



HAL
open science

Caractérisation de la déformation dans la ceinture birimienne (paléoprotérozoïque) de Diagorou-Darbani (Liptako nigérien, Afrique de l'Ouest)

Amadou Soumaïla, Moussa Konaté

► **To cite this version:**

Amadou Soumaïla, Moussa Konaté. Caractérisation de la déformation dans la ceinture birimienne (paléoprotérozoïque) de Diagorou-Darbani (Liptako nigérien, Afrique de l'Ouest). *Africa Geoscience Review*, 2005, 12 (3), pp.161-178. hal-00201276v1

HAL Id: hal-00201276

<https://hal.science/hal-00201276v1>

Submitted on 27 Dec 2007 (v1), last revised 25 Feb 2008 (v2)

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

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

Caractérisation de la déformation dans la ceinture birimienne (paléoprotérozoïque) de Diagorou-Darbani (Liptako nigérien, Afrique de l'Ouest)

A. Soumaila^{1*} & M. Konaté¹

¹Département de Géologie, Université Abdou Moumouni de Niamey, BP:10662, Niamey, NIGER
(Equipe Nigérienne de Recherche Géologique- ENRG-, Aire Développement)
*corresponding author azola@refer.ne

(First received 25 September, 2004; modified version accepted 19 October, 2005)

Résumé - L'étude structurale du secteur de Diagorou-Darbani montre que les déformations des roches de la ceinture birimienne (paléoprotérozoïque) et des intrusions granitoïdiques s'intègrent dans un champ de raccourcissement régional, associé à la mise en place des plutons, en relation avec le fonctionnement des grands couloirs cisailants N45°E.

L'analyse microtectonique met en évidence deux phases majeures de déformation : D1 et D2. La première, D1, comporte 3 étapes (D1a, D1b, D1c), et la seconde, D2, est vraisemblablement post-paléoprotérozoïque.

L'étape D1a, ductile à semi-ductile, à raccourcissement NW-SE, serait en liaison avec un collage diachronique de blocs crustaux (Feybesse *et al.*, 1990 et 1994). Elle est responsable du développement de la schistosité/foliation d'orientation moyenne NE-SW. Cette étape se termine par la mise en place de granitoïdes tardi-cinématiques, dont la remontée est facilitée par la réactivation normale dextre de grands couloirs cisailants d'orientation N45°E.

L'étape D1b, semi-ductile, à raccourcissement N60°E à E-W, est caractérisée par la réactivation dextre des grands couloirs cisailants, et par le fonctionnement senestre des failles N125 à N145°E. Dans ces couloirs, la schistosité/foliation ainsi que les filons de quartz présentent une géométrie sigmoïde en accord avec une mylonitisation.

L'étape D1c, relativement cassante, à raccourcissement globalement N-S, est marquée par la réactivation senestre des grands couloirs cisailants.

Les déformations extensives, d'orientation NW-SE et NE-SW, caractérisant la phase D2 sont franchement cassantes. L'épisode, à allongement NE-SW, pourrait être lié à la mise en place de filons de dolérite d'orientation NW-SE.

Cette étude, en accord avec l'idée d'un continuum de déformation, pendant la phase D1, suggéré par Pons *et al.* (1995), Amah-Salah *et al.* (1996), semble indiquer une diminution de la ductilité du matériel de l'étape D1a à D1c, en étroite relation avec une décroissance des manifestations magmatiques dans cette région.

Mots clés : Liptako, Birimien, Paléoprotérozoïque, couloirs cisailants, blocs crustaux.

Abstract : The structural study of Diagorou-Darbani sector shows that the deformations of the Birimian (Palaeoproterozoic) greenstone belt and the granitoid intrusions are integrated in a regional shortening field, associated with the pluton emplacement, in relation with the activation of N45°E trending major shear zone.

The microtectonic analysis highlights two deformation events (D1 and D2).

Ductile to semi-ductile D1 event, with NW-SE trending shortening, would be in connection to diachronous crustal block collage (D1a stage). Late-kinematic granitoids emplacement, facilitated by dextral to normal reactivation of the major shear zones, ended this stage. This D1a stage is followed by a semi-ductile dextral mylonitization with N60°E to E-W trending shortening (D1b stage). During the rather brittle D1c stage, with N-S shortening, the N45°E shear zones were reactivated in sinistral movement.

The last D2 deformation event, really brittle, is characterized by NW-SE to NE-SW stretching. The NE-SW trending stretching event could be related to NW-SE dolerite dykes emplacement.

In agreement with the idea of a continuum of deformation suggested by Pons *et al.* (1995), Amah-Salah *et al.* (1996), this study seems to indicate a reduction of the material ductility from the D1a to the D1c stages, in close relationship with a decrease of magmatic events in this area.

Key words : Liptako, Birimian, Palaeoproterozoic, shear zones, crustal blocks.

INTRODUCTION

En Afrique de l'Ouest, les déformations birimiennes ont été attribuées à 3 ou 4 phases, notées respectivement : D1, D2, D3 (Lemoine, 1985 ; Lemoine, 1988 ; Milési *et al.*, 1989 ; Fabre, 1995 ; Vidal *et al.*, 1996), et D4 (St-Julien, 1992 ; Soumaila, 2000). Les trois premières phases (D1 à D3) présentent un caractère général, contrairement à la quatrième qui n'a été reconnue que localement, notamment dans le Liptako nigérien. Les phases de déformation D2, D3 et D4 ont été reliées par certains auteurs au fonctionnement des grands couloirs de cisaillement.

En ce qui concerne la phase D1, les interprétations font l'objet de controverse. Pour certains auteurs, elle est associée à une tectonique tangentielle, collisionnelle, de type moderne (Lemoine, 1985 ; Lemoine, 1989 ; Feybesse *et al.*, 1989 ; Fabre, 1995 ; Triboulet *et al.*, 1998), et pour d'autres, il s'agirait d'une tectonique verticale, archaïque de type archéen (Dupuis *et al.*, 1991 ; Lompo *et al.*, 1991 ; Pons *et al.*, 1995 ; Vidal *et al.*, 1996). Cette dernière interprétation est en accord avec la genèse et l'accrétion d'une croûte continentale juvénile birimienne (Abouchami *et al.*, 1990 ; Boher *et al.*, 1992).

Pour le Liptako nigérien, très peu de données structurales ont été publiées. Les travaux réalisés dans le cadre de la recherche minière (Wright, 1991 ; St-Julien, 1992 ; Auspex, 1996 ; Abdou *et al.*, 1998) décrivent de manière sommaire les déformations sans proposer une interprétation géodynamique. En revanche, les recherches géologiques fondamentales expliquent les déformations, soit dans le contexte d'une orogénèse polycyclique éburnéenne (Machens, 1973), soit dans le cadre d'une tectonique verticale associée à la mise en place et au gonflement des plutons granitoïdiques, accompagnée de cisaillements transcurrents (Dupuis *et al.*, 1991 ; Pons *et al.*, 1995 ; Ama Salah *et al.*, 1996 ; Soumaila, 2000).

La présente étude se propose de caractériser :

- (1) les différentes phases de déformations,
- (2) de déterminer les tenseurs des paléocontraintes, et
- (3) de préciser le contexte géodynamique des déformations.

CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le craton ouest-africain est constitué de deux dorsales, la dorsale Reguibat au Nord et celle de Man au Sud, comprenant chacune une province occidentale archéenne (≈ 3500 à 2700 Ma, d'après Kouamelan *et al.*, 1997 ; Potrel *et al.*, 1998) et une province orientale birimienne (2200 à 2000 Ma, selon Boher *et al.*, 1992) (fig. 1A).

Le secteur d'étude est localisé dans la zone centrale du Liptako nigérien, qui correspond à la bordure nord-est de la dorsale de Man. Deux ensembles géologiques peuvent être distingués : (1) des plutons granitoïdiques alternant avec (2) des ceintures de roches vertes dont celle de Diagorou-Darbani (fig. 1B).

Caractères pétrographiques

La ceinture de Diagorou-Darbani est constituée de metabasaltes présentant localement des débits en coussins (pillow lavas), d'amphibolites, de roches grenues ultramafiques à mafiques souvent transformées en talcschistes, talc-chloritoschistes et chloritoschistes, de sédiments et volcano-sédiments métamorphisés, du faciès schiste vert au faciès amphibolite. Ces roches de la ceinture sont intrudées par des plutons granitiques à dioritiques, parfois associées à des volcanites de chimisme intermédiaire à acide.

Les plutons granitoïdiques présentent une direction d'allongement sub-parallèle aux grands couloirs cisailants d'orientation $N45^\circ E$. Ils sont représentés par des granodiorites, des tonalites et des diorites quartziques, localement gneissifiés au contact de l'encaissant. Les âges U-Pb sur zircon, obtenus sur ces roches varient de 2174 ± 4 Ma, pour le pluton de Dargol (Soumaila, 2000), à 2158 ± 9 Ma, pour le pluton de Téra (Cheilletz *et al.*, 1994).

Caractères structuraux

La ceinture birimienne de Diagorou-Darbani est divisée en deux branches de direction moyenne $N45^\circ E$, séparées par le pluton de Taka (fig. 2). La branche occidentale est à dominante magmatique, tandis que celle à l'Est est plutôt sédimentaire et volcano-sédimentaire (fig. 2). Cette ceinture, tout comme celles du Gorouol et de la Sirba, est affectée par une schistosité/foliation régionale (avec $S1//S0$), d'orientation moyenne NE-SW.

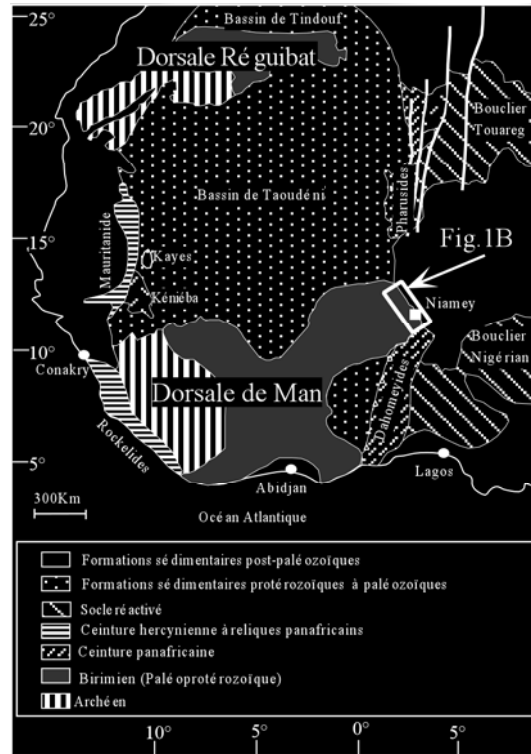


Figure 1A. Grandes unités géologiques du craton Ouest-Africain.

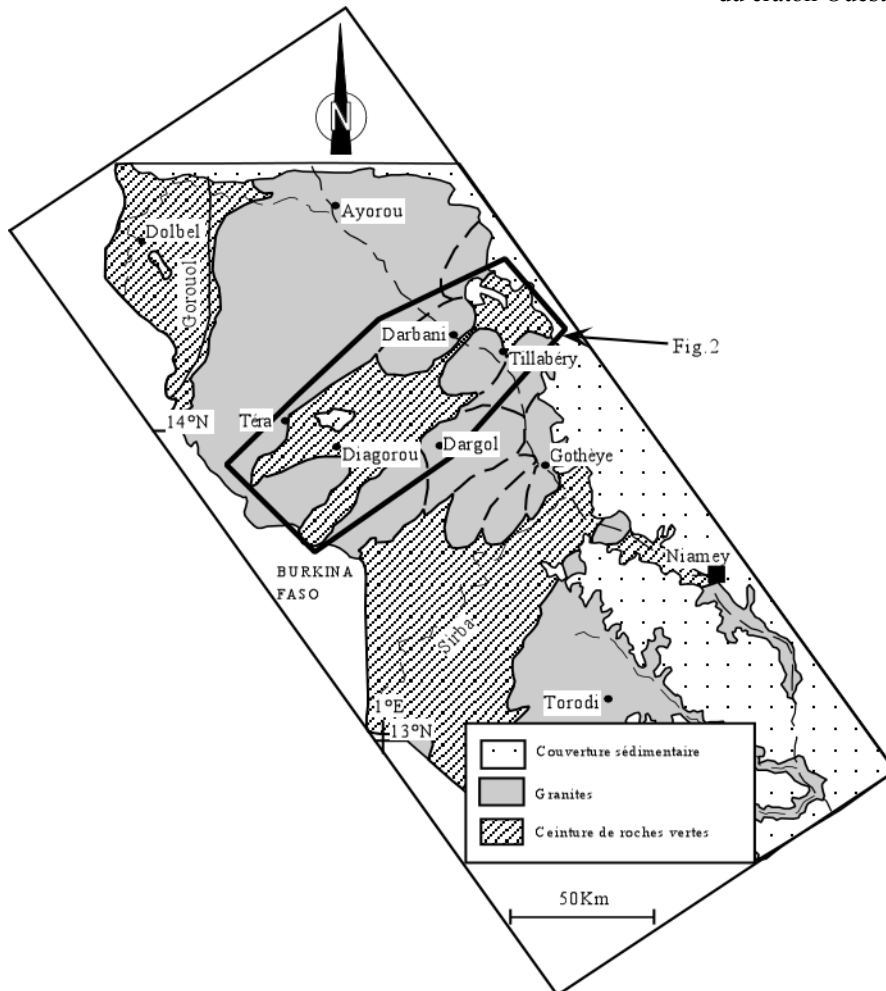


Figure 1B : Localisation de la ceinture de Diagorou-Darbani dans le Liptako (d'après cartes de Machens 1973 et de Dupuis *et al.*, 1991).

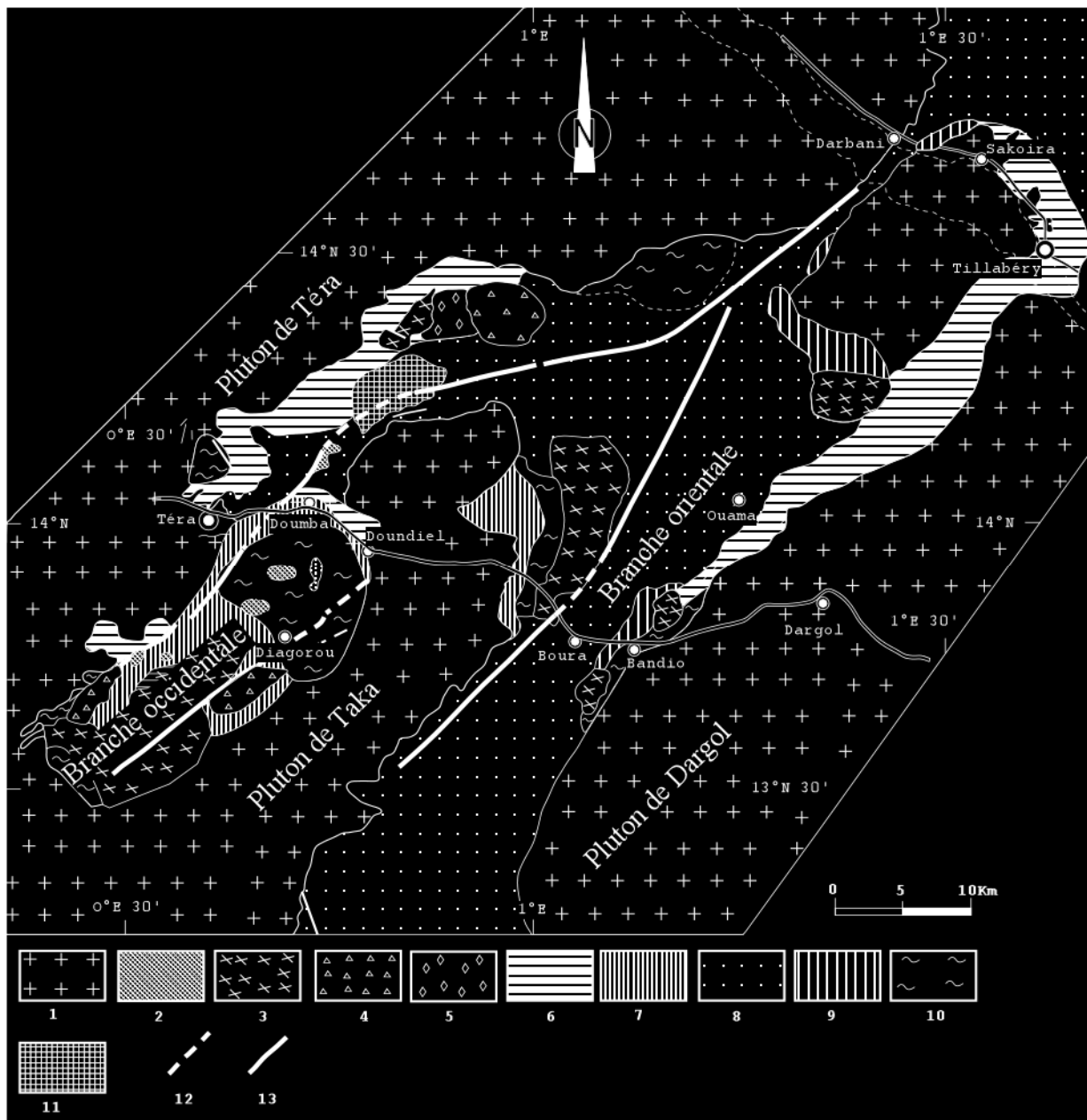


Figure 2. Carte géologique de la ceinture de Diagorou-Darbani (d'après Soumaila, 2000; modifiée)
 1: Plutons de granitoïdes; 2: Granites tardi- à post-cinématiques; 3: Métadiorites quartziques/tonalites;
 4: Plutonites basiques et ultrabasiques intrusives; 5: Gabbros; 6: Métabasaltes; 7: Talcschistes et talc chloritoschistes; 8: Schistes variés, localement conglomératiques et métagrauwackes; 9: Métaandésites et métadacites; 10: Amphibolites avec ou sans grenat et/pyroxène, localement associées à des micaschistes à disthène, staurotide, sillimanite, cordiérite; à des quartzites et grenatites; 11: Intrusion syénitique; 12: Faille supposée ou contact tectonique; 13: Couloir de déformation majeur.

La cartographie générale du secteur de Diagorou-Darbani met en évidence des perturbations de la trajectoire de la schistosité S1 au contact des grands couloirs cisailants et à l'approche des intrusions (fig. 3A). Selon Dupuis *et al.* (1991), au voisinage des plutons, cette perturbation des trajectoires des plans S1 se traduit localement par l'apparition de points triples (fig. 3A), qui correspondent à des secteurs où les directions de l'aplatissement régional et celles dues à l'expansion plutonique

sont perpendiculaires.

Les observations de terrain montrent, d'une manière générale, des valeurs plus fortes de plongement de la linéation dans les roches de la ceinture que dans les granitoïdes, sauf à l'extrême bordure des plutons (fig. 3B). Les faibles valeurs de plongement de linéation au toit des plutons seraient en relation avec la remontée et l'expansion latérale de ces derniers (Dupuis *et al.*, 1991).

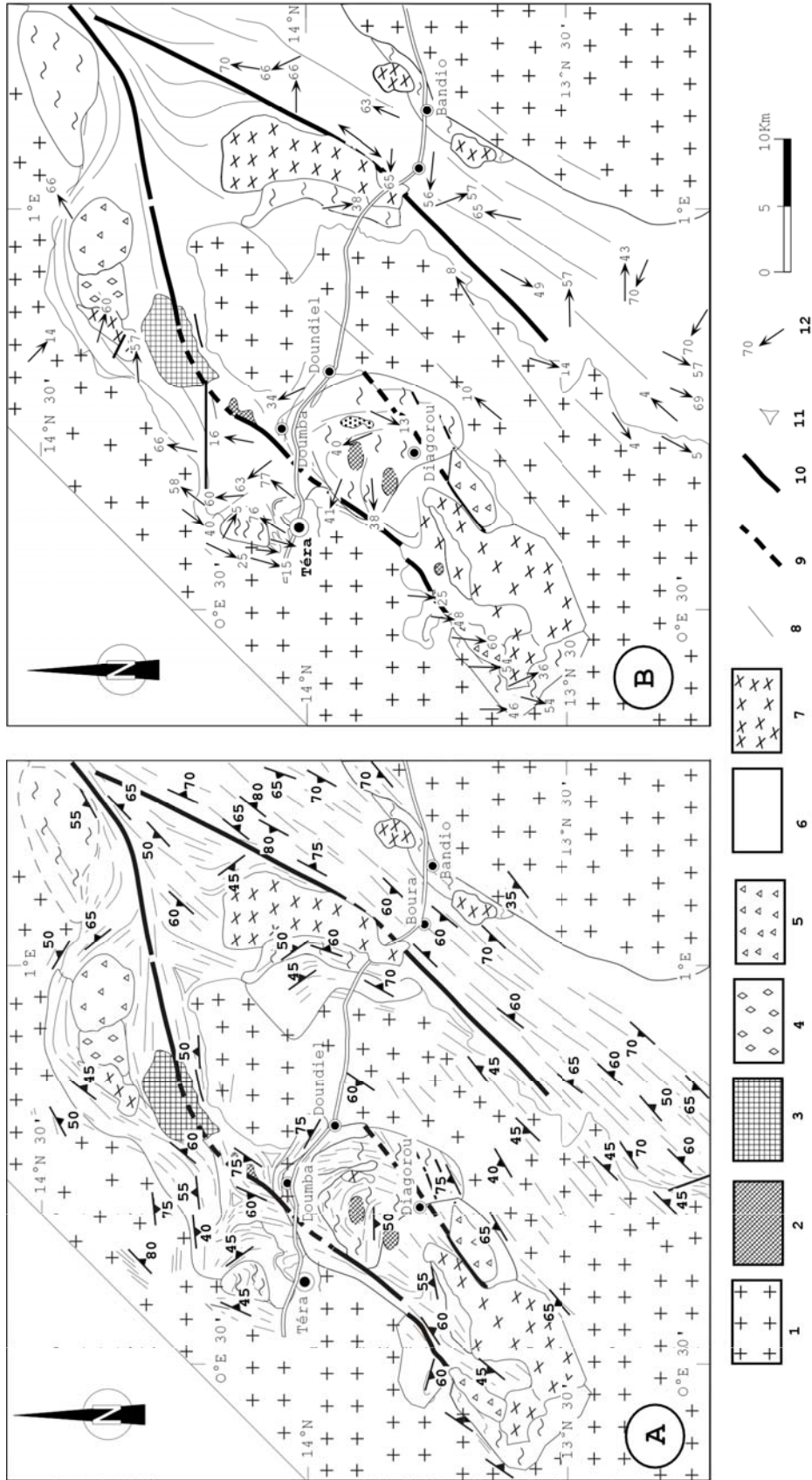


Figure 3: A) Carte structurale de la ceinture de Diagorou-Darbani (d'après Soumaila, 2000; modifiée). B) Variation des directions de linéations minérales
1: Plutons de Granitoïdes; 2: Granitoïdes tardi- à post-cinématiques; 3: Intrusion de syénite; 4: Métagabbros; 5: Plutonites basiques à ultrabasiques intrusives; 6: Roches de la ceinture (Métabasaites, Talcshistes, Talc chloritoschistes, Schistes variés, localement conglomératiques et Métagrauwackes; Métaandésites, Métadacites, Amphibolites avec ou sans grenat et/pyroxène, localement associées à des micaschistes à disthène, staurotide, sillimanite, cordiérite; à des quartzites et à des grenatites), 7 : Métadiorites quartziques/Tonalites; 8: Trajectoire de la foliation/schistosité S1; 9: Faille supposée ou contact tectonique; 10: Couloir de déformation majeur, 11: Point triple; 12: Direction et valeur de plongement de la linéation minérale

ANALYSE STRUCTURALE

L'analyse microtectonique des zones de déformations ductiles, semi-ductiles et cassantes s'appuie sur 49 stations, choisies en fonction de leur position par rapport aux grands couloirs de cisaillement. Elle a consisté à observer puis à analyser les microstructures (plans de schistosité, axes de microplis, linéations ou plans de microfailles d'échelle décimétrique à métrique) et des mésostructures (failles, plans de foliation ou plis d'échelle plurimétrique).

Caractérisation et chronologie des différentes phases de déformation

La ceinture birimienne de Diagorou-Darbani présente deux phases majeures de déformation notées D_1 et D_2 .

Phase de déformation D_1 . Trois étapes ont été mises en évidence : D_{1a} ductile à semi-ductile, D_{1b} semi-ductile et D_{1c} semi-ductile à cassante.

Étape $D_{1(a)}$ La première étape $D_{1(a)}$ est caractérisée par des plis P_1 et par une schistosité S_1 de plan axial, par aplatissement pur, d'orientation $N30$ à $N50^\circ E$, souligné par le caractère symétrique des marqueurs de déformation finie : structure œillée, galets, filons, boudins, lits minéralogiques (photo 1a, planche 1). Ces marqueurs mettent en évidence une forte composante coaxiale, compatible avec un raccourcissement régional NW-SE (Dessin 1b, planche 1 et figures 3A et 6). Les observations de terrain combinées avec l'observation microscopique permettent de définir un gradient de déformation et de métamorphisme croissant à l'approche des intrusions et des couloirs majeurs de cisaillement.

Le gradient de déformation se traduit par l'apparition de différents types de schistosité dans les roches de la ceinture. Une schistosité fruste observée dans les basaltes en coussins qui passe à une schistosité de flux (dans les quartzites et micaschistes) puis à une foliation dans les amphibolites et les grenatites. Dans les granitoïdes, cette schistosité / foliation S_1 est soulignée par l'orientation des cristaux d'amphibole, de biotite, de muscovite, de feldspaths et par l'allongement d'enclaves mafiques. Dans les roches de la ceinture, le gradient de métamorphisme varie du faciès schiste vert au faciès amphibolite à épidote puis à disthène et staurotide, auquel se superpose une paragenèse à cordiérite et localement sillimanite,

notamment au contact des grands plutons granitoïdiques.

Les variations des trajectoires de S_1 , reliées à cette étape, ont été attribuées aux fonctionnements des grands couloirs de cisaillement, et à l'expansion latérale des plutons. D'après les travaux de Pons *et al.* (1995), les points triples seraient liés à l'interférence entre la mise en place et le gonflement des grands plutons d'une part, et le raccourcissement régional NW-SE d'autre part.

Étape $D_{1(b)}$

Cette étape est caractérisée par une déformation non co-axiale. Dans les couloirs cisailants, les filons et veinules de quartz, sub-parallèles à S_1 ont été mylonitisés et boudinés. La schistosité / foliations S_1 , ainsi que les boudins sont déformés et présentent une géométrie sigmoïde compatible avec un cisaillement dextre (photos 4 et 5, planche 2). Pendant cette étape, la mise en place de petits plutons granitoïdes tardi-cinématiques, a généré des microfailles normales semi-ductiles, plates à fortement pentées (photo 2, planche 1). Localement, des injections pegmatitiques remplissent des zones de faille $N130^\circ E$ à jeu senestre.

Étape $D_{1(c)}$ L'étape $D_{1(c)}$ cassante est marquée par la réactivation senestre des grands couloirs cisailants (photo 6, planche 2).

La tectonique souple a généré des plis de virgation d'amplitude hectométrique. Dans les charnières de ces plis de virgation, il se développe des dysharmoniques P_2 qui affectent la schistosité/foliation S_1 (photo 3, planche 2). Ces plis P_2 , de taille centimétrique à décimétrique, présentant des axes sub-verticaux, sont accompagnés d'une schistosité S_2 de plan axial d'orientation $N45^\circ E$ à $N75^\circ E$ (photo 3, planche 2).

La tectonique cassante est caractérisée par des failles senestres de direction $N70^\circ E$, associées aux réactivations senestres des grands couloirs cisailants $N40^\circ E$. Les failles cisailantes dextres conjuguées aux précédentes sont d'orientation $N125^\circ$ à $N165^\circ E$ (photo 1a et dessin 1b, planche 1).

Phase de déformation D_2 - L'épisode à allongement NE-SW est caractérisé par des micro-failles cassantes normales $N90^\circ$ à $N140^\circ E$ ou des fentes de tensions $N145^\circ E$ à remplissage de quartz blanc laiteux ; tandis que l'épisode à allongement NW-SE est marqué par des failles normales à composante dextre ($N10^\circ$ à $N30^\circ E$) ou à composante senestre ($N060$ à $N095^\circ E$).

PLANCHE 1

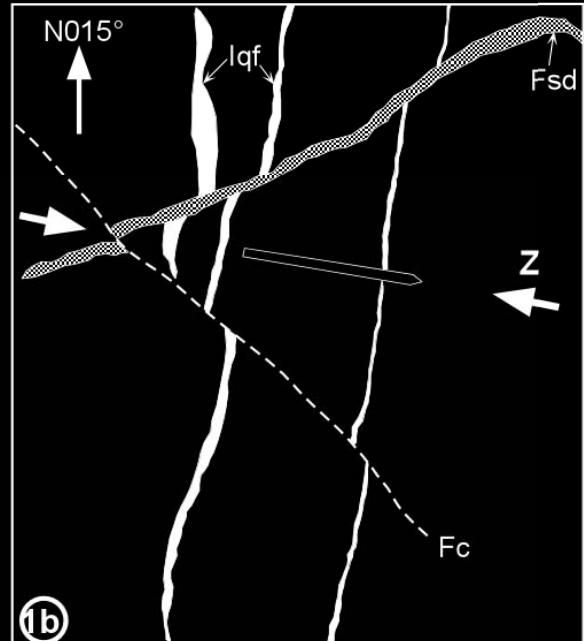


Photo 1a : Déformations D1a ductile à semi-ductile et D1b relativement cassant dans une amphibolite.
Dessin 1b : interprétation de la photo 1a. Fsd: zone de faille semi-ductile à jeu dextre; lqf : injections quartzo-feldspathiques subparallèles et synchrones à la foliation; Z : direction moyenne de raccourcissement (étape ductile à semi-ductile D1a); Fc: microfaille initialement semi-ductile à jeu sénestre, conjuguée de Fsd, puis réactivé en sénestre pendant l'étape de déformation relativement cassante D1b.

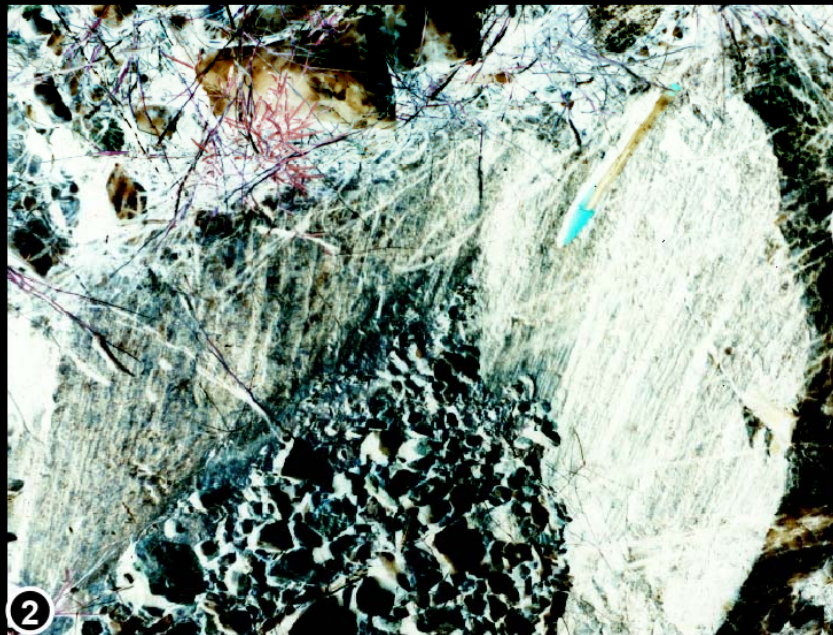
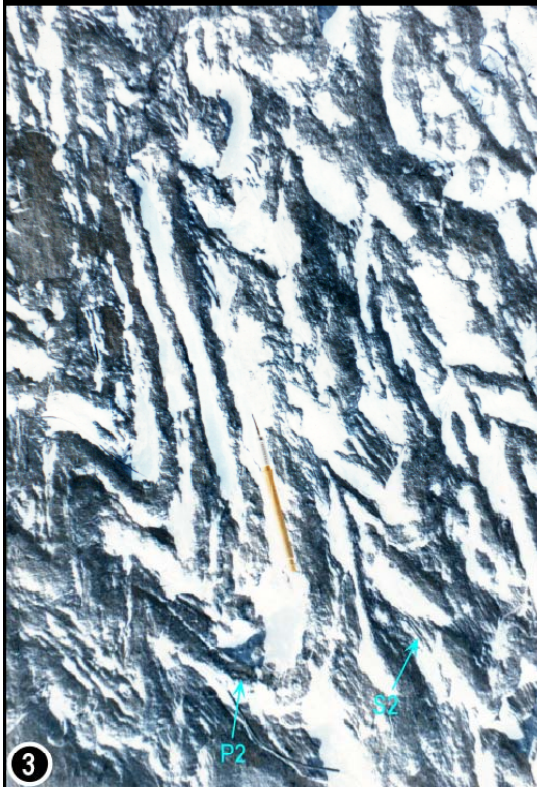
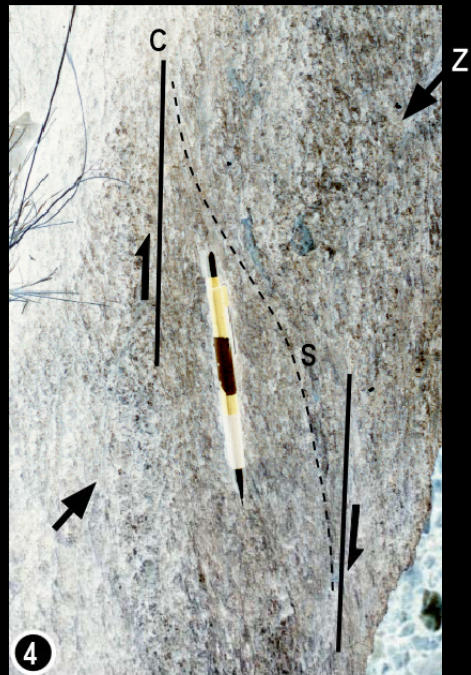


Photo 2 : Microfaille normale semi-ductile en "gouttière", à stries cannelées, liée à l'étape de déformation extensive D1a associée à la remontée des plutons.

PLANCHE 2



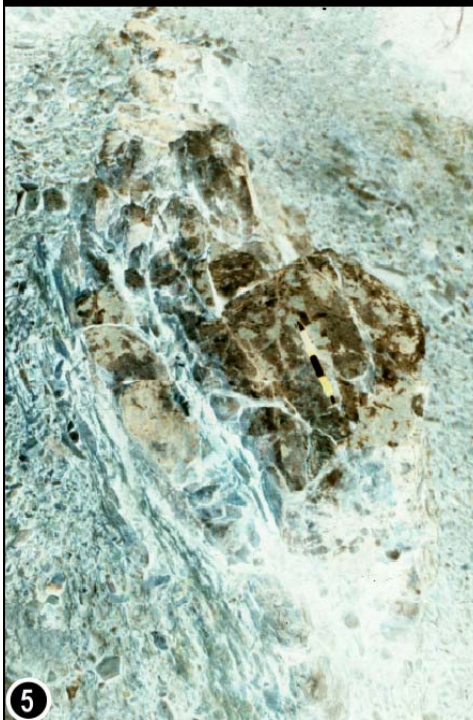
3



4

Photo 3 : Plis P2 affectant S1 parallèle à S0, la schistosité S2 de plan axial présente une réfraction en relation avec les contrastes lithologiques.

Photo 4 : Diorite quartzique dans un couloir de cisaillement N45°E, affectée par une foliation S1 fruste à déformation sigmoïde dextre, soulignée par la fabrique de type S/C (étape de déformation D1b). Z indique la direction moyenne de raccourcissement (ici E-W).



5

Photo 5 : Filon de quartz à géométrie sigmoïde dextre (étape de déformation D1b).



6

Photo 6 : Schistes microconglomératiques présentant une fabrique de type S/C dans un couloir de déformation N45°E, réactivé en sénestre (étape de déformation D1c).

Détermination des états de paléocontraintes : approche méthodologique

Pour étudier la dynamique des plans de microfailles striés, de nombreux auteurs (Carey et Brunier, 1974 ; Angelier et Goguel, 1978 ; Carey, 1979 ; Angelier et Manoussis, 1980 ; Angelier, 1984 ; Etchecopar *et al.*, 1981 ; Etchecopar, 1984 ; Etchecopar et Mattauer, 1988 ; Angelier, 1990) ont mis au point des méthodes de traitement automatique. Toutes ces méthodes supposent que le glissement sur le plan de faille se produit suivant la direction de la strie, c'est-à-dire de la contrainte cisailante (τ) sur ce plan. Ces méthodes permettent la répartition de populations de microfailles d'une station donnée, en différents ensembles de striations, générées pendant des événements tectoniques successifs.

Pour la caractérisation des états de contraintes, deux de ces méthodes ont été utilisées, il s'agit de la méthode par approximations successives d'Etchecopar (1984), et celle dite par inversion directe (INVDIR) d'Angelier (1990).

Méthode par approximation successive d'Etchecopar (1984) - Cette méthode est fondée sur le principe de Bott (1959) qui établit les relations entre une strie donnée et les contraintes qui lui ont donné naissance. D'après ce principe, l'orientation d'une strie (c'est à dire la contrainte tangentielle) sur un plan de faille dépend de 4 paramètres : les positions moyennes des 3 contraintes (σ_1 , σ_2 , σ_3) et la valeur du rapport $R = \sigma_1 - \sigma_2 / \sigma_1 - \sigma_3$. Une strie prise isolément peut correspondre à une infinité d'états de contraintes. Elle ne renseigne pas directement sur les directions principales du tenseur de contraintes. Il faut donc traiter statistiquement un grand nombre de plans striés pour obtenir une approche de l'état de contrainte. Toutefois, il subsiste des écarts entre certaines stries réelles et les contraintes tangentielles calculées (stries calculées). Selon la grandeur de ces écarts, on considère que ces stries sont compatibles ou non avec le tenseur obtenu (Etchecopar, 1984).

La méthode Etchecopar, qui a été utilisée, permet de séparer la population de N stries d'une station microtectonique donnée en différents ensembles de stries N1, N2, N3, engendrés pendant des événements tectoniques successifs, reliés respectivement à des tenseurs de contraintes T1, T2, T3 (Konaté *et al.*, 2003). Le principe du calcul consiste à chercher les

N1/N plans striés correspondant au tenseur solution T1. Pour une population de N1/N stries supposées cogénétiques, le calcul du tenseur solution se fait de façon itérative, par tirages au hasard successifs, en faisant varier le pourcentage des données pris en compte à chaque tirage et certains paramètres statistiques (fig. 4). Pour chaque résultat de calcul, on procède à une analyse comparée de l'histogramme de l'écart angulaire moyen et du cercle de Mohr. Le pourcentage compatible de striation pour le calcul d'un tenseur implique des solutions stables en faisant varier les autres paramètres : nombre de tirages au hasard, nombre servant à ce tirage. Pour être fiable, l'histogramme de fréquence doit présenter un pic important impliquant de faibles écarts entre stries réelles et stries calculées (fig. 4). Les stries cohérentes avec le tenseur solution se caractérisent par de faibles rapports τ / σ_n , sur la représentation de Mohr (Konaté *et al.*, 2003). Après écart des stries pris en compte pour le calcul du tenseur T1, on recherche le deuxième tenseur T2 avec la population (N-N1) de stries restantes. Pour en savoir plus sur cette méthode, le lecteur peut se référer à Etchecopar *et al.* (1981), Etchecopar (1984) et Etchecopar et Mattauer (1988).

La méthode d'inversion directe d'Angelier (1990) - Fondée sur le même principe que la méthode d'Etchecopar (1984), la méthode INVDIR ou méthode d'inversion directe (Angelier, 1990), permet également la séparation d'une population de N failles en sous-populations N1, N2 ..., correspondant à des tenseurs T1, T2 ..., reliés à des événements tectoniques différents.

Dans la pratique, on effectue déjà sur le terrain un tri manuel des sous-populations N1, N2... de failles, en fonction des chronologies relatives des stries. Ce qui facilite le calcul du tenseur moyen de contraintes. Les mesures des plans de failles et des stries sont saisies dans un fichier de données grâce au programme MESURE (fig. 5A). Les plans de failles sont codés par des lettres N, I, D et S, pour désigner le jeu respectivement normal, inverse, dextre et sénestre. Ces lettres sont précédées de C (confirmée), P (Probable) et S (Supposé) selon la qualité de la détermination du sens du mouvement. Un autre programme dénommé TENSOR permet le calcul du tenseur moyen de contraintes (fig. 5B). Le résultat du traitement par le programme TENSOR est retenu si "RUP "

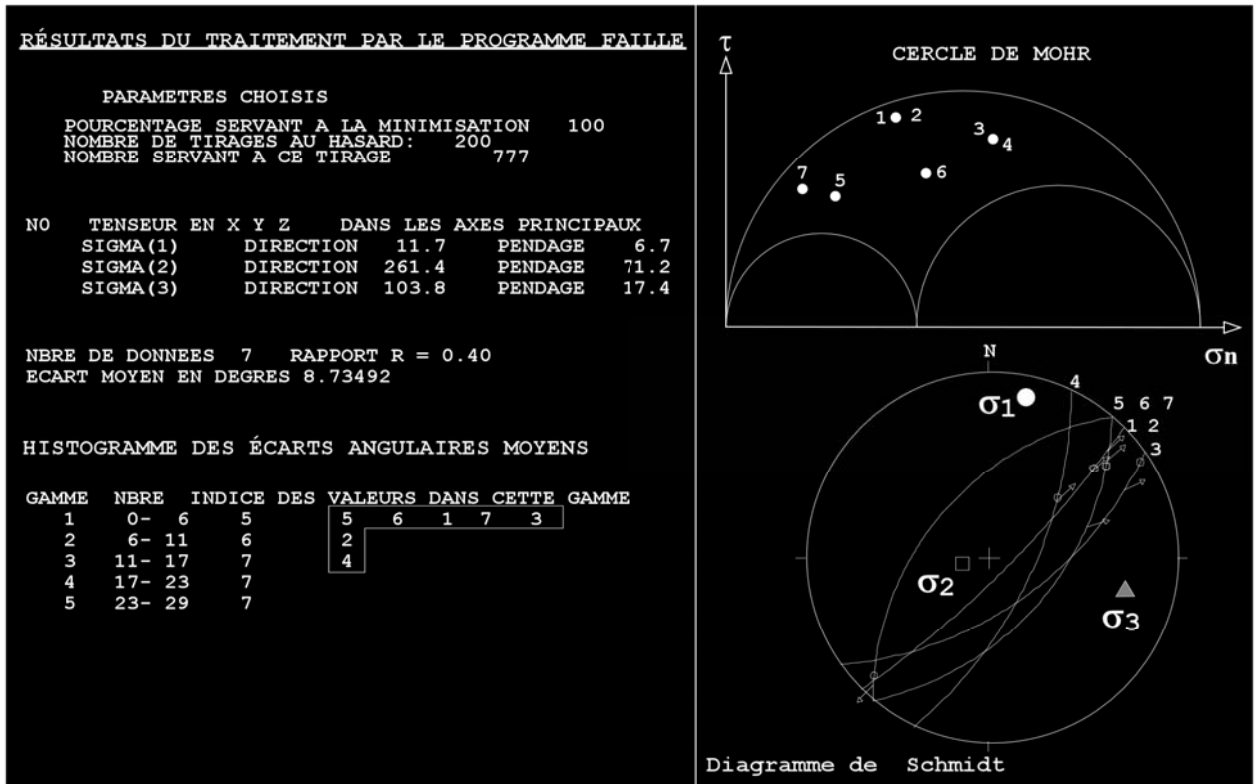


Figure 4. Résultat du calcul du tenseur solution (station Adl67), obtenu par la méthode Etchecopar, après écart des stries incompatibles.

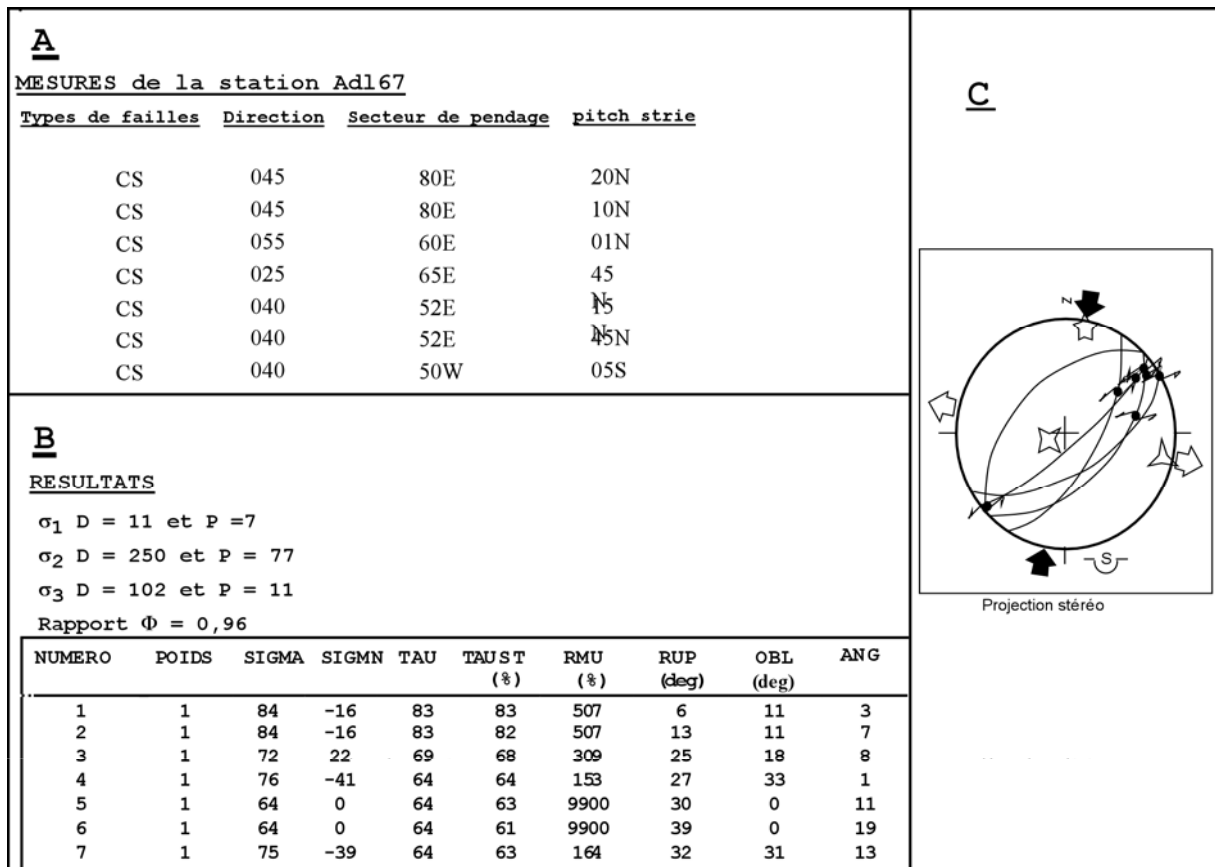


Figure 5. Résultat du calcul du tenseur solution (station Adl67), obtenu par la méthode Angelier, après écart des stries incompatibles.

$< 75^\circ$ et/ou "ANG" $< 45^\circ$. Lorsque ces paramètres sont respectivement supérieur à 75° et 45° , les plans de microfailles correspondant, considérés comme parasites, sont écartés. Le restant des plans de failles est à nouveau traité par le programme TENSOR. Un troisième programme DIAGRA est utilisé pour la représentation graphique des plans striés et des axes de contraintes principales (fig. 5C).

En général, la méthode INVDIR présente des limites d'applications qui sont : (1) l'utilisation d'un minimum de 6 failles, (2) les résultats peu fiables pour les plans de failles semi-ductiles, et (3) lorsque les milieux sont hétérogènes.

Comparaison des résultats obtenus par les deux méthodes - Pour chaque station, les résultats obtenus par ces deux méthodes (figures 4 et 5) ont été comparés. D'une manière générale, pour la plupart des stations de microtectonique, les deux méthodes donnent des résultats analogues. Toutefois, quelques écarts ont été observés. Lorsque la déformation est cassante, les écarts entre les tenseurs solutions sont faibles. Ils deviennent parfois importants lorsque la déformation est semi-ductile. Dans ce dernier cas de figure, le tenseur solution obtenu par la méthode Etchecopar est retenu après confirmation de sa validité par les données microstructurales de terrain.

Conjointement à cette analyse de la fracturation, des mesures de plans de schistosité/foliation ont été réalisées, puis traitées automatiquement à l'aide des programmes "CANSAISIE", "MAC CAN", mis au point par Bouillin (1990). Les stéréodiagrammes des pôles de plans S1 obtenus ont été ensuite reportés sur la carte du secteur étudié. Les différents stéréodiagrammes permettent de déterminer manuellement la direction de raccourcissement pour chacune des stations (fig. 6).

Chronologie des différentes familles de tenseurs de paléocontraintes

Après le traitement automatique des différentes populations de striations, la seconde étape a consisté à affiner le calage chronologique des tenseurs obtenus. L'observation des chronologies relatives de stries d'une part, et la prise en compte du caractère semi-ductile ou cassant de la déformation d'autre part, ont permis de regrouper les tenseurs en familles. Deux familles principales de tenseurs notées T1, T2, reliées respectivement aux phases déformations D1, et

D2, ont ainsi été mises en évidence. A l'intérieur de chaque famille principale de tenseur, l'observation de la chronologie relative des stries a permis de classer les tenseurs entre eux (fig. 7). Ainsi pour la phase birimienne D1, 3 sous-familles de tenseurs ont été mises en évidence :

- sous-famille T1a de tenseur extensif à décrochant extensif,
- sous-famille de tenseur T1b décrochant,
- et sous-famille de tenseur T1c compressif à décrochant.

Les "phases" post-paléoprotérozoïques ont été rattachées à la famille de tenseur T2 (fig. 7).

Les différents tenseurs de paléocontraintes ont été ensuite reportés sur des cartes structurales (fig. 8 à 10). Le report cartographique des pôles de plans S1 de schistosité/foliation a permis de tracer les trajectoires de direction de raccourcissement (fig. 6).

Phase birimienne D1 -Les trajectoires de pôles des plans S1 de schistosité/foliation définissent une direction de raccourcissement régional NW-SE (fig. 6). Celle-ci présente localement des variations au voisinage des points triples qui sont en relation avec les forces de volume liées à la remontée des plutons (fig. 6).

Les tenseurs T1a définissent des trajectoires de contraintes σ_3 radiales par rapport aux plutons, ce qui constitue un argument en faveur de l'interférence entre la remontée des plutons et l'activation en normale des failles semi-ductiles (photo 2, planche 1 ; fig. 8). Pendant cette étape, les zones de contact des roches vertes/granitoïdes auraient fonctionné en normale comme le suggère la disposition radiaire des linéations minérales autour des plutons. Les plongements de celles-ci sont souvent subverticaux dans les zones de contact granitoïdes/roches vertes.

Les tenseurs T1b sont reportés à l'échelle du secteur étudié. Leur distribution définit des trajectoires de la contrainte σ_1 N60 à N85°E (fig. 9), obliques par rapport aux couloirs majeurs de cisaillements, qui sont alors réactivés en décrochement dextre. Cette étape compressive décrochante est à l'origine de la mylonitisation dextre des zones foliées (photo 4, planche 2).

À l'échelle du secteur étudié, la distribution des tenseurs T1c, compressifs à décrochants, détermine des trajectoires de raccourcissement N345° à N10°E. Ce qui explique la réactivation décrochante senestre des couloirs majeurs cisailants N45°E (photo 6, planche 2 ; fig. 10).

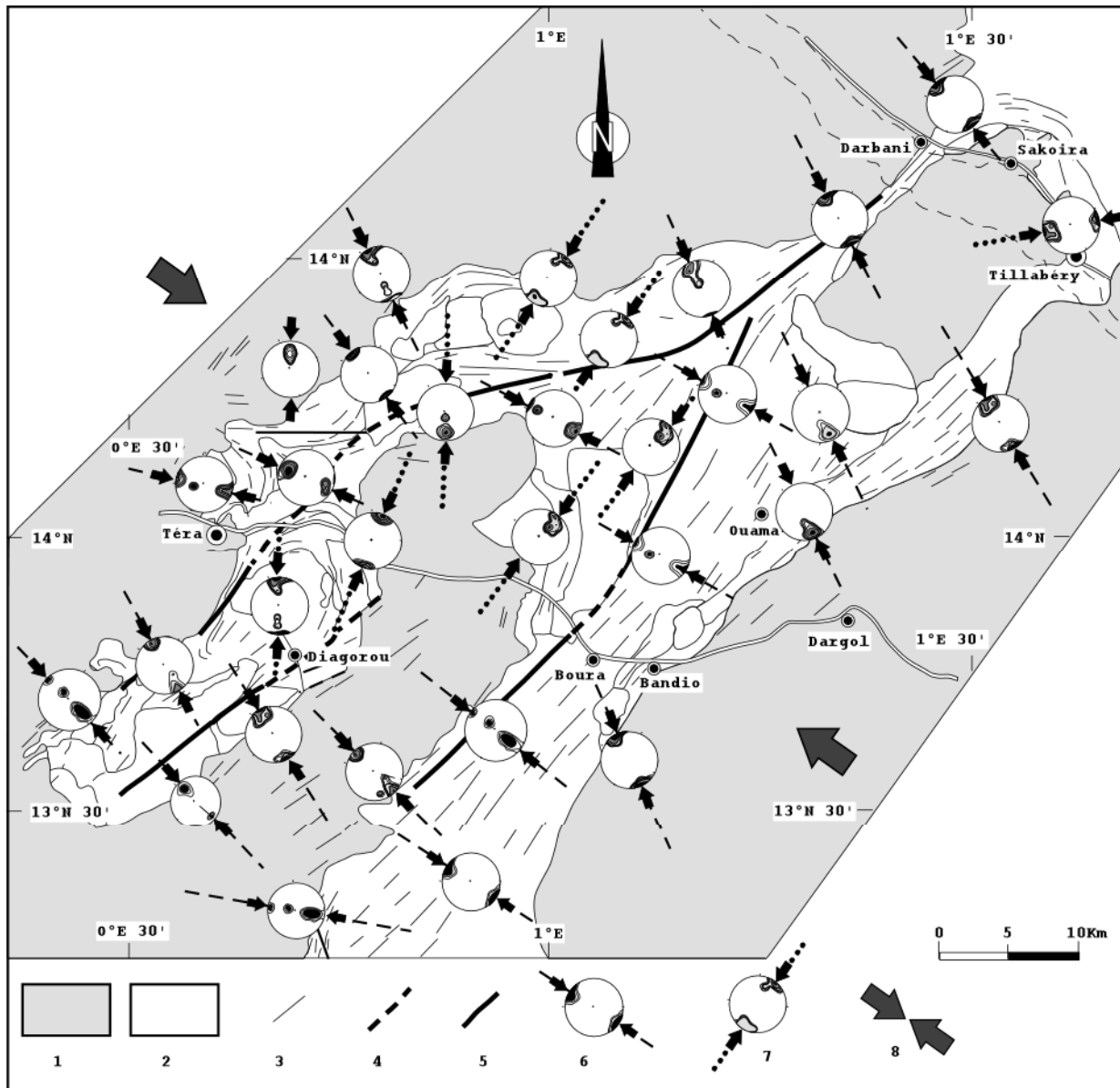


Figure 6. Carte de trajectoires de directions de raccourcissement liées à l'étape birimienne D1a : 1: Plutons granitoïdiques; 2: Roches de la ceinture; 3: Trajectoire de la foliation/schistosité S1; 4: Faille supposée ou contact tectonique; 5: Couloir de déformation majeur; 6: Trajectoire de direction de raccourcissement; 7: Perturbation de la trajectoire de raccourcissement liée à la remontée des plutons 8 : Direction régionale de raccourcissement N130°E à N140°E.

Phase post-birimienne D2 -Vraisemblablement, postérieurement à la phase birimienne, le secteur étudié a été soumis à une tectonique extensive cassante. Deux épisodes ont été mis en évidence, l'un à allongement NW-SE et l'autre à allongement NE-SW. En l'absence de plans de microfailles présentant des recouvrements de stries liées à ces deux épisodes, il n'a pas été possible de caler chronologiquement ces deux régimes extensifs.

DISCUSSION / CONCLUSION

Cette étude montre que les deux méthodes de traitement (Etchecopar et Angelier)

conduisent à des résultats analogues, lorsque la tectonique est cassante. En revanche, lorsque la déformation est semi-ductile, en raison des écarts importants entre les résultats, l'interprétation des données est délicate. Par conséquent, l'utilisation des méthodes classiques permet de confirmer la validité des résultats obtenus. La corrélation des résultats, des différentes études ponctuelles, permet d'établir des cartes de trajectoires de contraintes ou de déformations à valeur régionale.

Les résultats de cette étude, en accord avec la plupart des travaux réalisés dans le Birimien (Paléoprotérozoïque), distingue 2 phases

Station	Coordonnées		σ_1	σ_2	σ_3	R	Em	Nombre de stries	Type de tenseur
	Latitude	Longitude							
Adl6	13°N58'57"	0°E46'06"	N195/60°	N351/28°	N087/10°	0,09	04,60	8	Extensif radial (T1a)
Adl9	13°N58'55"	0°E46'13"	N297/52°	N137/37°	N039/10°	0,99	09,70	10	Extensif décrochant (T1a)
Adl10	13°N58'54"	0°E46'13"	N274/38°	N115/50°	N012/11°	0,80	19,40	6	Décrochant extensif (T1a)
Adl10	13°N58'54"	0°E46'13"	N93/62°	N285/27°	N193/05°	0,44	11,20	6	Extensif (T2)
Adl15	14°N01'08"	0°E50'28"	N159/39°	N327/50°	N064/06°	0,82	09,28	12	Compressif radial (T1c)
Adl20	14°N02'17"	0°E50'17"	N229/6°	N340/74°	N136/15°	0,67	03,58	7	Décrochant extensif (T1b)
Adl24	14°N03'12"	0°E51'57"	N157/61°	N358/27°	N263/09°	1,00	13,96	6	Extensif décrochant (T1a)
Adl25	14°N03'00"	0°E52'08"	N252/82°	N126/5°	N034/07°	0,45	19,32	7	Extensif décrochant (T1a)
Adl27	14°N02'00"	0°E53'27"	N152/28°	N256/25°	N021/51°	0,75	11,26	7	Compressif pur (T1c)
Adl27	14°N02'00"	0°E53'27"	N103/22°	N228/55°	N002/27°	0,33	06,00	9	Décrochant (T1b)
Adl31	14°N04'29"	0°E54'09"	N088/68°	N304/18°	N210/12°	0,76	09,31	15	Extensif (T1a)
Adl31	14°N04'29"	0°E54'09"	N187/21°	N051/62°	N285/18°	0,20	05,96	6	Décrochant compr. (T1c)
Adl33	13°N58'10"	0°E53'43"	N102/61°	N258/27°	N353/10°	0,64	08,81	14	Extensif (T1a)
Adl33	13°N58'10"	0°E53'43"	N276/11°	N162/66°	N011/22°	0,20	07,55	6	Décrochant compr. (T1b)
Adl35	13°N58'23"	0°E48'28"	N340/16°	N225/56°	N079/29°	0,35	08,60	6	Décrochant (T1c)
Adl35	13°N58'23"	0°E48'28"	N127/67°	N310/23°	N220/01°	0,41	14,32	8	Extensif pur (T2)
Adl44	13°N56'39"	0°E50'14"	N124/75°	N313/15°	N222/02°	0,66	14,31	7	Extensif (T1a)
Adl44	13°N56'39"	0°E50'14"	N276/74°	N152/09°	N059/13°	0,72	12,00	12	Extensif (T2)
Adl59	13°N59'44"	1°E02'53"	N017/33°	N204/57°	N109/03°	0,25	08,28	8	Décrochant compressif (T1c)
Adl59	13°N59'44"	1°E02'53"	N357/53°	N250/12°	N151/35°	0,44	13,14	8	Extensif pur (T2)
Adl60	14°N05'56"	1°E05'38"	N326/54°	N099/26°	N201/22°	0,82	15,59	8	Extensif Décrochant (T1a)
Adl61	14°N05'48"	1°E05'42"	N345/18°	N122/66°	N250/15°	0,34	10,49	6	Décrochant (T1c)
Adl62	14°N07'26"	1°E08'01"	N132/64°	N280/23°	N016/13°	0,91	05,50	6	Extensif décrochant (T1a)
Adl62	14°N07'26"	1°E08'01"	N299/05°	N159/33°	N029/04°	0,85	08,61	6	Décrochant extensif (T1a)
Adl67	13°N55'49"	1°E03'04"	N012/07°	N261/71°	N104/17°	0,40	08,73	7	Décrochant pur (T1c)

Figure 7. Tableau montrant les caractéristiques des tenseurs de différentes familles

majeures de structuration dans le Liptako nigérien (D1 et D2).

Pour la phase D1, il existerait un continuum de déformations et de manifestations magmatiques (Pons *et al.*, 1995; Ama Salah *et al.*, 1996) suggérant un diachronisme des déformations birimiennes (Pons *et al.*, 1995). Ce continuum de déformation serait fortement influencé par la mise en place des grands plutons granitoïdiques et par le fonctionnement des couloirs de cisaillements régionaux.

Dans cette optique, nous nous sommes focalisés sur l'interprétation géodynamique de la phase majeure D1, qui serait responsable de la structuration en synclinorium et en anticlinorium, notamment dans la moitié sud de la ceinture de Diagorou-Darbani. Selon Dupuis *et al.* (1991), Pons *et al.* (1995), cette phase majeure D1 est globalement reliée à la mise en place et au gonflement des grands plutons granitoïdiques. Le caractère syncinématique et synmétamorphique de ces derniers est souligné par l'augmentation de l'intensité de la déformation par aplatissement et du métamorphisme régional dans les roches de la

ceinture, à l'approche du contact plutons/roches vertes. Le fait que les plans S1 de schistosité/foliation se moulent sur les limites des plutons granitoïdiques (Pons *et al.*, 1995; Vidal *et al.*, 1996), traduit une relative ductilité du matériel. Ce qui conforte l'idée d'un synchronisme de l'expansion latérale des plutons et de la déformation régionale (Dupuis *et al.*, 1991).

L'étude structurale montre que l'étape D1a à raccourcissement NW-SE, caractérisée par la mise en place des granitoïdes syn-cinématiques, correspondrait à une période de collage des blocs crustaux birimiens les uns aux autres, puis leur accréation aux blocs archéens. La mise en place de petits plutons de granitoïdes tardi-cinématiques, pendant l'étape D1a, dans/ou à proximité des couloirs majeurs de cisaillement, induit une permutation entre σ_1 et σ_3 . Ainsi, la contrainte σ_1 , qui était subhorizontale, devient subverticale avec la remontée tardive des plutons (Tenseur T1a). Cette hypothèse est corroborée par les relations de recoupements entre les granites grossiers et les granites fins. Ce qui suggère des injections successives de

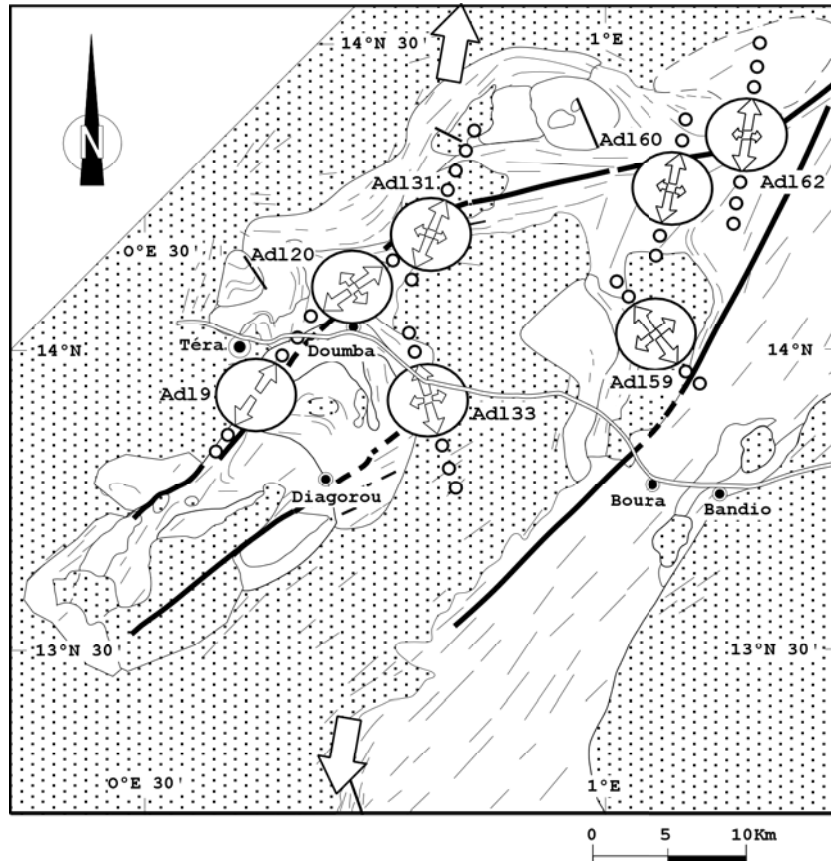


Figure 8. Champ de paléocontraintes extensif (Tenseur T1a) définissant des trajectoires de contraintes σ_3 radiales par rapport aux plutons.

liquides granitiques. Dans les métadiorites quartziques de la branche orientale, les variations des trajectoires de la foliation de NW-SE à N-S, puis NE-SW, suggèrent une mise en place synchronique du fonctionnement normal à composante dextre du couloir de déformation majeur. Ce synchronisme est attesté, en plus de la variation des trajectoires de la foliation, par une linéation minérale à fort plongement (70° vers le SW).

- En ce qui concerne l'étape D1b, l'analyse structurale a permis d'établir que les déformations des roches de la ceinture et les intrusions granitoïdiques s'intègrent dans un champ de déformation régionale associée au fonctionnement des couloirs majeurs de cisaillement $N45^\circ E$, en régime transcurrent dextre. Cette observation est corroborée par

: la virgation cartographique des plans S1, à l'approche de la zone de cisaillement;

- le passage de la schistosité grossière et fruste à une schistosité mylonitique, lorsqu'on se rapproche des couloirs de cisaillement;

- une direction d'étirement (linéation d'allongement) à faible plongement, compatible avec un mouvement transcurrent ;

- une mylonitisation, croissante du centre à la périphérie, avec des boudins de quartz à géométrie sigmoïde.

Selon Ama Salah *et al.* (1996), cet épisode transcurrent, affectant le Liptako nigérien vers 2170 Ma, pourrait correspondre à une accréation latérale "collage" de ce domaine sur un bloc oriental.

Cette étape D1b est comparable à la phase D2 décrite en Côte d'Ivoire par Vidal *et al.*

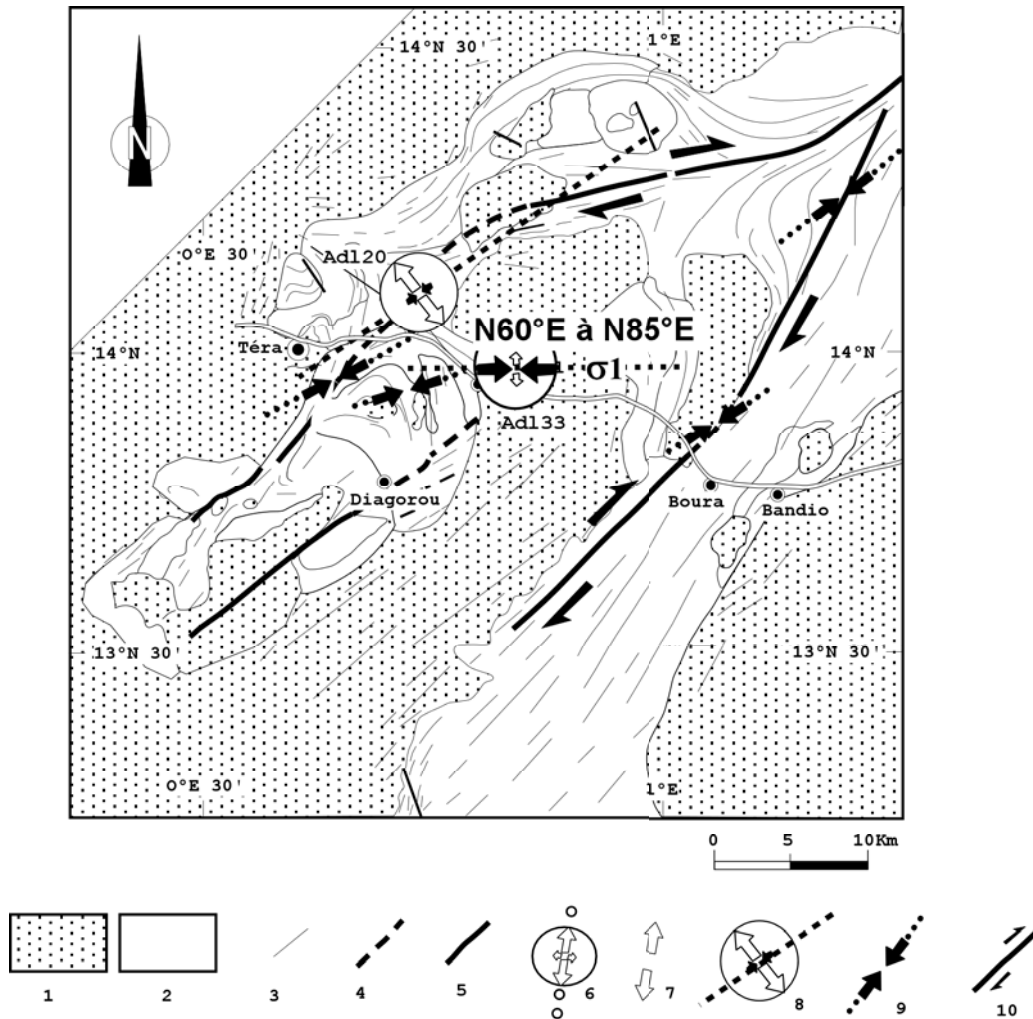


Figure 9. Champ de paléocontraintes relié à l'étape D1b (phase de mylonitisation semi-ductile), à raccourcissement N60°E à E-W.

1: Granitoïdes variés; 2: Ceinture de roches vertes; 3: Trajectoire de la foliation /schistosité S1; 4: Faille supposée ou contact tectonique; 5: Couloir de déformation majeur; 6: Trajectoire des contraintes reliée à l'étape D1a; 6: Trajectoire des contraintes σ_3 ; 7: Direction d'extension. 8: trajectoire de contrainte σ_1 reliée à l'étape D1b; 9: Direction de raccourcissement mesurée sur le terrain relié à l'étape D1b; 10 : Réactivation dextre des accidents N45°E.

(1996); à la phase D3 de Milési *et al.* (1989), Fabre *et al.* (1995), ou à celle décrite dans le Liptako par Soumaila (2000). Au Mali, une phase de déformation analogue (D2) a été rapportée par Ledru *et al.* (1991). Le caractère localement cassant de cette déformation suggère que la croûte continentale birimienne du Liptako était en cours de refroidissement.

L'étape D1c, à raccourcissement N345° à N10°E, serait responsable de la réactivation senestre des grands couloirs cisailants N45°E. Des observations analogues ont été réalisées en Côte d'Ivoire (Siméon *et al.*, 1992; Vidal *et al.*, 1996) et au Burkina-Faso (Lompo *et al.*, 1991).

Globalement, l'âge de cette phase de déformation D1 est calé par l'âge de la granitisation majeure du Liptako, qui va de 2174 à 2100Ma (Cheilletz *et al.*, 1994; Soumaila, 2000; Abdou *et al.*, 1998).

Postérieurement à la phase D1, les granitoïdes et les roches de la ceinture sont recoupés par des filons de dolérite d'orientation NW-SE, dont la mise en place serait reliée à une extension NE-SW (phase D2). Toutefois l'âge birimien de cette dernière phase D2 n'a pas été établi. Il pourrait s'agir d'une phase de déformation bien plus tardive.

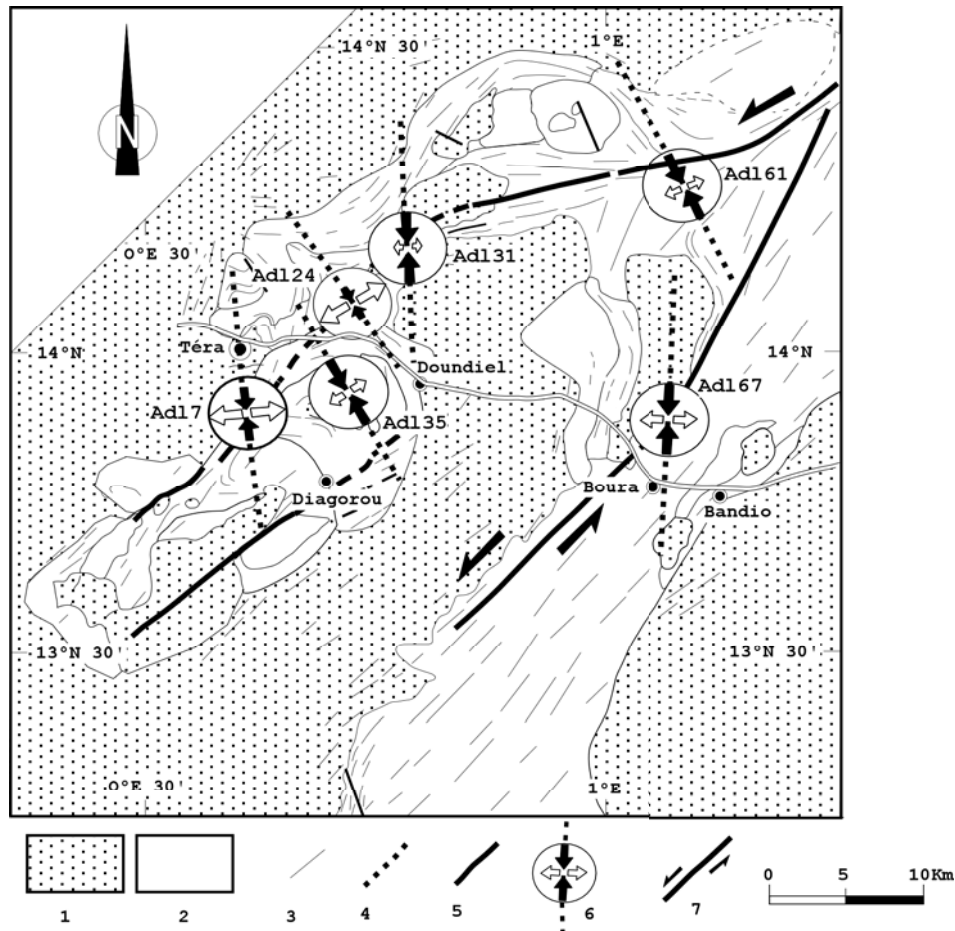


Figure 10. Champ de paléocontraintes relié à l'épisode de déformation relativement cassante D1c à raccourcissement N345 à N10°E; 1: Granitoides variés; 2: Ceinture de roches vertes; 3: Trajectoire de la foliation /schistosité S1; 4: Faille supposée ou contact tectonique; 5: Couloir de déformation majeur; 6: Trajectoires de contraintes σ_1 reliés à la phase D1c; 7 : Réactivation sénestre des accidents N45°E.

Remerciements - Cette étude a bénéficié du soutien logistique et financier du projet "Aire Développement" et de la représentation de l'IRD au Niger. Les auteurs remercient M. Vidal dont les remarques et suggestions pertinentes ont contribué à l'amélioration de ce travail.

REFERENCES

- Abdou, A., Bonnot, H., Bory Kadey, D., Chalamet, D., Saint Martin, M. et Younfa, I. 1998. Notice explicative des cartes géologiques du Liptako à 1/100000 et 1/200000, 64 p. Direction de la Recherche Géologique et Minière, Ministères des Mines et de l'Énergie, Niamey, Niger.
- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A. and Albarede, F. 1990. A Major 2.1 Ga event of mafic magmatism in west Africa : An early stage of Crustal accretion. *Journal of Geophysical Research* **95**, 17605-17629.
- Ama-Salah, I. 1991. Pétrographie et relations structurales des formations métavolcaniques et sédimentaires du birimien du Niger occidental, Problème de l'accrétion crustale au Protérozoïque inférieur. Thèse 231 p. Université d'Orléans.
- Ama-Salah, I., Liegeois, J.P. and Pouclet, A. 1996. Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba): géologie, géochronologie et géochimie. *Journal of African Earth Sciences* **22**, 235-254.
- Angelier, J. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophysical Journal Int.* **103**, 363-376.
- Angelier, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research* **89**, N° B7, 5835-5848.
- Angelier, J. et Goguel, J. 1978. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* **288**, 307-310.
- Angelier, J. et Manoussis, S. 1980. Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de faille. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* **290**, 651-654.

- Auspex, 1996. Structural geology of the Koulbaga Project area. Interpretation based on Landsat and geophysical data. Report Auspex Minerals Ltd, 19 p. *Lewis Geoscience Service inc.*, Vancouver B.B., Canada.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarede, F. and Arndt, N. T. 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research* **97**, 345-369.
- Bott, M., H., P. 1959. The mechanism of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, Paris, France, (7), **XXIII**, 1, 51-63.
- Bouillin, J-P. 1990. Programmes MacCan et Cansaisie. Institut Dolomieu, Université Grenoble I, *non publié*.
- Carey, E. and Brunier, B. 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*. Série D, **279**, 891-894.
- Carey, E. 1979. Recherches de directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie* **21**, 57-66.
- Cheilletz, A., Barbey, P., Lama, C., Pons, J., Zimmermann, J-L. et Dautel, D. 1994. Age de refroidissement de la croûte juvénile birimienne d'Afrique de l'Ouest, Données U/Pb et K-Ar sur les formations à 2.1Ga du SW du Niger. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, Série II, **319**, 435-442.
- Etchecopar, A. 1984. Études des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique). *Thèse Doctorat d'Etat*, 270 p., Montpellier.
- Etchecopar, A. et Mattauer, M. 1988. Méthodes dynamiques d'analyse des populations de faille. *Bulletin de la Société Géologique de France* **8**, 289-302.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. and Daignieres, M. 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology* **3**, n°1, 51-65.
- Dupuis, D., Pons, J. et Prost, A. E. 1991. Mise en place de plutons et caractérisation de la déformation birimienne au Niger Occidental. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* **312**, 769-776.
- Fabre, R. 1995. Evolution géodynamique des terrains du Protérozoïque inférieur (Birimien) dans le centre de la Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest) : une mise au point. Habilitation à Diriger des Recherches, 422 p. Université de Bordeaux, France.
- Feybesse, J. L. and Milesi, J. P. 1994. The Archean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of decollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons? *Precambrian Research* **69**, 199-227.
- Feybesse, J. L., Milesi, J. P., Verhaeghe, PH., et Johan, V. 1990. Le domaine de Touleupley-Iti (Côte d'Ivoire) - une unité « birimienne » charriée sur les gneiss archéens du domaine de Kénéma-Man lors des premiers stades de l'orogénèse éburnéenne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* **310**, II : 285-291.
- Feybesse, J. L., Milesi, J. P., Johan, V., Dommanget, A., Calvez, J. H., Boher, M. et Abouchami, W. 1989. La limite Archean-Protérozoïque Inférieur d'Afrique de l'Ouest : une zone de chevauchement majeur antérieure à l'accident de Sassandra, l'exemple des régions d'Odiénné et de Toubra (Côte d'Ivoire). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* II **309**, 1847-1853.
- Konaté, M., Guiraud, M., Lang, J. and Yahaya, M. 2003b. Structuration extensive et évolution tectono-sédimentaire du bassin d'âge Ordovicien supérieur-Silurien inférieur de Kandi (Nord Bénin, Sud Niger). *Africa Geoscience Review* **10** (1 & 2), 33-68.
- Kouamelan, A. N., Peucat, J. J. et Delor, C. 1997. Reliques archéennes (3,5 Ga) au sein du magmatisme birimien (2,1Ga) de Côte d'Ivoire, craton ouest-africain. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* **324**, série II a, 719-727.
- Ledru, P., Pons, J., Milesi, J. P., Feybesse, J. L. and Johan, V. 1991. Transcurrent tectonics and polycycled evolution in the Lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precambrian Research* **50**, 337-354.
- Lemoine, S. 1985. Mise en place d'une tectonique tangentielle éburnéenne dans la synforme birimienne de Fétékro (Côte d'Ivoire), implications possibles pour l'orogénèse éburnéenne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* **301**, II, 195-200.
- Lemoine, S. 1988. Evolution géologique de la région de Dabakala (NE Côte d'Ivoire), au Protérozoïque inférieur. Possibilités d'extension au reste de la Côte d'Ivoire et au Burkina Faso: similitudes et différences; les linéaments Greenville-Ferkéssédougou et Grabs Cess, Niakaramandougou. *Thèse d'Etat*, 388 p., Université de Clermont-Ferrand.
- Lompo, M., Caby, R. et Robibeau, B. 1991. Evolution structurale du Birimien au Burkina Faso: exemple de la ceinture de Boromo-Goren dans le secteur de Kwademen (Afrique de l'Ouest). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, Série II, 945-950.
- Machens, E. 1973. Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger. *Mémoire du Bureau des Recherches Géologiques et Minières*, France, n°82, 167 p.

- Milesi, J. P., Feybesse, J. L., Ledru, P., Dommanget, A., Ouedraogo, M. F., Marcoux, E., Prost A. E., Vinchon, C., Sylvain, J. P., Johan, V., Tegye, M., Calvez, J. Y. et Lagny, P. 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. *Chronique de la Recherche Minière*, 497, 3-98.
- Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D. and Leger, J. M. 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. *Precambrian Research* **70**, 281-301.
- Potrel, A., Peucat, J. J. and Faning C. M. 1998. Archean crustal evolution of the West African Craton: example of the Amsaga Area (Reguibat Rise). U-Pb and Sm-Nd evidence for crustal growth and recycling. *Precambrian Research* **90**, 107-117.
- Simeon Y., Delor C., Vidal M., Chiron J. C., and Zeade J. 1992. Mise en évidence d'un épisode tectonique tardi-éburnéen en Côte d'Ivoire. 14^{ème} Réunion des Sciences de la Terre (résumé). *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, (Toulouse, France), p.142
- Soumaila, A. 2000. Etude structurale, Pétrographique et Géochimique de la ceinture birimienne de Diagorou-Darbani, Liptako, Niger Occidental (Afrique de l'Ouest). *Thèse*, 253 p. Université de Franche-Comté, France.
- Soumaila, A., Henry, P., Rossy, M. et Affaton, P. 2001. Geochemical and isotopic (Sm-Nd, U-Pb) study on the Diagorou-Darbani Birimian crust (Liptako, Niger, West Africa): Oceanic Plateau versus Arc Magmatism. *European Union of Geosciences* **XI**, 8-12 April 2001, Abstract, (Strasbourg, France), 609.
- St-Julien, P. 1992. Etude structurale préliminaire des indices de Kourki, de Dounga, de Kossa et Borobon dans la ceinture du Gorouol (Liptako). *Rapport trimestriel* n°13, 30 p. *Projet ACIDI N° 700/10047*, PBK Engineering Ltd, Annexe XII.
- Triboulet, C. et Feybesse, J. L. 1998. Les métabasites birimiennes et archéennes de la région de Touleupleu-Ity (Côte d'Ivoire): des roches portées à 8 Kb (24 km) et 14 Kb (42 km) au Paléoproterozoïque. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences* **327**, 61-66.
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A, Simeon, Y. et Alric, G. 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique entre 2,2 et 2 Ga: le style «archéen» des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d'Ivoire. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **167**, n°3, 307-319.
- Wright, L. 1991. Tectonic history and its influence on the distribution of gold deposits in the Liptako, Niger. *Rapport interne Klockner*, 78 p.