

Terrains exotiques dans les zones internes de la chaîne pan-africaine trans-saharienne : les clefs fournies par l'Aïr sud-oriental (République du Niger)

Russell BLACK, Jean-Paul LIÉGEOIS, Jacques NAVEZ et Yves VIALETTE

Résumé – Analyses de terrain et datations (U-Pb et Rb-Sr) en Aïr sud-oriental concourent au scénario suivant : intrusions de granites calco-alkalins à 700 ± 20 Ma vers la fin d'une collision ayant engendré du faciès amphibolite profond et se terminant par le charriage du SE de l'Aïr vers 680-670 Ma sur un domaine oriental peu connu au magmatisme tonalitique précoce (730 Ma?), ces deux terrains étant séparés par une ophiolite. Cet orogène pan-africain précoce est scellé par un pluton daté à 664 ± 8 Ma contemporain du début du dépôt molassique du Proche-Ténére (Groupe PT = Tiririnién). Le Pan-Africain s.s. (ca 600 Ma) se manifeste ici surtout par une schistosité de fracture fruste subverticale dans le Groupe PT, par une légère rétromorphose et par une tectonique cassante décrochante.

Exotic terranes in the internal zones of the pan-African Trans-Saharan belt: key results from southeastern Aïr (Niger Republic)

Abstract – Field work and dating (U-Pb and Rb-Sr) on SE Aïr lead to the following scenario: intrusions of calc-alkaline granites at 700 ± 20 Ma towards the end of a collision that generated upper amphibolite facies and terminated with the thrusting of SE Aïr around 680-670 Ma upon a poorly known eastern domain characterized by an early tonalitic plutonism (730 Ma?), then these two terranes were separated by an ophiolite. This early pan-African orogen is sealed by a pluton dated at 664 ± 8 Ma contemporaneous with the onset of Proche-Ténére molassic deposition (PT Group = Tiririnién). Pan-African s.s. (ca 600 Ma) has produced here incipient subvertical cleavage in the PT Group, light retromorphism and transcurrent faulting.

Abridged English Version – Pan-African studies over the last 15 years have produced a self-consistent well-constrained Wilson cycle model for the western part of the Tuareg shield just east of the suture with the 2 Ga-old West African craton (WAC) ([1], [2], [3]). Far less understood are the internal zones of this wide Trans-Saharan belt whose structural evolution, recognition and timing of assembly of terranes are still largely conjectural. Here we present results on another key region, the southeast sector of the 70,000 km² Aïr massif situated 1,000 km to the east of the WAC suture (Fig. 1a) where the contact between two exotic terranes is exposed (Fig. 1b).

GEOLOGICAL SETTING. – The Aïr southeastern promontory of the Tuareg shield is composed of a central gneissic zone, invaded by granitoids, covering 90% of the area bounded by inwardly dipping thrusts underlain by epizonal terranes to the SW and to the E [4]. The region studied is SE Aïr where we identified an ophiolitic complex at the base of the Aouzegueur thrust formerly mapped as an unconformity [5]. More recently, Cosson *et al.* [6] have confirmed that the stretch lineation related to thrusting swings from N20°E to N90°E as one goes up the nappe structure. The N-S to NNW-SSE striking Aouzegueur thrust displays W to WSW dip of 20 to 40°. Inverted metamorphism is observed in the allochthonous domain from greenschist facies in the tectonic slices overlying the ophiolitic complex to the upper amphibolite facies in the overriding folded nappes more to the W (Fig. 1b, c). Two lithological units have been defined: the metasedimentary polyphased but monocyclic Taf Group (low-grade tectonic slices and lower part of high-grade nappes) is characterized by leucocratic feldspathic pinkish gneisses associated with quartzites, marbles

Note présentée par Maurice ROQUES.

and amphibolites; the upper part of the high-grade nappes is constituted by the polycyclic Azan Group composed of often migmatitic grey biotite gneisses, amphibolites and rare calcic gneisses. These gneisses are intruded by abundant high-K calc-alkaline granitoids (Dabaga). Most of them (Beurhot, Takarakoum) are post-metamorphism but pre-nappe structures while only one high-level subcircular pluton (Tchebarlare) cross-cuts all the structures.

The terrane underlying the Aouzegueur thrust is largely composed of the Eberjigui tonalitic granitoids intruding poorly-known country-rocks but containing amphibolites which are unconformably overlain by the gently dipping Proche-Ténéré (PT) molassic Group. Although Eberjigui plutons are always tectonized and mylonitized near the frontal thrust, here the PT Group only displays incipient subvertical cleavage.

GEOCHRONOLOGY. — Two late-kinematic granites give Rb-Sr on WR ages around 700 Ma (Beurhot, Takarakoum, *Fig. 2a*, Table I). By contrast, the post-thrust Tchebarlare granite yields a U-Pb on zircon age of 664 ± 8 Ma (*Fig. 2b*, Table II). These ages indicate that the regional metamorphism is early pan-African, just before 700 Ma (which is confirmed by pan-African lower intercepts of strongly discordant zircons from Azan gneisses, work in progress) and that thrusting occurred between 700 ± 20 Ma and 664 ± 8 Ma. Disturbed U-Pb and Rb-Sr ages on thrust-affected Eberjigui plutons are in agreement (*Fig. 2c, d*, Table II). Emplacement of similar plutonic rocks also recognized in northern Air have been dated just to the north in Algeria at 729 ± 8 Ma [11]. Relatively low Sr initial ratios for both Eberjigui (max. 0.7058) and Dabaga (0.7036 to 0.7089) granitoids indicate a mantle origin with crustal contamination for SE Air plutonism. This implies that the syn-collisional Dabaga magmas are of Iforas-type [12].

CONCLUSIONS. — Our results show conclusively that the orogenic process in SE Air ended 664 ± 8 Ma ago and that it culminated during a major collision around 700 ± 20 Ma. The erosion of this mountain belt led to the deposition of the PT Group in unconformity on both the eastern terrane (Eberjigui) and the western terrane (central Air). It is correlated with the Tiririne Group in Algeria whose beginning of sedimentation is just prior to 660 ± 5 Ma [13]. The late evolution of this early pan-African collision is characterized by the thrusting ca 680-670 Ma of the whole SE Air with an ophiolitic complex at the base of the allochthon, proof of an oceanic closure welding two terranes.

One problem, however, remains to be solved: the nature of the eastern continent which, considering the intensity of the collision, must have had a thick lithospheric cratonic-type mantle which was certainly not the case either for the Eberjigui terrane or for the Djanet-Tafafasset domain stabilized around 730 Ma [11]. Moreover, further to the east, the Tibesti massif appears to have been involved in the 600 Ma pan-African event [14]. A possible solution, however, may be envisaged if one considers that the destruction of a craton by delamination of its lithospheric mantle may occur when it is involved in a major process. One can then wonder if large stretches of old basement reactivated during the 600 Ma pan-African event occurring to the north of the Congo craton could have behaved as a craton during the 700 Ma event. This would also solve pan-African geodynamic problems faces by geologists working in Sudan and Ethiopia.

In SE Air, the pan-African s.s. only produced incipient cleavage in the PT Group contemporaneous with the folding of the intracontinental linear Tiririne belt [12], regional epidotization and lastly sinistral transcurrent faulting.

INTRODUCTION. — Les études réalisées au Sahara depuis 15 ans ([1], [2], [3]) ont établi d'une manière précise et argumentée l'existence d'un cycle de Wilson complet au

Protérozoïque supérieur s'achevant par la collision au Pan-Africain (ca 600 Ma) de la marge occidentale du bouclier touareg avec le craton ouest-africain, stable depuis 2 Ga. Par contre, dans les zones internes de la chaîne trans-saharienne, l'identification et l'évolution structurale des terrains ainsi que la chronologie de leurs collages successifs n'ont encore été qu'approchées. Nous présentons ici les résultats obtenus dans l'Air sud-oriental situé 1 000 km à l'est de la suture avec le craton ouest-africain et qui s'avère exposer le contact entre deux terrains exotiques (*fig. 1 a et b*).

ANALYSE DE TERRAIN. — L'Air (70 000 km²), branche SE du bouclier touareg, est composé d'une zone centrale gneissique, envahie de granitoïdes, couvrant 90 % de la surface et séparée de terrains épimétamorphiques au SW et à l'E par des chevauchements à pendage interne (carte géologique de l'Air au 1/500 000, réf. [4]). La région étudiée est située dans le SE de l'Air de part et d'autre du chevauchement d'Aouzegueur (*fig. 1 b*). Une cartographie plus récente au 1/200 000 [5] apporte une bonne précision dans les contours des unités géologiques mais que nous ne pouvons suivre dans certaines de ses interprétations tant tectoniques que lithologiques. La réinterprétation de cette carte nous a permis d'identifier sur le terrain dès 1983 un complexe ophiolitique à la base du chevauchement d'Aouzegueur, cartographié comme discordance [5]. Depuis, Cosson et coll. [6] ont confirmé que l'intense linéation d'étirement liée à ce charriage vire de N20°E à N90°E en remontant la pile d'écaillés et apportent quelques précisions sur les composants de l'assemblage ophiolitique.

Le charriage du SE Air orienté N-S à NNW-SSE présente un pendage vers l'W à WSW de 20 à 40°. L'allochtone comporte plusieurs domaines dont le métamorphisme passe du faciès schistes verts dans les écaillés de base au faciès amphibolite profond dans les nappes supérieures affectées de plis kilométriques à vergence est (*fig. 1 b, c*). Les écaillés inférieures, surmontant l'assemblage ophiolitique, sont composées de chloritoschistes, de méta-arkoses, de quartzites et de marbres fins. Les nappes supérieures comprennent deux ensembles gneissiques : à la base le Groupe de Tafourfouzète (Taf) est caractérisé par l'abondance de gneiss leucocrates feldspathiques rosés associés à des quartzites, des niveaux épais de marbres et des amphibolites. Par dessus, le Groupe d'Azanguerene (Azan) comprend des gneiss gris à biotite souvent migmatitiques, des amphibolites et de rares gneiss à silicates calciques. Alors que les structures complexes du Groupe d'Azan indiquent probablement une histoire polycyclique, le Groupe de Taf, auquel nous associons les écaillés inférieures en tant qu'équivalent peu métamorphique, serait monocyclique quoique polyphasé (schistosité métamorphique reprise par des plis déversés). Ces ensembles gneissiques sont envahis par un abondant plutonisme calco-alcalin riche en K₂O (type Dabaga, travaux géochimiques en cours). Excepté un grand pluton subcirculaire de haut niveau (monzogranite porphyroïde de Tchebarlare) qui recoupe à l'emporte-pièce toutes les structures, ces granitoïdes Dabaga sont tardi-cinématiques par rapport à la phase tectonique associée à la schistosité mais sont antérieurs aux structures en nappes (par ex : granitoïdes de Beurhot et de Takarakoum).

Le domaine sur lequel a été charrié le SE Air situé à l'est du chevauchement d'Aouzegueur est mal connu car il est ici largement recouvert en discordance par le Groupe molassique du Proche-Ténéré (PT). Il est caractérisé par la présence d'un plutonisme tonalitique (granodiorite, tonalite, trondjemite) dont l'encaissant peu visible et mal conservé comprendrait au moins des amphibolites. Ces plutons (type Eberjigui) sont toujours tectonisés et fortement épidotitisés et vont jusqu'à présenter une structure mylonitique œillée à proximité du charriage. Le Groupe PT forme un bassin de sédiments

TABLEAU I
Données U-Pb sur zircon.
U-Pb data on zircon.

Éch.	Fraction	(μ)	U (ppm)	Pb* (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$
BLN34 (syénogranite porphyrique de Tchebarlare)								
I	1°M/	63-106	2 415	180	409 \pm 0.2	0,063 6	0,536 1	0,061 13
II	-1°M/	63-106	2 189	172	503 \pm 0.4	0,068 8	0,579 6	0,061 07
III	-1°M/	106-150	1 597	138	896 \pm 1.8	0,080 9	0,677 7	0,060 72
IV	-3°M/	63-106	1 645	148	732 \pm 0.6	0,082 2	0,702 5	0,062 01
BLN15 (trondhjemite d'Eberjigui).								
I	1°M/	63-106	154	16,7	1400 \pm 13	0,091 9	0,786 0	0,062 05
II	-1°M/	63-106	154	17,7	1735 \pm 72	0,098 7	0,819 8	0,060 21
III	-3°M/	63-106	130	15,0	1365 \pm 17	0,098 1	0,830 4	0,061 40
IV	-4°M/	63-106	169	20,5	766 \pm 11	0,099 9	0,855 0	0,062 09

M = Magnétique: le signe négatif (-) signifie que la fraction de zircon est diamagnétique. Le signe (*) indique la partie radiogénique de l'isotope considéré. Les erreurs sur les concentrations en U et Pb et ainsi sur les rapports $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ sont $< 1\%$. Les erreurs sur les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, dépendant de la connaissance du fractionnement isotopique, est $< 0,1\%$; les erreurs « between-run » sont typiquement 10 fois meilleures. Méthode chimique modifiée d'après Krogh (1973) sur 3 à 4 mg de zircon purifié et calcul des âges selon Ludwig (1980). Ces données ont été obtenues au Centre belge de Géochronologie (M.R.A.C.-U.L.B.).

immatures comprenant essentiellement des conglomérats polygéniques et des arkoses et présentant une schistosité fruste subverticale accompagnant de légères ondulations. Il est recoupé par quelques filons de rhyolites orientés E-W.

GEOCHRONOLOGIE. — Deux granites tardi-cinématiques fournissent des âges similaires vers 700 Ma par la méthode Rb-Sr sur RT: Beurhot: 698 ± 21 Ma, rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (RiSr) = $0,703 58 \pm 0,000 12$ (8 RT, MSWD = 4,86, *fig. 2 a*, tableau I); Takarakoum: 701 ± 26 Ma, RiSr = $0,708 94 \pm 0,000 36$ (7 RT, MSWD = 1,90, *fig. 2 a*, tableau I). Par contre le granite post-charriage de Tchebarlare donne, par la méthode U-Pb sur zircon, un âge plus jeune, même en tenant compte des erreurs sur les valeurs obtenues: intercept supérieur: 664 ± 8 Ma; intercept inférieur: 43 ± 18 Ma (quatre fractions de zircon, *fig. 2 b*, tableau II). Ce dernier âge peut être dû soit à un processus de diffusion continu soit à une perte en Pb récente pouvant être corrélée au degré d'altération relativement élevé de ce granite [10]. Ces âges indiquent donc que le métamorphisme régional des gneiss a été acquis au Pan-Africain précoce, un peu avant 700 Ma (ce qui est confirmé par l'intercept inférieur pan-africain de zircons très discordants d'un gneiss de type Azan, travaux en cours) et que le charriage s'est déroulé après 700 ± 20 Ma et avant 664 ± 8 Ma. Cette période de temps est confirmée par les âges, perturbés, obtenus sur la granodiorite d'Eberjigui affectée par et située sous le charriage et ce aussi bien par la méthode U-Pb sur zircon que Rb-Sr sur roches totales: intercept supérieur: $662 \pm 9/8$ Ma (intercept inférieur: 76 ± 92 Ma, c'est-à-dire 0 dans les limites d'erreurs, mêmes remarques que pour le granite de Tchebarlare, trois fractions de zircon/4, *fig. 2 c*, tableau I) et 681 ± 34 Ma, RiSr = $0,705 84 \pm 0,000 10$ (7 RT/10, MSWD = 14,92, *fig. 2 d*). Ces massifs de type Eberjigui sont reconnus dans le nord de l'Aïr à la même longitude [3] ainsi que dans l'extrême sud algérien, quelques kilomètres au nord où un massif de ce type, non affecté par le charriage, a fourni un âge de mise en place de 729 ± 8 Ma (U-Pb sur zircon, réf. [11], âge probable pour ces plutons au SE Aïr.

Les RiSr indiquent tant pour les plutons Eberjigui (max. 0,705 8) que Dabaga (0,703 6), une origine mantellique, ces derniers pouvant être toutefois contaminés d'une manière non négligeable par la croûte continentale (0,708 9). Ceci implique que les granitoïdes

TABLEAU II
Données Rb-Sr sur roche totale.
Rb-Sr data on whole-rock.

Éch.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$
<i>Monzogranite fin de Takarakoum.</i>				
BLN57.	88,2	526	0,485	0,713 82 ± 0,000 07
BLN58.	114,	354	0,933	0,718 56 ± 0,000 04
BLN60.	129,	311	1,201	0,720 98 ± 0,000 07
BLN61.	129,	488	0,766	0,716 33 ± 0,000 05
BLN62.	125,	188	1,928	0,727 79 ± 0,000 08
BLN65.	148,	255	1,682	0,725 48 ± 0,000 04
BLN67.	127,	262	1,405	0,723 49 ± 0,000 04
<i>Batholite de Beurhot.</i>				
V64.	210,	446	1,362	0,716 37 ± 0,000 05
V66.	96,	706	0,394	0,707 64 ± 0,000 05
V67.	161,	305	1,528	0,719 20 ± 0,000 05
V70.	75,	1 004	0,215	0,705 48 ± 0,000 05
V71.	65,	1 095	0,172	0,705 20 ± 0,000 05
V72.	63,	1 161	0,158	0,705 30 ± 0,000 05
V73.	68,	256	0,766	0,710 79 ± 0,000 05
V75.	110,	602	0,528	0,709 08 ± 0,000 05
<i>Granodiorite d'Eberjigui.</i>				
BLN6.	33,3	836	0,117	0,706 80 ± 0,000 03
BLN7.	34,1	599	0,165	0,707 30 ± 0,000 03
BLN15.	0,4	909	0,001 3	0,707 03 ± 0,000 03
BLN16.	55,4	496	0,323	0,708 13 ± 0,000 03
BLN17.	80,9	376	0,623	0,711 48 ± 0,000 03
V1.	26,8	722	0,107	0,707 57 ± 0,000 05
V3.	32,7	605	0,156	0,707 70 ± 0,000 05
V5.	30,0	735	0,118	0,707 00 ± 0,000 05
V6.	35,6	625	0,165	0,707 55 ± 0,000 05
V7.	62,9	470	0,387	0,709 80 ± 0,000 05

Les concentrations en Rb et en Sr ont été obtenues par fluorescence X et les erreurs sur les rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sont inférieures à 2%. Les éch. « BLN » ont été mesurés au Centre Belge de Géochronologie (M.R.A.C.-U.L.B.) tandis que les échantillons « V » ont été mesurés à Clermont-Ferrand. $^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

Dabaga, tardi-cinématiques, sont des magmas syn-collisions se rapprochant du type batholite Iforas [12].

CONCLUSIONS. — Nos résultats indiquent sans ambiguïté que le processus orogénique dans le SE de l'Aïr, était terminé à $664 \pm 8 \text{ Ma}$ et qu'il a culminé lors d'une collision majeure vers $700 \pm 20 \text{ Ma}$. Le démantèlement de cette chaîne est matérialisé par le Groupe PT en discordance à la fois sur les terrains est (Eberjigui) que ouest (Aïr central) qui est à corrélérer directement avec la chaîne de Tiririne en Algérie dont le début de la sédimentation est peu avant $660 \pm 5 \text{ Ma}$ [13]. L'évolution tardive de cette collision pan-africaine précoce est caractérisée, dans la croûte, par le charriage vers $680 \pm 670 \text{ Ma}$ de tout le SE Aïr avec à la base de la pile allochtone, un cordon ophiolitique (*fig. 1 b*), preuve d'une fermeture océanique soudant deux terrains.

Un problème reste cependant à résoudre : la nature du continent oriental qui, étant donné l'intensité de la collision, devait posséder un manteau lithosphérique épais de type cratonique ce qui n'était manifestement pas le cas ni de la zone Eberjigui ni du domaine Djanet-Tafassasset stabilisé seulement autour de 730 Ma [11]. Or, plus à l'est, au Tibesti, l'empreinte pan-africaine à 600 Ma apparaît comme importante [14]. Un début de réponse peut être envisagé. En effet, il faut bien penser que la mort d'un craton, par délamination de son manteau lithosphérique, est envisageable dans tout processus majeur où il est impliqué. On peut donc se demander si certaines grandes étendues de vieux socles réactivés au Pan-Africain s. s. (ca 600 Ma) que l'on trouve au nord du craton du Congo

n'auraient pas pu faire partie, vers 700 Ma, d'un craton non encore démembré. Un tel concept pourrait également résoudre certains problèmes géodynamiques soulevés par les géologues travaillant dans le Pan-Africain du Soudan et de l'Éthiopie.

Dans l'Air sud-oriental, le Pan-Africain s.s. se manifeste uniquement par la schistosité fruste du Groupe PT, contemporaine du plissement de la chaîne linéaire intracontinentale de Tiririne [13], par une épidotisation généralisée et enfin par un réseau de failles décrochantes sénestres d'orientation NW cicatrisées par de grands volumes de quartz.

Ce travail est une contribution au P.I.C.G. Projet 288.

Note remise le 28 décembre 1990, acceptée le 19 février 1991.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] R. BLACK et coll., *Nature*, 278, 1979, p. 223-227.
 [2] R. CABY et coll., dans *Precambrian Plate Tectonics*, A. KRÖNER éd., Elsevier, 1981, p. 407-434.
 [3] J.-P. LIÉGEAIS et R. BLACK, dans *Alkaline Igneous Rocks*, J. G. FITTON et B. J. G. UPTON éd., *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 30, 1987, p. 381-401.
 [4] R. BLACK et coll., *Carte géol. de l'Air au 1/500 000*, Républ. Niger, Dir. Géol. Mines, 1967.
 [5] *Carte géol. Républ. Niger au 1/200 000*, feuille Barghot, mission géol. allemande, 1979.
 [6] Y. COSSON et coll., résumé, *XIV^e coll. Géol. Afr.*, Berlin, 1987, p. 72.
 [7] T. R. KROGH, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1973, p. 485-494.
 [8] K. R. LUDWIG, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 1980, p. 212-220.
 [9] J. H. WILLIAMSON, *Can. J. Phys.*, 46, 1968, p. 1845-1847.
 [10] L. P. BLACK, *Chem. Geol.*, 65, 1987, p. 25-33.
 [11] R. CABY et U. ANDREPOULOS-RENAUD, *Precamb. Res.*, 36, 1987, p. 335-344.
 [12] J.-P. LIÉGEAIS et coll., dans *African Geology Review*, J. KINNAIRD et P. BOWDEN éd., *Geological J.*, 22, 1987, p. 185-211.
 [13] J. M. BERTRAND et coll., *Precamb. Res.*, 7, 1978, p. 349-376.
 [14] W. J. PEGRAM et coll., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 30, 1976, p. 123-128.

R. B. : C.N.R.S.-U.R.A. n° 736, Laboratoire de Minéralogie,
 Muséum national d'Histoire naturelle, 61, rue Buffon, 75005 Paris ;
 J.-P. L. et J. N. : Département de Géologie,
 Musée royal de l'Afrique Centrale, 3080 Tervuren, Belgique ;
 Y. V. : C.N.R.S., 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex.

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE

Fig. 1. — *a* Schéma du bouclier touareg avec localisation de la région étudiée. *b* : Carte géologique simplifiée du SE Air (d'après [4] et [5]) et coupe. 1, Groupe d'Azan ; 2, Groupe de Taf (faciès amphibolite) ; 3, Groupe de Taf (faciès schistes verts) ; 4, socle Eberjigui ; 5, suite tonalitique Eberjigui ; 6, complexe ophiolitique ; 7, granitoïdes calco-alkalins tardi-cinématiques ; 8, granite calco-alkalin post-nappe ; 9, Groupe molassique PT ; 10, Crétacé. Be = Beurhot ; Ta = Takarakoum ; Tc = Tehebarlare ; Eb = Eberjigui. *c* : Projection (canevas de Schmidt hémisphère inférieur) des normales au plan de schistosité des Groupes d'Azan et de Taf ($n=189$; contours à 1, 2 et 6%).

Fig. 1. — *a*: Outline of Tuareg shield with location of studied area. *b*: Simplified geological map of SE Air (after [4] and [5]) and cross-section. 1, Azan Group; 2, Taf Group (amphibolite facies); 3, Taf Group (greenschist facies); 4, Eberjigui basement; 5, Eberjigui tonalitic suite; 6, ophiolitic complex; 7, late-kinematic calc-alkaline granitoids; 8, post-nappe calc-alkaline granite; 9, PT molassic Group; 10, Cretaceous; Be = Beurhot; Ta = Takarakoum; Tc = Tehebarlare; Eb = Eberjigui. *c*: Schmidt net lower hemisphere projection of poles of schistosity planes in Azan and Taf Groups ($n=189$; contours at 1, 2 and 6%).

Fig. 2. — *a* : Isochrones Rb-Sr sur roche totale des plutons tardi-cinématiques. *b* : Discordia U-Pb sur zircon du pluton post-nappe. *c* : Discordia U-Pb sur zircon de la tonalite d'Eberjigui, affectée par le charriage (la fraction II a été omise du calcul). *d* : Isochrone Rb-Sr sur roche totale de la suite magmatique d'Eberjigui affectée par le charriage (les échantillons marqués par une étoile ont été omis du calcul).

Fig. 2. — *a*: Rb-Sr on whole-rock isochron of late-kinematic plutons. *b*: U-Pb on zircon discordia of the post-nappe pluton. *c*: U-Pb on zircon discordia of thrust-affected Eberjigui tonalite (fraction II has been ignored in the calculation). *d*: Rb-Sr on whole-rock isochron of thrust-affected Eberjigui suite (samples represented by a star have been ignored in the calculation).

