté par deux groupes gneiss recoupés par des granitoïdes calco-alcalins tardifs à post-cinématiques dont l’âge de mise en place est compris entre 715 et 655 Ma (Black et *al.*, 1994; Liégeois et *al.*, 1994). Ces granitoïdes sont généralement représentés par des diorites quartzitiques au monzogranites leucocrates à prédominance de monzogranites porphyriques (Type Dabaga-Est). Ils montrent également des enclaves microgranulaires sombres riches en mégacristsaux de quartz et de feldspaths potassiques, dont la mésostase est de composition dioritique (Liégeois et *al.*, 1994). Dans ce terrane, deux groupes de gneiss ont été mis en évidence par (Black et *al.*, 1967, 1994; Liégeois et *al.*, 1994). Il s’agit du groupe d’Azanguerene (Azan) et celui de Tafourfouzete (Taf) (Figure 3B).

(1) Le groupe d’Azanguerene (Azan)

Il est représenté par des gneiss gris, souvent migmatitiques, des amphibolites et de rares roches calco-alcalines. Ce groupe est affecté par des structures complexes et est considéré comme un ancien socle.

(2) Le groupe de Tafourfouzete (Taf)

Il est constitué de gneiss leucocrates riches en feldspaths potassiques associés à des quartzites, des marbres, des amphibolites et de rares méta-pelites. Le groupe de Tafourfouzete monocyclique et/ou polyphasé, représente l’équivalent de l’unité d’Arrei faiblement métamorphisée (Black et *al.*, 1991; Boullier et *al.*, 1991).

Le terrane d’Aouzegueur et le terrane de Barghot sont associés à une ceinture de chevauchement formée de plusieurs nappes présentant de pandages variant de 20° à 40° vers l’Ouest à Sud-ouest. Une linéation d’étirement plongeant de N20°E à N90°E en remontant la structure de nappe (Boullier et *al.*, 1991). La ceinture de chevauchement est recoupée par un pluton post-cinématique daté d’environ 664 Ma (Liégeois et *al.*, 1994). Cette ceinture est recouverte par un dépôt molassique communément appelé la série du Proche Ténééré.

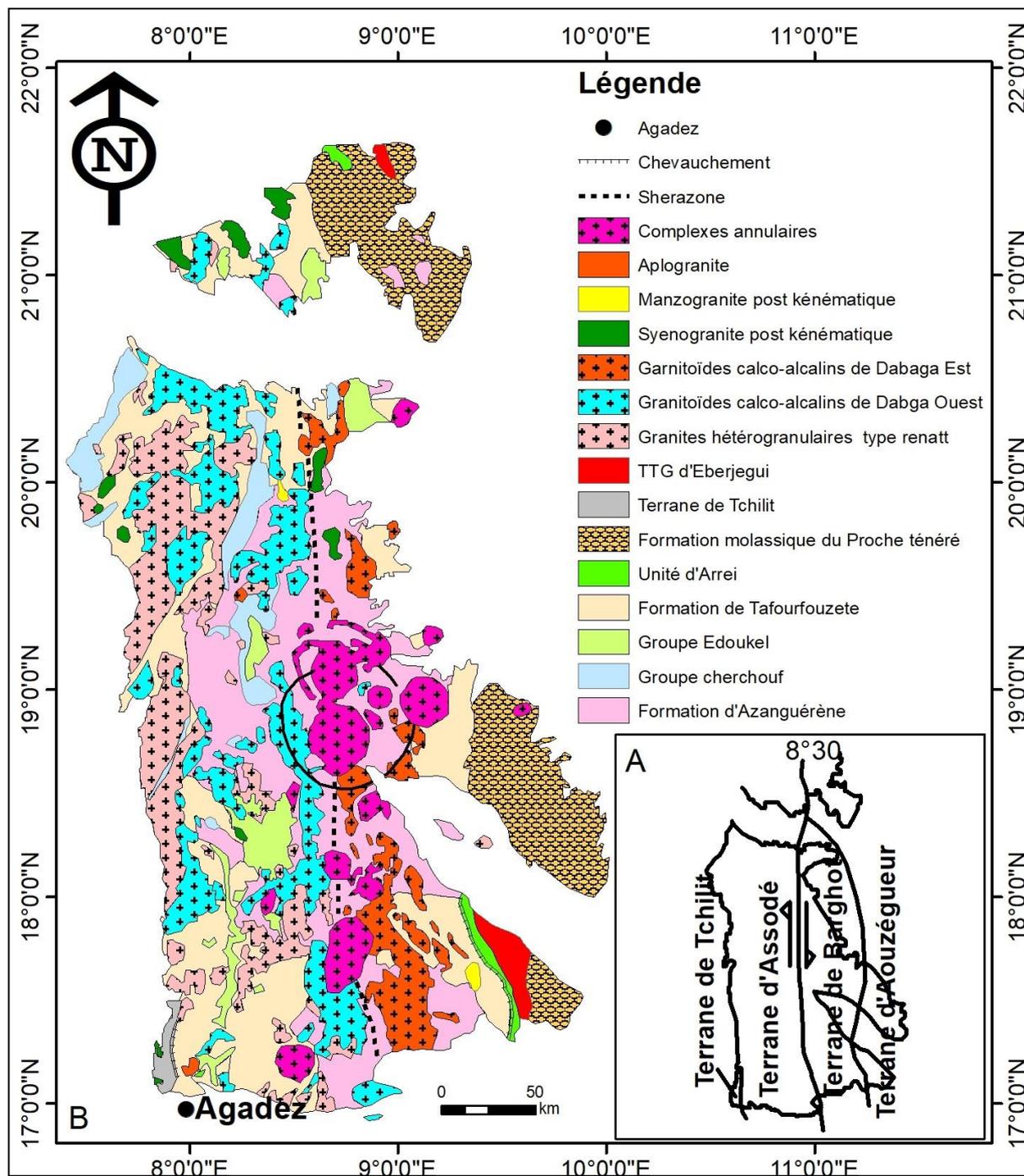


Fig. 3. Carte géologique du massif de l’Air (Black et al., 1994)

Les terranes de Barghot et d’Aouzégueur sont associés à plusieurs nappes constituant une ceinture de chevauchement orientée N-S à NNW-SSE avec des pendages 20° à 40° vers l’W ou l’WSW (Liégeois et al., 1994). Dans le terrane d’Aouzégueur, la partie inférieure du chevauchement correspond à l’unité TTG d’Eberjegui, généralement affectée par une mylonitisation notamment sous la nappe de charriage qui a transporté l’unité ophiolitique (Black et al., 1991; Liégeois et al., 1994).

2.3.3 TERRANE D’ASSODÉ

Il est constitué des socles migmatitiques de plusieurs séquences supracrustales métamorphosées dans le faciès amphibolite (Black et al., 1994). Dans ce terrane, quatre groupes lithologiques de gneiss ont été identifiés: le groupe de Cherchouf, le groupe

d’Edoukel, le groupe d’Azanguerène, le groupe de Tafourfouzete, dont les deux derniers groupes sont des équivalents lithologiques du groupe d’Azanguerène et de Tafourfouzete misent en évidence dans le terrane de Barghot (**Figure 3B**). (Black et al., 1967, 1994; Liégeois et al., 1994).

(1) Le groupe de Cherchouf couvrant la partie nord et centrale du terrane d’Assodé, est constitué par d’orthoigneiss alcalins riches en Cpx-Hb-Kf, de gneiss à biotite, d’amphibolites, de quartzites et de horizons mineurs de talc-silicates.

(2) Le groupe d’Edoukel constitue une bande synforme N-S par rapport au groupe de Cherchouf et au groupe de Taf sous-jacents au centre du domaine d’Assodé. Il s’agit d’une séquence pélitique composée de micaschistes avec des intercalations de roches calco-alcalines, de quartzites, d’amphibolites et de marbres (Black et al., 1967, 1994). Le terrane d’Assodé est fondamentalement différent des ensembles d’Aougueur et de Barghot car il ne contient pas de granitoïdes calco-alcalins de l’épisode à 730-700 Ma, mais il a subi un métamorphisme de haute température et moyenne pression, accompagné d’une fusion partielle de la croûte moyenne et l’intrusion de grands volumes de granites d’anatexie (granite renatt) (Black et Liégeois, 1993; Fabre, 2005). À l’affleurement, ce granite est hétérogène et hétérogranulaire, présentant typiquement des nuages de mégacristaux de microcline. A l’échelle régionale, il est très homogène et facilement identifiable. Les gneiss sont affectés par une phase de tectonique horizontale précoce responsable de la schistosité régionale déformée par la suite en des plis serrés orientés vers l’ESE (Black et al., 1991; Liégeois et al., 1994). Le granite leucocrate hétérogène de type Renatt est tardicinématique par rapport à cette phase. Le terrane d’Assodé a enregistré deux phases de l’orogénèse panafricaine. En effet, au cours de l’orogénèse panafricaine précoce, le terrane d’Assodé n’a pas été charrié sur le Craton Est-Saharien, mais la collision a provoqué un épaississement crustal comparable à celui du Tibet actuel (Fabre, 2005; Liégeois et al., 1994). Ce comportement différent tient sans doute au fait que le terrane d’Assodé était à une distance relativement plus grande de la marge d’Aouzégueur comme l’indique l’absence de roches caractéristiques d’une zone de subduction (Liégeois et al., 1994). En réponse à une délamination du manteau lithosphérique continental d’Assodé (Black et Liégeois, 1993; Liégeois et al., 1994), le métamorphisme lié une remontée du manteau asthénosphérique a entraîné une fusion partielle de la croûte inférieure et la production d’un volume important de granite d’anatexie potassique (vers 666 Ma en Rb/Sr). Durant l’orogénèse panafricaine terminale, le terrane d’Assodé est délaminé, non protégé et sans attache avec le craton est-saharien, propulsé par une ride expansion oblique. Il s’est déplacé vers le Nord d’environ 1000 km le long de zone de cisaillement senestre de Raghane qui marque la limite ouest du craton rigide (Fabre, 2005). Ce dispositif longeant une zone de cisaillement est très favorable à la formation de larges volumes de plutons calco-alcalins (Quick, 1991).

2.3.4 TERRANE DE TCHILIT

Le terrane de Tchilit est composé d’amphibolites (métabasaltes et méta-andésites), de méta-rhyolites, de métasédiments néoproterozoïques et de syénogranites tardifs à post-cinématiques d’âge panafricain tardif (619 ± 39 Ma) (Navez et al., 1999).

3 MÉTHODOLOGIE

La démarche méthodologique adoptée au cours de cette étude est basée sur l’analyse pétrostructurale effectuée sur le terrain (description pétrographique des différents faciès et mesures de plans de schistosité/foliation et de plans de fractures). Au total, 300 mesures ont été effectuées. Aussi, une chronologie relative entre les différentes structures tectoniques a été établie sur le terrain, en se basant sur les critères de recoupement. Les données recueillies sur le terrain ont permis de réaliser le stéréodiagramme. Le traitement de ces données a été réalisé à l’aide du programme Stéréonet 10 (Allmendinger, 2017) et du programme Win-Tensor (version 5.8.9) (Delvaux, 2003) pour la détermination des tenseurs de contraintes (σ_1 , σ_2 , σ_3). L’étude des déformations à l’échelle microscopique, complète celles réalisées sur le terrain. Les résultats du traitement permettent de visualiser, selon le cas, la direction moyenne de raccourcissement.

4 RÉSULTATS ET DISCUSSION

4.1 PÉTROGRAPHIE DES TERRANES DE TCHILIT

L’analyse pétrographique a permis de montrer que le terrane de Tchilit est constitué de trois (3) types roches: métamorphiques, magmatiques et filoniennes.

4.1.1 ROCHES MÉTAMORPHIQUES DU TERRANE DE TCHILIT

4.1.1.1 PHYLLADES

Les phyllades affleurent notamment dans le secteur de Gofat, formant des buttes d'orientation NW-SE. A l'affleurement, il présente une couleur gris clair ou sombre (Figure 4a) et également des injections des veines quartz boudinées de forme lenticulaire. Au microscope, la roche présente une texture lépidoblastique avec une association minérale constituée de quartz, de biotite et de muscovite (Figure 4b).

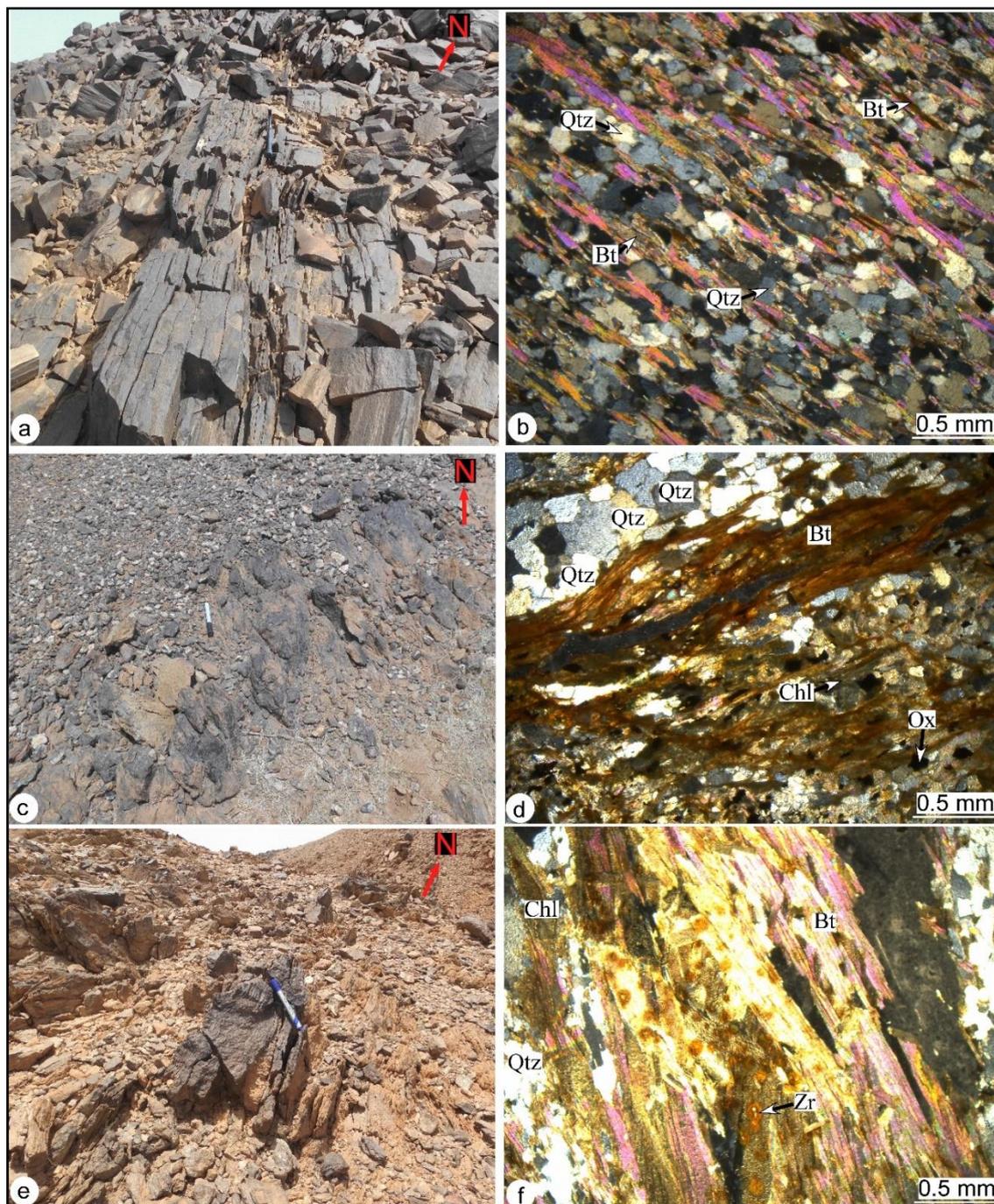


Fig. 4. Aspect à l'affleurement et au microscope des roches métamorphiques du secteur de Gofat. (a): phyllades. (b): Microphotographie de phyllades. (c): Chloritochistes. (d): Microphotographie de chloritochistes. (e): Biotites à quartz. (f): Microphotographie de biotites à quartz. Qtz: Quartz; Bt: Biotite; Mus: Muscovite; Zr: Zircon et Ox: Oxydes

4.1.1.2 CHLORITOSCHISTES

L’affleurement est représenté par des chloritoschistes de couleur verdâtre et grisâtre (Figure 4c). L’observation microscopique des chloritoschistes de Gofat montre une association minéralogique constituée de quartz, de biotites, de chlorites et de minéraux opaques (Figure 4d). Cette association minéralogique (Qtz-chl-bt) caractérise le faciès schiste vert.

4.1.1.3 BIOTITES À QUARTZ

Suivant la direction (NE-SW) de la coupe, un affleurement de biotites à quartz a été observé à 10 m de l’affleurement de chloritoschistes (Figure 4e). Au contact d’une intrusion granitique, ce faciès développe une schistosité de crénelation. La roche est constituée essentiellement de biotites, de muscovites et de quartz (Figure 4f).

4.1.1.4 AMPHIBOLITES

A l’affleurement, les amphibolites à grains fins et moyens ont une couleur vert-sombre. La roche présente une foliation et une linéation minérale. Elles sont parfois recoupées par des veines de quartz. Au microscope, la roche est constituée essentiellement d’amphiboles et de minéraux opaques (Figure 5a, b).

4.1.1.5 PARAGNEISS (LEPTYNITES)

L’affleurement est situé au Nord du village de Gofat-Est. Il affleure sous forme de bancs d’orientation NNE-SSW (Figure 5c). Ce sont des roches de couleur gris clair à rosâtre, constituant des grains fins à moyens. Elles présentent une foliation d’orientation N20°-60°NE, marquée par une alternance des lits quartzo-feldspathiques et sombres constitués des minéraux ferromagnésiens. Au microscope, elles sont généralement représentées par une association minérale constituée de quartz, de biotite, d’orthose et de minéraux opaques (Figure 5d).

4.1.1.6 ORTHOGNEISS

Dans le secteur de Gofat-Est, les orthogneiss affleurent en dalles ou en boules de couleur gris sombre (Figure 5e). L’observation microscopique des échantillons des orthogneiss montre que ces roches sont constituées de quartz, de biotites, d’orthoses, de chlorites et de minéraux opaques (Figure 5f). La texture de la roche est grano-lépidoblastique.

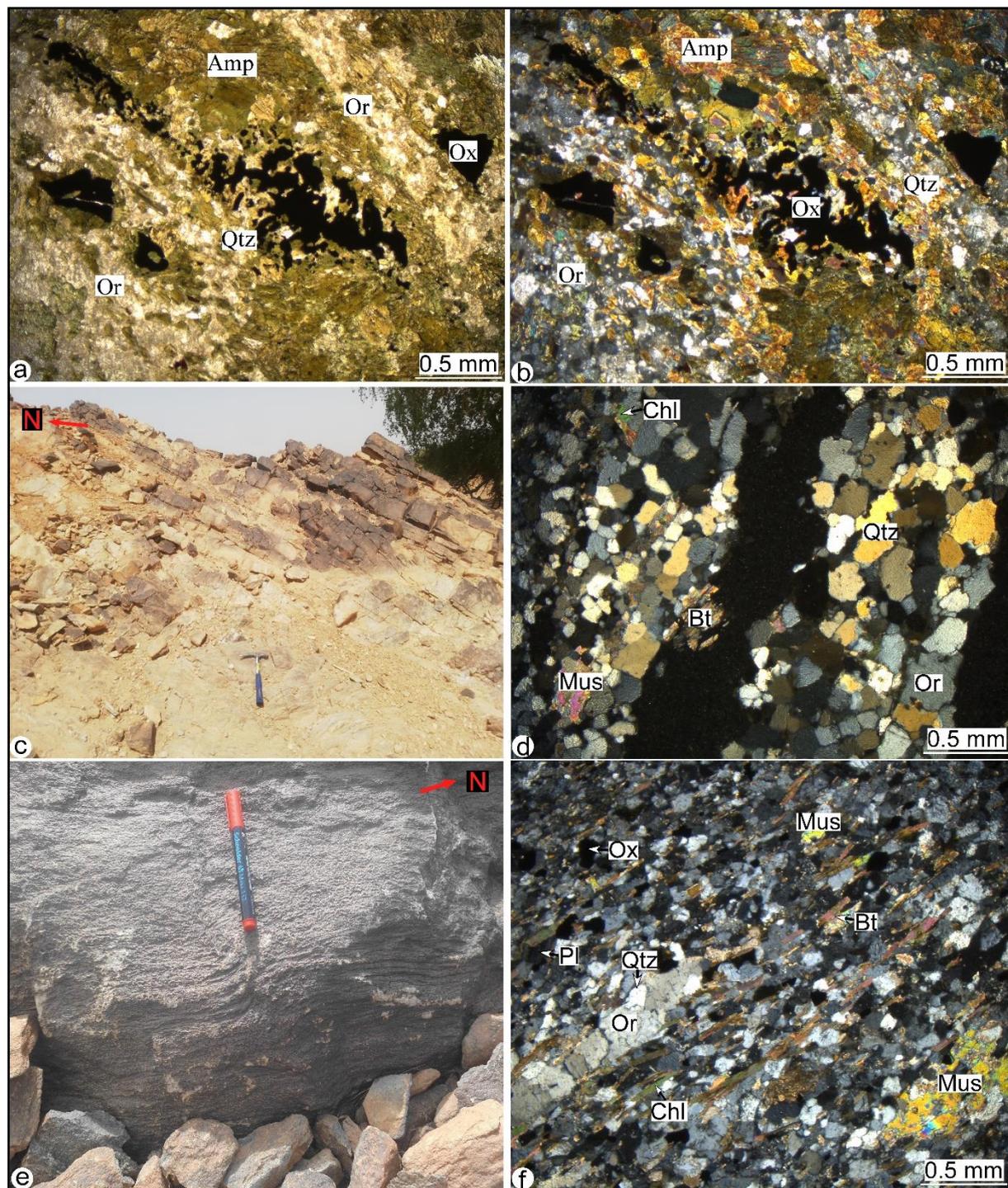


Fig. 5. Aspect à l’affleurement et au microscope des roches métamorphiques du secteur de Gofat. (a, b): Microphotographie d’amphibolites. (c): Paragneiss. (d): Microphotographie de paragneiss. (e): Orthogneiss. (f): Microphotographie d’orthogneiss. Amp: Amphibole; Qtz: Quartz; Or: Orthose; Pl: Plagioclase; Bt: Biotite; Mus: Muscovite; Chl: Chlorite et Ox: Oxyde

4.1.1.7 QUARTZITE À MUSCOVITE

Les quartzites affleurent notamment dans les secteurs de Gofat et de Tafadek (Figure 6a). Ils sont massifs et se rencontrent également en intercalations dans les formations précédentes. Au microscope, les quartzites sont essentiellement constitués de quartz et de muscovite (Figure 6b).

4.1.1.8 QUARTZO-SCHISTES À MUSCOVITE

Il affleure au Sud-Ouest du village de Tafadek, sa teinte est blanchâtre. La roche présente un début de schistosité matérialisée par des fines paillettes de muscovites. L’observation au microscope montre que le quartzo-schiste à muscovite est constitué de quartz et de muscovite (Figure 6d).

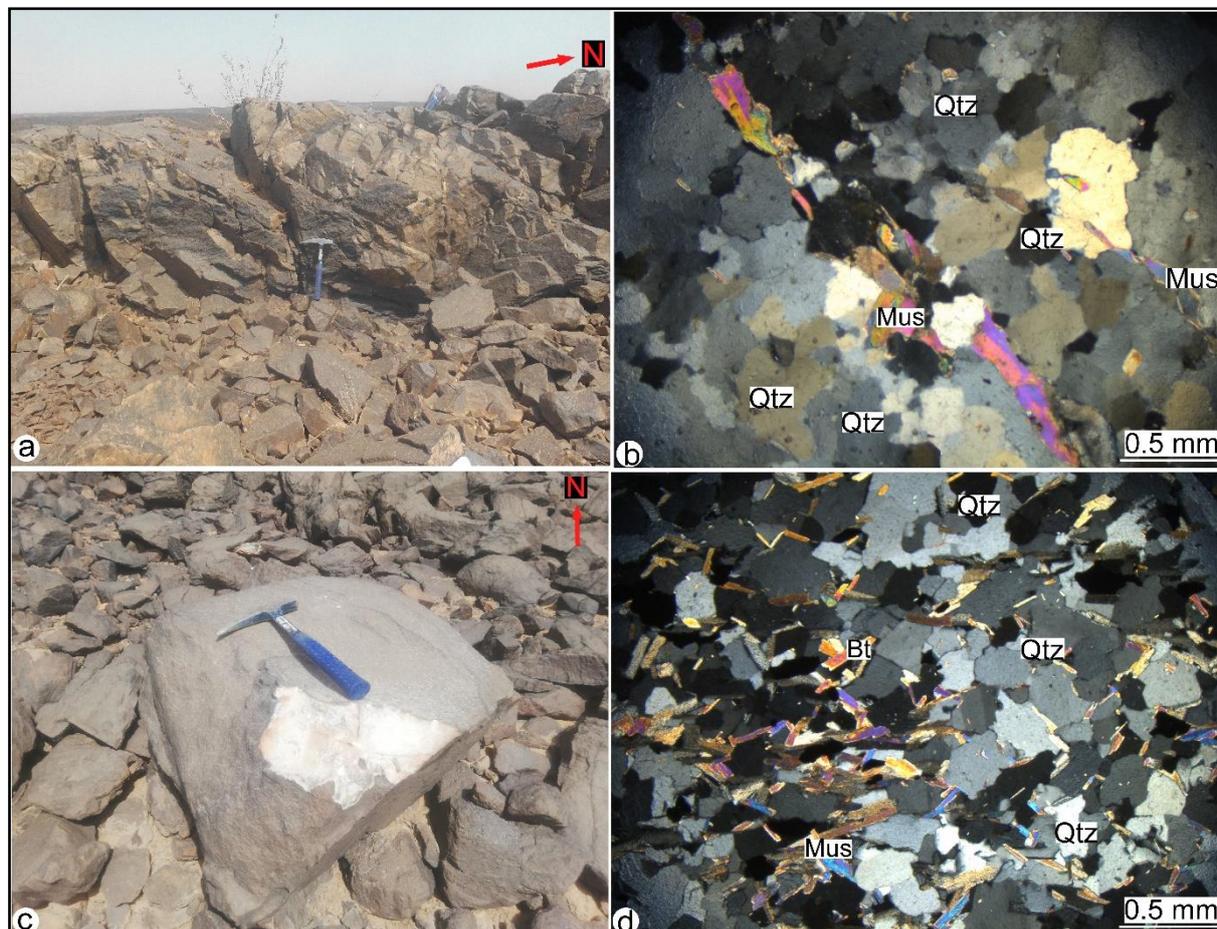


Fig. 6. Aspect à l’affleurement et au microscope des roches métamorphiques du secteur de Gofat. (a): Quartzite. (b): Microphotographie de quartzites. (c): Quartzo-schistes. (d): Microphotographie de quartzo-schistes. Qtz: Quartz; Bt: Biotite; Mus: Muscovite

4.1.2 ROCHES MÉTAVOLCANITES DU TERRANE DE TCHILIT

Dans le terrane de Tchilit, les roches volcaniques sont représentées par des méta-rhyolites et des méta-rhyolites à biotite.

4.1.2.1 MÉTA-RHYOLITES À BIOTITE

A l’échelle de l’affleurement, les métarhyolites ont une couleur gris-sombre (Figure 7a). Cet affleurement est situé au sud-ouest du village de Tafadek (environ 4 Km). L’observation microscopique révèle que la roche est constituée de phénocristaux de microcline, d’orthose, de quartz, de biotite et de minéraux opaques (Figure 7b, c). La biotite, le quartz et les minéraux opaques constituent la mésostase.

4.1.2.2 MÉTARHYOLITES

Au microscope, les métarhyolites sont constituées essentiellement de phénocristaux de plagioclase, de microcline, de muscovite, de quartz et de minéraux opaques (Figure 7d).

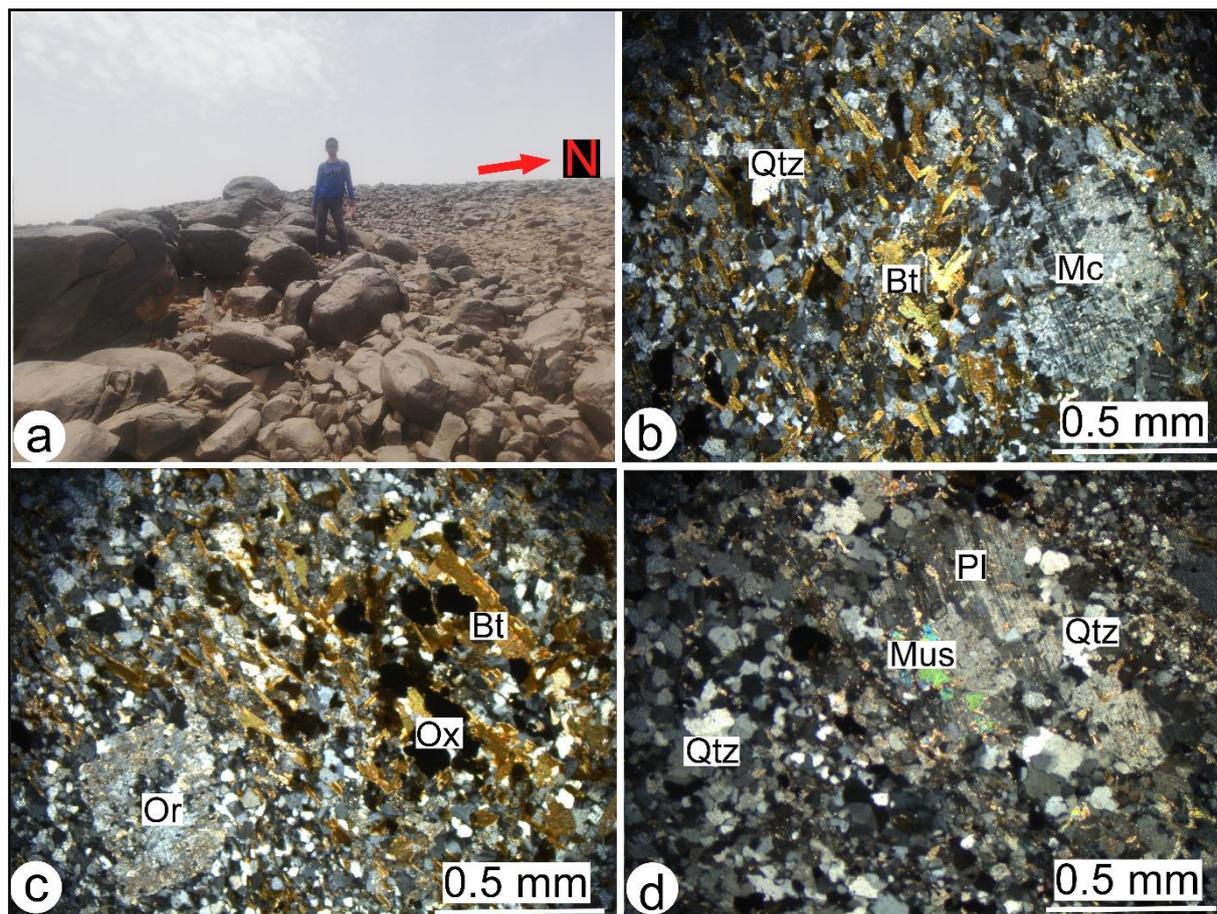


Fig. 7. Aspect à l'affleurement et au microscope des méta-rhyolites des secteurs de Gofat et Tafadek. (a) Méta-rhyolites à biotite. (b, c): Microphotographie de méta-rhyolites de Tafadek. (d): Microphotographie de méta-rhyolites de Gofat. Qtz: Quartz; Or: Orthose; Pl: Plagioclase; Bt: Biotite; Mus: Muscovite et Ox: Oxyde

4.1.3 ROCHES PLUTONIQUES DU TERRANE DE TCHILIT

Les roches plutoniques du terrane de Tchilit sont représentées essentiellement par des granites. Les textures observées sont généralement grenues à microgrenues. A l'échelle de la carte, ces faciès bien circonscrits et dispersés, recourent les unités métamorphiques.

4.1.3.1 GRANITES HÉTÉROGRANULAIRES À MICROCLINE

L'affleurement correspond à des granites alcalins hétérogranulaires de couleur rosâtre.

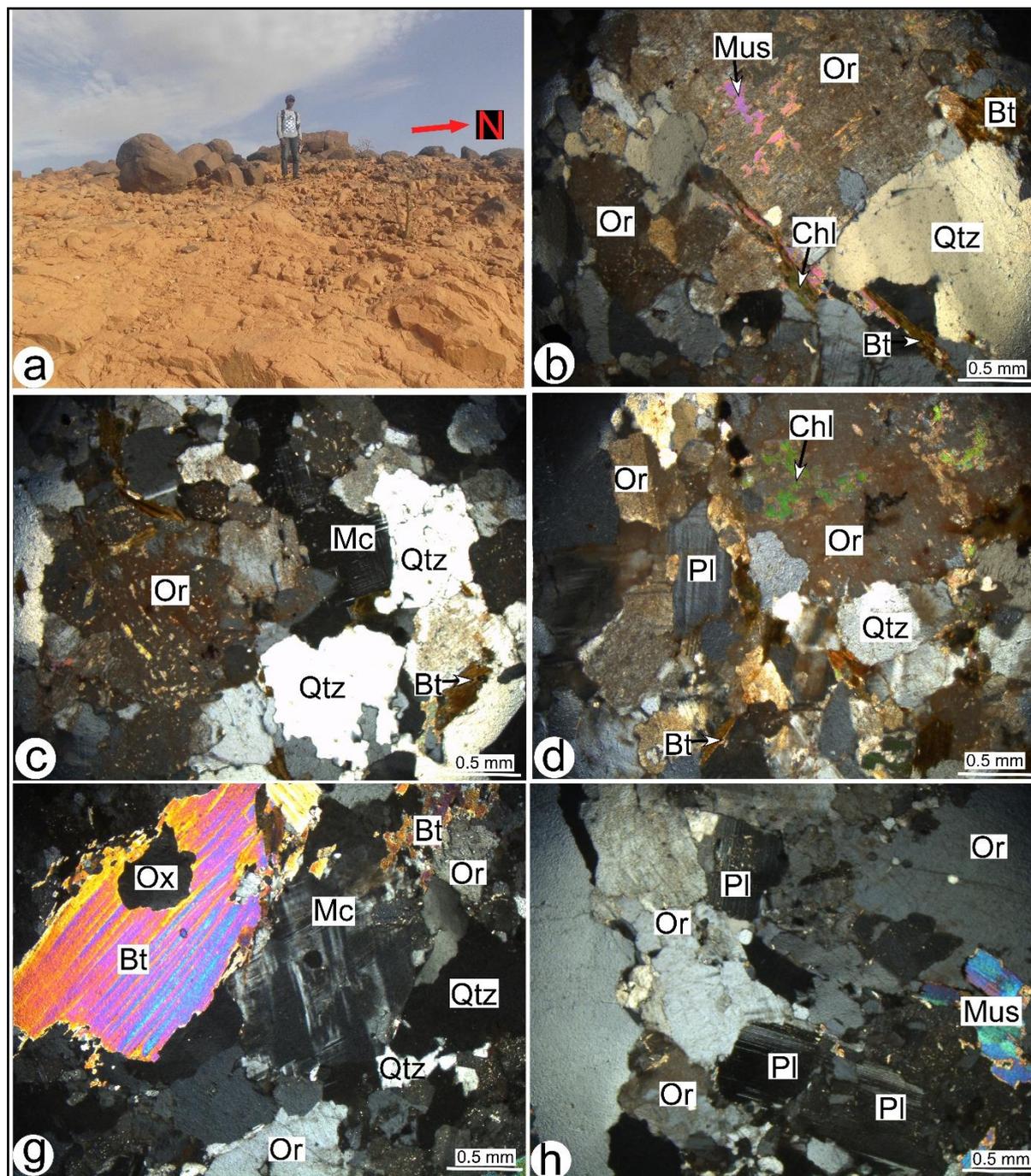


Fig. 8. Aspect à l’affleurement et au microscope des roches magmatiques du secteur de Gofat. (a): Granites hétérogranulaires à microcline. (b, c, d): Microphotographie de granites hétérogranulaires à microcline. (e, f): Microphotographie de granites à deux micas. Qtz: Quartz; Or: Orthose; Mc: Microcline; Pl: Plagioclase; Bt: Biotite; Mus: Muscovite; Chl: Chlorite et Ox: Oxyde

La roche est constituée de biotite, de quartz, d’orthose, de plagioclase, de microcline, de muscovite et de chlorite (Figure 8a, b, c, d). Ces granites intrudent généralement des phyllades en dykes orientés NW-SE. Par endroits, ils affleurent en filon de granites aplitiques recoupant les granites alcalins porphyriques.

4.1.3.2 GRANITES À DEUX MICAS

Ce sont des granites à deux micas observés au Nord-Ouest du secteur de Gofat. La roche présente une texture grenue. Elle est constituée de plagioclase, de feldspath potassique, de quartz, d'orthose, de biotite, de muscovite et de minéraux opaques (Figure 8a, b).

4.2 CARACTÉRISATION DES DÉFORMATIONS DU TERRANE DE TCHILIT

Dans le terrane de Tchilit, les formations panafricaines du secteur de Gofat-Tafadek sont affectées par plusieurs types de structures de déformation. Il s'agit de schistosité/foliation, de linéations minérales, de plissements, de couloirs de cisaillement et des fractures. L'analyse des relations de recoupement entre les différentes structures tectoniques a permis de les caler chronologiquement. Ainsi trois phases de déformations ont été mises en évidence: D0, D1 et D2. La phase de déformation extensive D0 est pré-panafricaine. Les deux autres phases D1 et D2 sont panafricaines. La première phase de déformation D1 est ductile à semi-ductile, la seconde phase de déformation D2 est essentiellement cassante.

4.2.1 STRUCTURES TECTONIQUES ASSOCIÉES À LA PHASE DE DÉFORMATION EXTENSIVE PRÉ-PANAFRICAINE D0

Dans la zone d'étude, la déformation extensive pré-panafricaine est marquée par des miroirs de failles plus ou moins courbes (Figure 9), de direction N80° à N115°, ayant des pendages variant de 50° à 60° vers le S ou le SW. Ces miroirs présentent des stries courbes ainsi que des figures d'arrachement indiquant des jeux normaux de failles. Ces caractéristiques indiquent que ces failles normales ont joué pendant que la roche était relativement ductile et n'était pas totalement consolidée (Figure 9A, B). Cette phase de déformation extensive a été mise en évidence seulement dans les quartzites.

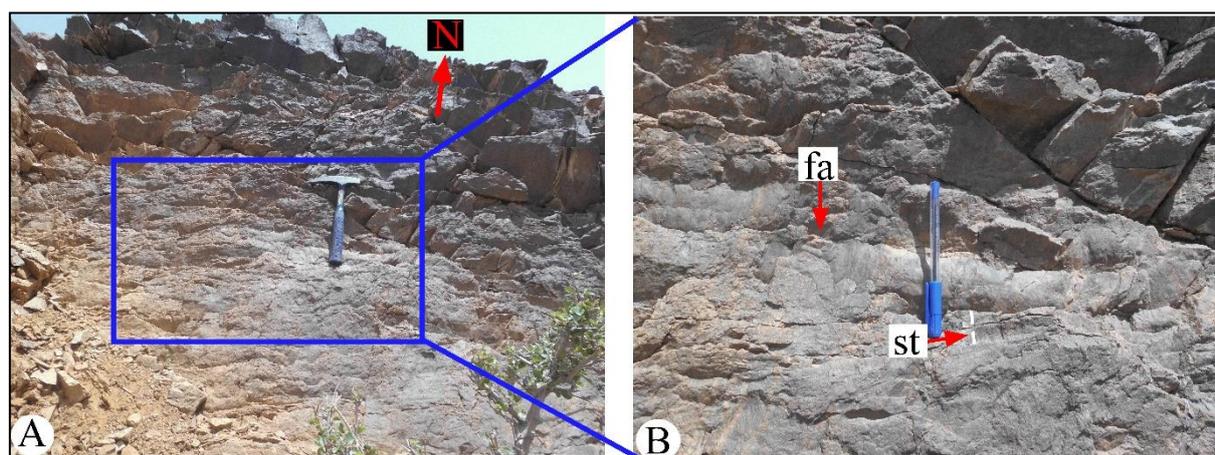


Fig. 9. Failles normales affectant les quartzites. B: Vue de détail de la photo A. fa: d'arrachement. st: Strie

4.2.2 STRUCTURES TECTONIQUES ASSOCIÉES À LA PREMIÈRE PHASE DE DÉFORMATION PANAFRICAINE D1

Dans le secteur de Gofat, le terrane de Tchilit est affecté par une première phase de déformation panafricaine D1 ductile à semi-ductile. Elle est marquée par deux épisodes. Le premier épisode D1a est caractérisé par une schistosité/foliation S1 de direction N140° à N170°. Le deuxième épisode D1b est matérialisé de couloir de cisaillement semi-ductile, des plis, des couloirs de cisaillements ductiles et des boudins.

4.2.2.1 EPISODE DE DÉFORMATION D1A

L'épisode de déformation D1a est marquée par la schistosité/foliation S1 caractérisée par une direction comprise entre N140° et N170° avec des pendages variant de 45° à 80° vers l'Ouest ou l'Est (Figure 10a, b). Dans le secteur d'étude, la schistosité/foliation S1 a été observée dans les phyllades, les orthogneiss, les chloritoschistes et les micaschistes (Figure 10a, b, c, d). Les phyllades et les amphibolites présentent des injections de veinules de quartz, suivant les plans de schistosité/foliation S1.

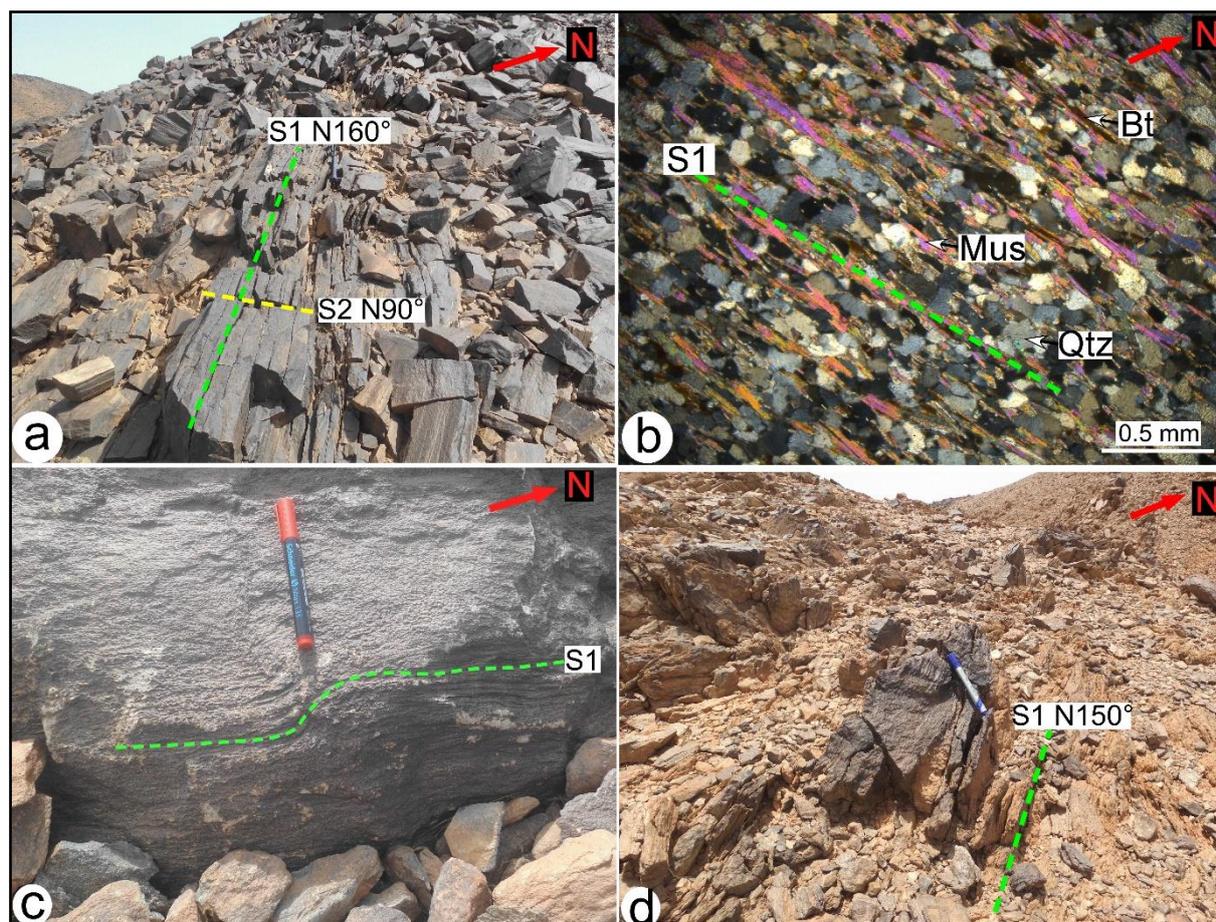


Fig. 10. Structures tectoniques associées à l'épisode D1a. a. Schistosité/foliation (S1) observée dans les phyllades. b. Microphotographie des phyllades. c. Schistosité/foliation (S1) mise en évidence dans les orthogneiss. d. Schistosité/foliation (S1) observée dans les micaschistes

L'observation au microscope des phyllades montre que celles-ci présentent une schistosité de flux naissante, marquée par un alignement préférentiel de minéraux, suggérant une cristallisation syn-cinématique des minéraux phylliteux (Figure 10b). L'absence de composante rotationnelle à l'échelle d'affleurement atteste que l'épisode D1a est une déformation coaxiale, par aplatissement pur.

4.2.2.2 EPISODE DE DÉFORMATION D1B

Le deuxième épisode de déformation panafricaine D1b est marqué par des couloirs de cisaillement, des failles décrochantes, des plis et des boudinages.

4.2.2.2.1 COULOIRS DE CISAILLEMENTS SEMI-DUCTILES

Dans le secteur de Gofat, la schistosité/foliation (S1) a été affectée par un épisode de déformation mylonitique (D1b) ductile à semi-ductile, marquée par le développement d'une fabrique S/C (Figure 11A, B). Ces couloirs de cisaillement orientés N130° avec des pendages compris entre 60° à 80° vers le NE ou le SW, ont été mis en évidence dans les phyllades. Les couloirs de cisaillement NW-SE, indiquent un mouvement senestre (Figure 11A, B).

4.2.2.2.2 MICROFAILLES DÉCROCHANTES

Les quartzites à muscovites présentent des miroirs de microfailles décrochantes d'orientation (N120°, 50°SW). Les miroirs de microfailles décrochantes présentent des stries subhorizontales et des figures d'arrachements. Par endroits, ces miroirs

présentent des recristallisations de quartz en zone abritée (Figure 11C). Ces tectoglyphes mettent en évidence le jeu senestre de la microfaille décrochante (Figure 11C).

4.2.2.2.3 Plus P1

L'épisode de déformation D1b, semi-ductile affecte la schistosité/foliation (S1). Il est marqué par des microplis P1 subsopaques presque droits (Figure 11D). Les plans axiaux de ces plis, de direction comprise entre N80° à N90°, ont un pendage de 65° à 80° vers le SW ou vers le NW. Les plans axiaux de ces plis sont subverticaux et subparallèles à la direction de la schistosité S2. Ces plis ont été observés dans les phyllades du secteur de Gofat.

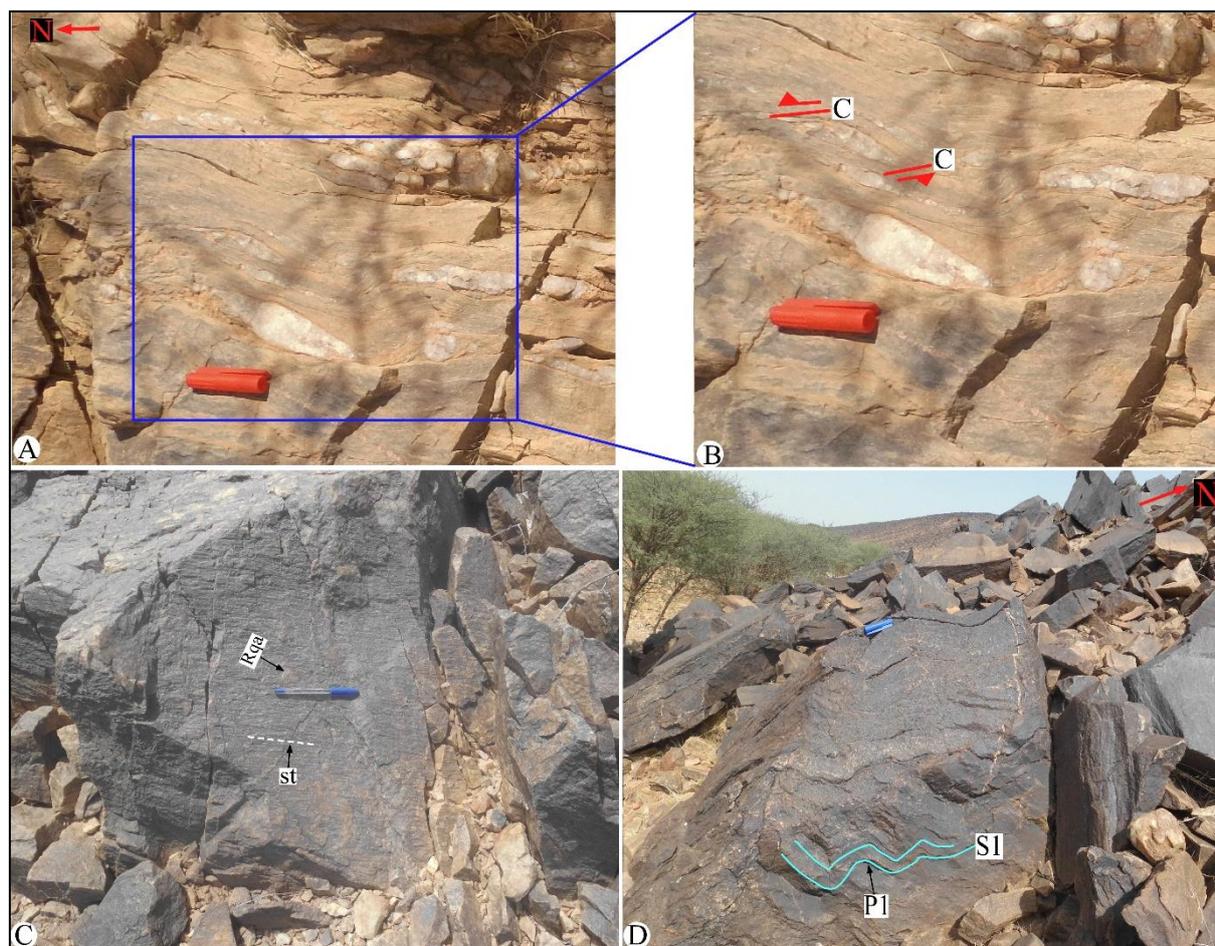


Fig. 11. Structures de déformation caractérisant l'épisode D1b. B: Vue de détail de la photo A: Fabrication S/C senestre. C: Miroir de microfaille décrochante à jeu senestre. D: Microplis (P1) observés dans les phyllades du secteur de Gofat. Raq: Recristallisation de quartz en zone abritée

4.2.2.2.4 BOUDINAGE

Il correspond au tronçonnage par étirement de bancs compétents. Dans le secteur d'étude, les boudins sont orientés suivant la direction N140° à N170° de la schistosité S1 (Figure 12b).

4.2.3 STRUCTURES TECTONIQUES ASSOCIÉES À LA DEUXIÈME PHASE DE DÉFORMATION PANAFRICAIN D2

La phase de déformation D2, semi-ductile à cassante, caractérisée par un mécanisme de déformation par cisaillement simple, est marquée par la schistosité de fracture S2. Cette dernière, d'orientation N80° à N110°, présente des pendages variant entre 60° et 80° vers le Nord ou le Sud (Figure 12A, B). La schistosité S2, qui est une schistosité de fracture, affecte la plupart

des faciès sous forme d’une série de minces fractures ouvertes sans recristallisation de quartz, recoupant la schistosité S1. La schistosité S2 est représentée par un réseau de fractures conjuguées NE-SW et NW-SE.

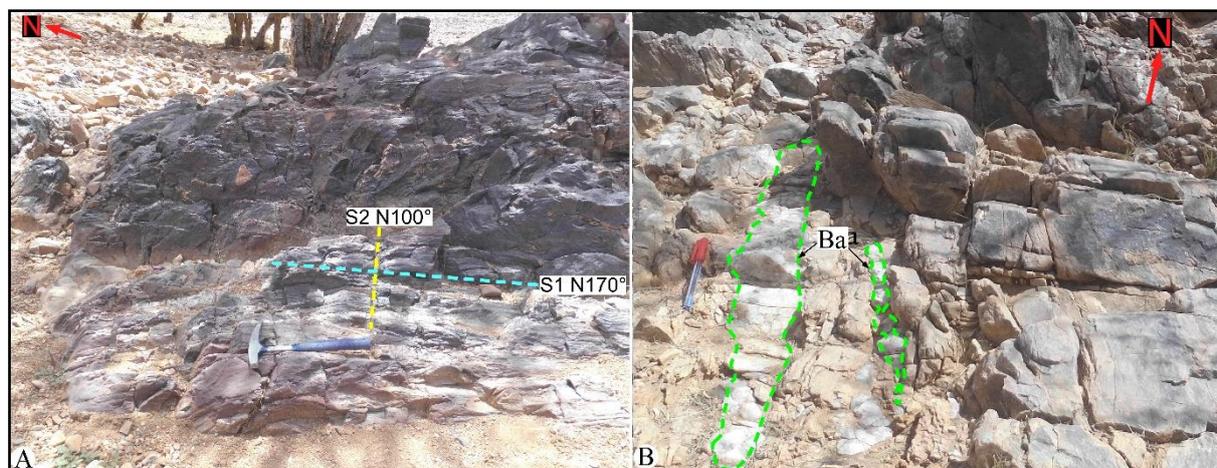


Fig. 12. Structures tectoniques associées à la phase de déformation D2. A: Schistosité de fracture (S2) affectant les phyllades. B: Boudins mis en évidence dans les phyllades

4.3 ANALYSE AU MICROSCOPE DES STRUCTURES DE DÉFORMATION COMPRESSIVE

L’observation microscopique montre que les phyllades présentent une texture lepidoblastique soulignée par des biotites et des muscovites disposées parallèlement à la schistosité/foliation S1, de direction N140° à N170° (Figure 13a). L’alignement de ces micas (muscovites et biotites) suivant une direction préférentielle suggère une déformation à des températures relativement élevées, où la ductilité des minéraux permet ce type de réorganisation (Gapais, 1989; Passchier et Trouw, 2005). Les cristaux de quartz à contours subarrondis sont isogranulaires, ce qui pourrait correspondre à une recristallisation dynamique ou une recristallisation statique (Figure 13a). Localement, une rotation de cristaux néoformés a été observée indiquant un régime de basse température (Passchier et Trouw, 2005).

Au microscope, les chloritoschistes présentent de grands cristaux de quartz indiquant une recristallisation dans des conditions de haute température (Figure 13b). Dans les chloritoschistes, l’association minéralogique est constituée de quartz, de biotite et de chlorite. Cette paragenèse minérale indique que les chloritoschistes se sont formés dans le faciès schiste vert. La biotite se présente en grandes paillettes allongées et localement fracturées dont les microfractures sont remplies par des cristaux de quartz recristallisés. Ces derniers sont enveloppés généralement par de la biotite déformée. La déformation de la biotite s’exprime de deux façons: soit sous la forme de paillettes soulignant des bandes cisaillements, soit sous forme de paillettes à géométrie sigmoïde, dans les deux cas cela traduit un régime de basse température.

Les méta-rhyolites sont constitués de phénocristaux de microcline et de cristaux de quartz (Figure 13c). La présence de microcline indique une déformation à haute température (Eggleton et Busseck, 1980).

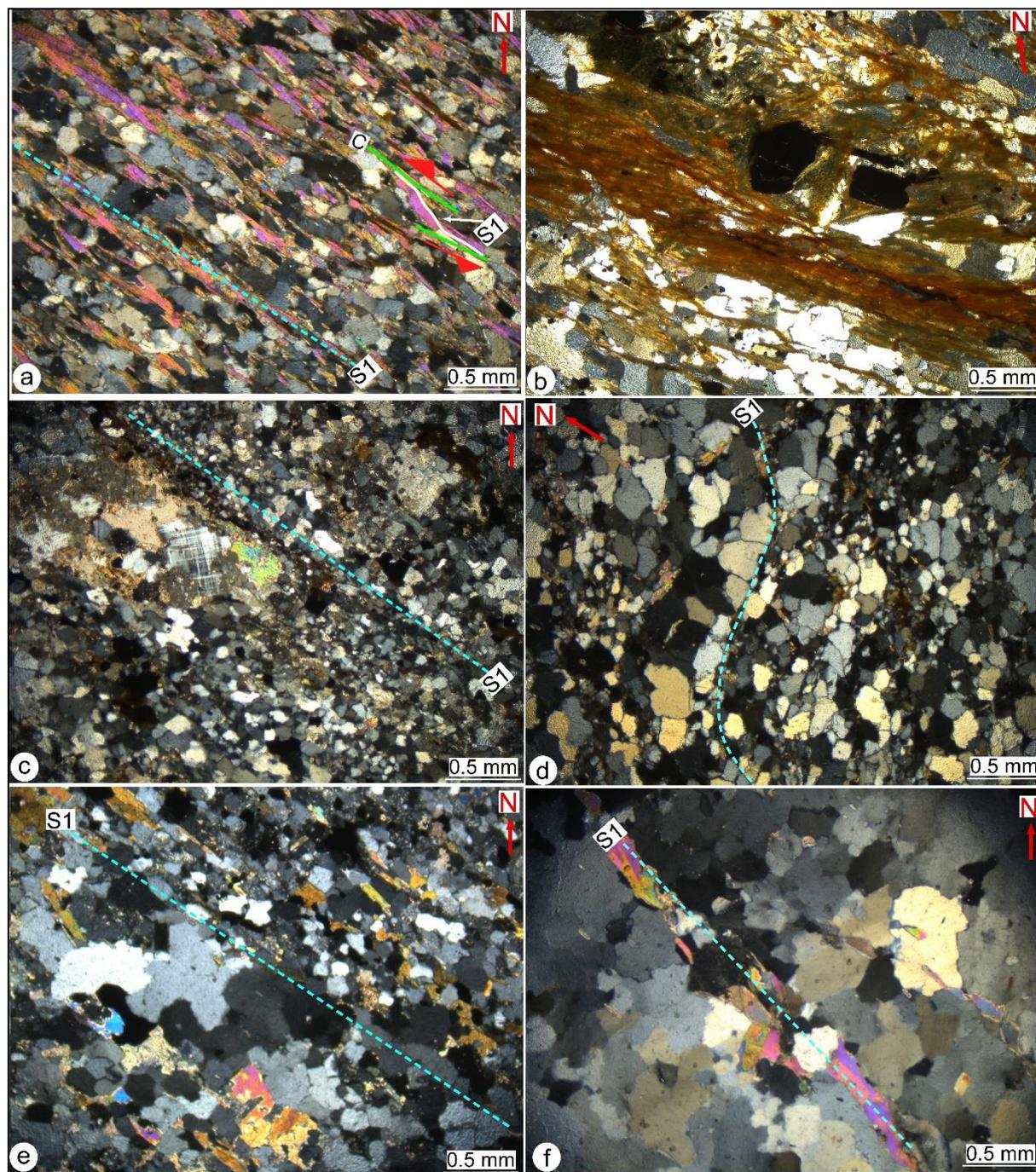


Fig. 13. Différentes structures de déformation à l'échelle microscopique, observées dans les roches métamorphiques. (a): Micaschistes. (b): Chloritoschistes. (c): Méta-rhyolites. (d): Paragneiss. (e): Orthogneiss et (f): Quartzites à muscovites

Dans les paragneiss, la recristallisation dynamique du quartz est visible à travers la migration des contours des cristaux de quartz à haute température. Les cristaux de quartz montrent également quelques indices de rotation des plus petits cristaux à basse température (Figure 13d).

Au microscope, les orthogneiss présentent une foliation soulignée par une alternance des bandes claires (quartzo-feldspathiques) et sombres (constituées de biotites et de muscovite). Les porphyroblastes de quartz généralement dentelés suggérant une migration des contours de quartz (Figure 13e). Ces contours irréguliers indiquent des conditions de cristallisation à des températures supérieures à 550°C (Stipp et al, 2002). Dans les orthogneiss, une diminution progressive de la taille des grains, est attribuable à la formation de petits grains néoformés par recristallisation dynamique des grands cristaux.

L’observation microscopique des quartzites à muscovite montre que la roche est constituée essentiellement de quartz et de muscovite (Figure 13f). Le quartz se présente en porphyroblastes xénomorphes à sub-automorphes. Il présente une légère migration du contour des cristaux de quartz et une recristallisation de quartz en cristaux de petite taille. La texture définie par les grands cristaux de quartz traduit un régime de haute température (Figure 13f). Dans les quartzites à muscovite, la schistosité est marquée par l’aplatissement des cristaux de quartz et la présence de paillettes de muscovite, disposées suivant une direction préférentielle NW-SE (Figure 13f).

4.4 DÉTERMINATION DES PRINCIPALES PHASES DE DÉFORMATION

Dans le secteur d’étude, des mesures de plans: de schistosité, de microfailles décrochantes et de fractures ont été réalisées. Les données structurales récoltées sur le terrain ont été traitées à l’aide des logiciels Win-Tensor, version 5.8.9 (Delvaux, 2003) et Stereonet, version 9.5.3 d’Allmendinger (2017).

4.4.1 PHASE DE DÉFORMATION EXTENSIVE D0.

Les plans de failles et microfailles normales associés à la déformation extensive pré-panafricaine ont été traités à l’aide du programme Win-Tensor, version 5.8.9 (Delvaux, 2003). Les stéréodiagrammes obtenus indiquent que les tenseurs extensifs se caractérisent par des directions de σ_3 variant de N20°E (Figure 14a) à N170°E (Figure 14b), c’est-à-dire globalement N-S.

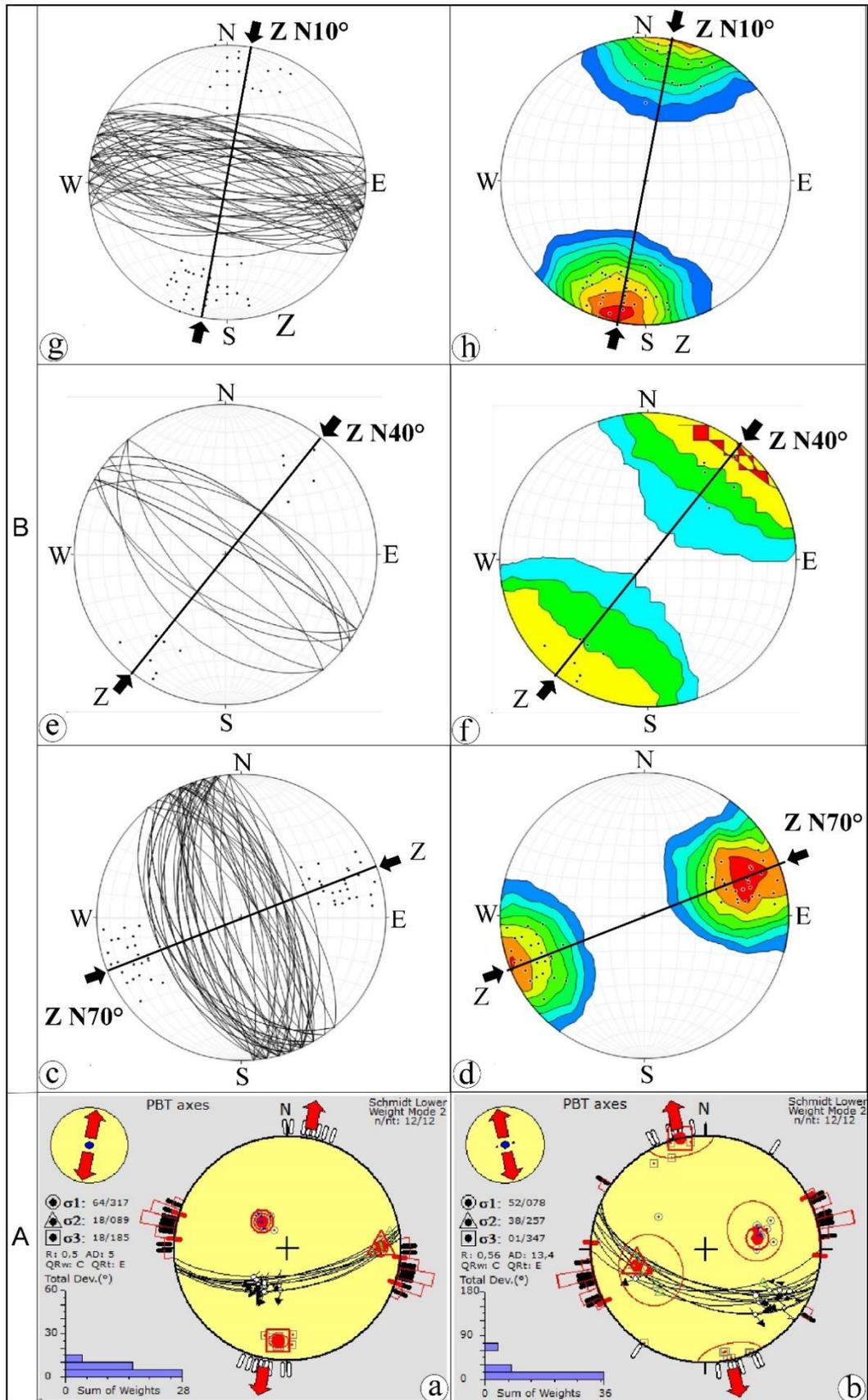


Fig. 14. Différentes phases de déformation panafricaines ayant affecté le terrane de Tchilit

4.4.2 DÉTERMINATION DE LA DIRECTION DE RACCOURCISSEMENT CARACTÉRISANT LA PREMIÈRE PHASE DE DÉFORMATION PANAFRICAIN D1

- Episode de déformation D1a ductile

Dans le secteur d’étude, les plans de schistosités S1, d’orientation N140° à N170° ayant des pendages compris entre 60° et 80° W ou E indiquent une direction moyenne de raccourcissement Z N70° (Figure 14c, d).

- Episode de déformation D1b semi-ductile

Les plans de schistosités S1 subissent une légère rotation dans des couloirs de cisaillement ductiles d’orientation N130° de microfailles décrochantes, à jeu senestre. Les directions moyennes des plans de schistosité sigmoïdes varient de N130° à N140°. La projection des plans S1 déformés sigmoïdes à l’aide du programme Stéréonet, version 9.5.3 d’Allmendinger (2017), indique une direction moyenne de raccourcissement Z N40° (Figure 14e, f).

4.4.3 DÉTERMINATION DE LA DIRECTION DE RACCOURCISSEMENT CARACTÉRISANT LA DEUXIÈME PHASE DE DÉFORMATION PANAFRICAIN D2

Les plans de schistosité de fracture S2, d’orientation N80° à N110°, ayant des pendages de 60° à 80° vers le NW, ont été reportés sur le diagramme de Schmidt. La direction moyenne de raccourcissement Z obtenue est d’environ N10° (Figure 14g, h).

4.5 SYNTHÈSE STRUCTURALE

Les formations panafricaines du terrane de Tchilit du secteur de Gofat-Tafadek sont affectées par trois phases de déformations D0, D1 et D2. Le traitement automatique des données de microtectonique (plans de microfailles et schistosités) a montré que la zone d’étude a été affectée, successivement, par les phases de déformation suivantes (Figure 15):

- La phase extensive pré-panafricaine D0, caractérisée par une extension de direction NNW-SSE (N170°) à NNE-SSW (N20°);
- La phase de raccourcissement panafricaine D1, comprenant 2 épisodes D1a ductile et D1b semi-ductile:
 - L’épisode D1a à raccourcissement WNW-ESE (N70°);
 - L’épisode compressif D1b est marqué par une direction de raccourcissement NE-SW (N40°);
- La phase D2, également compressive, est marquée par une direction de raccourcissement globalement NNE-SSW (N10°).

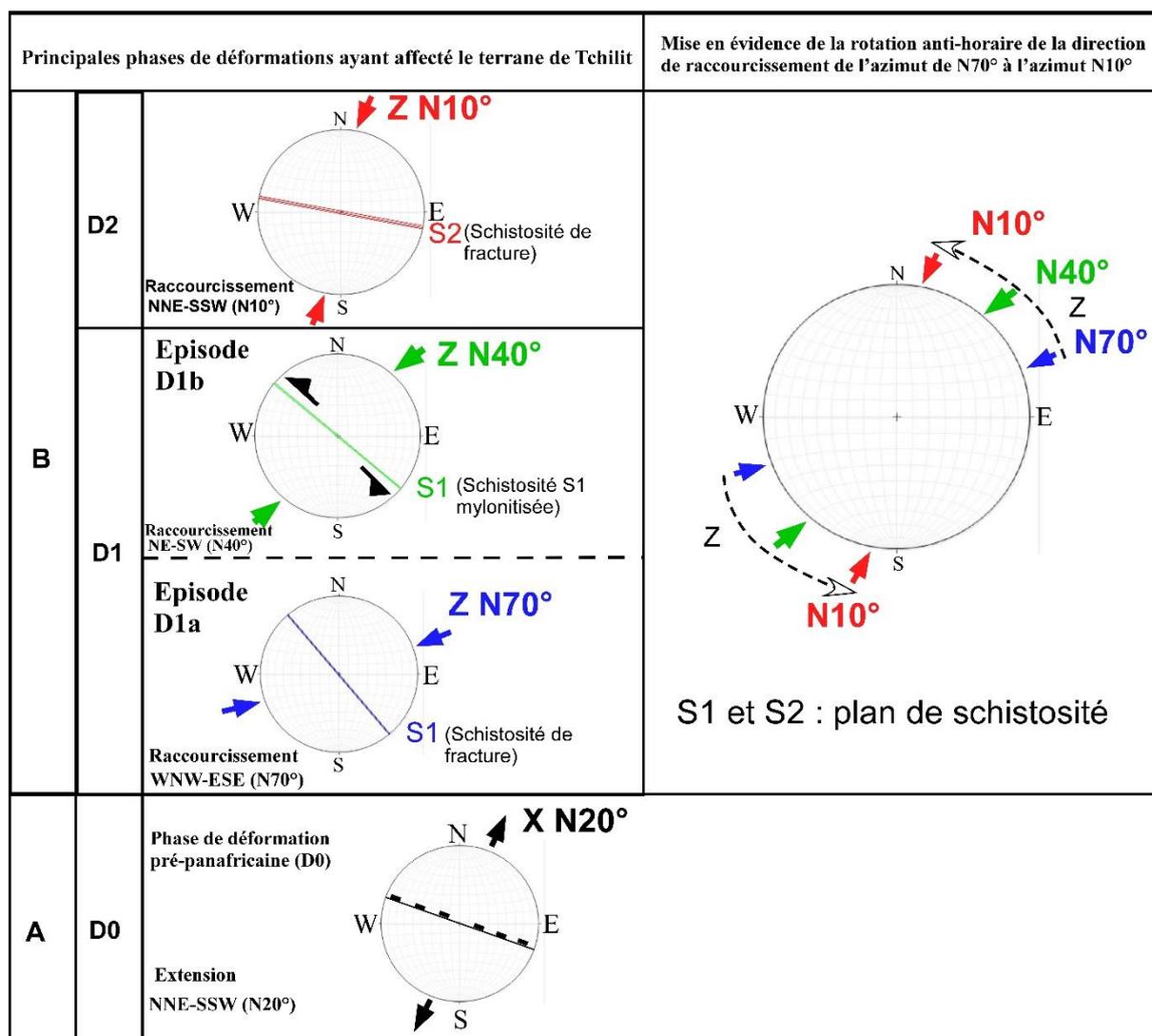


Fig. 15. Différentes phases de déformation ayant affecté le terrane de Tchilit. A: Phase de déformation extensive pré-panafricaine D0. B: Mise en évidence d'une rotation de la direction de raccourcissement Z pendant l'évènement panafricain, de la direction N70° à N10°

4.6 DISCUSSION SUR LES PRINCIPALES PHASES DE DÉFORMATION PANAFRICAINES AYANT AFFECTÉES LE SECTEUR D'ÉTUDE

La région étudiée est affectée par trois phases de déformation majeures: l'une extensive pré-panafricaine et les deux autres compressives panafricaines.

A. Phase de déformation extensive D0

Dans le terrane de Tchilit, la phase de déformation extensive, anté-panafricaine, a été mise en évidence dans les quartzites. Elle est marquée par une direction d'allongement moyenne N20°. Cette direction d'allongement est identique à la direction N20° obtenue par Badamassi et Konaté (2021) dans le Damagaram et par Ibrahim-Maaharou (2020) dans les grès infracambriens de la région de Niamey. Toutefois, cette direction d'extension est différente, à quelques nuances près, de la direction N40° obtenue par Alzouma-Amadou et al. (2020) dans les grès infracambriens de Figoun, plus au Nord et de la direction NNW-SSE obtenue par Affaton et al. (2000) dans les grès infracambriens de Karey Gorou. L'interprétation de cette phase de déformation extensive dans le contexte géodynamique fait encore l'objet de controverse. Pour certains auteurs (Black et al., 1979; Alzouma-Amadou et al., 2020; Ibrahim-Maaharou, 2020), la phase de déformation D0, anté-panafricaine, serait contemporaine de l'ouverture de l'océan néoprotérozoïque entre 870 Ma et 800 Ma. Selon Bertrand et Caby (1978), Black (1978), Affaton (1987 et 1990), la formation de la chaîne panafricaine des Dahomeyides, comporte comme première étape:

une phase de distension qui aurait provoqué l’ouverture d’un domaine océanique évoluant en rift vers 700 Ma (l’ouverture océanique serait plus précoce au Nord dans les Pharusides, aux alentours de 850 Ma selon Caby et Moussine-Pouchkine (1978) et Black et *al.* (1979). Contrairement aux affirmations de ces auteurs, Affaton et *al.* (2000) suggèrent cette extension D0 subméridienne serait liée à la réactivation d’anciennes fractures mésoprotérozoïques, qui auraient engendré la genèse de bassins pendant le Néoprotérozoïque.

B. Phase de déformation panafricaine D1

▪ Episode de déformation D1a

L’épisode de déformation D1a est responsable de schistosité/foliation (S1) et des linéations minérales. Cet épisode de déformation ductile a été relié à un raccourcissement Z N70° (ENE-WSW). Antérieurement à la présente étude, Badamassi et Konaté (2021) ont mis en évidence dans la province panafricaine du Damagaram, un épisode D2b de raccourcissement panafricain, de direction N80°E, très proche de celle obtenue par la présente étude. Cet épisode D1a à raccourcissement N70° est correspond la deuxième phase A2 de raccourcissement tardi-panafricain de direction N75° en moyenne mise en évidence par Konaté (1996) (N60° à N90°) dans le socle panafricain attendant au bassin de Kandi. Cet épisode de raccourcissement panafricain D1a est également comparable à l’épisode D1b de direction N70° à N90° décrit dans le socle panafricain du Sud Maradi par Baraou et Konaté (2020). Dans le terrane de Tchilit, il existe également des filons granitiques, ainsi que des filons de quartz et de pegmatites qui présentent la même orientation que la schistosité/foliation (S1) du secteur d’étude. Ce parallélisme implique une mise en place syn-phase D1 de ces filons.

▪ Episode de déformation D1b

L’épisode D1b, mis en évidence dans le secteur d’étude, correspond à une compression de direction moyenne N40° (NE-SW). Il est caractérisé par des failles décrochantes, des couloirs de cisaillements semi-ductiles, des boudinages et des plis. Antérieurement à la présente étude, Mariane (2013) a mis en évidence dans les chaînes panafricaines des Oubanguides en Centrafrique, une phase compressive D4 (N40° à N50°) identique à celle obtenue dans le secteur de Tchilit et dans le socle panafricain du Damagaram (Badamassi et Konaté, 2021). Pour certains l’épisode D1b est associé à une tectonique transcurrente, c’est-à-dire liée au fonctionnement de grands couloirs de cisaillement (Caby et Boesse, 2001; Ferre et *al.*, 2002; Toteu et *al.*, 2004; Nzenti et *al.*, 2006; Affaton et *al.*, 2013; Chala et *al.*, 2015; Basse et Udinmwun, 2019; Badamassi, 2021). Dans la chaîne Trans-Saharienne, cet épisode D1b est concomitant de la phase D3 définie dans Hoggar où, cette phase est à l’origine de zones mylonitiques subméridiennes majeures (Affaton et *al.*, 2013; Ball, 1980; Bertrand et *al.*, 1986).

Comme évoqué plus haut, le passage de l’épisode D1a à D1b est marqué par une rotation anti-horaire de direction de raccourcissement Z (de l’azimut N70° à N40°) traduisant un continuum de déformation (Figure 15).

C. Phase de déformation panafricaine D2

La deuxième phase de déformation D2 cassante, mise en évidence par la présente étude, est caractérisée par une direction moyenne de compression d’environ N10° (NNE-SSW), marquée par le développement d’une schistosité de fracture S2 (Figure 15). En effet, ce caractère cassant de la phase de déformation D2 suggère que la croûte continentale panafricaine était déjà refroidie au moment de cette déformation (Badamassi, 2021). Cette phase de déformation D2 a une direction presque identique à la direction N15°, obtenue par Badamassi et Konaté (2021) dans la province panafricaine du Damagaram.

5 CONCLUSION

L’analyse pétrographique montre que dans le secteur de Gofat-Tafadek, le terrane de Tchilit est constitué de phyllades, de chloritoschistes, de biotites à quartz, de micaschistes, de quartzites à muscovite, de quartzoschistes, de paragneiss, d’orthogneiss à biotite, d’amphibolites, de métarhyolites, de méta-arkoses, de granites à deux micas, de granites hétérogranulaires et de pegmatites.

L’analyse structurale du terrane de Tchilit du secteur de Gofat et de Tafadek met en évidence trois phases de déformation D0, D1 et D2.

La phase de déformation extensive D0 caractérisée par une direction d’extension NNE-SSW (N20°) est matérialisée par des miroirs de microfailles normales observés dans les quartzites.

La première phase de déformation D1 (panafricaine), ductile à semi-ductile comprend deux épisodes, D1a et D1b. En effet, le premier épisode ductile (D1a), de raccourcissement panafricain est caractérisé par une direction de raccourcissement ENE-WSW (N70° en moyenne), tandis que le second épisode semi-ductile à cassant (D1b) est marqué par une direction moyenne de raccourcissement NE-SW (N40°). Le passage de l'épisode D1a à D1b est marqué une rotation anti-horaire de direction de raccourcissement (ZN70° à ZN40°), traduisant un continuum de déformation. La deuxième phase de déformation D2, marquée par une direction raccourcissement N10° (NNE-SSW), est tardive à post-panafricaine. Elle est marquée par le développement d'une schistosité de fracture.

L'évolution structurale dans le temps de la direction de raccourcissement dans le terrane de Tchilit met en évidence une rotation antihoraire senestre, de la direction ENE-WSW (Phase D1) à la direction NNE-SSW (Phase D2). Celle-ci traduit un continuum de déformation pendant l'événement panafricain, en liaison avec la convergence entre les cratons Ouest Africain, de São Francisco, du Congo et le Métacraton Saharien.

Les déformations enregistrées dans le terrane de Tchilit sont marquées par une évolution du gradient de déformation métamorphique du faciès amphibolite dans la partie ouest au faciès schiste vert en allant vers l'Est.

REFERENCES

- [1] Affaton, P., Gaviglio, P., & Pharisat, A. (2000). Réactivation du craton ouest-africain au Panafricain : paléocontraintes déduites de la fracturation des grès néoproterozoïques de Karey Gorou (Niger, Afrique de l' Ouest). 331, 609–614.
- [2] Affaton, P., Gélard, J. P., & Simpara, N. (1991). Paléocontraintes enregistrées par la fracturation dans l'unité structurale de l'Atacora à la latitude de Défalé (chaîne panafricaine des Dahomeyides, Togo). C. R Acad. Sci. Paris, série II 3, 763–768.
- [3] Affaton, P., Tairou, M. S., Tossa, C., Chala, D., & Kwékam, M. (2013). Premières données microstructurales sur le complexe granito-migmatitique de la région de Nikki, NE-Bénin. *Global Journal of Geological Sciences*, 11, 13–26.
- [4] Affaton P. (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] Affaton P. (1987). Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest): une marge passive, d'âge protérozoïque supérieur, tectonisée au Panafricain (600 ± 50 Ma), Thèse de Doctorat d'Etat, Université Aix-Marseille III, 462 p.
- [6] Ahamed, Y., Soumaila, A., & Harouna, M. (2018). Basaltes quarternaires du Fossé de Termit-Agadem (Niger oriental): caractérisation et signification géodynamique. In *Annales de l'Université Abadou Moumouni* (Vol. 1, pp. 91–111).
- [7] Ahmed, Y. (1989). Pétrologie et relations structurales des volcanites cénozoïques du Niger oriental: Fossé tectonique du Tefidet (Aïr) (pp. 1–154).
- [8] Ahmed, Y., Konaté, M., & Harouna, Mo. (2016). Tectono-magmatic reactivation of Tefidet Cretaceous trough during Cenozoic (Aïr, Niger). 73–82.
- [9] Allmendinger, R. (2017). Stereonet, version. 10.0. <http://www.Geo.Cornell.Edu/Geology/Faculty/RWA/Programs/Stereonet.Html>.
- [10] Alzouma Amadou D., Konaté M. and Ahmed Y., 2020. Geodynamic context of the Proterozoic deposits of the Firgoun region (eastern border of the West African Craton, West Niger). *Geological Society, London, Special Publications* (sous presse).
- [11] Amadou, D. A., Konaté, M., & Ahmed, Y. (2020). Geodynamic context of the Proterozoic deposits of the Firgoun Region (eastern border of the West African Craton). *Geological Society, London Special Publications* (Sous Presse), 1–22. <https://doi.org/10.1144/SP502-2019-115>.
- [12] Angeline, Y. S., Paul, N. J., & Sylvestre, G. (2007). Évolution tectono-métamorphique de la région à l'ouest de Nkambé (province du Nord-Ouest Cameroun). *Journal of African Earth Sciences*, 52, 127–134.
- [13] Badamassi, K. M. M. (2021). CARACTERISATION PETROSTRUCTURALE ET GEOCHIMIQUE DES FORMATIONS PANAFRICAINES DE LA PROVINCE DU DAMAGARAM (SUD-EST NIGER). 125.
- [14] Badamassi, M. M. K., & Konaté, M. (2021). Characterization of the Damagaram Province Pan - African basement Deformation (South - East, Niger). *International Journal of Science and Research*, 1421–1431.
- [15] Ball, E. (1980). AN EXAMPLE OF VERY CONSISTENT BRITTLE DEFORMATION OVER A WIDE INTRACONTINENTAL AREA : THE LATE PAN-AFRICAN FRACTURE SYSTEM OF THE TUAREG AND NIGERIAN SHIELD The central Sahara has been recently subjected to important vertical movements. Due to uplift, 61, 363–379.
- [16] Ball, E., Bard, J. P., & Soba, D. (1984). Tectonique tangentielle dans la catazone pan-africaine du Cameroun : les gneiss de Yaounde. *Journal of African Earth Sciences*, 2 (2), 91–95. [https://doi.org/10.1016/S0731-7247\(84\)80002-6](https://doi.org/10.1016/S0731-7247(84)80002-6).
- [17] BARAOU, I. S., KONATE, M., AHAMED, Y., & DJIBO-MAIGA, A. W. (2018). Caractérisation de la déformation du socle de la zone mobile panafricaine du Sud Maradi, Sud Niger Résumé. *Afrique SCIENCE*, September, 156–170.

- [18] Baraou, I. souley. (2018). Contribution à l’étude pétrographique, géochronologique et structurale des formations panafricaines du Sud Maradi (Sud Niger): relations avec les indices aurifères. Thèse. Université Abdou Moumouni.
- [19] Basse, N. E., & Udinmwun, E. (2019). Structure and tectonics of Hong Hills in Hawal Precambrian Basement Complex, North East Nigeria. *Journal of Geology and Mining*, 11, 48–58.
- [20] BELLION, Y. J.-C. (1987). Histoire Géodynamique post-paléozoïque de l’Afrique de l’Ouest d’après l’étude de quelques Bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudeni, Iullemeden, Tchad). 1–296.
- [21] Benyahia, O., Haddoum, H., Ouzegane, K., Bendaoud, A., Djemai, S., & Kienast, J. R. (2005). Influence panafricaine puis phanérozoïque des shear zones sur le socle éburnéen de la région de Tamanrasset. March 2016.
- [22] Bertrand, J. M., Michard, A., Boullier, A. M., & Dautel, D. (1986). Structure and U-Pb geochronology of the Central Hoggar (Algeria). A reappraisal of its pan-African evolution. *Tectonics*, 5, 955–972.
- [23] Bertrand JLM, Caby R (1978) Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geol Rundsch* 67: 357–388.
- [24] Black, R. (1965). Sur la signification pétrogénétique de la découverte d’anorthosites associées aux complexes annulaires subvolcaniques du Niger. *C R Acad Sci Paris* 260, 5829–5832.
- [25] Black, R., Jaujou, M., & Pellaton, C. (1967). Notice explicative carte géol Air.pdf (pp. 5–55).
- [26] Black, R., Latouche, L., Liégeois, J. P., Caby, R., & Bertrand, J. M. (1994). Pan-African displaced terranes in the Tuareg Shield (central Sahara). *Geology*, 22 (7), 641–644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0641:PADTIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0641:PADTIT>2.3.CO;2).
- [27] Black, R., Liégeois, J.-P., Navez, J., & Vlatette, Y. (1991). Terrains exotiques dans les zones internes de la chaîne panafricaine trans-saharienne: les clefs fournies par l’Air sud oriental (République du Niger) (pp. 889–895).
- [28] Black, R., & Liégeois, J. p. (1993). Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony*. 150 (February 1993), 88–98. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.1.0088>.
- [29] Black R. (1978). Propos sur le Panafricain. *Bull. Soc.Géol. Fr.*, XX, 843-850.
- [30] Black R., Caby R., Moussine-Pouchkine A., Bayer R., Bertrand J.M., Boullier A.M., Fabre J. and Lesquer A. (1979). Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature* 278, 223-227.
- [31] Boullier, A. M., Rocci, G., & Cosson, Y. (1991). La chaîne pan-africaine d’Aouzegueur en Air (Niger): un trait majeur du bouclier touareg. *C R Acad Sci Paris* 313:, 63–68.
- [32] Bowden, P., Black, R., Martin, R. F., Ike, E., Kinnaird, J. A., & Batchelor, R. A. (1987). Niger-Nigerian alkaline ring-complexes: a classic example of African Panerozoic anorogenic mid-plate magmatism. In Fitton, J.G and Upton, B.J.G (Eds) *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society, London, Special Publication, 30, 357–380.
- [33] Caby, R., & Andreopoulos-Renaud, U. (1987). Le Hoggar oriental, bloc cratonisé ~ 730 Ma dans la chaîne pan-africaine du nord du continent africain. *Precambrian Res.*, 36:, 335–344.
- [34] Caby R. and Moussine-Pouchkine A., 1978. Le horst birimien de Bouré (Gourma oriental, République du Mali): nature et comportement au cours de l’orogénèse panafricaine. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, Paris*, 278, 5–8.
- [35] Caby, R., & Boesse, J. M. (2001). Pan-African nappe system in southwest Nigeria: the Ife-Ilesha schist belt. 33 (2), 1–15.
- [36] Cahen, L., Klerkx, J., & Michot, J. (1984). Granitoides kibariens précoces et tectonique tangentielle Burundi.pdf (pp. 29–49).
- [37] Chala, D., Tairou, M. S., Wenmenga, U., Kwékam, M., Affaton, P., Kalsbeek, F., Tossa, C., & Houéto, A. (2015). Pan-African deformation markers in the migmatitic complexes of Parakou–Nikki (Northeast Benin). *Journal of African Earth Sciences*, 111, 387–398. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.08.009>
- [38] Delvaux, D. (2003). Win-Tensor User Guide : PTB Module.
- [39] Demaiffe, D., & Moreau, C. (1996). Crustal growth in Air (Niger, West Africa): significance of the Palaeozoic anorthosite-bearing anorogenic province. In: Demaiffe, D. (Ed.), *Petrology and Geochemistry of Magmatic Suites of Rocks in the Continental and Oceanic Crusts*. Université Libre Bruxelles, Belgium, 35–49.
- [40] Dumont, J. F., Toteu, S. F., & Penaye, J. (1985). ENSEMBLES STRUCTURAUX ET PRINCIPALES PHASES DE DEFORMATIONS PANAFRICAINES DANS LA ZONE MOBILE DU NORD CAMEROUN, REGION DE POL. *Rev. Sci. et Tech.Sér. Sci. Terre*, 1, 10–23.
- [41] Eggleton RA and Buseck PR (1980) The orthoclase-microcline inversion: a high-resolution TEM study and strain analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74: 123-133.
- [42] Fabre, J. (2005). Géologie du Sahara occidental et central. *Tervuren African Geoscience Collection*, 108, Musée Royal de l’Afrique Centrale - Belgique, Tervuren, 572.
- [43] Ferre, E., Gleizes, G., & Caby, R. (2002). Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research*, 114, 199–219.
- [44] Fozing, E. M. (2016). Caractérisation structurale et magnétique du pluton granitique de Misajé (Nord-Ouest Cameroun). 156.

- [45] Gapais D (1989) Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *Geology* 17: 1144-1147.
- [46] Greigert, R., & Pougnet, J. (1967). Essai de description des formations géologiques de la république du Niger. Mem. BRGM, n°48, 239p.pdf (pp. 1–267).
- [47] Guiraud, M. (1990). Mécanisme de formation du bassin sur décrochements multiples de la Haute-Bénoué (Nigéria) : Faciès et géométrie des corps sédimentaires, microtectonique et déformations synsédimentaires. Thèse Doct. d'Etat, Montpellier, 444.
- [48] Ibrahim-Maaharou, H. (2020). Dynamique sédimentaire des grès de Niamey (Niger occidental) : indices de glaciation et déformations associées. 1–137.
- [49] Kamwa, A. N., Owona, S., Tchakounté, J., & Ondoa, J. M. (2017). Fabriques en aplatissement et constriction des granitoïdes de Nga Mbappé et de Yoro au nord du Groupe de Yaoundé (CPNE, Cameroun): témoins de la mise en place de granites syn-tectoniques au cours de l'orogénèse Pan-Africaine. *Fabrics de achatamento e constricção nos granitoides de Nga Mbappé e Yoro ao norte do Grupo Yaoundé (CPNE, Camarões): evidência da instalação de granitos sintectónicos durante a orogenia Pan-.* 2016, 5–16.
- [50] Konaté, M. (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, Université de Dijon, France, 489.
- [51] Kwache, J. B., & Ntekim, E. E. (2015). Geology of Dumne area in Southeastern Hawal massif, Northeastern Nigeria. *International Journal of Science and Research* 4 (11), 2477–2482.
- [52] Liégeois, J. P. (2019). A new synthetic geological map of the tuareg shield: an overview of its global structure and geological evolution. *Springer Geology*, 83–107. https://doi.org/10.1007/978-3-319-96794-3_2.
- [53] Liégeois, J. P., Black, R., Navez, J., & Latouche, L. (1994). Early and late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). *Precambrian Research*, 67 (1–2), 59–88. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90005-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90005-1).
- [54] Liégeois, J. P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., & Guiraud, M. (2003). The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): Behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, 37 (3–4), 161–190. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2003.05.004>
- [55] Ligeois, J. P., & Claessens, W. (1991). Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. 50, 111–136.
- [56] Maurin, J. C. (1993). The Pan-African West Congo Belt links with Eastern Brazil an geodynamical reconstruction. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 164 (1), 51–60.
- [57] Mvondo, H., Brok, S. W. J. Den, & Ondoa, J. M. (2003). Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaounde nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 36, 215–231. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00017-4](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00017-4).
- [58] Mariane O.K. (2013). Contribution à l'étude de la chaîne panafricaine des Oubanguides en République Centrafricaine. Thèse de l'Université d'Aix-Marseille.
- [59] Navez, J., Liégeois, J. P., Latouche, L., Boven, A., & Black, R. (1999). The Paleoproterozoic Tchilit exotic terrane (Air, Niger) within the Pan-African collage of the Tuareg shield. *Journal of Geological Society, London*, 156 (April 1999), 247–259. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.2.0247>.
- [60] Njanko, T., Nédélec, A., Kwékam, M., Siqueira, R., & Esteban, L. (2010). Emplacement and deformation of the Fomopea pluton: implication for the Pan-African history of western Cameroon. *J Struct Geol*, 32, 306–320.
- [61] Nzenti, J. P., Kapajika, B., Wörner, G., & Lubala, T. R. (2006). Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 45, 74–86. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.01.005>
- [62] Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.
- [63] Pouclet, A., Ahmed, Y., Baubron, J.-C., Bellion, H., & Morel, A. (1994). Age et mise en place du volcanisme cénozoïque du graben de Téfidet (système de rift). *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences, Paris*, 683–690.
- [64] Pouclet, A., & Durand, A. (1983). Structures cassantes cénozoïques d'après les phénomènes volcaniques et néotectoniques au NW du Lac Tchad. *Annales de La Société Géologique Du Nord*, 143–155.
- [65] Quick, J. E. (1991). Late Proterozoic transpression on the Nabitah fault system-implications for the assembly of the Arabian shield. *Precambrian Res.*, 53, 119–147.
- [66] Saquaque, B. A. L. I., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I., & Karson, J. A. (1992). Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. 1–13.
- [67] Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). Dynamic recrystallization of quartz: Correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 200 (1), 171–190. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.200.01.11>.
- [68] Tairou, M. S., Affaton, P., Gélard, J.-P., Aïté, R., & Sabi, B. E. (2007). Panafrican brittle deformation and palaeostress superposition in northern Togo (West Africa). 339, 849–857. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.08.001>

- [69] Toteu, S. F., Michard, A., Bertrand, J. M., & Rocci, G. (1987). U/Pb dating of Precambrian rocks from Northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of Central Africa. *Precambr Res* 37, 74–87.
- [70] Toteu, S. F., Panaye, J., & Poudjom, D. Y. (2004). Geodynamic evolution of the Pan-African belt of Central Africa with special refernce to Cameroon. *Can. J. Earth Sci*, 41, 73–85.
- [71] Udinmwun, M. (2017). Paleostress configuration of Pan-African orogeny: evidence from the Igarra schist belt, SW Nigeria. *Iranian Journal of Earth Sciences* ç (2), 85–93.