

Géomatériaux

Les orthogneiss calco-alcalins de Foumban–Bankim : témoins d'une zone interne de marge active panafricaine en cisaillement

Emmanuel Njonfang^{a,*}, Vincent Ngako^b, Maurice Kwekam^c, Pascal Affaton^d

^a Laboratoire de géologie, École normale supérieure, université de Yaoundé I, BP 47, Yaoundé, Cameroun

^b Institut de recherches géologiques et minières (IRGM), BP 4110, Yaoundé, Cameroun

^c Département des sciences de la Terre, faculté des sciences, université de Dschang, BP 67, Dschang, Cameroun

^d CEREGE, Europôle méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 4, France

Reçu le 5 janvier 2006 ; accepté après révision le 26 mars 2006

Disponible sur Internet le 21 juin 2006

Présenté par Zdenek Johan

Résumé

Les roches mylonitiques de la zone de cisaillement centre-camerounais (CCC), secteur de Foumban–Bankim, sont principalement d'anciennes roches magmatiques mises en place dans la zone interne d'une marge active panafricaine en cisaillement. Elles ont des affinités calco-alcalines qui se distinguent de celles du Nord–Cameroun, par leur caractère fortement potassique et leur nature franchement shoshonitique. Cette répartition spatiale du magmatisme pré- à syn-orogénique permet de définir un gradient positif du potassium du nord vers le sud, compatible avec l'existence d'une zone de subduction panafricaine située au nord. L'évolution cisailante de cette marge se caractérise par la superposition de deux foliations mylonitiques et par la présence de clastes δ atypiques, suggérant l'interférence de deux phases de cisaillement à sens opposés et à direction constante, évoluant en conditions profondes et superficielles, respectivement. *Pour citer cet article* : E. Njonfang et al., C. R. Geoscience 338 (2006).

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Calc-alkaline orthogneisses of the Foumban–Bankim shear zone: witnesses of an internal zone of a Pan-African active margin. The mylonitic rocks of the Central Cameroonian Shear Zone (Foumban–Bankim sector) are mainly ancient magmatic rocks emplaced in an internal zone of a Pan-African active margin. They display calc-alkaline affinities with granitoids of northern Cameroon, but differ by their higher K contents and shoshonitic nature. This spatial distinction in pre- to syn-orogenic magmatism permits to define a north to south potassium increase trend, compatible with the existence of a northern Pan-African subduction zone. The shearing evolution of this margin is marked by the superposition of two mylonitic foliations and the occurrence of unusual δ -type porphyroclasts. This suggests the interference of two shearing phases operating in opposing sense at a constant direction, under deep and shallow metamorphic conditions, respectively. *To cite this article*: E. Njonfang et al., C. R. Geoscience 338 (2006).

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : enjonfan@uycdc.uninet.cm (E. Njonfang).

Mots-clés : Panafricain ; Granitoïdes ; Shoshonites ; Clastes δ ; Mylonites ; Zone de cisaillement ; Cameroun

Keywords : Pan-African ; Granitoids ; Shoshonites ; δ -type clasts ; Mylonites ; Shear zone ; Cameroon

Abridged English version

Introduction and geological setting

The Central Cameroonian Shear Zone (CCSZ) [17], Central Africa (Fig. 1a and b) has intensely affected the geological formations between Foumban and Bankim. Formerly known as parametamorphic migmatites granitized during the Pan-African tectonic event [1], recent geological mapping [30] indicates heterogeneous migmatitic gneisses (Paleoproterozoic gneiss and orthogneiss) and calc-alkaline orthogneisses (pre- to syntectonic) occurring respectively south and north of the shear zone. Both groups represent reactivated Neoproterozoic (660–600 Ma) and Paleoproterozoic (2100 Ma) units [31] (Fig. 1b).

In this paper, we discuss the petrography, mineralogy and geochemistry (including Sm/Nd data) of the protoliths as well as the rock tectonic evolution.

Petrography, mineralogy and geochemistry of protomylonites

Mineral primary textures of the studied rocks are characteristic of orthogneisses, with an almost constant paragenesis: sphene + apatite + oxides + quartz + alkali feldspars ($\text{Or}_{70-80}\text{Ab}_{30-20}$ and $\text{Or}_{92}\text{Ab}_8$) + plagioclases (An_{55-13}) + biotite ($X_{\text{Mg}} = 0.62-0.43$) \pm amphibole \pm pyroxene ($\text{Wo}_{47}\text{En}_{36}\text{Fs}_{17}$) \pm zircon. Four petrographic facies are distinguished: biotite, biotite–amphibole, biotite–pyroxene, biotite–pyroxene–amphibole facies (Table 1). Biotites cluster in the calc-alkaline field (Fig. 2a) of Al^I vs. Mg diagram [15]. Amphiboles are all calcic [12], including magnesiohornblende, magnesiohastingsite and hastingsite as primary phases and actinolite as secondary phase. On the basis of geothermometer of [2] and geobarometer of [10], the *P–T* conditions during the mylonitization event were estimated at 738–800 °C and 3.7–5.7 kb [19].

SiO₂ varies from 56 to 74.5 wt% and Na₂O + K₂O from 6.1 to 9.6 wt% (Table 2). Rocks plot in the transalkaline field (Fig. 2b) of [14] and mostly concentrate in the shoshonitic field (Fig. 2c) of the K₂O vs. SiO₂ diagram [22]. The A/CNK ratios (≤ 1.06) indicate metaluminous to weakly peraluminous I-type granitoids [4]. Three Sm/Nd whole rock model ages

vary from 3140 Ma (sample Mtv3) to 1620 Ma (sample Mbc6) (Table 2).

The studied rocks display typically magmatic mineralogical textures. In the QAP diagram, the plots define a granodioritic suite [19]. Their transalkaline, potassic and magnesian characters show that they are clearly shoshonitic. Comparison with those in northern Cameroon (Fig. 2c), allows to determine a north-to-south positive gradient of potassium in the so-called WCD [31], consistent with a progressive change in magma composition from the oceanic (low-K tholeiites) towards the continental domain (shoshonitic suite, hyperpotassic) of an active margin.

Structural features and evolution

The Central Cameroon Shear Zone (CCSZ) is a syn-D₃ structure, characterized by metric to plurimetric thick mylonitic layers which alternate with more or less thick and discontinuous folded bands (Fig. 3a and b). Within mylonitic bands, S₁ and S₂ foliations form a composite surface S₁₋₂ and their intersection angle with S₃ tends to zero by progressive rotation of S₁₋₂ into parallelism with S₃. Sm planes in the Magba area mainly strikes N25° to N55°E (Fig. 4), oblique to the mean CCSZ direction (N70°E). Stretching directions (marked by acicular feldspars) are almost constant (N15°–N58° with maximum between N28° and N35°, Fig. 4), at low pitch angle ($\leq 20^\circ$ NE). Joints and dykes show three sets: N30–N55°; N70°–N90° and N120°–N145°. They form continuously during the mylonitization.

Kinematic markers include boudins and porphyroclast systems, asymmetric (Fig. 5) or symmetric (Fig. 3b), ‘M’ folds in folded bands (Fig. 3a), ‘Z’ or ‘S’ folds in mylonitic bands, or S/C and S/C’ structures. Noteworthy is the presence of δ -type porphyroclasts characterized by less stretched tails, associated with micro-folds (Fig. 5a and b). This atypical geometry suggests the rotation of ϕ -type or sinistral σ -type clasts, following a relative movement and shortening, parallel to the foliation, during the dextral shearing (Fig. 5). Some clasts show an internal granulation, suggesting that the subgrain formation preceded micro-folding and the dextral clast rotation (Fig. 5a).

The presence of clasts of myrmekites isolated in the quartzo-feldspathic mylonitic band and in some crystallization tails in mylonites [18] suggest that the or-

thogneisses studied were emplaced during a deformation phase preceding the mylonitization. As a whole, the Fouban–Bankim sector of the CCSZ appears as a complex syn- D_3 post-collisional structure. It shows unusual δ -type (dextral) porphyroclasts suggesting rotation of early σ -type (sinistral) porphyroclasts and folding of respective wings following layer parallel shortening during dextral shear evolution. These rotated porphyroclasts show evidence of granulation compatible with the existence of a mylonitization phase prior to D_3 . Among the theoretical and numerical models of mantled porphyroclasts with δ -shape geometry, only that of [27] can lead to the observed δ -type porphyroclasts (Fig. 5a and b). These observations, compared to those models suggest that the atypical δ -type (dextral) porphyroclasts (Fig. 5a and b) in the CCSZ likely developed from common σ -type (sinistral) ones at constant direction, according to the model shown in Fig. 6.

Conclusions

The mylonitic rocks of the Fouban–Bankim area represent ancient I-type calc-alkaline magmatic rocks. These orthogneisses are here identified, due to their clear shoshonitic affinity that distinguishes them from those of North Cameroon, as witnesses of an internal zone of an active margin ongoing shearing. Indeed, their emplacement recorded sinistral and dextral shear movements, respectively, suggesting the interactions of two stress directions during the post-collisional evolution: a north-south direction probably involving the Congo and East-Saharan cratons and a east–west direction compatible with the Dahomeyan collision (Fig. 1a). Such superimposed shear zones seem very rare in nature and, in our knowledge, only the one reported in western Norway [33] presents a similar kinematic evolution.

1. Introduction et cadre géologique

Le cisaillement centre-camerounais (CCC) [17], (Fig. 1a et b) est une faille ductile de direction $N70^\circ E$ qui se prolonge jusqu'au golfe d'Aden [5] et présente des corrélations transatlantiques au nord-est du Brésil [6]. Également connu sous la désignation de linéaments de Ngaoundéré ou de Fouban [3], il constitue un trait structural majeur de la chaîne panafricaine nord-équatoriale [17]. Entre Fouban et Bankim, il forme une bande mylonitique SW–NE de 4–6 km de large sur 60 km de long [32], qui s'infléchit à $N70^\circ E$ dans son prolongement oriental [11] (Fig. 1c). Le secteur de Fouban–Bankim [11,32], d'abord considéré comme formé de migmatites et de granites issus de la fusion

partielle de roches paradérivées panafricaines (600–500 Ma) [1], a plus récemment été cartographié comme des gneiss migmatitiques hétérogènes et des orthogneiss calco-alkalins, affleurant respectivement au sud et au nord du CCC [30]. Ces deux groupes sont considérés comme représentant des ensembles néoprotérozoïques (660–600 Ma) et paléoprotérozoïques (2100 Ma) réactivés [31].

L'objet de cette note est de caractériser l'origine géotectonique du secteur de Fouban–Bankim et de reconstituer son évolution tectonique dans le contexte panafricain à travers une étude pétrographique, minéralogique et géochimique (majeurs, traces, terres rares et isotope Sm/Nd) de l'ensemble mylonitisé, et une analyse de la déformation et des marqueurs cinématiques.

2. Pétrographie, minéralogie et géochimie des protomylonites

2.1. Pétrographie et minéralogie

Les protomylonites conservent, pour la plupart, les associations minéralogiques de leurs équivalents magmatiques originels. La composition, qualitativement assez constante (sphène + apatite + oxydes + quartz + feldspaths [alcalins et plagioclases] + biotite \pm amphibole \pm pyroxène \pm zircon), a permis d'identifier quatre faciès d'orthogneiss (à biotite, biotite et amphibole, biotite et pyroxène, biotite, pyroxène et amphibole) (Tableau 1).

Le quartz est interstitiel ou en association myrmékitique, aux contacts des feldspaths. Les feldspaths alcalins sont perthitiques ($Or_{70-80}Ab_{30-20}$ et $Or_{92}Ab_8$), ou à cœur de plagioclase (An_{30-13}). Les phénocristaux de plagioclase zoné sont fréquents à Mba Kop (An_{55-28}) et Folap (An_{25-19} et An_{21-15}). La biotite ($X_{Mg} = 0,62-0,43$) est interstitielle et contient du zircon. Dans le diagramme Mg vs. Al^I [15], ces biotites occupent surtout le champ défini par la lignée calco-alkaline (Fig. 2a). Les amphiboles sont souvent poecilites (biotite + quartz + apatite + oxydes + sphène). Certains prismes d'amphibole sont à cœur de pyroxène relictuel à Folap. Toutes les amphiboles sont calciques [12] : magnésio-hornblende ($0,62 \leq X_{Mg} \leq 0,68$), magnésio-hastingsite ($0,51 \leq X_{Mg} \leq 0,54$; $Al^{VI} < Fe^{3+}$) et hastingsite ($0,47 \leq X_{Mg} \leq 0,48$; $Al^{VI} < Fe^{3+}$), avec actinotes ($X_{Mg} = 0,61-0,71$) comme principaux produits d'altération. Les pyroxènes ($Wo_{47}En_{36}Fs_{17}$; $X_{Mg} = Mg/[Mg + Fe^{2+}] = 0,69-0,73$) sont subautomorphes et le plus souvent instables. Apatite, sphène, oxydes et zircon constituent les minéraux accessoires.

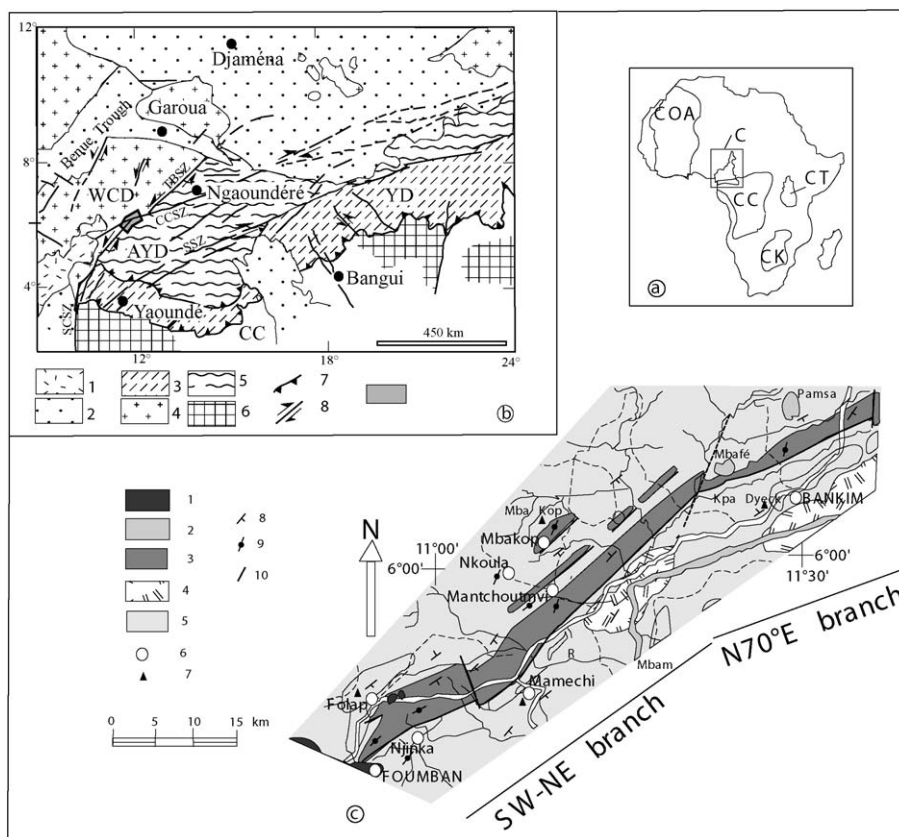


Fig. 1. (a) Localisation du Cameroun (C) en Afrique. COA, Craton ouest-africain ; CC, craton du Congo ; CT, craton de Tanzanie ; CK, craton du Kalahari. (b) Esquisse de la carte géologique de la chaîne panafricaine au nord du craton du Congo [31] montrant la zone d'étude (en gris). 1, Roches volcaniques cénozoïques de la ligne du Cameroun ; 2, sédiments mésozoïques ; 3, domaine de Yaoundé (YD) ; 4, domaine Ouest-Cameroun (WCD) ; 5, domaine Adamaoua-Yadé (AYD) ; 6, craton du Congo (CC) ; 7, chevauchements ; 8, failles : TBSZ, cisaillement Tcholiré-Banyo ; CCSZ, cisaillement centre-camerounais ; SSZ, cisaillement de la Sanaga ; SCSZ, cisaillement sud-ouest camerounais ; (c) Carte géologique simplifiée de la zone d'étude. 1, Roches volcaniques ; 2, granites tertiaires ; 3, mylonites ; 4, plutons panafricains ; 5, orthogneiss ; 6, localités ; 7, sommets ; 8, foliation ($5^\circ < \text{pendage} < 85^\circ$) ; 9, foliation (pendage vertical) ; 10, faille ; R, rivière.

Fig. 1. (a) Location of Cameroon (C) in Africa: COA, West African Craton; CC, Congo Craton; CT, Tanzanian Craton; CK, Kalahari Craton. (b) Geological sketch map of the Pan-African belt north of the Congo craton after [31] showing the study area (grey): 1, Cenozoic volcanic rocks of the Cameroon Line; 2, Mesozoic sediments; 3, Yaoundé Domain (YD); 4, West Cameroon Domain (WCD); 5, Adamawa-Yadé Domain (AYD); 6, Congo Craton (CC); 7, Thrusts; 8, faults: TBSZ, Tcholiré-Banyo Shear Zone; CCSZ, Central Cameroon Shear Zone; SSZ, Sanaga Shear Zone; SCSZ, Southwest Cameroon Shear Zone; (c) Simplified geological map of the Study area: 1, volcanic rocks; 2, Tertiary granites; 3, mylonites; 4, Pan-African plutons; 5, orthogneisses; 6, localities; 7, summits; 8, foliation ($5^\circ < \text{dip} < 85^\circ$); 9, foliation (vertical dip); 10, fault; R, river.

Parmi les transformations minérales, on note celles :

- du feldspath alcalin en microcline ;
- du plagioclase en damourite ou calcite ;
- du pyroxène en amphibole ; de l'amphibole en biotite ou chlorite ;
- de la biotite en chlorite ou muscovite ;
- du sphène en oxydes, calcite ou épidotes.

Le caractère pré- à syntectonique de certains orthogneiss se traduit par la coexistence d'orientations préférentielles de cristaux automorphes et de cristaux déformés de feldspaths [9]. Cette coexistence de défor-

mations plastiques et magmatiques à l'échelle minéralogique (feldspath, amphiboles, sphène) [19] indique une recristallisation à HT au moins égale à 700°C , confirmée à l'aide du géothermomètre de Blundy et Holland [2] et du géobaromètre de Johnson et Rutherford [10], qui ont permis d'obtenir une température de $738\text{--}800^\circ\text{C}$ et une pression de $3,7\text{--}5,7$ kbar [19].

2.2. Géochimie

SiO_2 varie de 56% à 74,5% et la somme des alcalins de 6,1% à 9,6%. Toutes ces roches appartiennent au domaine transalcalin (Fig. 2b) de Middlemost [14]. Elles

Tableau 1

Composition modale des roches étudiées. Autres = apatite, zircon et/ou épidotes

Table 1

Modal composition of the rocks studied. Others = apatite, zircon and/or epidotes

Echantillons	Quartz	Feldspath alcalin	Plagioclase	Amphibole	Pyroxène	Biotite	Oxydes	Sphène	Autres	Total
Fol1	16,2	16,7	36,9	–	10,2	19,5	0,4	0,1	–	100
Fol4	9,61	50,5	9,1	21,0	2,1	6,5	–	1,2	–	100
Fol5	8,14	54,4	6,2	18,1	4,3	7,3	–	1,2	–	100
M2	18,4	25,5	28,3	10,7	–	14,3	–	1,6	1,2	100
Nk1	16,7	17,9	43,9	7,3	–	9,5	1,6	1,5	1,7	100
Mam1	24,0	11,4	52,7	–	–	11,0	0,5	–	0,5	100
Mt1	19,1	12,1	48,0	8,6	–	10,0	1,2	1,0	–	100
Mtv3	34,0	34,2	28,1	–	–	2,4	0,7	–	0,6	100
Mtv6	29,1	37,7	24,6	–	–	5,3	1,0	0,5	1,7	100
Mbc6	4,64	28,2	41,1	10,6	–	11,0	2,0	2,5	–	100
Mbc8	5,79	25,9	41,0	10,8	–	12,8	1,4	2,3	–	100
Mbc10	11,6	11,9	35,9	27,5	–	9,44	–	2,6	1,0	100
Mbc11	12,6	14,6	27,8	27,0	–	12,9	–	2,8	2,3	100

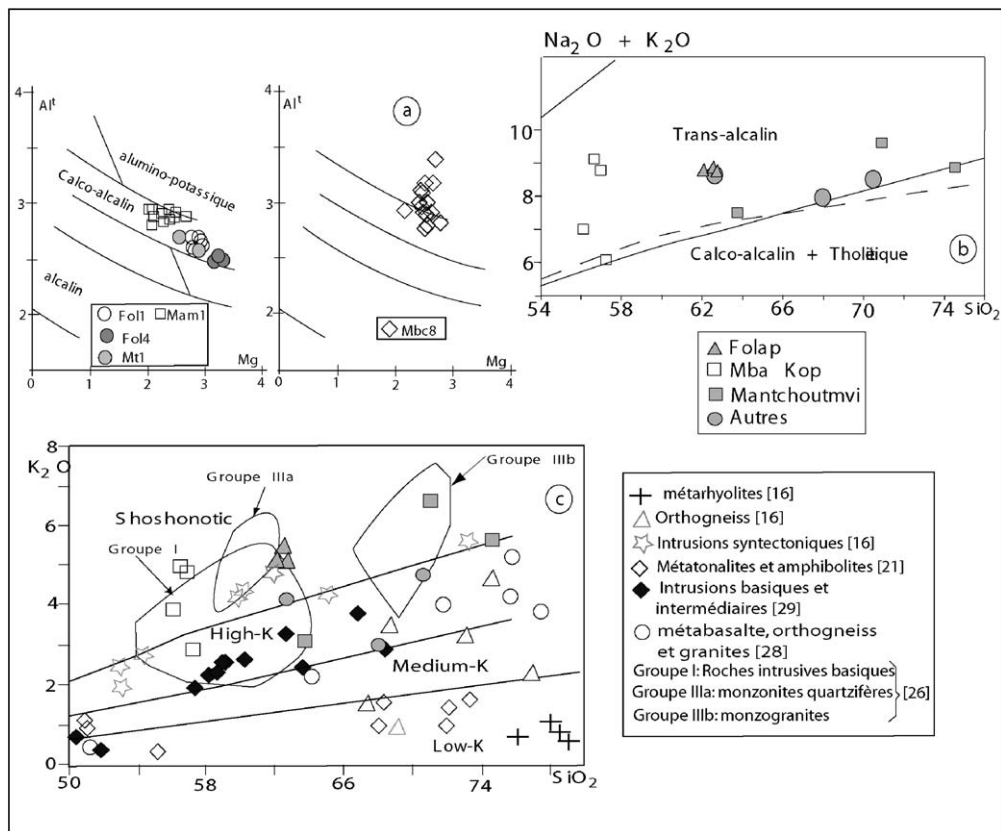


Fig. 2. (a) Biotites des orthogneiss étudiés dans le diagramme Al^I -Mg de Nachit et al. [15]. Place des roches étudiées (b) dans le diagramme alcalins- SiO_2 de Middlemost [14] et (c) le diagramme K_2O - SiO_2 de Rickwood [22]. Les limites des groupes de roches sont celles du complexe de Ngondo [26]. Les orthogneiss panafricains du Nord-Cameroun [16,21,28,29] sont représentés pour comparaison.

Fig. 2. (a) Biotites of the studied orthogneisses in the Al^I -Mg diagram of Nachit et al. [15]. Position of the rocks studied in (b) the alkali- SiO_2 diagram of Middlemost [14] and (c) the K_2O - SiO_2 diagram of Rickwood [22]. The boundary rock groups are those of the Ngondo complex [26]. The orthogneisses from North-Cameroun [16,21,28,29] are plotted for comparison.

Tableau 2

Analyses chimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) et isotopiques (Sm–Nd) des échantillons représentatifs. LOI, perte au feu ; A/CNK, rapport molaire $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; T_{DM} , âge modèle du manteau appauvri ; nd, non déterminé

Table 2

Chemical (major, traces and rare-earth elements) and isotopic (Sm–Nd) analyses of representative samples. LOI, loss of ignition; A/CNK = $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ molar ratio; T_{DM} , mantle depleted model age; nd, not determined

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
% poids	Fol1	Fol4	Mtv3	Mt1	Mam1	Mbc6	Mbc11	Mbc9	Nk11	Kd3a	Kd3b
SiO ₂	62,07	62,70	74,5	63,72	67,90	56,63	56,10	73,2	70,50	52,4	75,20
TiO ₂	0,64	0,77	0,16	0,78	0,47	1,30	1,24	0,41	0,42	1,15	0,09
Al ₂ O ₃	14,65	14,2	13,7	16,67	16,40	18,32	14,50	14,4	14,30	12,90	13,50
Fe ₂ O ₃	5,27	5,35	1,42	4,76	3,08	6,93	8,11	2	2,35	10,00	1,05
MnO	0,08	0,08	0,03	0,06	0,04	0,09	0,14	0,02	0,04	0,17	0,01
MgO	3,95	3,63	0,24	2,06	1,17	2,13	5,41	0,45	0,60	7,37	0,22
CaO	4,04	3,75	0,84	4,02	2,98	4,39	6,12	1,2	2,02	7,34	1,03
Na ₂ O	3,62	3,59	3,23	4,37	4,95	4,09	3,07	2,9	3,75	2,16	3,79
K ₂ O	5,10	5,08	5,65	3,13	3,01	5,01	3,94	5,5	4,77	4,38	5,23
P ₂ O ₅	0,43	0,22	0,17	0,36	0,26	0,63	0,67	0,16	0,14	1,13	0,04
LOI	0,37	0,38	0,34	0,30	0,52	0,71	0,77	0,48	1,70	1,30	0,15
Total	100,2	99,92	100,3	100,2	100,8	100,2	100,1	100,7	100,6	100,3	100,3
A/CNK	0,78	0,78	1,06	0,93	0,97	0,91	0,92		0,95		
Ba (ppm)	2170	1670	344	1809	1590	2833	1552	1006	1440	3270	1260
Sr	944	786	116	956	809	999	656	167	740	1070	384
Zr	50	101	nd	297	29	nd	nd	nd	51	81	54
Y	22	28	nd	23	17	nd	nd	nd	29	35	8
Ni	74	63	21	18	8	11	106	20,36	7	40	4
Cr	157	157	16	35	10	7	309	18,87	12	197	7
V	81	79	11	93	43	103	152	13,62	84	179	8
Co	29	25	57	24	24	39	70	34,52	30	37	19
Sc	11	10	2	8	3	9	20	2,589	7	24	1
Zn	61	62	54	104	63	96	105	85,58	103	107	12
Cu	23	17	13	13	5	29	33	23,69	35	15	2
La	91,3	118	27,1		58,9	125	147		59,1		
Ce	175	233	61,6		72,1	236	225		107		
Nd	57,4	70,2	24,5		29,7	81	98,4		39,3		
Sm	9,3	11,9	5,4		4,7	12,6	14,9		7,5		
Eu	1,9	1,9	0,4		1,3	2,6	2,5		1,3		
Gd	6,1	7,8	4,9		3,7	8,2	10,4		5,6		
Dy	3,6	4,7	3,2		2,4	4,8	7,5		4,2		
Er	1,9	2,6	1,1		1,1	2,5	3,7		2,1		
Yb	1,8	2,4	0,9		0,9	2,2	3,4		1,9		
∑REE	348,6	452,8	129,2		174,9	475,1	513,2		228,2		
Eu/Eu*	0,77	0,60	0,23		0,96	0,79	0,62		0,62		
(La/Yb) _N	50,7	49,2	30,8		68,5	57,3	43,6		32		
(Gd/Yb) _N	2,7	2,6	4,5		3,5	3	2,5		2,4		
Isotopes											
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd			0,1471			0,0888		0,0844			
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			0,511704			0,511720		0,511350			
εNd(600)			−14,5			−9,7		−16,6			
T _{DM} (Ma)			3140			1620		2000			

Les analyses ont été effectuées à l'université Blaise-Pascal de Clermont-Ferrand, France, par ICP–AES pour les majeurs, traces et terres rares et par spectromètre de masse VG 54E pour les isotopes Sm/Nd. Ma = million d'années.

se concentrent essentiellement dans le domaine des shoshonites (Fig. 2c). Les rapports molaires $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O})$ ou A/CNK ($\leq 1,06$) traduisent leur appartenance aux granitoïdes de type I de Chappell et White [4].

Les éléments traces sont plus abondants dans les faciès sombres que dans les faciès clairs (Sr : 515–1021 à 116–364 ppm ; Ba : 1123–2833 à 344–1299 ppm) (Tableau 2). En outre, la variation des teneurs en éléments de transition (Cr, Ni, V, Co, Sc et Cu) reflète

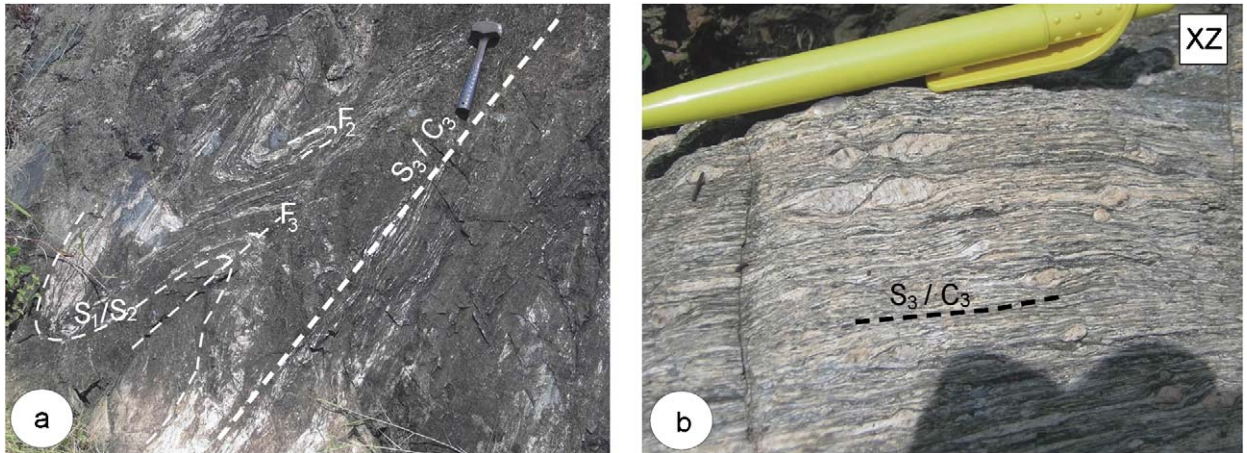


Fig. 3. (a) Zone de contact entre couloir plissé et bande mylonitique ; noter la géométrie en « M » des profils de plis F_3 dans le couloir plissé, et la rotation progressive de la foliation S_{1-2} parallèlement à S_3 , au contact de la bande mylonitique (nord de Magba). (b) Structure d'une bande mylonitique ; remarquer le boudinage symétrique des niveaux quartzo-feldspathiques, et la coexistence de clastes de type ϕ et de type σ à queues étirées (Wakaa). Marteau : 27 cm de longueur ; bic : 13 cm de long.

Fig. 3. (a) Contact zone between folded bands and mylonitic bands. Note the 'M' geometry of F_3 fold profiles, and the progressive rotation of S_{1-2} foliation into parallelism with S_3 , at the contact of the mylonitic band (North of Magba). (b) Structure of a mylonitic band showing the symmetrical boudinage of quartzo-feldspathic layers, and the coexistence of clasts of ϕ - and σ -types with stretched tails (Wakaa). Hammer: 27 cm long; pen: 13 cm long.

l'abondance relative des minéraux ferromagnésiens qui les fractionnent.

La somme des terres rares ($\sum\text{REE}$) varie de 513 à 129 ppm. En général, les faciès à amphibole sont plus riches en REE que les faciès à biotite. Tous sont à anomalies négatives en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,96\text{--}0,23$).

Les âges modèles sur roche totale (trois échantillons, Tableau 2), varient entre 3140 et 1620 Ma. Ces âges sont significatifs, car les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ correspondants sont nettement inférieurs à 0,16 [23]. Ils se situent dans la gamme de ceux trouvés par Toteu et al. [30] dans le domaine dit *Adamawa–Yadé Domain*, défini comme ensemble paléoprotérozoïque réactivé.

2.3. Nature des protolithes et environnement géotectonique

Les roches étudiées ont des textures minéralogiques typiquement magmatiques. Dans le triangle QAP [24], ce sont des granodiorites et monzogranites, plus rarement des syénites quartzifères (Fol4, Fol5) ou des monzonites quartzifères (Mbc6, Mbc8) [19]. Leur appartenance au domaine shoshonitique les rapproche du complexe plutonique de Ngondo [26] (Fig. 2c) et des plutons post-collision de l'est du Nigéria [7]. Toutefois, leur affinité shoshonitique est confirmée par leur caractère transcalcin, potassique et magnésien qui les distingue des plutons précédents, plutôt ferropotassiques [7,26], et donc non shoshonitiques [7]. La

comparaison des orthogneiss étudiés, à leurs équivalents du Nord-Cameroun (Fig. 2c), permet de mettre en évidence un gradient positif nord-sud de la teneur en potassium, compatible avec le passage d'une marge active (suite tholéïtite pauvre en K) vers un domaine franchement continental (suite shoshonitique, hyperpotassique).

3. Données structurales

3.1. Présentation générale

Le cisaillement centre-camerounais (CCC) est une structure syn- D_3 , caractérisée par des bandes mylonitiques subverticales, d'épaisseurs métriques à plurimétriques, alternant avec des couloirs plissés plus ou moins épais et discontinus (Fig. 3a et b). Ces couloirs sont caractérisés par des plis F_3 d'amplitude métrique, généralement droits et symétriques, à axes sub-horizontaux ($\alpha \leq 30^\circ$), et présentant des profils ouverts ou fermés. Ces profils sont matérialisés par une foliation mylonitique S_2 , plan axial des plis F_2 isoclinaux, dont les charnières conservent les restes de la foliation précoce S_1 . À l'intérieur des bandes mylonitiques, les plis F_3 sont plus généralement intrafoliaux, avec des profils isoclinaux ou en fourreau. Les foliations S_1 et S_2 forment une surface composite S_{1-2} dont l'angle d'intersection avec S_3 tend vers zéro par rotation progressive de S_{1-2} parallèlement à S_3 .

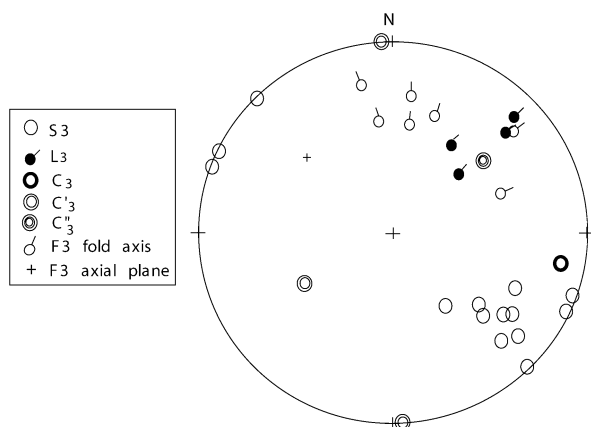


Fig. 4. Stéréogramme, hémisphère inférieur, des pôles des plans de foliation mylonitique (S_3) à Magba. Les plis (F_3), les linéations d'étirement (L_3) et les zones de cisaillements ductiles (C_3 , C'_3 , C''_3) leur sont associés.

Fig. 4. Lower hemisphere, equal area plots of mylonitic foliations (S_3) at Magba. Associated structures include folds (F_3), stretching lineations (L_3) and ductile shear zones (C_3 , C'_3 , C''_3).

Les orthogneiss montrent généralement une schistosité (S_m) globalement SW–NE, matérialisée par l'orientation des minéraux ferromagnésiens ou par des amandes quartzo-feldspathiques dans une matrice sombre. Par endroits, cette schistosité se superpose à un rubanement décimétrique, matérialisé par des bandes alternativement riches en biotite (Kd3a) et en quartz et feldspaths (Kd3b). La déformation dans les protomylonites se caractérise par une réduction modérée de la taille des clastes. Les porphyroclastes de feldspaths sont plus ou moins fracturés, avec un débit en bandelettes parallèles ou en lamelles déformées, des sections étirées, avec fissuration oblique et déplacements relatifs (microcisaillement).

Des clastes feldspathiques étirés à queues dissymétriques, de type σ ou δ , peuvent également être observés à l'intérieur des bandes mylonitiques étroites. Ces bandes se caractérisent par une granulation intense des clastes et des porphyroclastes, dont l'étirement détermine une schistosité S_m parallèle à la foliation et au rubanement. S_m , dans le secteur de Magba, a une direction préférentielle N25°E à N55°E, oblique à la direction moyenne N70° du CCC (Fig. 4); ce domaine apparaît donc comme une zone de relais oblique, reliant la zone de cisaillement dite « de Fouban » et celle dite « de Ngaoundéré ».

La fabrique mylonitique est généralement linéaire dans les ultramylonites à rubans polycristallins aciculaires prédominants, ou planaire dans des mylonites où prédominent des agrégats quartzo-feldspathiques en amandes. Les linéations ont des plongements faibles

à modérés ($\leq 20^\circ$) et des directions variables, entre N15°E et N58°E, avec des valeurs maximales entre N28°E et N35°E (Fig. 4).

Les structures de type S/C sont fréquentes dans la bande mylonitique. On note par endroits la présence de plans synthétiques de type C' , assimilables aux « R-shears » [25] et parfois associés à un boudinage de foliation de type « shear fracture » [8]. En général, les niveaux quartzo-feldspathiques micrométriques à métriques montrent un boudinage symétrique ou asymétrique (Fig. 3b), et parfois des clastes feldspathiques de type σ , δ ou ϕ , notamment dans les ultramylonites (Figs. 3b et 5).

La bande mylonitique est traversée par un réseau dense de fractures concordantes ou sécantes, formant trois principales directions, N30°–N55°, N70°–N90° et N120°–N145°, respectivement. Ces fractures sont tapissées par des minéraux néoformés, ou injectées de matériel quartzo-feldspathique, qui suggèrent la persistance des conditions P – T proches de la fusion crustale lors de la mylonitisation.

3.2. Marqueurs cinématiques

Les marqueurs observés sont de forme symétrique ou asymétrique : il s'agit des boudins et des porphyroclastes sigmoïdes (Fig. 5) ou symétriques (Fig. 3b), des plis en « M » dans les couloirs plissés (Fig. 3a), en « Z » ou en « S » dans les bandes mylonitiques, ou des structures de type S/C et S/C'. La coexistence de tous ces marqueurs est symptomatique d'un cisaillement dextre, associant une forte composante de cisaillement pur. La zone de cisaillement de Magba se caractérise donc comme une structure transpressive dextre.

Parmi les structures d'enroulement de type « Z » ou *rolling structures*, on relève la présence de porphyroclastes de type δ , caractérisés par des queues faiblement étirées et associées à des microplis (Fig. 5a et b). Cette morphologie atypique suggère la rotation de clastes de type ϕ ou σ sénestres, à la suite d'un raccourcissement parallèle à la foliation lors du cisaillement dextre (Fig. 6). En effet, les structures d'enroulement typiques présentent des clastes δ caractérisés par des queues longues (« tails ») et en marches d'escalier (« stair stepping ») autour des porphyroclastes de feldspath relativement rigides. Or, les clastes de type δ observés dans les mylonites de Waka'a se présentent comme des marqueurs atypiques à queues courtes et plissées [20] et se caractérisent par une granulation interne, parfois complète, suggérant la formation des sous-grains antérieurement à la rotation dextre des clastes et au plissement des queues adjacentes (Fig. 5a).

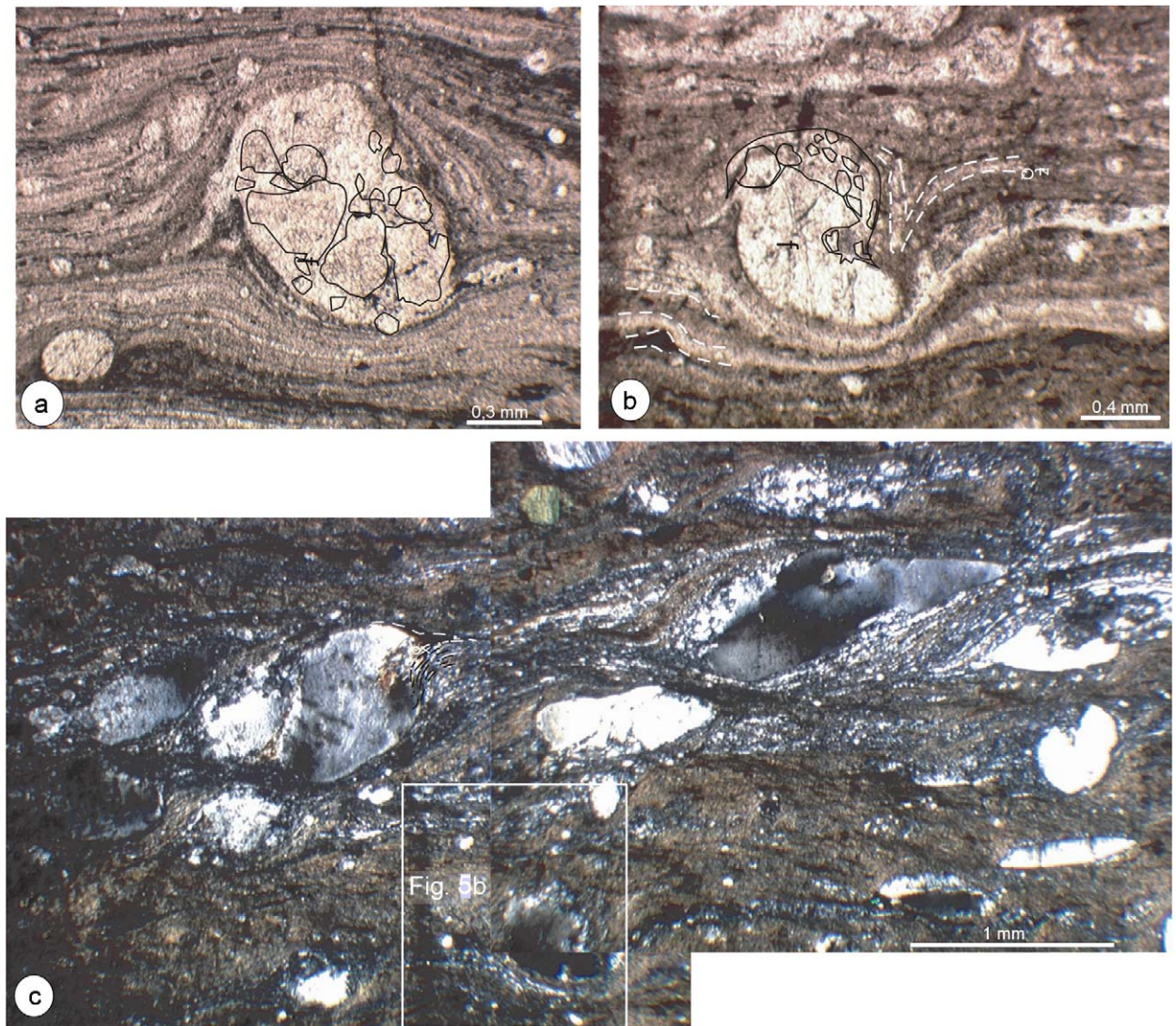


Fig. 5. (a) Microphotographie de lame mince (vue en L.N.) montrant un porphyroclaste de feldspath de type δ atypique de Wakaa. Noter la granulation complète en sous-clastes (contours observés en L.P.) et l'absence de queues en marches d'escalier (*stair-stepping*). (b) Microphotographie de lame mince (vue en L.N.) d'un porphyroclaste de feldspath de type δ atypique (Wakaa) montrant le microplissement et une granulation partielle en bordure (observations en L.P.). (c) Microphotographies d'une lame mince montrant la coexistence des clastes feldspathiques usuels de type σ avec celui de la Fig. 5b (voir rectangle). Certaines queues sont occupées par les oxydes (ox).

Fig. 5. (a) Thin section microphotograph showing an atypical δ -type feldspar porphyroclast of Wakaa. Note the granulation of the main clast into subclasts (drawn from plane polarized light photograph) and the absence of stair-stepping tails. (b) Thin section microphotograph of an atypical δ -type feldspar porphyroclast (Wakaa) showing folding and partial granulation (drawn from plane polarized light photograph). (c) Thin section microphotographs showing the coexistence of classical σ -type feldspar porphyroclasts with atypical one in Fig. 5b (see rectangle). The tails are sometimes occupied by oxides (ox).

3.3. Interprétation

La présence des fragments de myrmékites isolés dans les bandes mylonitiques quartzo-feldspathiques et dans certaines queues de cristallisation dans les mylonites [18] indique l'antériorité de la mise en place des orthogneiss à la déformation mylonitique. Dans l'en-

semble, le CCC dans le secteur de Fouban–Bankim apparaît comme une structure post-collisionnelle complexe. La présence quasi ubiquiste des porphyroclastes tabulaires et ovoïdes dans les mylonites y est symptomatique d'un ellipsoïde de déformation en galette ou oblongue (aplatissement), qui indique une évolution transpressive de la phase de cisaillement dextre. Toute-

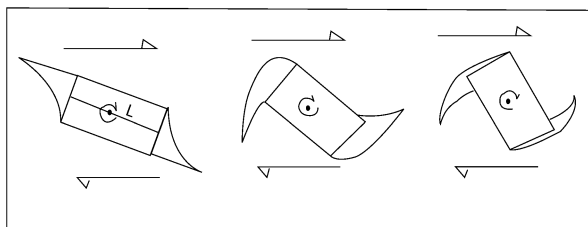


Fig. 6. Modèle théorique expliquant l'origine des porphyroclastes δ -atypiques (dextres) dans la zone de cisaillement : le porphyroclaste initial de type σ (sénestre) subit une rotation dextre pendant que ses queues se plissent par suite d'un raccourcissement parallèle à la foliation.

Fig. 6. Theoretical model explaining the origin of atypical δ -type (dextral) porphyroclasts in the shear zone: the initial porphyroclast of σ -type (sinistral) rotates dextrally while its wings are being folded following foliation parallel shortening.

fois, l'étude des porphyroclastes mantelés suggère que cette phase se superpose à une phase sénestre antérieure de même direction. En effet, comparés à certains modèles analogiques et théoriques [13,20,27], les porphyroclastes de type δ décrits dans cette étude ne se présentent pas comme des structures d'enroulement simples, telles que celles de Ten Brink et Passchier [27] (Fig. 5g) obtenues par rotation horaire (dextre) à 360 mn (intensité de cisaillement $\gamma = 56$) d'objets rectangulaires et rigides à rapports axiaux de 1,4, mais se singularisent par leur granulation antérieure à leur rotation, et par leurs queues anormalement courtes et plissées. Ces observations suggèrent que ces clastes se développeraient à partir des porphyroclastes de type σ (sénestres), dont les queues dissymétriques, initialement situées dans les cadrans nord-ouest et sud-est, auraient été plissées au cours d'un cisaillement dextre de même direction (Fig. 6).

4. Conclusions

Les roches mylonitiques de la bande Fouban-Bankim représentent d'anciennes roches magmatiques calco-alkalines de type I, métalumineuses à faiblement hyperalumineuses. Ces orthogneiss sont ici identifiés, grâce à leur affinité franchement shoshonitique, qui les distingue de ceux du Nord-Cameroun, comme des témoins d'une zone interne de marge active en cisaillement. En effet, leur mise en place précède ou accompagne des mouvements décrochants sénestres puis dextres, mettant en évidence l'interaction de deux champs de contraintes au cours de l'évolution post-collisionnelle : une direction nord-sud impliquant probablement les cratons du Congo et de l'Est-Sahara, et une direction est-ouest compatible avec la collision

dahomeyenne (Fig. 1a). De telles zones de cisaillement superposées semblent relativement rares et, à notre connaissance, le seul exemple similaire connu est celui du cisaillement de l'Ouest de la Norvège [33].

Remerciements

Nous remercions le ministère français de la Coopération pour avoir financé les analyses chimiques, à travers la bourse «Fonds d'aide et de coopération», dans le cadre de la thèse d'État d'Emmanuel Njonfang. Nous adressons notre sincère gratitude aux différents experts pour leurs critiques constructives.

Références

- [1] B. Bessoles, M. Lasserre, Le complexe de base du Cameroun, Bull. Soc. géol. France 7 XIX (1977) 1085–1092.
- [2] J.D. Blundy, T.J.B. Holland, Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, Contrib. Mineral. Petrol. 104 (1990) 208–224.
- [3] S.E. Browne, J.D. Fairhead, Gravity study of the Central African Rift System: a model of continental disruption. 1. The Ngaoundere and Abu Gabra rifts, Tectonophysics 94 (1983) 187–203.
- [4] B.W. Chappell, A.J.R. White, Two contrasting granite types, Pac. Geol. 8 (1974) 173–174.
- [5] M. Cornachia, R. Dars, Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au golfe d'Aden, Bull. Soc. géol. France XXV (1983) 101–109.
- [6] F.F.M. De Almeida, Y. Hasui, B.B. Brito Neves, R. Fuck, Brazilian structural provinces: an introduction, Earth Sci. Rev. 17 (1981) 1–29.
- [7] E.C. Ferré, R. Caby, J.J. Peucat, R. Capdevila, P. Monier, Panafrican, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz-monzonite plutons of Eastern Nigeria, Lithos 45 (1998) 255–279.
- [8] S. Hanmer, Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators, J. Struct. Geol. 8 (1986) 111–122.
- [9] D.H.W. Hutton, Granite emplacement mechanism and tectonic controls: inferences from deformation studies, Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci. 79 (1988) 345–355.
- [10] M.C. Johnson, M.L. Rutherford, Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks, Geology 17 (1989) 837–841.
- [11] P. Koch, Carte géologique de reconnaissance à l'échelle 1/500 000, feuille Banyo, avec notice explicative, Dir. Min. Géol. Imp. Nat. Paris, 1953 (47 p.).
- [12] B. Leake, et al. (21 co-auteurs), Nomenclature of amphiboles, Int. Min. Assoc., Commission on New Minerals and mineral names, Am. Mineral. 82 (1997) 1019–1037.
- [13] N. Mandal, S.K. Samanta, C. Chakraborty, Progressive development of mantled structures along elongate porphyroclasts: insights from numerical models, J. Struct. Geol. 22 (2000) 993–1008.
- [14] E.A.K. Middlemost, Magmas, Rocks and Planetary Development, Longman, Harlow, 1997.
- [15] H. Nachit, N. Razafimahefa, J.-M. Stussi, J.-P. Carron, Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes, C. R. Acad. Sci. Paris Ser. II 301 (1985) 813–818.

- [16] V. Ngako, Les déformations continentales panafricaines en Afrique centrale. Résultat d'un poinçonnement de type hymalayen, thèse d'État, université Yaoundé-1, 1999.
- [17] V. Ngako, P. Affaton, J.M. Nnange, Th. Njanko, Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements, *J. Afr. Earth Sci.* 36 (2003) 207–214.
- [18] E. Njonfang, Contribution à l'étude de la relation entre la « Ligne du Cameroun » et la direction de l'Adamaoua : 1. Pétrologie, géochimie et structure des granitoïdes panafricains de la zone de cisaillement Foumban–Bankim (Ouest Cameroun et Adamaoua), 2. Pétrologie et géochimie des formations magmatiques tertiaires associées, thèse d'État, université Yaoundé-1, 1998.
- [19] E. Njonfang, C. Moreau, F.M. Tchoua, La bande mylonitique Foumban–Bankim, Ouest-Cameroun : une zone de cisaillement de haute température, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila* 327 (1998) 735–741.
- [20] C.W. Passchier, Mixing in flow perturbations : a model for development of mantled porphyroclasts in mylonites, *J. Struct. Geol.* 16 (1994) 733–736.
- [21] J. Penaye, Pétrologie et structures des ensembles métamorphiques au Sud-Est de Poli (Nord-Cameroun). Rôles respectifs du socle protérozoïque inférieur et de l'accrétion crustale panafricaine, thèse, INPL, Nancy, 1988.
- [22] P.C. Rickwood, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements, *Lithos* 22 (1989) 247–263.
- [23] S.C. Samson, P.J. Patchett, W.C. McChelland, G.E. Gehrels, Nd isotopic characterization of metamorphic rocks in the Coast Mountains, Alaskan and Canadian Cordillera : ancient crust bounded by juvenile terranes, *Tectonics* 10 (1990) 770–780.
- [24] A.L. Streckeisen, To each rock its proper name, *Earth Sci. Rev.* 12 (1976) 1–33.
- [25] M.T. Swanson, Late Acadian-Alleghenian transpressional deformation: evidence from asymmetric boudinage in the Casco Bay area, coastal Maine, *J. Struct. Geol.* 14 (1992) 323–341.
- [26] G. Tagne Kanga, Petrogenesis of the Neoproterozoic Ngondo plutonic complex (Cameroon, west central Africa): a case of late-collisional ferro-potassic magmatism, *J. Afr. Earth. Sci.* 36 (2003) 149–171.
- [27] C. Ten Brink, C.W. Passchier, Modeling of mantled porphyroclasts using non-Newtonian rock analogue materials, *J. Struct. Geol.* 17 (1995) 131–146.
- [28] S.F. Toteu, Geochemical characterization of the main petrographical and structural units of northern Cameroon: implications for Pan-African evolution, *J. Afr. Earth Sci.* 10 (1990) 615–624.
- [29] S.F. Toteu, A. Michard, J.M. Bertrand, G. Rocci, U/Pb dating of Precambrian rocks from Northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of Central Africa, *Precambrian Res.* 37 (1987) 71–87.
- [30] S.F. Toteu, W.R. Van Schmus, J. Penaye, A. Michard, New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa, *Precambrian Res.* 108 (2001) 45–73.
- [31] S.F. Toteu, J. Penaye, Y. Poudjom Djomani, Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon, *Can. J. Earth Sci.* 41 (2004) 73–85.
- [32] G. Weecksteen, Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000, feuille Douala-Est, avec notice explicative, Imp. Nat. Paris, 1957 (37 p.).
- [33] O.P. Wennberg, Superimposed fabrics due to reversal of shear sense: an example from the Bergen Arc Shear Zone, western Norway, *J. Struct. Geol.* 18 (1996) 871–889.