

Mise en évidence d'un contrôle structural de la mise en place du massif syénitique d'âge protérozoïque inférieur d'Itiúba (Bahia, Brésil)

Herbet CONCEIÇÃO, Pierre SABATÉ, Manoel DOMINGOS ALONSO et Bernard BONIN

Résumé — L'analyse des linéaments observables sur imagerie satellite du massif syénitique d'Itiúba indique au moment de sa consolidation une succession de fractures liées au changement du champ de contraintes régional à la fin de l'orogénèse transamazonienne.

Evidence of structural control of the emplacement of Itiúba, a Lower Proterozoic syenitic massif (Bahia, Brazil)

Abstract — Lineaments observed on satellite imagery of the Itiúba syenite massif are evidence of large scale fracturation during its consolidation, implying successive sets of faulting controlled by contrasting regional stress fields at the end of Transamazonian orogenesis.

Abridged English Version — Located in the north central part of the São Francisco Craton (Bahia, Brazil), the Lower Proterozoic Itiúba syenite massif (Fig. 1 A) is an elongated north-south trending and 150 km-long complex covering an area of 1,800 km² ([1], [2]). It consists of a clinopyroxene-amphibole leucocratic hypersolvus alkaline syenite ([3], [4]), cut by several generations of syenitic and granitic dykes ([4], [5]). Original magmatic features, such as mafic layers and microrhythmites composed of clinopyroxene, apatite and amphibole, are preserved throughout the entire intrusive body. The massif intrudes granulitic-gneissic formations of the Salvador-Curaçá Transamazonian (2.2-1.8 Ga) mobile belt ([6] to [10]), and contacts with host rocks display evidence of magmatic stopping process, such as angular and rotated xenoliths [4].

An exhaustive examination of lineaments has been performed on LANDSAT radar images (SC.25-Y-B and SC.24-V-D at a scale of 1/250,000, RADAM Project). Two lineament maps have been draughted after thorough compilations of available topographic maps, aerial photo and field data (Figs. 1 B and 2 A). The first map was made with all observed lineaments, whatever their origin and length. The second is interpretative, using only lineaments with a length of more than 500 m. In each case, lineaments have been numbered, their directions have been classified by 10° from N 0° to N 180°, and their lengths measured with a curvimeter (Figs. 1 C to 1 D, 2 B to 2 C).

After a careful comparison with field evidence, the lineaments observed have been proved to be of tectonic origin. As they displace original intrusive contacts, they are considered as later than melt emplacement and crystallization. Accordingly, they are characterized by solid state deformation of rocks. But they are associated with the emplacement of late-stage highly differentiated acidic (syenite and granite dykes). Therefore, they are interpreted for the majority of them as having been active during the late stages of emplacement.

In time, the first major class of lineaments to appear trends north-south (NS), and corresponds to straight valleys as well as to inverse faults with eastern vergence (observed in the field), implying an east-west compressive regime. Within the syenitic rocks, the associated deformation is marked by mylonitization and development of a thick shear zone along the

Note présentée par Jean AUBOUIN.

eastern boundary of the massif. Syntectonic granitic dykes [13] and later pegmatites follow the same trend.

A second class is represented by arcuate faults (fa) cutting NS fractures (Fig. 2F), the granitic dykes and the pegmatites. The eastern boundary of the massif is displaced by these faults whereas the western boundary, as observed in the field, evidences a rejuvenation effect a dextral sense of movement. Within the syenitic rocks, the deformation is marked by vertical faults with a significant horizontal component, inducing severe textural transformations up to narrow ultra-mylonites, and compatible with a NE-SW compressive regime.

Other classes of minor importance comprise sets of fractures along ENE-WSW directions [14] and several generations of basic dyke swarms with NE-SW and NW-SE directions ([16], [17]), also observed in country rocks [15]. Their age span, as obtained by radiometric methods, implies permanent distensive regimes from the Lower Proterozoic to Cretaceous [10]. Thus, these last classes of lineaments are clearly unrelated to any process of emplacement and consolidation of the syenitic massif.

The north-south trending elongation of the Itiúba syenite massif corresponds to a major regional structural feature, while the arcuate fault pattern is controlled by local conditions during the cooling (and uplift?) of the pluton. The Santanópolis syenite massif, although more restricted (50 km-long for an area of 250 km²), may have been emplaced at the same time under the same regional stress field. Other units, differing by their lithological contents and ages, such as the Salvador-Curaçá mobile belt itself, display the same elongation. Therefore, a north-south trending tectonic control is evidenced for the emplacement of late- to post-Transamazonian syenite massifs and follows older major discontinuities, probably initiated during Lower Proterozoic and even Archean times.

Situé dans la partie centre-nord du Craton de São Francisco (Brésil) (fig. 1 A), le massif syénitique d'âge protérozoïque inférieur d'Itiúba (Bahia) ([1], [2]) présente une forme allongée nord-sud de grande extension (150 km de long, 1 800 km² de surface). Il est constitué à 98 % de syénite alcaline hypersolvus leucocrate à clinopyroxène et amphibole ([3], [4]). Les structures magmatiques primaires cumulatives (lits mafiques, rythmites) sont présentes dans l'ensemble des affleurements ([4], [5]). Plusieurs générations de filons de syénites quartziques alcalines et de granites alcalins recourent le massif ([4], [5]).

1. CONTEXTE GÉOLOGIQUE. — Constituant une partie du craton de São Francisco [12], l'ensemble de la région est consolidé avant le cycle orogénique Brésilien (0,7-0,4 Ga). Trois unités structurales majeures datées de l'Archéen et du Protérozoïque Inférieur ont été reconnues (fig. 1 B). Constitués de migmatites, gneiss et granitoïdes, les noyaux cratoniques de Lençois (CL) et de Serrinha (CS) se sont consolidés avant le cycle orogénique Jéquié (>2,5 Ga) [6]. Le craton de Lençois est recouvert par les formations volcano-sédimentaires de Jacobina, le craton de Serrinha par le «greenstone belt» d'Itapicuru et le groupe Capim.

La ceinture mobile de Salvador-Curaçá qui les sépare forme un segment de la ceinture Costeira-Atlântica [7] constitué de formations granulitiques et gneissiques avec une structure complexe causée par plusieurs phases de déformations et de métamorphisme associé ([8], [9]) au cours des cycles orogéniques Jéquié (>2,5 Ga) et Transamazonien (2,2-1,8 Ga) [10]. Les limites avec les noyaux cratoniques sont marqués par de grandes zones de fractures, accompagnées d'anomalies gravimétriques négatives [11].

Le massif syénitique d'Itiúba est situé dans la ceinture mobile de Salvador-Curaçá. Les contacts originels avec l'encaissant métamorphique sont intrusifs, la syénite renfermant de nombreuses enclaves anguleuses, très rarement allongées, d'encaissant [4]. Ils peuvent être repris et faillés avec développement de mylonites à foliation nord-sud et de dimension kilométrique, particulièrement mais non uniquement sur le bord nord-oriental du massif. La foliation s'atténue au centre du massif où les tendances à une texture isotrope s'accroissent ([3], [4]). Elle est en contact dans sa partie sud avec le massif granitique de Pedra Solta et à l'ouest avec d'autres plutons mineurs, les granites, renfermant des enclaves de syénite et d'encaissant, sont tardifs.

2. ANALYSE LINÉAMENTAIRE. — Le repérage systématique des linéaments a été effectué sur des images radar Landsat (SC.25-Y-B et SC.24-V-D à l'échelle 1/250 000, RADAM). Après contrôle systématique des cartes topographiques au 1/100 000 (I.B.G.E.), des photographies aériennes au 1/60 000 (Cruzeiro do Sul) et à la suite des observations effectuées sur le terrain, les linéaments définis sont d'origine tectonique. Une méthode de comptage manuel a été utilisée: linéaments dénombrés, azimuts rangés par classes de 10° de $N 0^\circ$ à $N 180^\circ$ (fig. 1 C et 2 B), longueurs mesurées au curvimètre (fig. 1 D et 2 C).

Deux cartes ont été établies. La première carte recouvre l'ensemble du massif d'Itiúba (fig. 1 B) et a été construite avec tous les linéaments quelle qu'en soit la longueur. Plus interprétative, la deuxième carte, obtenue sur l'image SC.24-Y-B qui recouvre la moitié sud du massif (fig. 2 A), ne retient que les linéaments cartographiables de longueur supérieure à 500 m. La concentration des linéaments observés est maximale dans le massif syénitique, les formations encaissantes en sont pratiquement dépourvues. Ceci implique des comportements distincts des roches aux champs régionaux de contraintes.

Les deux cartes présentent des caractéristiques différentes. Dans la carte générale (fig. 1 B), la majorité (75,5%) possède une longueur inférieure ou égale à 2 km; parmi ceux-ci, 51,6% ont de 1 à 2 km, 38% de 0,5 à 1 km et 10,4% moins de 0,5 km. Les directions majeures sont $N 50-60^\circ$ (8,7%) et $N 150-150^\circ$ (11,3%). Dans la deuxième carte (fig. 2 A), les directions majeures sont $N 20-50^\circ$ (23,1%) et $N 140-150^\circ$ (11,1%) avec une diminution très nette de l'importance de la direction $N 60-70^\circ$ et une augmentation de celle des directions $N 70-80^\circ$, $N 90^\circ$ et $N 180^\circ$.

3. SIGNIFICATION GÉOLOGIQUE DES LINÉAMENTS. — D'après les observations de terrain, les linéaments représentent des accidents postérieurs à la mise en place du magma (structures magmatiques primaires préservées). Cependant, des filons de roches évoluées associées leur sont contemporains. Pour la majorité d'entre eux, les linéaments correspondent ainsi aux phases tardives de la consolidation du massif et se traduisent par une déformation à l'état solide des roches qui le constituent. Ils nous renseignent sur le champ régional de contraintes dans les périodes qui suivent la cristallisation du magma et des roches qui en sont issues.

Matérialisés dans la topographie par des vallées orientées NS (fig. 2 F), les linéaments méridiens (ns) ont des longueurs supérieures à 3 km et sont décalés le long de vallées transverses. La même direction NS se matérialise au sein du massif par des failles qui montrent sur le terrain un jeu inverse $N 0-15^\circ$ à pendage $70-85^\circ$ O traduisant une compression EO et un chevauchement vers l'est du massif syénitique sur son encaissant [16]. Dans les roches, la direction NS est marquée par une mylonitisation et le développement d'une zone de cisaillement intense au niveau du contact est. De nombreux filons grani-

tiques syntectoniques [13] et pegmatitiques postérieurs se mettent en place selon cette direction.

Une deuxième classe est représentée par des linéaments arqués (fa) bien représentés dans tout le massif et se marquent dans la topographie par les vallées transverses sur des longueurs de plus de 6 km. Ils recoupent les failles méridiennes (ns) et les filons à l'intérieur du massif, ainsi que le contact oriental, et pénètrent dans le socle. Ils se raccordent de façon asymptotique à la bordure occidentale qui se présente sur le terrain comme réactivée en jeu décrochant dextre. Ceci suggère que la structure actuelle du contact oriental de direction NS est acquise précocement alors que celle de la bordure occidentale est synchrone des linéaments arqués, donc plus tardive. Dans les roches, ces linéaments se marquent par un ensemble de failles verticales de dimensions décamétriques avec une composante horizontale importante, induisant jusqu'à des ultra-mylonites d'épaisseur métrique. Le jeu dextre de la bordure occidentale et la géométrie des accidents observée sur le terrain sont compatibles avec une compression NE-SO.

D'autres classes de linéaments sont mineures. Les linéaments ENE-OSO sont représentées par des fractures, sans modification texturale des roches [14]. Dans la partie septentrionale du massif, ces linéaments sont associés à des directions NO-SE, observables également hors de la ceinture mobile de Salvador-Curaçá jusque dans les formations du Protérozoïque Supérieur [15]. Plusieurs générations de filons basiques, métamorphisés ou non, se mettent en place le long de direction NE-SO et secondairement NO-SE ([16], [17]). Dans le sud du massif, la direction EO contrôle la mise en place de filons basiques non transformés. Ces directions de fractures indiquent des périodes distensives : les âges obtenus sur les roches basiques vont du Protérozoïque Inférieur au Crétacé [10], sans évidences d'orientations préférentielles pour chaque groupe d'âges.

La fracturation à l'échelle métrique du massif se traduit par un débit prismatique avec prédominance des plans N 50-70°/82-90° SE, N 20-25°/6-8° SE et N 120-140°/80-90° SO associés aux phénomènes de refroidissement et de décompression.

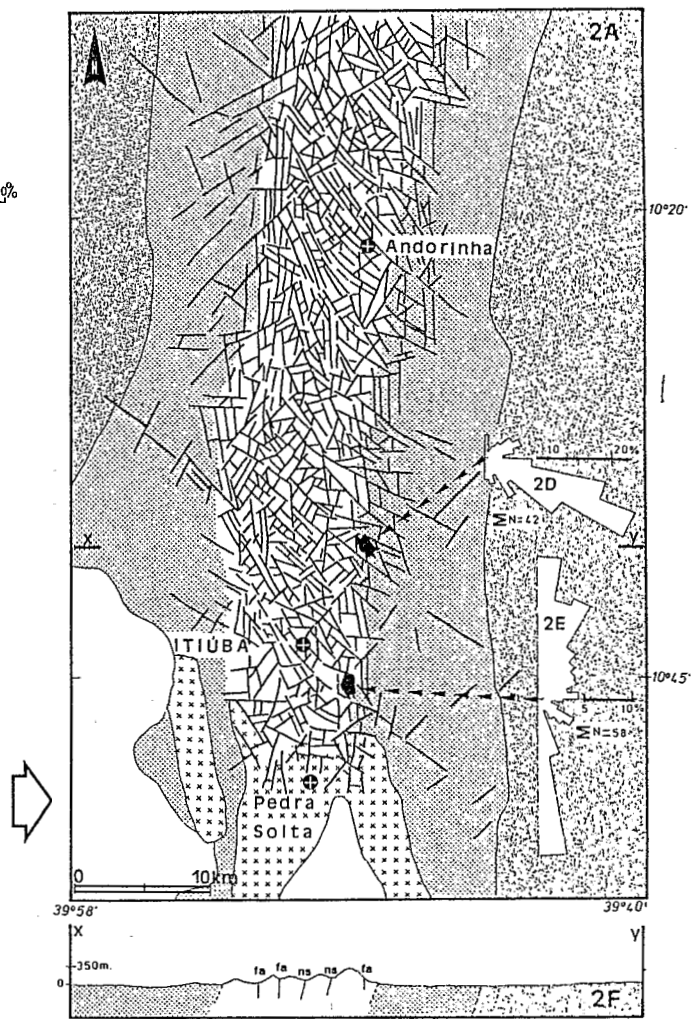
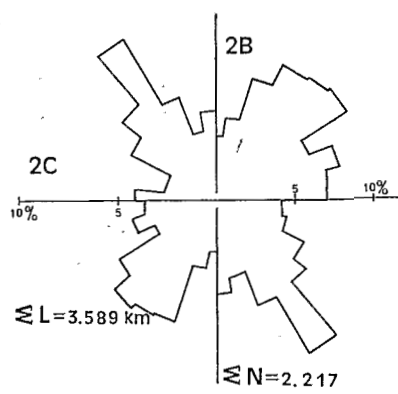
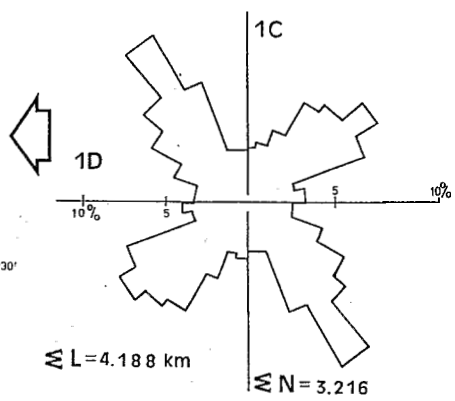
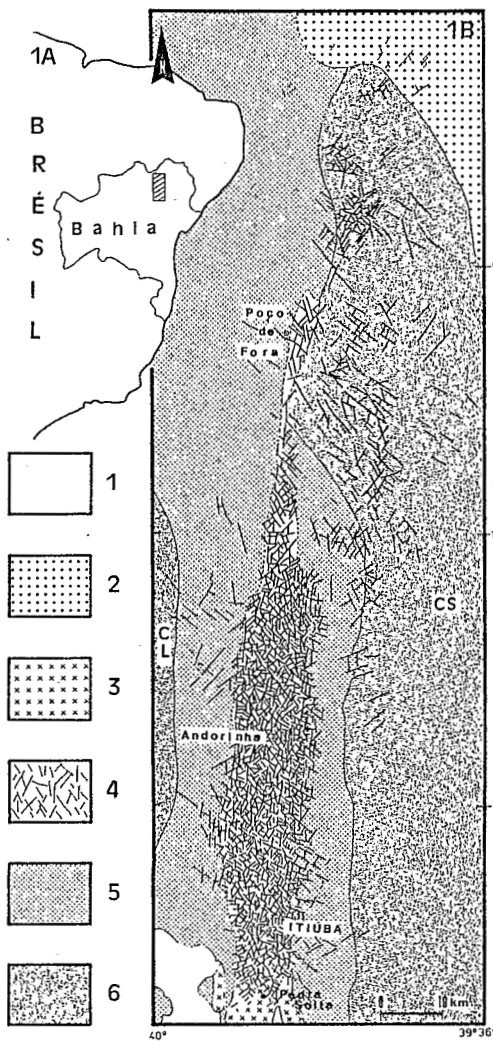
LÉGENDES DES FIGURES

Fig. 1. — A. Localisation de la zone étudiée dans l'état de Bahia (Brésil). B. Carte des linéaments obtenus par images LANDSAT SC.25-Y-B et SC.24-V-D (projet Radam) superposés au fond géologique, modifié d'après Inda et Barbosa (1978). 1, couverture tertiaire et quaternaire; 2, couverture d'âge brésilien; 3, massif granitique de Pedra Solta; 4, massif syénitique d'Itiúba; 5, ceinture mobile de Salvador-Curaçá; 6, cratons archéens (CL Lençois, CS Serrinha). C. Histogrammes des directions des linéaments représentés dans la figure 1 B. D. Histogrammes des longueurs des linéaments représentés dans la figure 1 B.

Fig. 1. — A. Location of studied area in Bahia State (Brazil). B. Lineament map obtained by LANDSAT imagery (SC. 25-Y-B and SC.24-V-D, Radam Project) superimposed on geological map, modified after Inda and Barbosa (1978). 1, Tertiary and Quaternary sedimentary cover; 2, Brazilian sedimentary cover; 3, Pedra Solta granite massif; 4, Itiúba syenite massif; 5, Salvador-Curaçá mobile belt; 6, Archean cratons (CL Lençois, CS Serrinha). C. Histogram of lineament trends as represented in Figure 1 B. D. Histogram of lineament lengths as represented in Figure 1 B.

Fig. 2. — A. Carte des linéaments de la portion sud du massif d'Itiúba (même légende que la figure 1 B). B. Histogramme des directions des linéaments représentés sur la figure 2 A. C. Histogramme des longueurs des linéaments représentés sur la figure 2 A. D. Histogramme des directions à l'intérieur d'une vallée arquée. E. Histogramme des directions à l'intérieur d'une vallée nord-sud. F. Coupe schématique selon X Y (fa, faille arquée; ns, faille nord-sud).

Fig. 2. — A. Lineament map of the southern part of Itiúba massif (same symbols as in Figure 1 B). B. Histogram of lineament trends as represented in Figure 2 A. C. Histogram of lineament lengths as represented in Figure 2 A. D. Histogram of lineament trends inside an arcuate valley. E. Histogram of lineament trends inside a north-south trending valley. F. Schematic cross-section along X Y line (fa, arcuate fault; ns, north-south trending fault).



2F

4. DISCUSSION. — Alors que les failles arquées correspondent à la réponse locale au champ de contraintes régnant autour du massif plutonique en cours de refroidissement (peut-être de surrection), l'allongement méridien du massif syénitique d'Itiúba correspond à une direction structurale majeure. Situé à 160 km au sud-est d'Itiúba, le massif syénitique de Santanópolis présente des caractères analogues. Plus restreint, il est long de 50 km du nord au sud, couvre une surface de 250 km² et peut s'être mis en place à la même période.

D'autres unités bien différentes par leurs contenus lithologiques et leurs âges présentent le même allongement, comme la séquence volcano-sédimentaire de Jacobina, la ceinture mobile de Salvador-Curaçá et la déformation principale du « greenstone belt » d'Itapicuru.

L'ensemble de ces données indique un contrôle tectonique pendant la mise en place des massifs syénitiques tardi- à post-transamazoniens le long de discontinuités majeures préexistantes, datant au plus tard du Protérozoïque Inférieur et pouvant remonter à l'Archéen.

Conventions C.N.Pq/O.R.S.T.O.M. et P.A.D.C.T.-F.I.N.E.P./U.F.B.A. « Granitoïdes de Bahia: géologie et métallogénie » — Programme INSU D.B.T. « Croissance crustale à l'archéen ancien et transition archéen-protérozoïque: l'exemple du craton de São Francisco, Brésil ».

Note remise le 2 février 1989, acceptée après révision le 2 mai 1989.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] M. C. H. de FIGUEIREDO, *Thèse M. Sc.*, U.F.B.A., Salvador, BA, Brésil, 1976, 87 p.
- [2] J. de F. MASCARENHAS, *Texto Explicativo do Mapa Geocronológico da Bahia*, S.M.E.-S.G.M., 1988 (sous press).
- [3] H. CONCEIÇÃO et all., *I.S.G.A.M.*, Ext. Abstr., 1987, p. 71-74.
- [4] H. CONCEIÇÃO et coll., *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, 1989, p. 45-50.
- [5] H. CONCEIÇÃO et P. SABATE, *An. XXXIV Congr. Bras. Geol.*, Bol., 1, 1986, p. 146-147.
- [6] J. B. A. ARCANJO et J. D. SOUZA, *Texto Explicativo do Mapa Metalogenético*, F1, SC 24-Y-B, M.M.E.-D.N.P.M., 1985, 15 p.
- [7] J. de F. MASCARENHAS, *Textos Básicos*, S.M.E.-C.P.M., 2, 1979, p. 55-165.
- [8] L. J. H. D'R. SILVA, *Textos Básicos*, S.M.E.-C.P.M., 6, 1985, p. 51-136.
- [9] E. F. JARDIM DE SÁ et coll., *An. I.S.A.P.*, S.M.E.-S.B.G.-C.N.Pq, 1982, p. 251-262.
- [10] B. B. BRITO NEVES et coll., *Textos Básicos*, S.M.E.-C.P.M., 3, 1980, p. 1-101.
- [11] R. A. A. D. GOMES et A. C. MOTA, *Proj. Lev. Grav. Est. Bahia*, D.N.P.M.-C.P.R.M., Relt. Final, 1, 1980.
- [12] F. F. M. ALMEIDA, *Rev. Bras. Geoc.*, 7, 1977, p. 349-364.
- [13] L. R. BASTOS LEAL, *VI^e Sem. Est. Pesq. UFBA*, Bol. Res., 1986, p. 37-38.
- [14] M. DOMINGUOS ALONSO et H. CONCEIÇÃO, *Bol. Res. S.B.P.C.*, 1986, p. 758.
- [15] H. A. V. INDA et J. F. BARBOSA, *Mapa Geológico da Bahia* (1:1 000 000), S.M.E.-C.P.M., 1978.
- [16] J. de F. MASCARENHAS et coll., *Projeto Bahia*, S.M.E.-C.P.M., 1975.
- [17] M. WINGE, *Textos Básicos*, S.M.E.-C.P.M., 4, 1984, p. 43-93.

H. C., P. S. et M. D. A.: *Instituto de Geociências, U.F.B.A., Rua Caetano Moura, 123, Federação, 40000 Salvador, Bahia, Brésil;*

P. S.: *Antenne O.R.S.T.O.M., C.P. n° 4021, 40161 Salvador, Bahia, Brésil;*

H. C. et B. B.: *Laboratoire de Pétrographie-Volcanologie, Bât. n° 504, Université Paris-Sud, 91405 Orsay Cedex.*