

Reavaliação da e evolução tectono-magmática do Graben de Jaibaras (nordeste do Brasil)

Revaluation of the tectono-magmatic evolution of the Jaibaras Trough (northeast Brazil)

D. CUSTÓDIO DE OLIVEIRA

*Petrobras/E&P-RNCE/Gexp/Geint. Av. Eusébio Rocha, 1000, 59.064-100, Cidade da Esperança, Natal, RN, Brazil.
e-mail: dcoliveira@ep-rnce.petrobras.com.br*

RESUMO

O Graben de Jaibaras é a mais importante bacia de idade cambro-ordoviciana que ocorre em terrenos pré-cambrianos da Província Borborema e do Escudo Nigeriano. Trata-se de uma feição bastante alongada NE-SW, resultado de reativações de descontinuidades miloníticas crustais pertencentes ao Lineamento Transbrasiliano. O preenchimento da bacia, de natureza muito imatura, é geralmente caracterizado por leques aluviais de escarpas de falhas seguidos vertical e lateralmente por arenitos fluvio-lacustres interdigitados com extensos pacotes de folhelhos avermelhados. A evolução, dominada por uma forte atividade magmática, é outro aspecto fundamental desse graben. Com efeito, o Graben de Jaibaras é um excelente exemplo de uma bacia cujos preenchimento sedimentar e os eventos magmáticos são resultados de processos cogenéticos.

A evolução magmática do Graben de Jaibaras compreende basicamente quatro eventos, todos separados temporal e espacialmente. O Enxame de Diques de Coreaú, de idade vendiana, constitui o estágio inicial de abertura do rifte. Antecedendo ao preenchimento do Graben, a evolução desse sistema distensional, no cambriano inferior, permitiu o alojamento do Pluton de Mucambo através de reativação oblíqua da anisotropia crustal delimitadora da borda oeste do Graben. No cambriano médio a sedimentação da bacia foi acompanhada por um volume considerável de magma essencialmente básico (a Suíte Parapuí). Em seguida, houve a intrusão passiva do Pluton de Meruoca. As interações estratigráficas entre os eventos magmáticos e as sucessões sedimentares no Graben podem ser perfeitamente estabelecidas a partir das relações estruturais clássicas de “corte e preenchimento” associadas ao bom controle geocronológico.

Através da configuração geométrica e da interrelação dos corpos ígneos com as rochas hospedeiras obteve-se o campo de esforços durante a formação e o desenvolvimento do Graben. A partir das características físico-químicas do magmatismo, discutiu-se a resposta térmica da crosta durante a formação e alojamento dos corpos. Nesse contexto, interpreta-se que o Graben foi nucleado durante um campo de stress de direção NW-SE. Esse campo regional, aliado a uma pequena componente direcional ao longo da anisotropias crustais reativadas, persistiu durante todo o desenvolvimento do Graben, incluindo o alojamento dos plutons.

Dois modelos termo-mecânicos plausíveis, em termos de geração de calor resultando em magmatismo, foram sugeridos como “motores” regionais na criação do Graben. O modelo 1 envolve o desacoplamento da raiz da litosfera previamente espessada, seguido de um desajuste termo-isostático provocado pelo afinamento litosférico, enquanto que material astenosférico quente preencheria o espaço anteriormente ocupado pela parte delaminada da litosfera. O segundo modelo consiste do *underplating* de magma básico na base da crosta. A vinculação entre esses dois modelos foi considerada como um processo progressivo.

Palavras chave: Graben de Jaibaras. Província Borborema. Nordeste do Brasil. Atividade magmática. Rifteamento. Sucessões vulcano-sedimentares. Evolução tectono-estratigráfica.

ABSTRACT

The Jaibaras Trough (GJ), located in the Northeast Brazil, represents the most important, prominent and extensive exposure of Early Phanerozoic sedimentary sequences in a wide Brasiliano-age area, including Borborema Province and West Africa (mainly Nigerian Shield). The main basin feature is delineated by major brittle normal faults, resulted from reactivation of mylonite shear zones inside the so-called Transbrasiliano Lineament. The Jaibaras rift evolution is not only partially constrained by the stratigraphic record of the basin infill, which is characterized by basal fault-scarp-related paraconglomerates followed laterally and vertically by fluvial-lacustrine sandstones which are interbedded with reddish shale, but also by the petrological signature rift-related magmatic activity.

Magmatic evolutive aspects of GJ comprises basically four temporal and spatially separated igneous steps. The earlier phase involved the Coreáú dike swarm, which is Vendian in age, representing the initial tectonic pulse of the rift opening. With the continued breakup, reactivation of deeper shear zones gave rise to the emplacement of Mucambo Pluton during Early Cambrian times, preceding the main rift infill. The basin sedimentation was accompanied by huge volume of volcanism, most of it occurring as flood basalts, dikes and sills in shape. The Meruoca Pluton is the last basin-related igneous manifestation during Upper Cambrian. Sequential stratigraphic interactions between sediments and magmatic events are perfectly constrained at the expense of thermal-structural features such as contact aureoles, faulted contacts, abutting and cross-cutting.

Local and regional stress-field during GJ formation were obtained by using the configuration of magmatic bodies and their interplays with host-rocks. The physical-chemical characteristics of igneous activity also allows us to discuss the simultaneous thermal crustal-mantelic response due to magmagenesis and the emplacement processes. Initially, during the GJ nucleation, a NW-SE extensional pulse is recorded by the intrusion of the Coreáú Dike Swarm, following hydraulic fracturing model. Following the same extensional stress-field, the studied plutons were emplaced by using northwest-trending preexisting basement structures in areas of releasing bends where their feeder dikes were intruded.

We hypothesize that two distinctive thermo-mechanical models are able to produce substantial heat flow (magma as consequence) within the JT and surrounding rift-host lineament. The model 1 involves the peeling of the lower part of continental lithosphere from crust, followed by lithospheric thinning while hot upwelling asthenospheric replace the original cold lithospheric material. Decompression in the ascending mantle leads to partial melting and bimodal magmatism (crust and mantle) take place; the second model consists of underplating of mafic material probably in a stretched crust-mantle boundary. The changing from the model 1 to model 2 seems to be a progressive process.

Keywords: Jaibaras Trough. Borborema Province. Northeast Brazil. Igneous activity. Rifting. Magmatic-sedimentary interactions. Tectono-stratigraphic evolution.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction and regional setting

The Jaibaras Trough, lain in northeastmost Brazil, represents the most important, prominent and extensive exposure of Early Phanerozoic sedimentary sequences in a wide Brasiliano-age area, including the Borborema Province (Fig. 1) and West Africa (mainly Nigerian shield). It extends as a well-defined narrow depression (dimensions of 10/20 x 120 km) over-

lying gneisses, migmatites and earlier metasedimentary terranes of the basement. The main graben is bordered by mylonitic shear zones reactivated normally inside the continental-scale Transbrasiliano Lineament (Figs. 1 and 2). The basin infill consists of extension-related igneous rocks and linked sedimentary sequences. The magmatic suites constitute the exposed floor of a continental rift flank and thus, in combination with sedimentary rocks, provides an opportunity to integrate igneous thermo-tectonic approaches in the analysis of the geodynamic evolution of an extensional regime.

Jaibaras Trough is probably the result of a widespread continental breakup that took place separating Laurentia and Baltica from Western Gondwana (Bond et al., 1984; Dalziel, 1997; Lieberman, 1997). The resultant reactivation adjustments are observed globally along regional lithospheric anisotropies, in general generating rifts which did not evolve in order to form a passive margin basins (Leighton, 1990). Within this regional context, the Jaibaras Trough fits well both temporally and spatially with this geodynamic evolution, where it represents the main rift phase record in the Borborema Province.

In this paper we intend to present an updated overview interpretation concerning the role of the Jaibaras Trough in the regional tectonic evolution. The approach used to generate this framework was based on compilation of available data, (including unpublished and particular reports), either published in Brazilian journals or local conclaves, which are hardly accessible to the international community. We attempt to emphasize evolutionary processes and concepts rather than details of specific models. The main topic addressed is: discussion about the probable tectono-magmatic regime of the Jaibaras Trough in light of modern concepts on basin-forming processes. Subsequently we have integrated all geologic observations in order to explain a plausible model where the Jaibaras rift basin evolved into a regime of thermal contraction giving rise to the Upper Ordovician depression of the Parnaíba sag basin.

Figure 1 shows the Precambrian framework of the Borborema Province, as defined by Almeida et al. (1977). The stabilization processes in these areas took place when the Late-Proterozoic Brasiliano-Pan-African Orogeny ceased (Almeida, 1969). In a broad sense, the Borborema Province comprises four major lithostructural assemblages (Jardim de Sá, 1984 and 1994; Santos and Brito Neves, 1984; Caby et al., 1991): (1) an Archean to Early Proterozoic basement named Gneissic-Migmatitic Complex; (2) supracrustal metasedimentary fold-belts bordering ancient basement cores; (3) Brasiliano-granitoid plutons; and (4) shear zone systems.

To the northwest of the Borborema Province, the Precambrian grain, where the Jaibaras Trough was installed, is a triangle-shaped, highly deformed and sheared wedge (Fig. 2a). This domain, named Northwestern Ceará, configures a geometrical array of horsts and grabens aligned NE-SW and juxtaposed by deep subvertical shear zones of the Transbrasiliano Lineament. The structural highs, called Migmatitic-Gneiss Complex, consist of Archean to Paleoproterozoic high-grade rocks (in general granulites and charnockites) strongly reworked during the Brasiliano Orogeny (Santos, 1999). The grabens are generally filled with conglomerates, sandstones, limestones and shales as well as volcanogenic intrusions and extrusions, all metamorphosed in low-temperature facies. A detailed compilation concerning the geology of Northwestern Ceará domain is available in Torquato and Nogueira Neto (1996).

Two kinds of graben fill, displaying contrasting tectonic evolution may be distinguished in the Northwestern Ceará domain (Jardim de Sá, 1994; Torquato and Nogueira Neto, 1996; Santos, 1999): the first corresponds to the polycyclic ones, which were affected by the Transamazonico tectono-thermal event (1.8/2.2 Ga) and were later reworked by the Brasiliano deformational event (0.5/0.7 Ga). Associated to these polycyclic sequences, docked onto basement highs, large thrust and ramps of quartzites and schists also occur showing a highly complex tectono-metamorphic evolution (Oliveira, 1992; Torquato and Nogueira Neto, 1996; Santos, 1999). In contrast, the monocycle belts were only structured during the Brasiliano event. The Martinópolis and Ubajara groups are the main representatives of this phase. Because of their excellent preservation within troughs, such units most likely correspond to an ancient preserved sedimentary basin, where the sediments of Martinópolis Group characterize a typical rift infill whereas the Ubajara Group represents a possible continental margin composed of weakly metamorphosed assemblages of sandstones with subordinate shales, overlain by a carbonate sequence.

A complex array of arcuate, NE-SW trending, anastomosing and transcurrent of regional shear zones characterizes the Northwest Ceará structural framework. This set of shear zones play an important role in separating lithostructural blocks, in controlling the arrangement of supracrustal metasediments, and in the emplacement of granitic plutons (Fig. 1).

Tectonostratigraphic framework

In spite of the scarcity of observable stratigraphic interplays among sedimentary units and magmatic events (mainly due to the lack of deep wells and seismic surveys within Jaibaras Trough), we can build up a compatible relative stratigraphic hypothesis, as illustrated in Figs. 3 and 13.

Sedimentary basin infill

Consists of continental immature siliciclastic sediments deposited in areas of unstable shoulder relief and probably totals up to 3 km in thickness. The complete sedimentary record indicates that the syn-tectonic activity decreases upwards. There is no clear evidence of regional metamorphism. However, anchimetamorphic mineralogy is widely recognized in the basin (Mello, 1978; Novais et al., 1979). Marked variations in thickness, rapid changes in depositional facies, interbedded thick conglomerates, local unconformities and disconformities of variable extent typify the overall sedimentary deposits (Jardim de Sá et al., 1979; Nascimento and Gava, 1979; Gorayeb et al., 1988; Quadros et al., 1994; among others) and make a regional palaeogeographic reconstruction difficult. A probably axial basin infill provided the sedimentation of shale and sandstone, whereas the rift flanks laterally supported the alluvial fan conglomerates. Despite the problematic reconnaissance of lithostratigraphic successions in the Jaibaras Trough, Costa et al. (1979) proposed to divide the entire sedimentary column into three units named the Massapê, Pacujá and Aprazível Formations, comprising the Jaibaras Group (Figs. 2b and 3), as follows:

a) The *Massapê Formation* is the basal unit and is characterized by both fan polymict conglomerates and coarse-grained sandstone with debris and mud flows, locally restricted to faults edges, where accumulations of up to 2 km thick may occur. Conglomerates are generally clast-supported and consist of well-rounded to angular fragments of surrounding gneiss-migmatitic basement, including the Ubajara supracrustal sequences (Mabesoone et al., 1971; Danni, 1972; Costa et al., 1979, Mello; 1978, among others);

b) The *Pacujá Formation* represents the distal portion of the Massapê Formation (Gorayeb et al., 1988; Quadros et al., 1994). The former consists of coarse- to fine-grained reddish brown sandstones, siltstones and shales. Pelitic facies appear to predominate within the basinal center. Sedimentary structures identify the clastic assemblages as a fluvial system that graded to deltas and likely rift lakes (Mello, 1978; Quadros et al., 1994). A Rb/Sr isochron using whole rock, fine and residual fractions indicated an age of 535 ± 27 Ma for this deposit, which possibly represents either the age of deposition or anchimetamorphism (Novais et al., 1979);

c) The upper sequence of polymictic conglomerates, named the Aprazível Formation, differs from basal conglomerates by the presence of clasts of plutonic-volcanic rocks from Mucambo/Meruoca plutons, Parapuí Suite and Massapê and Pacujá underlying sedimentary formations. Despite the change in clast composition, the Aprazível Fm. presents a lot of similarities with the Massapê Formation in terms of sedimentary environments and tectonic controls.

Magmatic Activity

Intrusives (Coreaú Dike Swarm, Meruoca and Mucambo Plutons) and extrusives (sills and dikes of Parapuí Suite) demonstrate close temporal and spatial (Fig. 3) relationships with the Jaibaras Trough, and hence, appear to be genetically related to its intrinsic tectonic evolution:

a) The *Coreaú Dike Swarm* is characterized by a parallel and subvertical set of ENE-WSW trending dikes, which preferentially cross-cut metasediments of the Ubajara Group outcropping in the homonymous graben near the Meruoca Pluton, westward of the Jaibaras Trough (Fig. 2b). Petrographically, they comprise microgranite and rhyolite/dacite with porphyritic textures. The combined ages give an average that fits well with the transition between the Proterozoic and the Phanerozoic, and clearly precede the Jaibaras Trough infill;

b) The *Mucambo Pluton* occupies an area of about 200 km² in the southwestern segment of the trough (Fig. 2b). The pluton contact with surrounding host rocks is sharp and discordant. It is marked, to the west, by developed contact aureoles and chilled margins with metasediments of Ubajara Graben, reaching up to 2 km in width. In contrast, the contact to the east, with the Jaibaras Group, is faulted without evidence of contact metamorphism;

c) *Meruoca* is the northernmost pluton of the two intrusions (Fig. 2b). It has a grossly square shape comprising an area of circa 400 km². Its contacts are mainly given by faults and shear zones, in places developing aureoles with host-rocks. Petrographic analysis reveals a coarse to fine-grained facies containing fayalite, K-feldspar, biotite and hornblende;

d) The volcanic rocks of the *Parapuí Suite* crop out as flood basalts, locally attaining 350 m in thickness, or as dikes with no preferential orientation and sills interbedded with siliciclastic sediments of the Massapê and Pacujá formations (Fig. 3), which locally comprise, in association with volcanoclastic rocks, a typical volcano-sedimentary sequence (Quadros et al., 1994; Corrêa, 1997). Based on field mapping, Jardim de Sá et al. (1979) and Nascimento and Gava (1979) recognize a recurrent behaviour of igneous activity, not only during basin infill (see also Nascimento et al., 1981; Gorayeb et al., 1988), but also after sedimentation, complicating their absolute stratigraphic position inside the trough. In general, K/Ar geochronological determinations has shown a problematic age for the Parapuí Suite. Petrographic description classifies the Parapuí rocks as andesite, rhyolite, syenite, andesine basalts, dolerite and volcanoclastics, in general presenting varied degrees of alteration.

The Coreaú Dike Swarm is characterized by the intrusion of a set of narrow but long dikes (Coreaú Dike Swarm) which represents the initial tectonic stage of rifting. This predominating metaluminous and Vendian-age suite trends ENE-WSW and is essentially hybrid (mantle-crust) in origin. The dikes were probably generated under temperatures and pressures spanning of 1000-1150°C and 5-9kbar respectively. Geochemical and oxygen isotope signatures suggest that both plutons (Mucambo and Meruoca) represent the surface expression of shoshonite to high-K series of magmas derived from partial melting of evolved lower continental crust with little lithospheric mantle contribution. Although different in age, both plutons appear to be shallowly emplaced at depths about 15 km, requiring melting temperature at circa 900°C; the Parapuí Suite, in turn, coupled with sedimentary rocks comprise a prototypical rift-related volcano-sedimentary sequence. These basic rocks were generated at the expense of adiabatic decompression processes driven by lithospheric extension. This mantelic origin is clearly corroborated by the existence of chemical-bearing basanite type. The formation temperature and pressure of Parapuí rocks range from 1000 to 1200°C and 12 to 20kbar respectively (Fig. 10).

Stratigraphic interplays

The study of the tectono-stratigraphic relations of the igneous-sedimentary system in the Jaibaras Trough plays an important role in understanding the regional geodynamic evolution during the Borborema Province Proterozoic-Phanerozoic transition, providing insights into thermomechanical lithosphere structure (Oliveira, 2000a). Despite the scarcity of direct observable stratigraphic interplays among sedimentary units and magmatic events (mainly owing to the lack of deep wells and seismic surveys within the Jaibaras Trough), a compatible relative stratigraphic hypothesis can be constructed, as illustrated in Figures. 3 and 13. Particular attention was paid to radiometric ages and classical structural associations, such as abutment and cross-cutting relationships.

There is no evidence that continuous pervasive structural features, such as foliation, have affected the Jaibaras sequences. The slaty cleavage present in the Ubajara Group is truncated and/or is cross-cut, at high angle, by igneous bodies of the Coreaú Dike Swarm. Geochronological evidences indicate that the first manifestation of the Jaibaras Trough tectonism is the emplacement of the Coreaú Dike Swarm which precedes the basin infill by ca. 40-50 Ma. An interesting aspect is that the dike swarm displays a restricted occurrence cross-cutting foliated host rocks of the Ubajara Group. There is no evidence that these dikes truncated another Jaibaras Trough igneous bodies anywhere else.

After dike swarm emplacement, the progressive increment of extensional stresses along preexisting deep NE-SW shear zones created space at deep crustal levels that was passively filled by the Mucambo Pluton. At shallow levels, the pluton emplacement was accompanied by contact metamorphism and probably regional deformation within the Ubajara Graben

(Figs. 8 and 14). The fact that the Mucambo Pluton only presents thermal aureole along the contact with the Ubajara Group is particularly important because is a direct indication that the pluton is stratigraphically older than the Jaibaras Trough sedimentary sequences and the Meruoca Pluton. This timing relationship is corroborated by geochronological data.

Contrary to the Mucambo Pluton, where the contact aureole is found along its boundary with the Ubajara Group, the Meruoca granite developed contact metamorphism along its whole boundary, including the sediments of the Jaibaras Trough (Gorayeb et al., 1988). Rb-Sr and K-Ar geochronological data indicate that the emplacement of the Meruoca Pluton took place about 20-30 Ma after Mucambo Pluton.

The existence of a thermal aureole of the Meruoca Pluton in both Ubajara and Jaibaras units and the selective existence of the Mucambo Pluton aureole affecting only rocks of Ubajara Group are crucial indications of the age of the latter group, apparently an intermediate age between the two plutons. If the above stratigraphic interrelationship is correct, the Jaibaras sediments were deposited during the Early-Middle Cambrian between the emplacement of Mucambo and Meruoca plutons (from 550-540 to 520-510 Ma). Novais et al. (1979) analysed non-thermally affected argillaceous rocks of the Jaibaras Group and obtained a Rb-Sr isochron of 535 ± 27 Ma with seven samples, including whole rock, mudstones and residual fractions. This radiometric result, coupled with illite diffractometric data, were interpreted by the authors as anchimetamorphic age. This age seems to be well-constrained in terms of the stratigraphic interactions discussed previously.

The tectonostratigraphic framework of the Jaibaras Trough can be summarized as follows. Prior to basin nucleation, the first tectonic pulse generated the Coreaú Dike Swarm. The subsequent pulse was able to reactivate deep Precambrian shear zones, where the Mucambo Pluton was emplaced. This was followed by mechanical subsidence, promoting basin infill (Massapê and Pacujá Fms.) in general accompanied by the emplacement of the Parapuí rocks and by volcanoclastic deposition. Next, the Meruoca Pluton intruded along the same crustal discontinuity as the preceding one. Finally, repeated reactivation pulse in major rift faults permitted the deposition of localized alluvial fans called the Aprazível Formation. Due to the lack of subsurface investigations, the Parapuí Suite stratigraphic position on the Jaibaras column is not yet elucidated. However, this whole igneous event appears to be composed by repeated small eruptions of mafic to intermediate magma coupled with ash-flow sheets during the main stage of basin infill and prior deposition of the Aprazível alluvial fans. In addition, the two pulses of rift-tectonics in the Jaibaras Trough were followed by the sedimentation of clast-supported paraconglomerates as stacked fans.

Geodynamic evolution

Models based on sedimentation of molasse type have been proposed by many workers to explain the generation and development of the Jaibaras Trough probably because of the closed temporal relationship with the end of the Brasiliano Orogeny. However, there is no reason to believe that the Jaibaras Trough is a basin associated with a final response of lithosphere following a strong contractional tectonic regime. In a modern sense, the use of the term molasse, intermontane or impactogen types for the Jaibaras Trough are inadequate because of the absence of key-characteristics related to a convergent geodynamic setting, as described by Doglioni (1995). In the same way, the hypothesis that Jaibaras Trough is formed into strike-slip environment is also unreliable mainly because of the incompatible tectonostratigraphic key-characteristics.

Thermo-mechanical effects of magmatism associated to Jaibaras Trough coupled with tectonostratigraphical response constrain a possible interpretation of rift classical tectonic evolution. Initially a strong thermo-activated mechanical subsidence took place (the rift stage: Jaibaras Trough). Afterward, the post-rift subsidence recorded by the first Silurian sedimentation is attributed to negative exponential subsidence associated with cooling and hence isostatic adjustment of the lithosphere (the so-called thermal stage: Parnaíba Basin; Figs. 11 and 13). The existence of a temporal and spatially related rift feature beneath the Parnaíba sag basin (Fig. 16) is corroborated by available geophysical information, such as seismic images, gravimetry, aeromagnetometry and geomagnetic depth sounding.

A broad homogeneous crustal thinning under the Parnaíba sag basin is not still clear on the basis of available gravimetric data, however all the geophysical data display the fundamental role of Transbrasiliano Lineament as the principal element triggering the early graben-like features under the Parnaíba basin and governing the initial depocenters of this in-

tracratonic sag basin (Oliveira, 2000a). Published backstripping analysis based on deep wells in central basin and thermo-mechanical simulations also corroborate the above-suggested model for a coupled Jaibaras Trough and Parnaíba sag basin geological evolution.

The exposure area of the Jaibaras Trough, within a wide and deep lithospheric anisotropy, also congregates evidences of unroofing-like evolution. The geological basis to this model was firstly suggested by Jardim de Sá (1984), which invokes a southward continuation of the Pan-African continental collision and corroborates the hypothesis of collisional setting in the Jaibaras Trough area, following the Transbrasiliano-Kandi Lineament. To the north, this collision setting is supported by the presence of lithostructural assemblages characteristics of island-arc and continental cordilleran environment. The result of geochemical investigations on andesites and the occurrence of distinctly paired metamorphic belts also corroborate the obduction hypothesis. The high-pressure/low-temperature of eclogitic rocks (or ophiolite pieces) thrust on to the passive continental margins display mineral assemblages which strongly indicate that they have formed in subduction zone and were subsequently thrust (Caby et al., 1991). According to Jardim de Sá (1984b), the more reliable evidences seem to screen to the south beneath the sedimentary sequences of Parnaíba Basin.

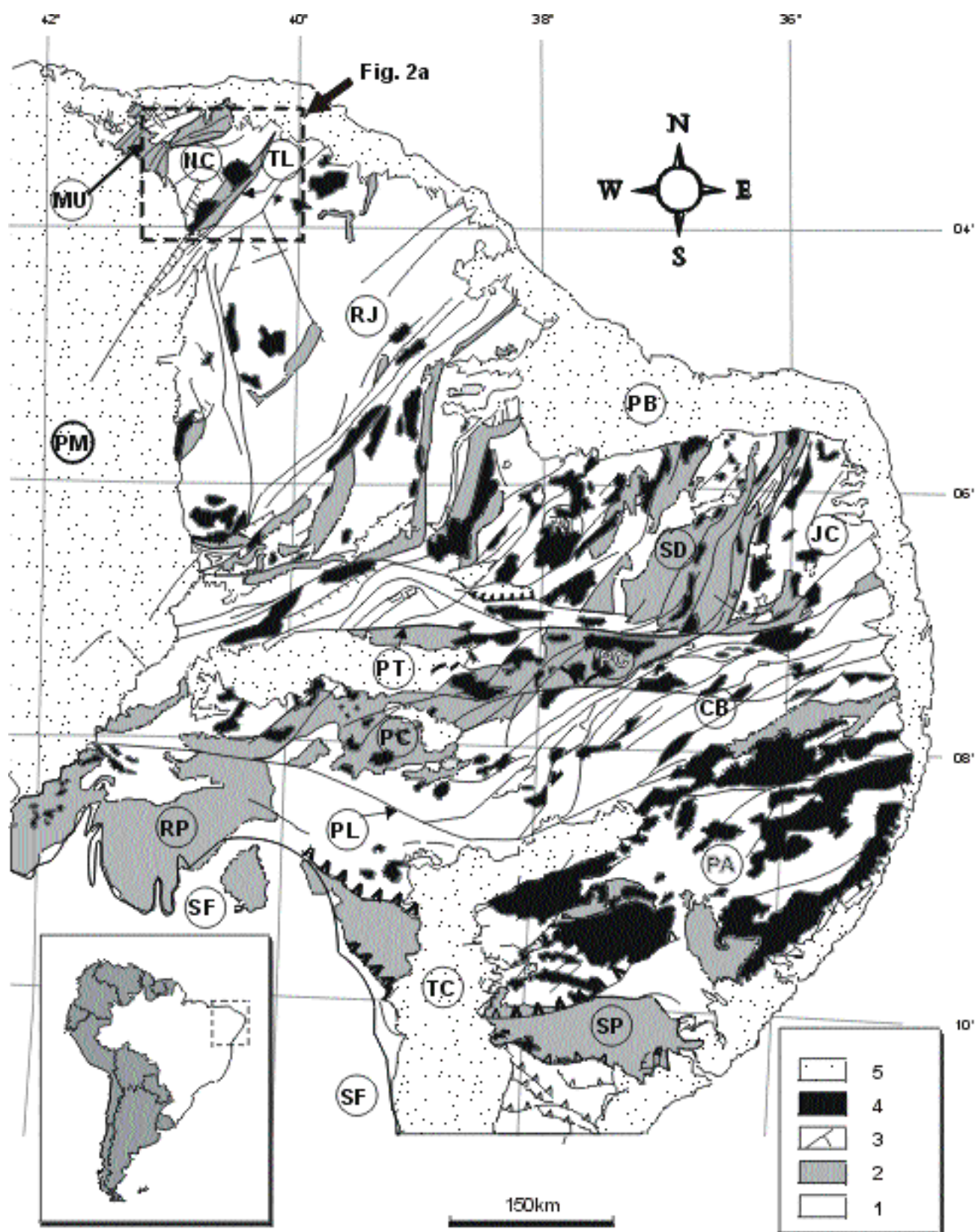
On the basis of indirect tectono-magmatic evidences and simple thermo-mechanical modelling it is suggested that the removal of the lower portion of a thickened lithosphere by an unroofing mechanism followed by the underplating of a mafic sill-like in the crustal base is a quite plausible geodynamical process for the Jaibaras Trough evolutive scenario. While the delamination prepares the tectonic environment, thinning the inherited thickened lithosphere and allowing the nucleation of surficial rift feature, the underplating model consistently explain the early generation of acid magmas (Coreaú dikes and Mucambo Pluton), assisting the Jaibaras Trough tectono-stratigraphic development and the extrusion of extension-related magmatism (Parapuí Suite), ending with the emplacement of Meruoca Pluton. This evolution is clearly corroborated by geological features in the study area such as: a) The onset of mafic to intermediate magmatism, originally hybrid in origin (crust/mantle), represented by the Coreaú Dike Swarm; b) The closed coincidence between lithospheric mantle-derived (Parapuí Suite) coupled with shoshonite magmatism (Mucambo and Meruoca plutons) and extensional deformation regime (Jaibaras Trough); c) The progressive but definitive changing in regional stress system to simple extension, represented by the nucleation and development of a strong rift structure; d) The occurrence of a widespread uplift with subsequent preservation of extensional structures.

The local and regional stress-field were obtained by using the configuration of magmatic bodies and their interplays with host-rocks. The physical-chemical characteristics of Jaibaras Trough igneous activities also allows us to discuss the simultaneous thermal crust/mantle response due to magmagenesis and the bodies emplacement. Among several thermodynamics aspects in Jaibaras Trough area we can emphasize that the Coreaú dike swarm represents an extensional-oriented NW-SE tectonic event during the early Jaibaras Trough development. Such extensional pulse can be considered roughly perpendicular to the whole basin exposure and hence to basement preexisting discontinuities. Mucambo and Meruoca plutons seem to be emplaced in a similar geodynamic environment. Both plutons were feeded by dike-like conduits ascending through deep preexisting crustal anisotropies being emplaced in relatively shallowly and rapidly in extensional segments (rhomb-jogs, Riedel open fractures or along releasing bends) of the Tranbrasiliano Lineament shear zones like rhomb-jogs, Riedel open fractures or along releasing bends (Fig. 14). They are probably lacholiths or flattened/tabular in shape, with thickness of 5 km for Mucambo and 3 km for Meruoca (Fig. 8). Differently, the injection mechanism of Meruoca igneous body is more passive than Mucambo. The latter emplacement process appears to push the country-rocks whereas expand overlying the metasedimentary sequences of Ubajara Group. In contrast, Meruoca pluton emplaces passively occupying the space previously formed and limited by faults during processes of cauldron subsidence.

INTRODUÇÃO

A visão moderna sobre a evolução tectônica de bacias sedimentares aponta para a atividade magmática como a principal evidência indireta dos processos profundos formadores de bacias, aos quais os magmas estão associados. A estrutura termo-mecânica da crosta

continental e do manto litosférico governa o comportamento reológico e a fusão parcial das rochas em profundidade. As características composicionais das rochas fontes originais são refletidas nos parâmetros físico-químicos dos magmas relacionados com bacias, e por conseguinte, podem indicar variações na atividade térmica da litosfera (McKenzie e Bickle, 1988; White e



McKenzie, 1989; Inger, 1994; Hanson e Glazner, 1995; Metcalf e Smith, 1995; entre outros). Nesse contexto geodinâmico, o Graben de Jaibaras (GJ) é um excelente exemplo de uma província intraplaca na qual a origem das manifestações ígneas e a formação da bacia estão ligados a mecanismos contemporâneos e cogenéticos (Oliveira, 2000b). A despeito de todas as incertezas envolvidas no sistema magma-sedimentar do GJ, o que é mais óbvio e razoável é que o mesmo seja oriundo de um processo integrado. Os eventos ígneos principais representam o desgaste das ombreiras de um rifte típico, e quando combinados com o preenchimento sedimentar, fornecem uma oportunidade única para se estudarem os efeitos termo-mecânicos, registrados indiretamente nas características físico-químicas de cada atividade ígnea em ambiente distensional.

A implantação e desenvolvimento do GJ têm um significado geológico muito importante na Província Borborema. Ele representa o final do grandioso evento termo-tectônico denominado de Brasiliano-Pan Africano, quando regimes contracionais começaram a dar lugar aos estágios de quebra da crosta continental. Esse processo de estabilização da Província Borborema se inseriu no cenário do início do paleozóico onde um forte e extenso rifteamento separou as placas Laurentia e Báltica de Gondwana Oeste (Bond et al., 1984; Dalziel, 1997; Lieberman, 1997). Tal tectonismo regional provocou acúmulo de stress intraplaca traduzido em reativações das principais anisotropias continentais, resultando em importantes aulacógenos distribuídos no interior das atuais placas continentais (Leighton, 1990).

As conclusões obtidas neste trabalho são resultados de observações de campo e compilação de vasto material bibliográfico, geralmente publicados em conchaves locais

ou em periódicos de circulação restrita. A intenção aqui é apresentar uma visão atualizada da interpretação do papel da atividade magmática na evolução tectono-estratigráfica de uma bacia tipo rifte, e discutir a extensão dessas observações em termos de um modelo consistente com uma abordagem regional. Entre os vários tópicos tratados aqui estão: a) a interação entre os eventos magmáticos e as sucessões sedimentares; b) a vinculação entre um rifte dominado por magmatismos com o arcabouço tectônico do embasamento cristalino; c) sugerir uma classificação para o GJ a luz de conceitos modernos; d) discutir as implicações termo-mecânicas da geração e intrusão das atividades ígneas durante a nucleação e desenvolvimento da bacia; e, e) discutir o significado geodinâmico regional da formação do GJ após o final do Ciclo Brasiliano, no início do paleozóico.

ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL

O GJ está inserido no extremo noroeste da Província Borborema (Fig. 1; tal como descrita por Almeida et al., 1977) que se limita, na sua porção oeste, com a bacia paleozóica do Parnaíba e, ao sul, com o Craton do São Francisco. Precisamente a bacia em estudo faz parte do arcabouço estrutural do domínio Noroeste do Ceará, cuja arquitetura compreende horsts e grabens separados por zonas de cisalhamento antigas e profundas (Fig. 2a). Os altos estruturais expõem rochas granulíticas, enquanto os baixos estão preenchidos por sedimentos siliciclásticos, carbonáticos e vulcanoclásticos, em geral metamorfisados em médio a baixo grau (Torquato, 1995; Torquato e Nogueira Neto, 1996). Subordinadamente nos baixos estruturais, ocorrem pequenos grabens, seguindo a conformação das zonas de cisalhamento, cujo exemplo mais proeminente é o GJ (Fig. 2b).

Figura 1. Mapa geológico simplificado da Província Borborema (compilado de Gomes et al., 1981; Nascimento et al., 1981; Cavalcante et al., 1983; Gava et al., 1983; Santos et al., 1984; Sial, 1986; Mont'Alverne et al., 1998; entre outras fontes). Legenda: (1) Maciços gnáissico-migmatíticos, NC - Noroeste do Ceará, RJ - Rio Jaguaribe, RI - Rio Piranhas, JC = São Jose de Campestre, PA - Pernambuco-Paraíba, SF - Craton São Francisco; (2) Faixas dobradas de metassedimentos supracrustais, MU - Grupos Martinópole e Ubajara, SD - Seridó, PC - Piancó-Alto Brígida, RP - Riacho do Pontal, SP - Sergipano; (3) Zonas de cisalhamento, dentre as quais pode-se citar os seguintes lineamentos regionais, TL - Transbrasiliano, PT - Patos, PL - Pernambuco; (4) Plutons brasilianos em geral; (5) Coberturas fanerozóicas, PM - Bacia paleozóica do Parnaíba, PB - Bacia cretácica Potiguar, TC - Bacias cretácicas de Tucano e Jatobá. O retângulo tracejado no topo da figura corresponde a Fig. 2a.

Figure 1. Simplified regional geologic map of Borborema Province (compiled after Gomes et al., 1981; Nascimento et al., 1981; Cavalcante et al., 1983; Gava et al., 1983; Santos et al., 1984; Sial, 1986; Mont'Alverne et al., 1998; among other sources). Legend: (1) Gneiss-Migmatitic Massifs, NC = Northwest Ceará, RJ = Rio Jaguaribe, RI = Rio Piranhas, JC = São Jose de Campestre, PA = Pernambuco-Alagoas, SF = São Francisco craton; (2) supracrustal metasediments fold belts, MU = Martinópole-Ubajara Groups, SD = Seridó, PC = Piancó-Alto Brígida, RP = Riacho do Pontal, SP = Sergipano; (3) shear zones, being the major lineaments, TL = Transbrasiliano, PT = Patos, PL = Pernambuco; (4) generalized brasiliano plutons; (5) Phanerozoic covering, PM = Palaeozoic Parnaiba basin, PB = Cretaceous Potiguar basin, TC = Cretaceous Tucano-Jatobá basin. The dashed rectangle inside the top of figure corresponds to the location of Fig. 2A.

Regionalmente a Província Borborema é composta de quatro associações litoestruturais principais, todas consolidadas durante a evolução do Pré-cambriano (Jardim de Sá, 1984a e 1994; Santos e Brito Neves, 1984; Cabby et al., 1991): a) um embasamento do Arqueano e/ou Paleopro-

terozóico, denominado de Maciços Gnáissico-Migmatíticos; b) bacias antigas representadas por faixas dobradas de sedimentos supracrustais que bordejam os núcleos do embasamento; c) uma variada gama de manifestações magmáticas em termos de natureza química, porém geralmente de idade brasileira; e d), uma rede anastomosada de zonas de cisalhamento cinematicamente consistentes, algumas de magnitudes continentais.

A despeito da Província Borborema ser composta, em grande parte, de terrenos arqueanos e/ou paleoproterozóicos (Fig. 1), ela apresenta um grande número de idades radiométricas em uma faixa que varia de 0,5 a 0,7 Ga (Jardim de Sá, 1994; Galindo et al., 1995; Van Schmus et al., 1995; entre outros). Essa notável rehomogeneização isotópica em adição ao grande volume de magma granítico e ao forte padrão de deformação contínua caracterizam o chamado Ciclo Brasileiro da região (Brito Neves, 1981;

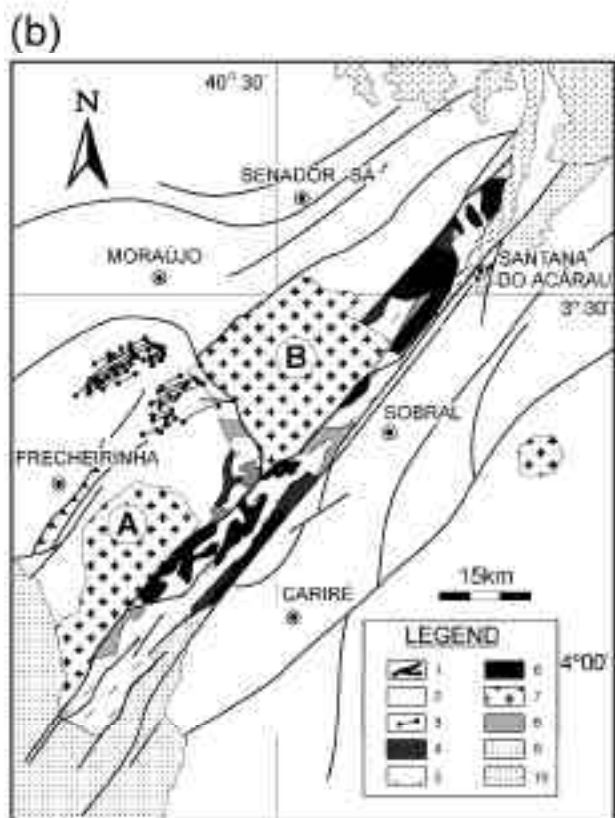
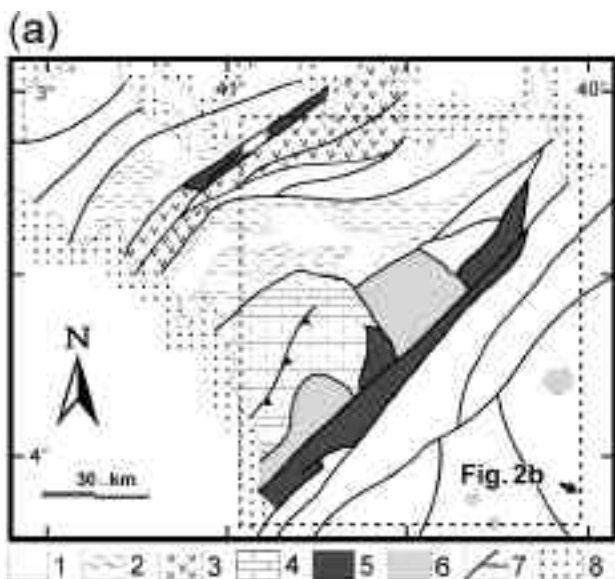


Figura 2. (a) Mapa geológico simplificado do domínio Noroeste do Ceará (modificado de Costa et al., 1979; Cavalcante et al., 1983), mostrando o arcabouço regional do embasamento do Graben de Jaibaras. Legenda: (1) Complexo Gnáissico-Migmatítico; (2) Metassedimentos de alto grau metamórfico (Grupo São Joaquim); (3) Metassedimentos de baixo grau metamórfico (Grupo Martinópolis); (4) Grupo Ubajara; (5) Grabens de Jaibaras e Jaguarapi; (6) Granitóides anorogênicos; (7) Zonas de cisalhamento; e, (8) Coberturas fanerozóicas.

(b) Mapa geológico do Graben de Jaibaras, (Modificado de Costa et al., 1979; Jardim de Sá et al., 1979; Cavalcante et al., 1983). Legenda: (1) Falhas-zonas de cisalhamento; (2) Embasamento cristalino; (3) Enxame de Diques Coreau; (4) Formação Massapê; (5) Formação Pacujá; (6) Suite Parapu; (7) Granitóides anorogênicos, A - Pluton de Mucambo, B - Pluton de Meruoca; (8) Formação Aprazível; (9) Sedimentos siluro-devonianos da Bacia do Parnaíba; (10) Coberturas cenozóicas.

Figure 2. (a) Simplified geologic map of Northwestern Ceará domain (modified after Costa et al., 1979; Cavalcante et al., 1983) showing the regional framework of Jaibaras Trough. Legend: (1) Gneiss-Migmatitic Complex; (2) High-grade polycycle supracrustal metasediments (São Joaquim Group); (3) low-grade monocycle metasediments (Martinópolis Group); (4) Ubajara Group; (5) Jaibaras and Jaguarapi troughs; (6) Anorogenic granitoids; (7) deep shear zones; and, (8) Phanerozoic covers.

(b) More detailed geologic map of Jaibaras Trough showing the magmatic and sedimentary events (modified after Costa et al., 1979; Jardim de Sá et al., 1979; Cavalcante et al., 1983). Legend: (1) fault-shear zones; (2) supracrustal metasediments and gneiss-migmatitic basement; (3) Coreau dike swarm; (4) Massapê Formation; (5) Pacujá Formation; (6) Parapu magmatic event; (7) anorogenic granitoids, A = Mucambo Pluton, B = Meruoca Pluton; (8) Aprazível Formation; (9) Silurian-Devonian sediments of Parnaíba basin; (10) Cenozoic covers.

Jardim de Sá, 1984a). Com o final do Brasiliano, o processo de estabilização da Província Borborema foi instalado pela formação de bacias sedimentares em ambientes tipicamente extensionais e pela geração e intrusão de granitos anorogênicos.

As feições geológicas regionais da Província Borborema denotam uma excelente correlação com o arcaibouço geológico do Oeste da África, sobretudo com o Escudo Nigeriano. Essa correlação é indicada pela forte continuidade dos padrões geocronológicos (Almeida e Black, 1968), das zonas de cisalhamento continentais (Torquato e Cordani, 1981) e da assinatura gravimétrica (Lesquer et al., 1984). Tais características atestam uma evolução geodinâmica cogenética entre ambas províncias pré-cambrianas. É bastante plausível que os terrenos proterozóicos dessas regiões sejam resultado da agregação de pequenos blocos alóctones, englobando arcos de ilhas, bacias interarcos e fragmentos de antigos embasamentos (Jardim de Sá, 1984a e 1994 e Ajibade e Wright, 1989) que foram amalgamados durante a colisão entre os três domínios cratônicos: cratons do Oeste da África, do São Francisco e do Congo (Castaing et al., 1993 e 1994). A colisão é obliquamente consistente com um balanceamento cinemático promovido por uma compressão WNW-ESE (Caby et al., 1991; Castaing et al., 1993 e 1994; Jardim de Sá, 1994) cujo registro principal são os empurrões com vergência para cima dos blocos cratônicos (Jardim de Sá, 1984a e 1994; Caby, 1989; Caby et al., 1991; Castaing et al., 1993 e 1994; Villeneuve e Corneé, 1994; entre outros). A convergência entre os cratons também é dissipada por movimentos dextrais ao longo das descontinuidades crustais, sobretudo, os lineamentos Transbrasiliano, Patos e Pernambuco (Vaucher et al., 1995; Corsini et al., 1996).

TRABALHOS ANTERIORES

Nos últimos vinte anos, muitos trabalhos foram feitos na região do GJ. Entretanto a maioria desses trabalhos esta relacionada com mapeamentos geológicos regionais ou ainda com estudos referentes a evolução pré-cambriana da Província Borborema (ver o completo trabalho de compilação executado por Torquato, 1995). Oliveira (2000a) listou e sumarizou as mais significativas contribuições sobre a geologia do GJ, enfatizando aquelas que classificam o regime tectônico da bacia. Uma análise mais apurada revela que, desde os primeiros trabalhos de identificação do preenchimento o GJ (Kegel et al., 1958; Cobra, 1963), é comum os autores relacionarem geneticamente os sedimentos a ambientes molássicos associados ao final do Ciclo Brasiliano.

A primeira coluna estratigráfica plausível, onde se consideram as interações das rochas ígneas com o preenchimento da bacia, foi formulada por Costa et al. (1975 e 1979). A despeito desse trabalho ter se baseado apenas em observações de campo, eles propuseram dividir a coluna em três unidades estratigráficas principais, da base para o topo: formações Massapê, Pacujá e Aprazível. Com exceção de poucos autores (ex. Jardim de Sá et al., 1979) essas nomenclaturas e posição estratigráfica foram seguidas pela imensa maioria dos autores que estudaram a bacia em diferentes épocas, diferindo, as vezes na descrição das fácies e distribuição geográfica. Exemplos de cartas de correlação entre as várias colunas estratigráficas, propostas para o GJ, podem ser encontradas nos trabalhos de Nascimento e Gava (1979), Hackspacher et al. (1988), Torquato (1995) e Torquato e Nogueira Neto (1996).

Um considerável número de bons dados geocronológicos esta publicado na literatura. Quando analisado cada evento magmático separadamente, bem como as datações radiométricas dos sedimentos da Formação Pacujá, esses dados são claramente compatíveis entre si. Os resultados de datações disponíveis na literatura estão listados na Tab. 1. Ao contrário dos dados geocronológicos, existem poucos dados geoquímicos da atividade magmática. Em geral, eles são escassos e as análises para elementos maiores são pouco confiáveis. Ainda assim, para o enxame de diques e os plutons, boas informações de isótopos de oxigênio podem ser encontrados em Almeida et al. (1984 e 1988), Sial e Long (1987) e Sial (1989). Da mesma forma, algumas poucas amostras foram analisadas para elementos terras raras e estão disponíveis em Sial et al. (1981).

PREENCHIMENTO SEDIMENTAR

Em geral, o GJ está preenchido por sedimentos siliciclásticos imaturos depositados ao longo do relevo abatido da calha principal. É provável que o preenchimento da bacia se processou ao longo de seu eixo, enquanto o relevo das falhas delimitadoras forneciam transversalmente material grosseiro através de fluxo gravitacional. O registro sedimentar completo é caracterizado por variações na espessura dos estratos, por mudanças rápidas de fácies, por intercalações frequentes com leques aluviais conglomeráticos, além da existência de muitas discordâncias locais (Jardim de Sá et al., 1979; Nascimento e Gava, 1979; Gorayeb et al., 1988; Quadros et al., 1994; entre outros). Embora a existência de inúmeros leques aluviais reflitam a constante recorrência das reativações das falhas principais, pode-se sugerir uma diminuição desses pulsos tectônicos, para o topo da seqüência, a medida que o preen-

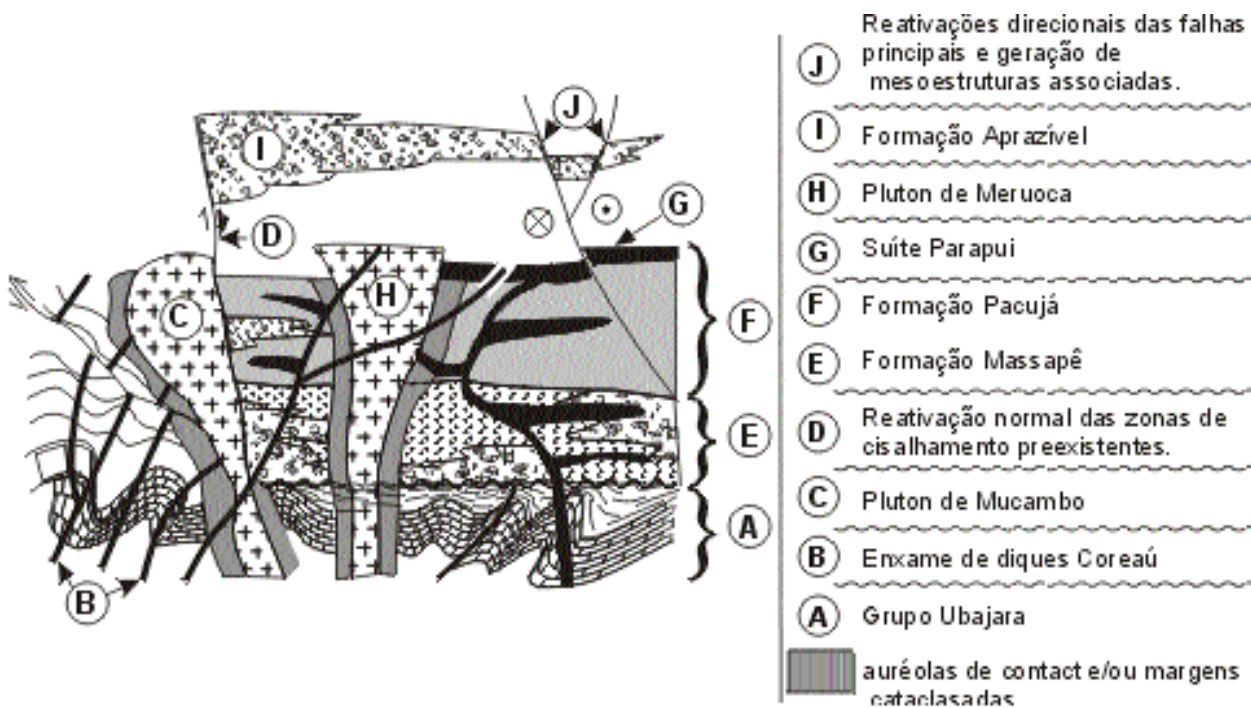


Figura 3. Carta estratigráfica esquemática do Graben de Jaibaras, ressaltando as interações dos eventos magmáticos com a evolução tectono-estratigráfica da bacia. Obs: esta figura não tem o propósito de mostrar a geometria dos corpos ígneos, nem tampouco, dos pacotes sedimentares. Nela, tenta-se ressaltar as relações estruturais clássicas, onde as interações estratigráficas discutidas no texto foram estabelecidas.

Figure 3. Summarized schematic section showing the Jaibaras Trough tectonostratigraphic interactions between magmatism and sedimentary infill. Instead of displaying the configuration of igneous/sedimentary bodies, this sketch has solely the purpose of showing the stratigraphic interplays among the Jaibaras component units. All these schematic relationships are based on compilation of available published data and documented in surface exposures.

chimento da bacia foi se completando. Não existe uma clara evidência de que os sedimentos foram metamorfisados regionalmente, contudo, mineralogia associada com anquimetamorfismo é reconhecida por toda a bacia (Mello, 1978; Novais et al., 1979).

Embora faltem, no GJ, dados para estudos mais aprofundados, tais como poços que penetrem a coluna sedimentar inteira e seções sísmicas, a composição da coluna litoestratigráfica sugere uma evolução clássica de um rifte (Oliveira, 2000a e 2000b). Em termos estratigráficos as três formações propostas por Costa et al. (1975 e 1979) são facilmente reconhecidas, refletindo o preenchimento do rifte (matéria que será abordada com mais detalhe em uma ítem separado).

A sedimentação completa da bacia é formalmente denominada de Grupo Jaibaras, englobando as formações descritas abaixo (Fig. 2b).

Formação Massapé

Representa a base do Grupo e é caracterizada por paraconglomerados polimícticos e subordinadamente por arenitos. A repetição sistemática dos leques conglomeráticos evidenciam a ciclicidade do abatimento contínuo da bacia (Jardim de Sá et al., 1979; Nascimento e Gava, 1979; Quadros e Abreu, 1995). A inexistência de fragmentos de composição das rochas estratigraficamente acima é o principal marcador da sua posição na coluna estratigráfica.

Formação Pacujá

Com o continuado abatimento da bacia, o suprimento de material ficou menor que a taxa de subsidência, permitindo a geração de lagos. Os arenitos mais finos e os pelitos que depositaram-se nessas depressões, represen-

Tabela 1. Relação das idades radiométricas disponíveis para o sistema magmático-sedimentar do Graben de Jaibaras.

Table 1. Catalogue of available radiometric ages from the igneous-sedimentary system of Jaibaras Trough.

Método/Evento ígneo	Idade (Ma)	Referências
<u>Enxame de Diques Coreaú</u>		
Rb/Sr (isócrona)	605±31	Brito Neves et al. (1978)
Rb/Sr (isócrona)	580±30	Novais et al. (1979)
Rb/Sr (isócrona)	562±19	Sial and Long (1987), Sial (1989)
Rb/Sr (isócrona)	562±10	Tavares Jr. et al. (1990)
<u>Pluton de Mucambo</u>		
K/Ar (rocha total)	440	Vandoros and Oliveira (1968)(1)
Rb/Sr (isócrona)	548±24	Sial et al. (1981)
Rb/Sr (isócrona)	548±12	Sial and Long (1987)
Rb/Sr (isócrona)	544±15	Sial (1989)
U/Pb (zircão)	532±7	Fetter (1999), Santos (1999)
Ar-Ar (hornblenda)	527±3	Fetter (1999)
Ar-Ar (horn-isócrona)	523±10	Fetter (1999)
<u>Grupo Jaibaras (Fm. Pacujá)</u>		
Rb/Sr (isócrona)	535±27	Novais et al. (1979)
<u>Suite Parapuí</u>		
K/Ar (rocha total)	440±18	Almeida et al. (1968)
K/Ar (rocha total)	400±10	Vandoros (1968)
K/Ar (rocha total)	423±17	Vandoros (1968)
K/Ar (rocha total)	410±15	P. Vandoros(2)
K/Ar (rocha total)	440±18	Brito Neves et al. (1975)
K/Ar (rocha total)	412±17	Brito Neves et al. (1975)
K/Ar (rocha total)	502±8	Novais et al. (1979)
K/Ar (rocha total)	478±6	Novais et al. (1979)
K/Ar (plagioclásio)	456±5	Prado et al. (1981)
K/Ar (rocha total)	469±13	Mizusaki and Saracchini (1990)
<u>Pluton de Meruoca</u>		
K/Ar (K-feldspato)	446±15	Almeida et al. (1968) (3)
K/Ar (biotita)	446±15	Almeida et al. (1968) (3)
Rb/Sr (isócrona)	520±6	Brito Neves et al. (1978)
Rb/Sr (isócrona)	540±7	Novais et al. (1979)
Rb/Sr (isócrona)	508±13	B. Brito Neves(4)
Rb/Sr (isócrona)	507±36	Sial et al. (1981)
Rb/Sr (isócrona)	485±14	Sial and Long (1987)
Rb/Sr (isócrona)	491±19	Sial (1989)

(1) citado por Gomes et al. (1981); (2) citado por Brito Neves et al. (1974); (3) também reportado por Vandoros (1968) e recalculado por Brito Neves et al. (1975); (4) comunicação escrita para Jardim de Sá et al. (1979).

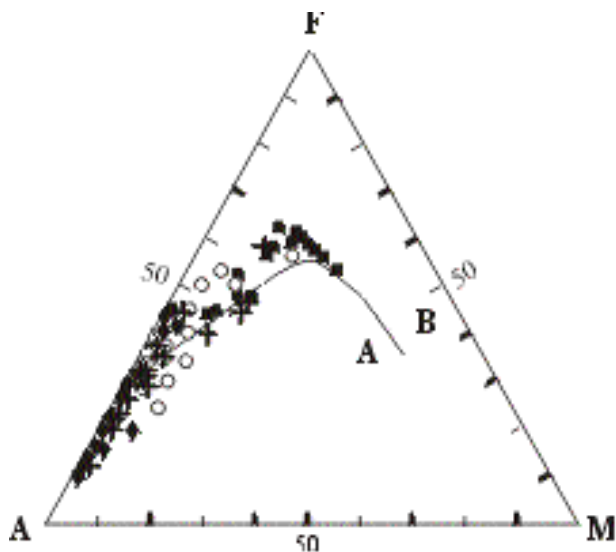


Figura 4. Diagrama A(Na₂O+K₂O)-F(FeO₁)-M(MgO), mostrando o limite entre as séries cálcio-alcálica (A) e toleítica (B) segundo Irvine e Baragar (1971). Notar que as amostras dos eventos magmáticos refletem um típico trende de diferenciação química de básico para ácido, coincidindo grosseiramente com a linha do limite supracitado. Símbolos: cruces - Enxame de Diques Coreaú, círculos abertos - Pluton de Mucambo, losangos cheios - Pluton de Meruoca, quadrados cheios - Suite Parapuí. Fonte dos dados: Costa et al. (1979); Nascimento et al. (1981); Sial et al. (1981); Almeida et al. (1984); Sial (1989).

Figure 4. A(Na₂O+K₂O)-F(FeO₁)-M(MgO) diagram for Jaibaras Trough magmatic suite showing the position of the boundary line between calc-alkaline (A) and tholeiitic (B) series (after Irvine and Baragar, 1971). Note that magmatic suite chemical analysis reflect a trend from basic to acid types, coinciding roughly with the boundary line. Symbols: crosses for Coreaú Dike Swarm; open circles for Mucambo Pluton; filled rhombs for Meruoca Pluton; filled square for Parapuí Suite. Data source: Costa et al. (1979); Nascimento et al. (1981); Sial et al. (1981); Almeida et al. (1984); Sial (1989).

tando a porção distal da Formação Massapê (Gorayeb et al., 1988; Quadros et al., 1994), são chamados de Formação Pacujá. As fácies pelíticas ocorrem predominantemente no centro do rifte, enquanto as mais areno-conglomeráticas distribuem-se nas bordas. O conjunto sedimentar pode ser interpretado como um sistema fluvial que gradativamente passa a um delta e mais distalmente a um lago. Uma datação Rb/Sr, em rocha total, fração fina e resíduos, apresenta 535±27 Ma para a Formação Pacujá (Novais et al., 1979). Esse valor tanto pode representar a idade da sedimentação como a idade do anquimetamorfismo devido ao soterramento.

Formação A prazível

A existência de grandes leques aluviais compostos de paraconglomerados com fragmentos composicionalmente semelhantes as rochas das formações Massapê e Pacujá em adição a pedaços oriundos dos plutons e do Suite Parapuí, autoriza a inclusão dessa unidade como estratigraficamente mais nova na coluna do GJ, agora denominada de Formação A prazível. Apesar da forte diferença composicional, a Formação em pauta guarda excelentes similaridades em relação à Formação Massapê, sobretudo em termos de ambientes sedimentares e controle tectônico. Assim o repetido empacotamento de fácies granulometricamente mais grossas e finas, além das mudanças lateral e vertical abruptas de litologia são evidências da ocorrência de um grande pulso tectônico renovando a subsidência da bacia após um primeiro ciclo de preenchimento.

ATIVIDADE MAGMÁTICA

A evolução magmática do GJ compreende quatro eventos magmáticos que podem ser separados tanto geográfica como temporalmente (Figs. 2b e 3). A primeira atividade ígnea, denominada de Enxame de Diques Coreaú, teve início no Vendiano e representa talvez o pulso inicial de abertura do graben. Com a abertura da bacia, os mecanismos reativadores das grandes descontinuidades crustais permitiram a geração de espaços vazios que foram preenchidos pelo Pluton de Mucambo durante o Cambriano Inferior. A deposição da Formação Massapê seguida da Formação Pacujá foram acompanhadas pela instalação de grande volume de vulcanismo essencialmente de natureza básica (a chamada Suite Parapuí). O Pluton de Meruoca se posicionou, de maneira passiva, após o preenchimento sedimentar do GJ.

Além de uma boa caracterização geocronológica (Tab. 1), as atividades ígneas associadas ao GJ denotam uma perfeita interação estratigráfica com o sistema sedimentar da bacia, acima de tudo por evidenciarem os padrões estruturais clássicos de “corte e preenchimento” e o claro efeito térmico sobre as rochas encaixantes por ocasião da intrusão (aureolas de contato; Fig. 3). A origem cogenética entre os quatro eventos ígneos pode ser ilustrada no diagrama AFM (Fig. 4) cuja disposição das amostras apresentam um trende de diferenciação química bastante característico. Já a assinatura geoquímica de cada evento ígneo pode ser acompanhada na Tab. 2. A seguir estão sumarizadas as principais características de cada evento magmático.

Enxame de Diques Cor eaú

Consiste de um conjunto de diques subparalelos e subverticais de direção ENE-WSW que, preferencialmente, cortam os metassedimentos do Graben de Ubajara (Fig. 2b). Os diques são descontínuos medindo, em média, 10 km de comprimento e 50 m de largura. Petrograficamente compreendem desde microgranito a riolito-dacito com textura porfírica. De maneira isolada, os corpos mais ácidos exibem xenólitos de rochas de composição básica (Mabesoone et al., 1971; Almeida et al., 1988) sugerindo uma fonte mantélica para esses corpos. O caráter basal do enxame é também reconhecido por uma característica bastante peculiar: o modo de ocorrência bastante restrita, em outras palavras, são observados unicamente seccionando as rochas metamórficas do Grupo Ubajara. O fato de não cortar os litotipos do GJ e o granitóide de Mucambo o autorizam como primeiro pulso mgmático do GJ (outros aspectos estratigráficos inerentes ao enxame serão discutidos em item a seguir). Quatro isócronas Rb/Sr, obtidas por diversos autores em épocas variadas (Tab. 1), evidenciam uma idade vendiana até, menos provavelmente, Cambriano Inferior.

No gráfico álcalis total versus sílica (Fig. 5a) as amostras dos tipos ácidos do Enxame plotam nos campos de traquito e riolito, o que é corroborado pela petrografia. Nos termos básicos predominam os basaltos. Dessa forma, distinguem-se dois grupos químicos ($\text{SiO}_2 = 46-57\%$ e $64-75\%$), sendo os ácidos diferenciados a partir dos tipos básicos. Já utilizando o diagrama $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Fig. 5b), verifica-se que os diques variam de cálcio-alcálicos com alta concentração de potássio até shoshoníticos. Essa afinidade subalcalina pode ser também confirmada pelo índice alcalino (0,14-0,06), pela razão de alcalinidade (1,84-3,52) e pelo índice agpaítico (0,54-0,83). Geralmente o conteúdo de Al_2O_3 varia de moderado a elevado (15,8-13,34) enquanto a concentração de Na_2O é ligeiramente dominante sobre K_2O . Muitos diques denotam alto conteúdo de magnésio e ferro ($\text{Fe}/\text{Mg} = 5-29$). O índice de Shand versus ASI (Fig. 5c) classifica estas rochas tanto metaluminosa como peraluminosa, predominando o primeiro tipo. Um total de oito amostras foram analisadas para isótopos de oxigênio: o conteúdo de ^{18}O varia de 8,54-11,10 enquanto a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ decresce consideravelmente para os diques mais ao norte. A origem anorogênica dos corpos ácidos é confirmada pelo diagrama discriminante de Maniar e Piccoli (1989) (Fig. 5d) e assegura sua vinculação com o GJ. Sua origem ígnea (mantélica), anteriormente sugerida pela presença de xenólitos básicos, é

mostrada na Fig. 5e. Outro fato importante é que poucas amostras parecem estar contaminadas pela crosta continental superior.

Pluton de Mucambo

Ocupa uma área de cerca de 200 km² no segmento sudoeste do GJ (Fig. 2b). O contato com as rochas encaixantes é brusco e discordante, sendo marcado, para oeste, com as rochas do Grupo Ubajara, através de uma desenvolvida auréola de contato que, em alguns locais, atinge até dois quilômetros de largura. Já o contato leste, propriamente com o GJ, é feito por uma das falhas principais sem, no entanto, mostrar efeitos térmicos devido a intrusão. Isso dar indicação de que o pluton é anterior ao preenchimento da bacia (Fig. 3). Idades radiométricas tem consistente evidenciado sua formação e intrusão durante o início do Cambriano (ver Tab. 1). De acordo com a classificação petrográfica do IUGS (Fig. 6) as rochas do pluton podem ser denominadas de granito e granodiorito. Quimicamente as amostras podem ser classificadas como monzogranito e granodiorito (Fig. 5f). No diagrama de Maniar e Piccoli (1989) (Fig. 5d) elas claramente evidenciam sua origem anorogênica, refletindo uma fonte do tipo A.

A assinatura geoquímica do Pluton de Mucambo pode ser resumida a seguir: as rochas shoshoníticas a cálcio-alcálicas com alto teor de potássio (Fig. 5b), podendo ser confirmadas pelo índice agpaítico (~0,76); são metaluminosas e peraluminosas (Fig. 5c) com alto conteúdo de Fe, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} = 6$ e baixa razão de Rb/Sr; o padrão de terras raras (Fig. 7) mostra um alto conteúdo de REE com anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,33$). O diagrama de fracionamento de REE apresenta um fraco caimento com enriquecimento de LREE ($\text{La}/\text{Yb}_N = 13$). Esse padrão em elementos terras raras sugere que o pluton foi formado a partir de líquidos residuais após extenso fracionamento de plagioclásio; dados de isótopos de oxigênio em feldspato potássico e quartzo (9,8 a 10,5) levaram Sial e Long (1987) e Sial (1989) a postularem uma contaminação do magma por águas meteóricas durante o alojamento do corpo em níveis crustais rasos, o que é parcialmente atestado no diagrama discriminante de Chappel e White (1992) (Fig. 5e).

Suite Parapuú

As rochas vulcânicas da Suite Parapuú ocorrem preferencialmente no interior do GJ (Fig. 2b) na forma de de-

Tabela 2. Principais características químicas dos eventos ígneos associados ao Graben de Jaibaras.
 Table 2. The main chemical characteristics of Jaibaras Trough-related igneous events.

Parâmetro/Evento magmático	Exame de Diques Coreau (bás./interm.)	Exame de Diques Coreau (ácido)	Pluton de Mucambo	Pluton de Meruoca	Suite Parapuí
Conteúdo de sílica (% peso)	46.5/57.6	64.1/73.9	64.1/79.0	65.6/73.9	39.8/70.2
Conteúdo de CaO (% peso)	4.47 (2.41)	1.74 (0.64)	2.17 (1.03)	0.73 (0.55)	4.30 (3.37)
K ₂ O/Na ₂ O	0.49 (0.77)	1.31 (0.53)	1.13 (0.46)	1.63 (0.70)	0.45 (1.75)
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.26 (0.10)	0.40 (0.45)	0.45 (0.38)	1.29 (6.01)	1.36 (8.88)
FeO _T /MgO	2.62 (0.70)	10.65 (2.96)	10.12 (19.42)	21.31 (32.62)	0.34 (1.83)
Alcalinidade (1)	0.04 (0.01)	0.07 (0.01)	0.05 (0.02)	0.07 (0.01)	0.03 (0.01)
Índice de saturação de Al (2)	1.20 (0.53)	1.06 (0.17)	1.10 (0.20)	1.09 (0.14)	1.52 (0.60)
Índice Agpaitico (3)	0.54 (0.13)	0.83 (0.15)	0.76 (0.12)	0.86 (0.10)	0.34 (0.09)
Índice de alcális (4)	4.15 (1.48)	1.97 (0.45)	1.67 (0.32)	1.73 (0.45)	2.85 (0.95)
Razão de Alcalinidade (5)	1.84 (0.51)	3.52 (0.73)	2.97 (0.64)	4.42 (1.08)	2.02 (1.02)
Eu/Eu* (6)	—	—	0.33	0.33	—
Mg #	18.00 (6.20)	4.40 (2.30)	8.75 (7.04)	4.39 (5.41)	39.07 (5.31)
K/Rb	—	—	0.67 (0.50)	0.50 (0.32)	—
(La/Yb) N (7)	—	—	12.87 (3.07)	12.21 (5.06)	—
Rb/Sr	—	—	1.22 (0.55)	15.92 (12.05)	—
Isótopos de oxigênio (‰) (8)	8.54/9.50	10.17/11.10	8.5/11.1	6.9/11.7	—
Razão inicial (Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶)	—	0.7032/0.7070	0.7106/0.7107	0.7016/0.7096	—
Mineralogia	oliv., plag., nef., anort., pirox.	K-felds., qtz., biot.	K-feld., plag., horn., biot., qtz., ilm., sphe	flour., horn., qtz., plag., K-feld., biot., fayal., ilm	plag., horn., oliv., pirox.

Fonte dos dados: Costa et al. (1979); Nascimento et al. (1981); Sial et al. (1981); Almeida et al. (1984) e (1988); Sial & Long (1987); Sial (1989); Para as razões de Sr ver as referências da Tab. 1. Legenda: (1) K₂O / SiO₂; (2) Al₂O₃ / (CaO + Na₂O + K₂O); (3) (Na₂O + K₂O) / Al₂O₃; (4) (Na₂O + K₂O) / SiO₂ - 43) 0.17; (5) ((Al₂O₃ + CaO) + (Na₂O + K₂O)) / ((Al₂O₃ + CaO) - (Na₂O + K₂O)); (6) 2 (Eu / Eu_{CN}) / ((Sm / Sm_{CN}) + (Gd / Gd_{CN})), onde CN indica valores oriundos do condrito (segundo Anders and Grevesse, 1989); (7) Normalizado segundo valores do condrito de Anders & Grevesse (1989); (8) Análise em rocha total, com o padrão de referência SMOW (Standard Mean Ocean Water). Os valores entre parênteses correspondem ao desvio padrão das análises.

rrames, diques, soleiras cortando ou intercalando as camadas das formações Massapê e Pacujá (Fig. 3). Com base em detalhado mapeamento geológico do Graben, Jardim de Sá et al. (1979) e Nascimento e Gava (1979) reconheceram um comportamento recorrente da atividade ígnea, não somente durante o preenchimento do graben, mas também após a sedimentação. Tal fato dificulta sobremaneira um posicionamento relativo na coluna estratigráfica. Algumas determinações K-Ar indicam uma idade mínima (discutível) do Ordoviciano, o que é incompatível com sua interação estratigráfica com o preenchimento do GJ (ver Tab. 1).

Petrograficamente as rochas da Suite Parapuí podem ser classificadas como andesito, riolito, sienito, basaltos andesitos, diabásios e vulcanoclásticas generalizadas, em geral apresentando elevado grau de alteração deutérica. A classificação química, de acordo com o diagrama TAS (Le Maitre et al., 1989) (Fig. 5a), mostra uma distribuição variando de basanita, basalto, traqui-basalto e traquito. Já o conteúdo de sílica e álcalis distribui as amostras tanto no campo de toleítos como de alcalinos. Essa característica de dispersão dos elementos maiores pode ser atribuída a uma forte diferenciação química sofrida por essas rochas. A despeito dos processos de cristalização fracionada e de alteração, quando considerados elementos menos imóveis (ex. Ti e Mg), verifica-se uma forte afinidade com magmas básicos continentais.

Pluton de Meruoca

É o corpo mais ao norte (Fig. 2b), tendo uma forma grosseiramente quadrada com área em torno de 400 km². Seu contato com as rochas encaixantes é, em geral, dado por falhas, possivelmente anteriores ou sintectônicas à intrusão do corpo. Diferentes autores, trabalhando em diferentes épocas, efetuaram determinações radiométricas em K/Ar e Rb/Sr. Seis isócronas Rb/Sr apontam para uma idade variando em torno de 540-530 Ma, sendo parcialmente confirmada pelas idades K/Ar, e concluindo-se que, provavelmente, o pluton se alojou durante o Cambriano Superior (Tab. 1).

Usando o diagrama QAP de Streckeisen (1976) (Fig. 6) as rochas foram classificadas como K-feldspato granito, granito e quartzo sienito, o que é reforçado pelo diagrama R1-R2 (Fig. 5f). Similarmente ao Pluton de Mucambo, a relação K₂O-SiO₂ sugere uma afinidade shoshonítica a cálcio-alcálica com elevado conteúdo de potássio, o que também é seguido pelo padrão de terras

raras (Fig. 7). O índice de Shand varia de metaluminoso a peraluminoso (Fig. 5c), enquanto o índice agpáitico varia de 0,8 a 1,0. A origem anorogênica do Pluton de Meruoca é confirmada pelo diagrama tectônico de Marnier e Piccoli (1989) (Fig. 5d). Considerando o conteúdo de álcalis, sílica e máficos, nota-se que a litologia em pauta é mais ácida que aquela mostrada pelo Pluton de Mucambo. A razão Rb/Sr = 16, Al₂O₃/CaO = 17 e isótopos de oxigênio variando de 6,9 a 11,7 permil. Uma grande diferença entre os plutons de Mucambo e de Meruoca é a presença de faialita na composição mineralógica do primeiro, indicando uma menor viscosidade do magma durante a intrusão e, por conseguinte, demonstrando uma intrusão mais passiva.

INTERAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS ENTRE O PREENCHIMENTO DA BACIA E SEUS EVENTOS ÍGNEOS

O estudo das relações tectono-estratigráficas do sistema ígneo-sedimentar no GJ tem fundamental importância no estabelecimento do ambiente geodinâmico, podendo fornecer indícios sobre a estrutura térmica da litosfera na Província Borborema. Neste ítem, atenção particular foi dada às relações estruturais clássicas, como por exemplo, corte e preenchimento, estando ilustradas esquematicamente na Fig. 3.

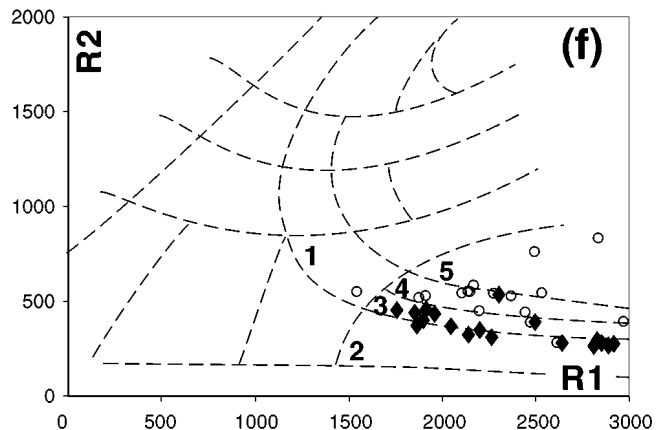
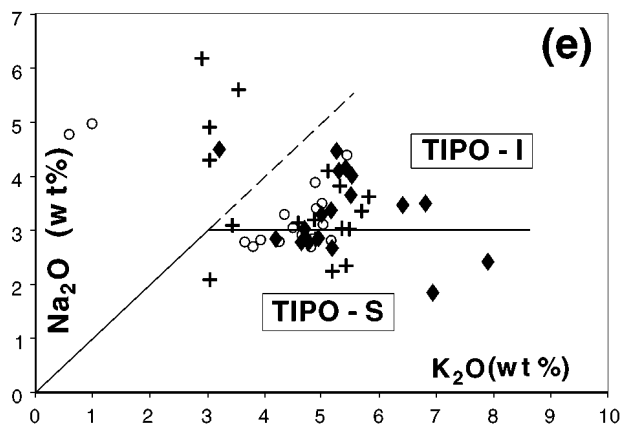
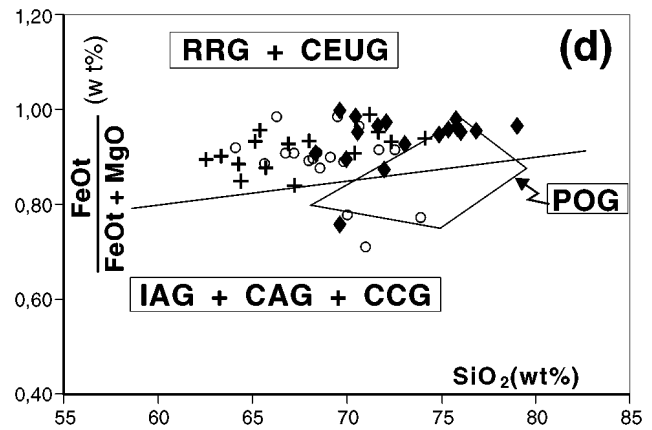
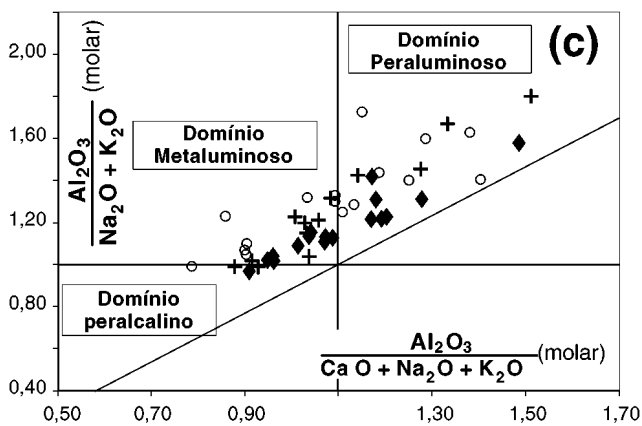
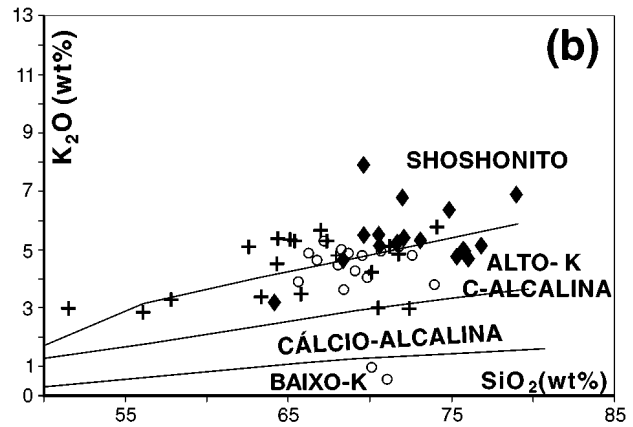
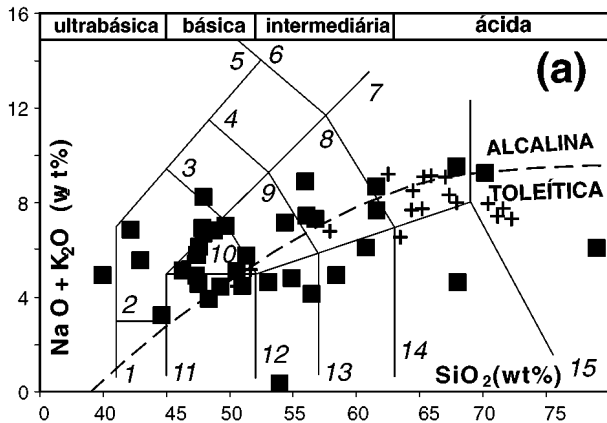
Com o processo de rifteamento do GJ, o abatimento de um grande bloco a sudoeste permitiu a preservação das seqüências siliciclásticas e carbonáticas de uma bacia epicontinental denominada de Graben de Ubajara, tendo a denominação estratigráfica de Grupo Ubajara. No Brasileiro essas rochas foram deformadas continuamente e metamorfasadas em baixo grau, gerando uma foliação mineral bastante penetrativa. A falta dessa deformação nos sedimentos do GJ e na atividade magmática associada, fornece subsídios para estabelecer o começo do rifteamento e da sedimentação relacionada.

Inicialmente esta foliação foi truncada e/ou cortada, em alto ângulo, pelos diques do Enxame Coreau. É interessante notar que os diques cortam exclusivamente os metassedimentos do Grupo Ubajara. Não são observados seccionando o Pluton de Mucambo nem tampouco os sedimentos do Grupo Jaibaras. Essa relação temporal bem marcada autoriza a colocação do Enxame de Diques Coreau como a resposta ao primeiro pulso tectônico que culminou com a nucleação do GJ. Tal posição estratigráfica é corroborada pela existência exclusiva de xenólitos de

rochas pertencentes ao Grupo Ubajara e pelos dados geocronológicos.

Após a intrusão do Enxame de Diques Coreáú, com o progressivo incremento do stress distensivo, a reativação das descontinuidades do embasamento proporcionou a criação de espaços em níveis crustais mais rasos. Tais espaços foram preenchidos pelo Pluton de Mucambo, que ao

longo de seu contato com as rochas encaixantes, desenvolveu uma auréola térmica. Evidências estruturais, tais como dobras com vergência oposta ao pluton e falhas reversas com mergulhos para leste, indicam que o espaço vazio era menor que o volume do magma. Não são relatadas aureolas de metamorfismo desse pluton com os sedimentos do GJ. Este aspecto é de particular importância pois posiciona estratigraficamente o Pluton de Mucambo entre o En-



xame de Diques Coreá e a sedimentação do Graben. É bastante plausível que as falhas delimitadoras do GJ seccionaram o Pluton de Mucambo por ocasião de sua formação.

Outra relação estratigráfica atrativa ocorre com o Pluton de Meruoca que é, na prática, circundado por falhas. Aparentemente este pluton não mostrava auréolas térmicas com as rochas encaixantes, porém estudos de Gorayeb et al. (1988) indicaram que ele não somente desenvolve metamorfismo de contato com as rochas do embasamento, mas também com os sedimentos do GJ. Além disso, xenólitos de rochas do Grupo Ubajara são facilmente encontrados na borda oeste do corpo (Sial, 1989), indicando pouca exumação local. Tal relação estrutural coloca estratigraficamente o pluton após o preenchimento principal do GJ (Fm. Massapê e Pacujá), o que também é suportado pelos resultados geocronológicos. A partir das datações verifica-se que a diferença entre o dois plutons do GJ é de cerca de 40 Ma (ver Tab. 1). O esquema da Fig. 8 ilustra a posição de ocorrência dos plutons em relação as estruturas adjacentes ao graben com enfoque as anisotropias crustais.

Como as interações estratigráficas entre os dois plutons e o enxame de diques com o preenchimento da bacia são bastante claras, então pode-se inferir que a deposição das formações Massapê e Pacujá se deu en-

tre 550-540 a 520-510 Ma. Essa faixa de idade é corroborada pela idade isocrônica de 535 ± 27 obtida por Novais et al. (1979) em pelitos arenosos da Formação Pacujá.

No que se refere a Suite Parapuí, a idade é bastante controlada, sobretudo em virtude da sua subordinação ao preenchimento do GJ. Contudo, diante da dificuldade de se reconhecer relações de corte e preenchimento, muitos autores consideram as rochas desse evento ígneo como posterior a sedimentação do graben (Danni, 1972; Costa et al., 1975 e 1979), como anterior (Nascimento e Gava, 1979; Nascimento et al., 1981) ou ainda, como uma sequência vulcanoclástica sindeposicional (Jardim de Sá et al., 1979; Gorayeb et al., 1988; Quadros et al., 1994; Corrêa, 1997). O fato de terem sido descritas várias soleiras, derrames em níveis estruturais variados, além da forte associação dos sedimentos siliciclásticos com as vulcanoclásticas, sugere uma evolução síncrona com o preenchimento do graben. Se esta posição estratigráfica é verdadeira, a Suite Parapuí encontra-se entre os dois plutons, tal qual sugerido para as formações Massapê e Pacujá.

Subseqüentemente à intrusão do Pluton de Meruoca, o processo de reativação das falhas delimitadoras do graben aliado ao soerguimento das ombreiras permitiram a rápida erosão das sequências já depositadas no terreno

Figura 5. Diagramas químicos discriminantes para os eventos magmáticos associados ao Graben de Jaibaras. Símbolos e fonte dos dados: ver na Fig. 4. (a) Classificação química de rochas ígneas e nomenclatura segundo diagrama TAS (Le Maitre et al., 1989). Subdivisão entre as séries alcalina e toleítica de acordo com Irvine e Baragar (1971). Legenda: (1) picrobasalto, (2) tefrito e basanita, (3) fonotefrito, (4) tefrifonolito, (5) foidito, (6) fonolito, (7) traquito ou traquidacito, (8) traqui-andesito, (9) traqui-andesito basáltico, (10) traqui-basalto, (11) basalto, (12) basalto andesítico, (13) andesito, (14) dacito, (15) riolito; (b) Subdivisão para rochas sub-alcalinas usando $K_2O \times SiO_2$. Os limites entre as séries químicas e a nomenclatura estão de acordo com Le Maitre et al. (1989); (c) Classificação das rochas ácidas com base no índice de Shand (Maniar e Piccoli, 1989); (d) Diagrama discriminante para associações de granitóides com ambientes tectônicos segundo Maniar e Piccoli (1989). Legenda: RRG - riftes, CEUG - soerguimento continental, POG - pós-orogênico, IAG - arcos de ilhas, CAG - arcos continentais, CCG - colisão continental; (e) Diagrama discriminante da principal fonte dos granitóides de acordo com Chappel e White (1992); (f) Classificação das rochas plutônicas usando os parâmetros R1-R2 (De la Roche et al., 1980) calculados segundo as proporções catiônicas: $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$. Legenda: (1) quartzo monzonito, (2) granito alcalino, (3) Sienogranito, (4) monzogranito, (5) granodiorito.

Figure 5. Selected discriminant diagrams for Jaibaras Trough magmatic events. Symbols and source of data as the Fig. 4. (a) Chemical classification and nomenclature according to TAS diagram (Le Maitre et al., 1989). Subdivision between tholeiitic and alkali series after Irvine and Baragar (1971). Legend: (1) picrobasalt, (2) tephrite or basanite, (3) phonotephrite, (4) tephriphonolite, (5) foidite, (6) phonolite, (7) trachyte or trachydacite, (8) trachyandesite, (9) basaltic-trachyandesite, (10) trachybasalt, (11) basalt, (12) basalt-andesite, (13) andesite, (14) dacite, (15) rhyolite. (b) Subdivision of subalkalic rocks using $K_2O \times SiO_2$. Boundary between the series and nomenclature according to Le Maitre et al. (1989); (c) Classification of acid rocks on the basis of Shand's index (Maniar and Piccoli, 1989); (d) Tectonic setting diagram for granitoids according to Maniar and Piccoli (1989). Legend: (RRG) rift-related, (CEUG) continental epirogenic uplift, (POG) post-orogenic, (IAG) island-arc, (CAG) continental arc, (CCG) continental collision; (e) Source discriminating diagrams after Chappel and White (1992); (f) classification of plutonic rocks using the parameters R1-R2 (after De la Roche et al., 1980), calculated from millication propotions: $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ and $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$. Legend: (1) quartz monzonite, (2), alkali granite, (3) syenogranite, (4) monzogranite, (5) granodiorite.

UM MODELO PETROGENÉTICO INTEGRADO

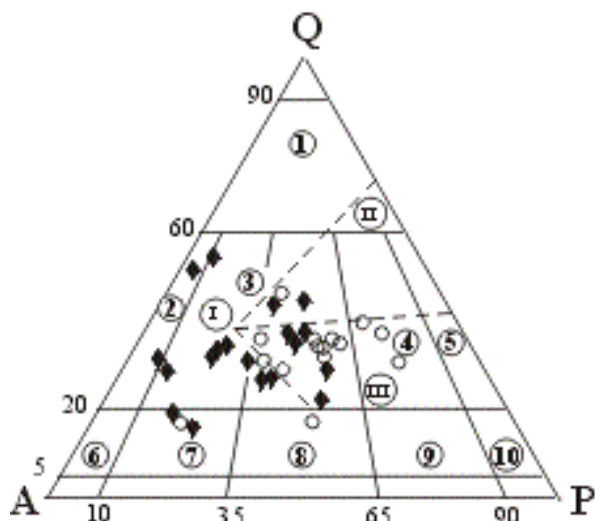


Figura 6. Diagrama QAP (Quartzo-feldspato alcalino-plagioclásio) para os plutons de Jaibaras. As linhas contínuas indicam os campos da classificação da I.U.G.S. (Streckeisen, 1976): (1) Granitóides quartzosos; (2) K-feldspatos granitos, (3) granito, (4) granodiorito, (5) tonalito, (6) quartzo-feldspato alcalino sienito, (7) quartzo sienito, (8) quartzo monzonito, (9) quartzo monzonito e monzogabro, (10) quartzo diorito. As linhas tracejadas denotam os tipos petrogenéticos de granitos com base na classificação de Bowden et al. (1984): (I) tipo A, (II) tipo S, (III) tipo I. Ver Fig. 4 para os símbolos e fonte dos dados, incluindo Danni (1972).

Figure 6. Quartz-alkali feldspar-plagioclase diagram from granitoids plutons. Black continuous lines indicate the fields of I.U.G.S. classification (Streckeisen, 1976): (1) quartz granitoids; (2) alkali-feldspar granite; (3) granite; (4) granodiorite; (5) tonalite; (6) quartz-alkali-feldspar syenite; (7) quartz syenite; (8) quartz monzonite; (9) quartz monzodiorite-monzogabbro; (10) quartz diorite. The dashed lines denote the petrogenetic granite types fields based on Bowden et al. (1984) classification: (I) A-type; (II) S-type; (III) I-type. Symbols and source of data as the Fig. 4 including Danni (1972).

abatido. Grandes leques aluviais de paraconglomerados, com fragmentos das rochas ígneas e sedimentares das unidades estratigraficamente abaixo foram depositados ao longo dessas bordas elevadas. Esses leques aluviais são formalmente denominados de Formação Aprozível. Entre a unidade supracitada e as unidades subjacentes ocorre uma típica discordância tipo “*break-up*” temporal e regionalmente bem caracterizada. Com a Formação Aprozível ocorre a retomada do processo de abatimento da bacia, sugerindo uma nova sequência rifte. Reativações frágeis de caráter direcional são freqüentemente observadas afetando os fanglomerados da Formação Aprozível.

Embora dados geoquímicos confiáveis (elementos maiores e traços) sejam escassos, e a despeito da falta de análise para isótopos radiogênicos clássicos (Sr, Nd e Pb), pode-se sugerir uma evolução petrogenética compatível com um ambiente extensional para a atividade ígnea relacionados com GJ, tendo como base os dados químicos existentes. Devido à disponibilidade de análises químicas mais confiáveis nos plutons e no enxame de diques, estes serão mais detalhadamente abordados. De qualquer maneira, a vinculação destes com a Suite Parapuí será também explorada.

A origem de magmas máficos e silícicos associados à evolução tectônica de uma mesma bacia tem sido tradicionalmente atribuída a (ver síntese em Mohr, 1992): a) fusão da zona de transição da crosta continental inferior para o manto superior; b) fusão parcial de rochas máficas infracrustais mais antigas; c) assimilação da crosta superior por magmas ascendentes; d) cristalização fracionada de líquidos basálticos; e, e) derivação direta de uma fonte mantélica. Em geral, todos esses mecanismos requerem um calor adicional tanto fornecido pelo aumento de temperatura intrínseco ao manto como pela cristalização de grandes volumes de magmas básicos (Huppert e Sparks, 1988; Brown et al., 1995; Raia e Spera, 1997).

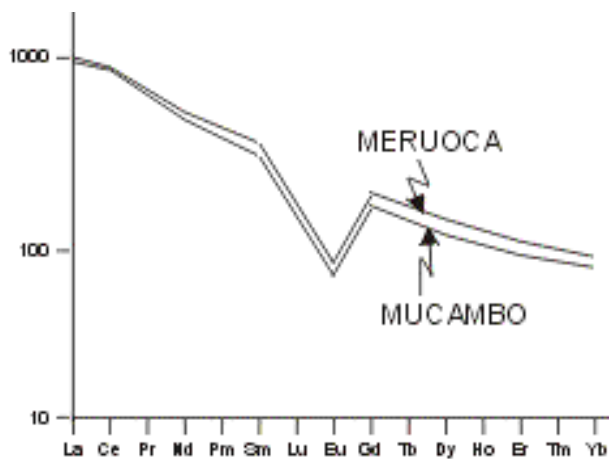


Figura 7. Padrão de distribuição dos elementos terras raras nos plutons de Mucambo e Meruoca. Normalização segundo o condrito de Anders e Grevesse (1989). Fonte dos dados: Sial et al. (1981); Sial (1989).

Figure 7. Averaged rare-earth element abundance pattern for Mucambo and Meruoca plutons. Chondrite normalizing values after Anders and Grevesse (1989). Source of data: Sial et al. (1981); Sial (1989).

Simulações termo-dinâmicas efetuadas por Perry et al. (1993) indicaram que pequenas quantidades de magmas ácidos necessitam da geração de grandes volumes de líquidos básicos. Esta hipótese também é corroborada por observações da atividade magmática em estruturas riftes ativas atualmente (Mohr, 1992). Contudo, esse cenário é fisicamente inviável para o GJ cujo volume de magma ácido é muito maior que os de máficos. Considerando que esse problema é muito comum em vários ambientes geo-

dinâmicos, os mesmos autores postularam que essa questão só pode ser entendida se forem levados em conta, primeiramente, os mecanismos formadores de magma no manto litosférico.

Tomando as características composicionais principais comuns a todos as rochas ácidas do GJ, quais sejam: transição da série shoshonítica para cálcio-alcina com alto conteúdo de potássio além da interdigitação entre mag-

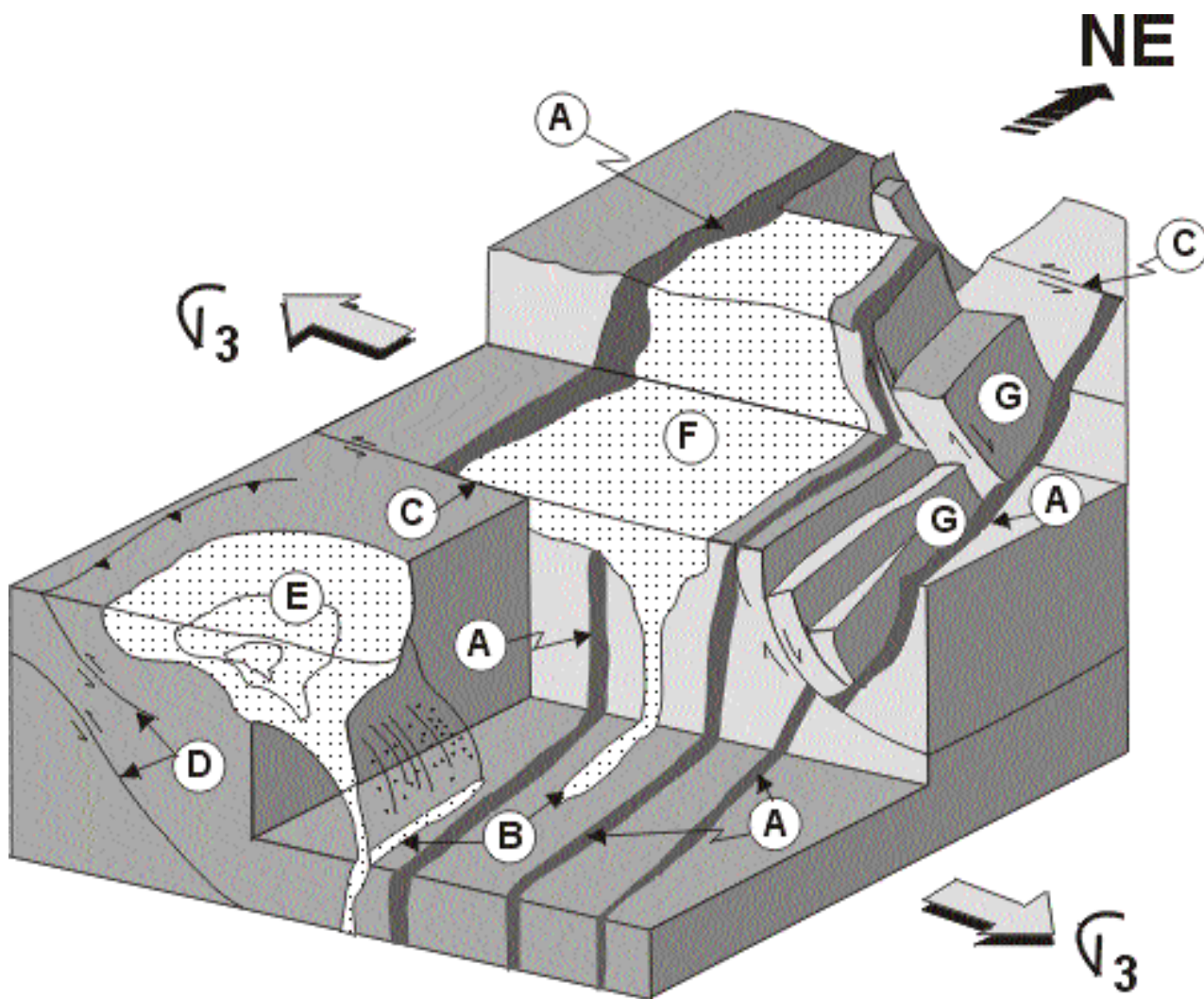


Figura 8. Bloco diagrama mostrando esquematicamente a relação entre o alojamento dos plutons Mucambo e Meruoca, o Graben de Jaibaras e as anisotropias crustais. Legenda: (A) grandes discontinuidades crustais (zonas de cisalhamento e/ou falhas); (B) diques alimentadores dos plutons; (C) zonas de movimentos direcionais subordinadas; (D) Falhas reversas; (E) Pluton de Mucambo; (F) Pluton de Meruoca; (G) Graben de Jaibaras.

Figure 8. Idealized schematic block-diagram of fault-controlled emplacement of Mucambo and Meruoca plutons and their association with Jaibaras Trough. Legend: (A) main crustal anisotropies (shear-zones and/or faults); (B) pluton feeder dikes; (C) minor strike-slip zones; (D) thrust-faults; (E) Mucambo pluton; (F) Meruoca Pluton; (G) Jaibaras Trough.

mas metaluminosos e peraluminosos, algumas considerações, pertinentes à geração destes, podem ser feitas quanto a uma origem integrada e generalizada:

a) a observação, muito comum, de rochas shoshoníticas e cálcio-alcálicas com alto conteúdo de potássio em ambientes anorogênicos e em zonas de subducção tem

levado muitos autores (ex. Baker, 1982; Thompson et al., 1984; Nelson, 1992; entre outros) a assumir uma origem híbrida para essas rochas, cuja formação se daria através do metassomatismo de componentes derivados de placas de crosta continental subductadas no manto litosférico. Contudo, informações experimentais da fusão parcial de rochas crustais sugerem que

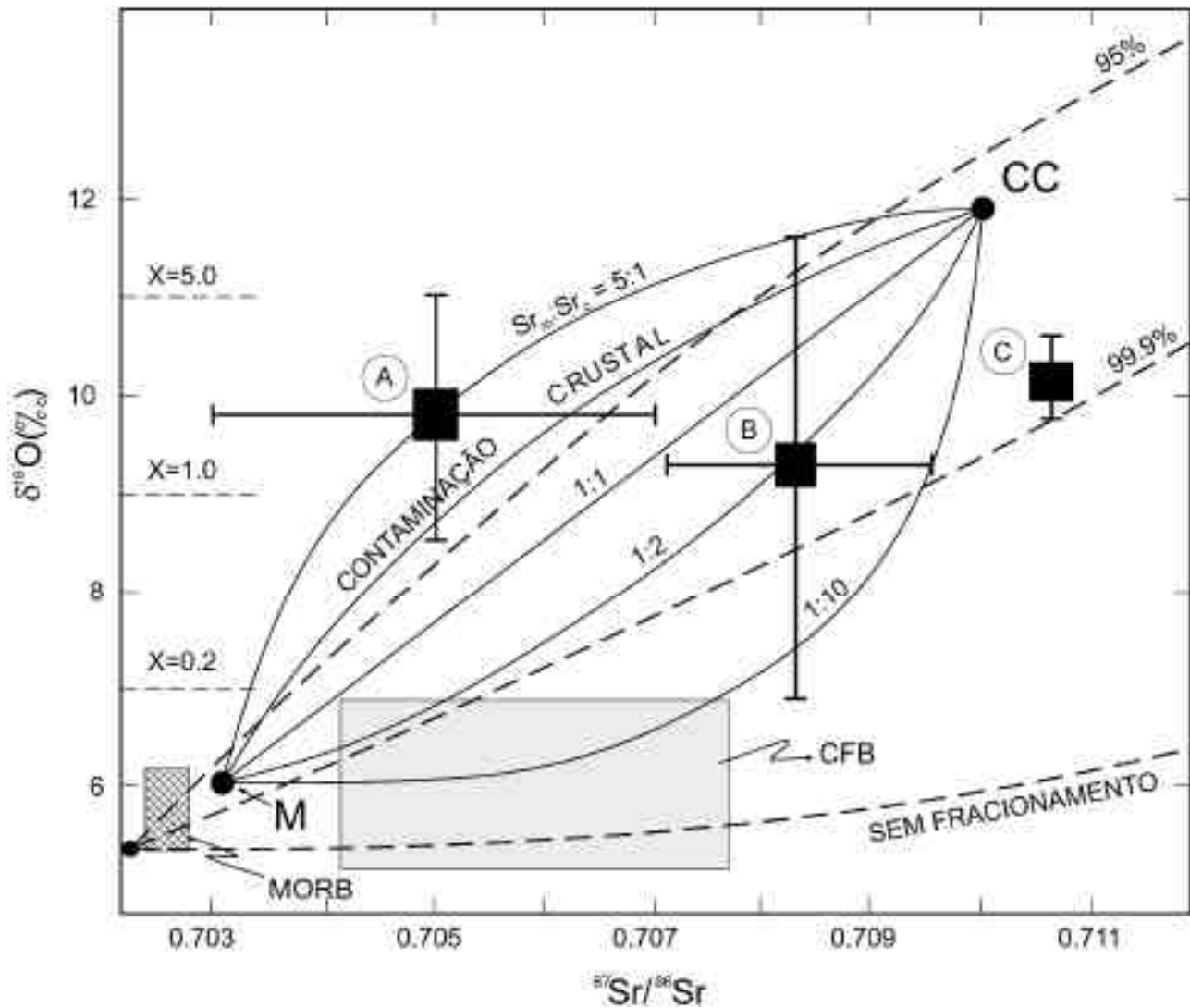


Figura 9. Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ versus razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rocha total mostrando várias curvas de mistura (James, 1981) e fracionamento químico de magmas (Taylor Jr., 1980). Sr_m = razão de Sr no magma, Sr_c = razão de Sr na rocha hospedeira. Os valores de "X" representam a proporção por peso da rocha hospedeira (CC) com relação ao magma primordial (M). "A", "B" e "C" correspondem ao Enxame de Diques Coreáú, plutons de Meruoca e Mucambo respectivamente. Fonte dos dados: ver Tab. 2.

Figure 9. Whole-rock $\delta^{18}\text{O}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio showing several kinds of mixing (James, 1981) and fractionation curves (Taylor Jr., 1980). Sr_m = Sr ratio in the magma, Sr_c = Sr ratio in the country rock. The values of "X" denote the weight proportion of country rock (CC) to magma primordial (M). "A", "B" and "C" correspond to Coreáú Dike Swarm, Meruoca and Mucambo plutons respectively. Source of data as Tab. 2.

magmatismos potássicos também podem ser derivados somente da fusão de rochas hidratadas da crosta inferior (Roberts e Clemens, 1993);

- b) da mesma forma, tanto rochas metaluminosas como peraluminosas têm provavelmente uma origem em uma mesma fonte híbrida de rochas crustais e mantélicas - metassedimentares e/ou paramagmáticas (ex. Thompson et al., 1984; Barbarin, 1990; Brown et al., 1995; Wickham et al., 1995; Clemens, 1998). Contudo, algumas controvérsias tem sido levantadas em trabalhos mais recentes. De acordo com Barbarin (1996) a geração de magmas peraluminosos não é exclusivamente controlada pela composição da fonte, mas sim pelas condições físico-químicas da anatexia (ver também discussões em Thompson e Connolly, 1995). Na verdade o principal controle seria dado pelo conteúdo de fluidos, sobretudo de água (Whitney, 1988). A significativa quantidade de água no sistema é então responsável por diminuir as condições P-T de geração além de reduzir a viscosidade da fusão. Isto explica a colocação de grandes volumes de magmas silícicos em níveis crustais bastante rasos. Por outro lado, estudos de Zen (1988) sugerem que granitos alta a moderadamente peraluminosos ocorrem como componentes menores de suites de granitos metaluminosos.

No caso particular da origem das rochas metaluminosas, é consenso quase geral que elas advêm de rochas ígneas ou ortoderivadas. Poitrasson et al. (1995) sugerem que elas sejam os resultados de uma fase fluida de rochas peralcalinas fundidas em níveis crustais rasos. Os autores também postularam que em determinadas quantidades de assimilação da crosta superior, magmas peralcalinos se tornam metaluminosos. Creaser et al. (1991), depois corroborado por Patiño Douce (1997), apresentaram um modelo de geração mais enquadrado, onde os magmas metaluminosos são oriundos de rochas tonalíticas a granodioríticas. O autor também demonstrou que reações a partir de rochas cálcio-alcálicas, também fontes de rochas metaluminosas, são plausíveis de ocorrer em níveis crustais rasos (em profundidades próximas de 15 km ou menos), onde dominam temperaturas em torno de 900°C e magmas de baixa viscosidade com conteúdo moderado de água (Clemens et al., 1986; Clemens, 1998).

Postularam-se muitos mecanismos para explicar a geração de rochas graníticas levando-se em conta apenas sua origem anorogênica - granitos tipo-A segundo Whalen et al. (1987), Thompson e Connolly (1995) e Pearce (1996). A questão fundamental é se esses granitóides são

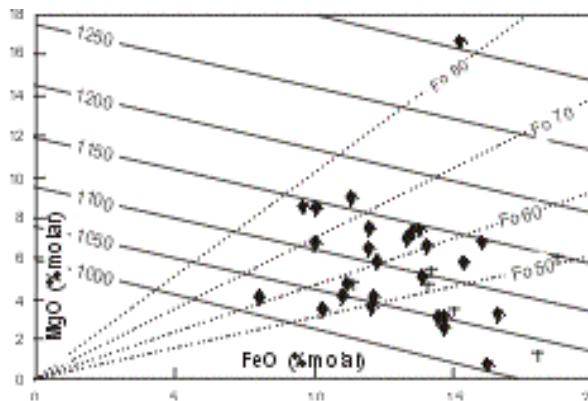
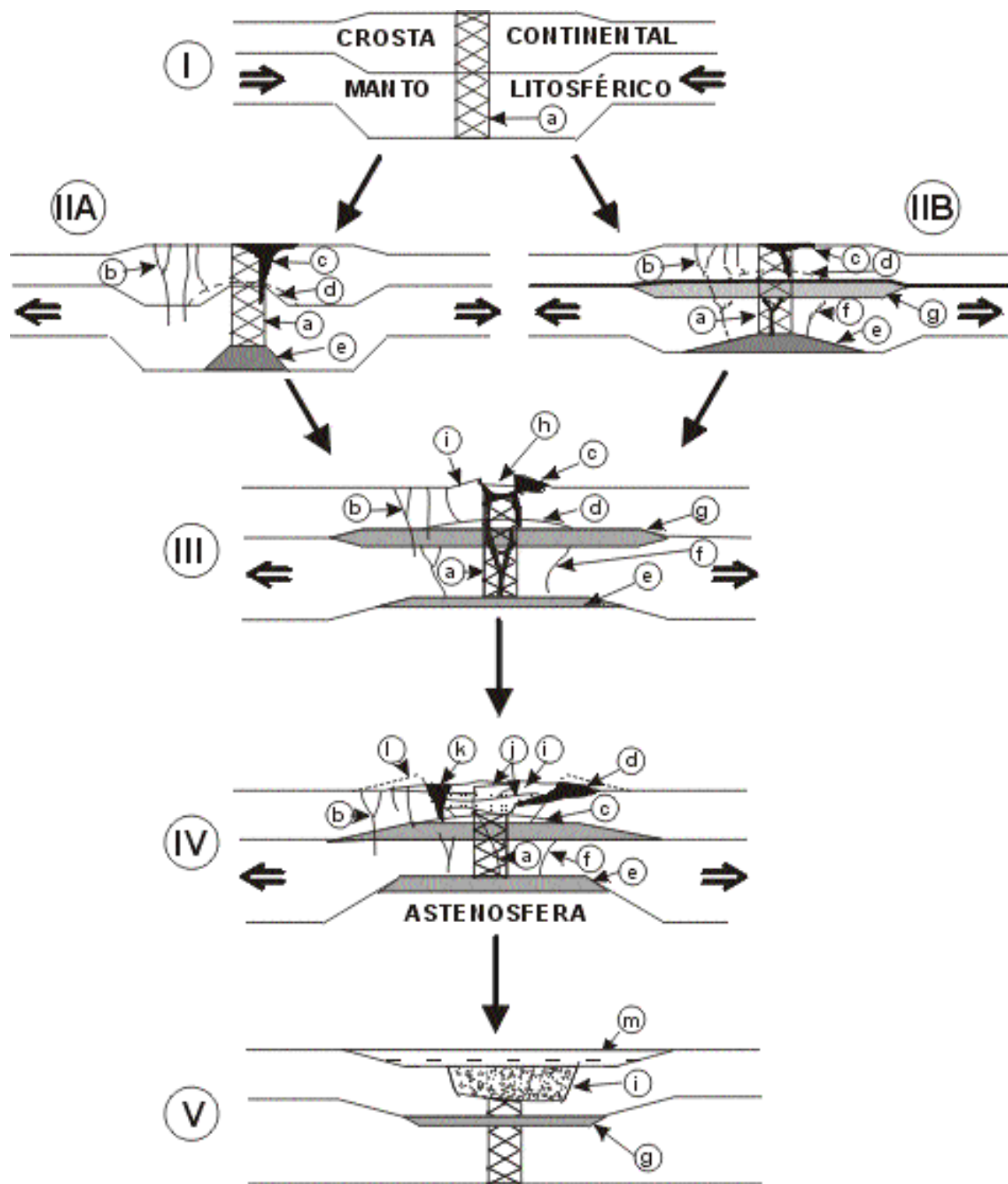


Figura 10. Estimativa das temperaturas de formação com base em análises de óxidos em rocha total. Cálculos geotermométricos de acordo com a fusão de olivina obtida em percentagem molecular (Roeder e Emslie, 1970). A razão $Fe^{+3}/(Fe^{+2}+Fe^{+3})$ é assumida como igual a 0,17. Legenda: cruces - Enxame de Diques Coreaú, losangos - Suite Parapuí.

Figure 10. Estimative of mafic magmas temperature formation on the basis of whole-rock major elements. Diagram after Roeder and Emslie (1970) olivine melt geothermometer in mole (%) calculations. $Fe^{+3}/(Fe^{+2}+Fe^{+3})$ ratio is assumed igual 0.17. Legend: crosses: Coreaú Dike Swarm and losangles: Parapuí Suite.

exclusivamente crustais ou se esse magma evidencia contribuição de processos mantélicos, ou ainda, se eles são originados a partir de mecanismos de fracionamento do manto. Os trabalhos mais recentes têm apontado que a formação de granitos anorogênicos são provenientes da fusão parcial de fontes ortoderivadas na base da crosta continental, onde a água parece ter pouca influência (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; England e Thompson, 1986; Creaser et al., 1991; Eby, 1992; Patiño Douce, 1997; Clemens, 1998; entre outros). A vinculação desses magmas ácidos com rochas básicas reforçam ainda mais sua origem na interface crosta-manto (Pearce, 1996). Taylor Jr. (1980) e James (1981) modelaram as condições de mistura de magmas e as condições de fracionamento químico do manto tendo como base as relações entre ^{18}O em rocha total e a razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Fig. 9). Quando plotados, os dados dos três eventos magmáticos ácidos do GJ corroboram a forte influência do envolvimento crustal e o alto grau de fracionamento químico durante a formação do Enxame de Diques Coreaú, enquanto os plutons evidenciam menos diferenciação. Por outro lado, os magmas primordiais desses eventos apresentam uma substancial componente mantélica nos diques e uma forte influência de reciclagem de material crustal nos plutons, como confirmado recentemente nos resultados das



análises feitas para isótopos de neodímio nesses eventos ígneos (Fetter, 1999; Santos, 1999).

Embora existam inúmeros problemas com os dados geoquímicos disponíveis da Suite Parapuí, alguns parâmetros são indicadores de sua origem mantélica continental, como por exemplo, o baixo conteúdo de sílica e a alta concentração de MgO. Mesmo assim cálculos empíricos das condições de P-T da geração desses magmas básicos, feitas através da fórmula de Albaredo (1992) e posteriormente comparados com o método gráfico de Roeder e Emslie (1970) indicaram temperatura e pressão de geração variando de 1050 a 1200°C e 12 a 20 kbar res-

pectivamente (Fig. 10). Esse padrão P-T é perfeitamente compatível com a fusão parcial do manto litosférico, através de decompressão adiabática, ocorrida durante o estiramento da litosfera, como estimada por McKenzie e Bickle (1988) para riftes formados por estiramento uniaxial.

IMPLICAÇÕES TERMO-MECÂNICAS

A estrutura térmica da crosta continental e do manto litosférico governa o comportamento reológico, as taxas de deformação e a fusão parcial das rochas em profundi-

Figura 11. Desenhos esquemáticos (I-V) ilustrando hipoteticamente os possíveis estágios evolutivos para o Graben de Jaibaras quando sujeitos a influência de *underplating* e um afinamento litosférico normal em uma crosta espessa. (I) - Um sistema crustal-litosférico espesso dominados por zonas de fraquezas preexistentes ("a"), ambos herdados do Brasileiro; (IIA) - Duas configurações alternativas são plausíveis, ambas com geração e segregação primária de magmas formando enxames de diques ("b") e subsequente alojamento do Pluton Mucambo ("c"), intrudido em descontinuidades preexistentes reativadas como falhas normais. A reativação dessas anisotropias provocou perturbações termo-mecânicas profundas ("d"). (IIB) - Por outro lado, a subida da astenosfera causa fusão na base da litosfera ("e"). O magma migra para cima e alimenta ("f") a grande soleira na base da crosta inferior ("g"). O *underplating* se instala devido ao anulamento da força gravimétrica durante os processos de diferenciação química na interface litosfera-astenosfera. Eventualmente a fusão da base da crosta ocorre como consequência do prolongado calor fornecido pelo *underplating*, de onde os magmas ácidos são freqüentemente diferenciados. (III) - Com o desenvolvimento da extensão litosférica, a feição de rifte se nucleia ("h") através de reativações em regime normal ao longo das zonas de fraquezas preexistentes. Neste estágio o relevo positivo dos flancos do rifte permite o preenchimento da calha ("i"); (IV) - A continuada extensão acentua o abatimento mecânico, ainda aproveitando as descontinuidades crustais e caracterizando melhor a zona de rifte. Devido a subida do limite litosfera-astenosfera o gradiente geotérmico se eleva, causando extrusão de magmas de natureza predominantemente básica gerados a partir de decompressão adiabática na base da litosfera (Suite Parapuí, "j"). O alto gradiente geotérmico em adição a fonte de calor decorrente do *underplating* favorece a formação de magmas silícicos na base da crosta (Pluton de Meruoca, "k"). O soerguimento das ombreiras do rifte é seguido por intensa erosão ("l"), permitindo a exumação de terrenos metamórficos de alto grau. Movimentos recorrentes das falhas delimitadoras do rifte são registrados por variados pulsos de leques aluviais (formações Massapê e Aprazível); (V) - O resfriamento litosférico regional, a cristalização do *underplating* e a acentuada contração térmica da litosfera permite uma extensa subsidência, que localmente é episódica, dependendo da natureza das anisotropias reológicas locais. Como consequência foi depositada uma vasta e contínua bacia (a bacia tipo sag do Parnaíba, "m").

Figure 11. Sketches I to V show the hypothetically possible stages of Jaibaras Trough tectonic evolution, subjected to underplating and/or lithospheric thinning in a thickened crust. (I) A thickened lithospheric-crustal system with preexisting weaknesses zones ("a"), both inherited from Brasileiro Orogeny. (IIA) two alternative configurations are plausible with early melt segregation causing dikes swarm ("b") and subsequent Mucambo Pluton emplacement ("c") through preexisting shear zones reactivated as brittle faults. The reactivation of these deep anisotropies provoke an initial thermal-mechanical perturbation in depth ("d"). (IIB) On the other hand, asthenospheric upwelling causes melting in its bottom ("e"). Melt upwards feeds ("f") a sill-shaped zone into lower crust ("g"). The underplating takes place due neutral bouyance during the differentiation mechanisms into lithospheric-asthenospheric boundary melting. Eventually, lower-crustal melting occur as a consequence of prolonged heating by underplating and silicic magmas are often generated. (III) With developing of lithospheric extension, the proto-rift feature ("h") initiates by reactivating normally along preexisting zones. At this stage the rift-shoulders erosion permits to fill the trough ("i"). (IV) Increasing in the lithospheric-crustal extension-related processes may induce mechanical collapse along preexisting weaknesses characterizing a rift zone. Because of ascending of lithospheric-asthenospheric limit the geothermal gradient rises, causing within-rift extrusion of basic magmas generated by adiabatic decompression (Parapuí Magmatism; "j"). The high geothermal gradient in addition to latent underplating heat source favored formation of lower-crustal silicic melts at this phase (Meruoca Pluton; "k"). Generalized rift-flanks uplift is observed followed by intense erosion ("l"), exhumating high-grade metamorphic basement terranes. Recurrent motion of rift-major faults are registered by varied alluvial-fan pulses. (V) Regional lithospheric cooling, underplating crystallization and a strong lithospheric contraction allow extensive subsidence, which may be episodic depending on the tectonic nature of the processes. As consequence extense post-rift sedimentary beds are deposited (Parnaíba basin; "m").

dade. As características térmicas de áreas profundas podem ser acessadas indiretamente através da composição química de cada magma envolvido no tectonismo, refletindo tanto variações físico-químicas das fontes quanto a atividade térmica dos mecanismos de deformação (Mc-

Kenzie e Bickle, 1988; Inger, 1994; Hanson e Glazner, 1995; Thompson e Connolly, 1995; Pearce, 1996; Raia e Spera, 1997; entre outros). Se é verdade que a atividade magmática está geneticamente associado ao desenvolvimento do GJ, então pode-se fazer algumas inferências so-

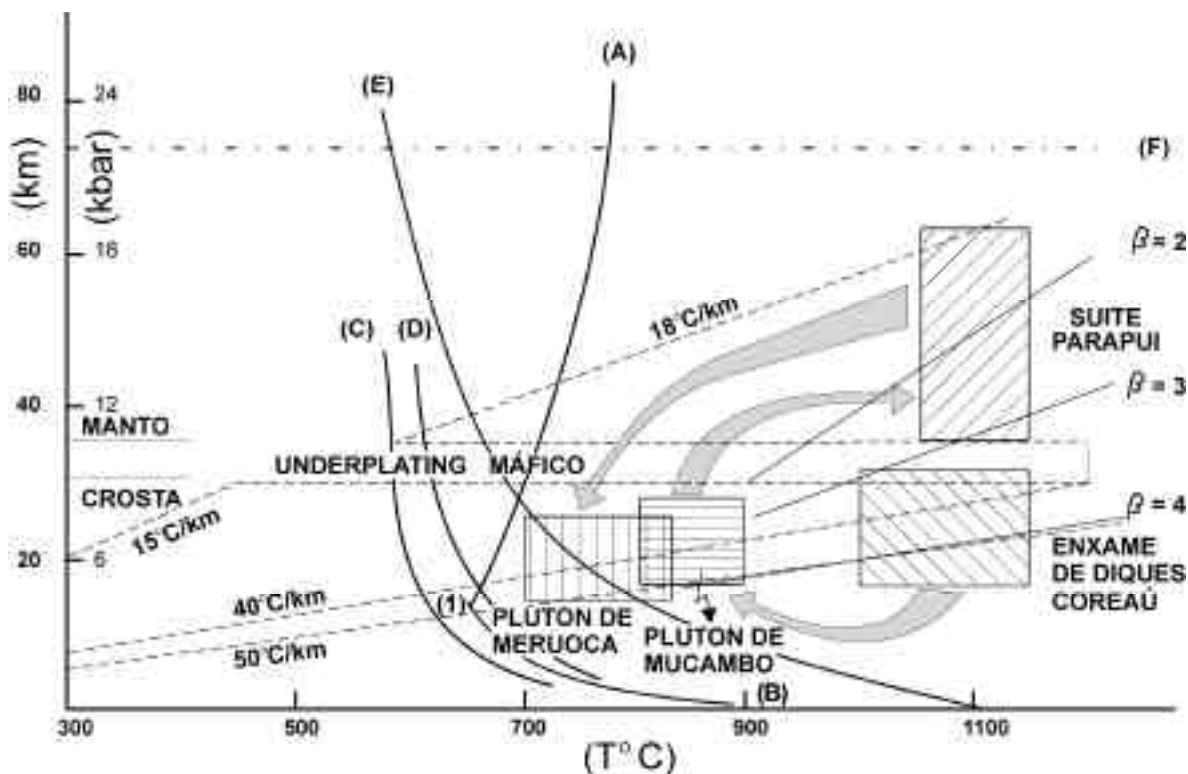


Figura 12. Diagrama P-T mostrando esquematicamente uma possível evolução térmica para o Graben de Jaibaras. Notar o padrão horário de geração dos eventos magmáticos, indicando a influência de uma crosta espessada e retrabalhada pela tectônica de granitos na qual há interação com o *underplating* sotoposto (ver Brown, 1994 e Warren e Ellis, 1996, para discussão mais detalhada). Legenda: (1) ponto invariante correspondendo a profundidade máxima e temperatura mínima da intrusão granítica gerada através da quebra da muscovita (Hyndman, 1981); Isógona de muscovita+quartzo+Na-plagioclásio (A) e solidus do granito (B) (segundo Hyndman, 1981 e referências citadas pelo autor); (C) e (D) *solidus* da fusão gerados a partir de sedimentos comuns hidratados e pelitos hidratados respectivamente de acordo com Thompson e Connolly (1995); (E) *solidus* de basalto hidratado (Brown, 1994); (F) profundidade máxima acima da qual não há fusão por decompressão adiabática da base da litosfera; Gradiente geotérmico normal (15°C/km) perturbado pela colocação do *underplating* de acordo com as modelagens térmicas de Manglik e Singh (1995) e Pavlis (1996). Taxas de extensão litosférica uniforme () são baseados nos cálculos de Fourcher et al. (1982) modificados por Keen (1987). Os dois elevados gradientes geotérmicos foram traçados segundo as condições térmicas de geração dos eventos magmáticos associados ao Graben de Jaibaras.

Figure 12. P-T diagram shows schematically a possible magmatic evolution of Jaibaras Trough. Note a main clockwise in P-T space indicating an influence of thickened crust and a crust reworked by granite tectonics in which hot mafic magma underlies and interacts with the crust (for further discussion, see Brown, 1994 and Warren and Ellis, 1996). Legend: (1) invariant point corresponding to the maximum depth and minimum temperature of granite emplacement with all water supplied by muscovite (Hyndman, 1981 and primary references therein); (C) and (D) *solidus* curves for generated wet sediments and wet pelites respectively according to Thompson and Connolly (1995); (E) wet basalt *solidus* (Brown, 1994); (F) maximum depth above at which no asthenosphere melting takes place by adiabatic decompression; normal geothermal gradient (15°C/km) perturbed by mafic underplating according to thermal modelling of Manglik and Singh (1995) and Pavlis (1996). The uniform lithospheric extension ratio () are based on calculation of Foucher et al. (1982) modified by Keen (1987). The two high-geothermal gradient were traced by using Jaibaras magmatism studies.

bre os fenômenos termo-mecânicos inerentes a formação da bacia tendo como base a atividade magmática.

Para começar, tem que se levar em consideração qual é o papel das zonas de cisalhamento profundas (o Lineamento Transbrasiliano) no estado térmico de formação do GJ. Estudos paleogeotérmicos, efetuados por Vauchez et al. (1995), nas zonas de cisalhamento adjacentes ao GJ, indicaram que as últimas condições P-T de milonitização variaram em torno de 500°C, refletindo as movimentações finais do lineamento em profundidade, provavelmente durante a geração do rifte. Isto é particularmente atestado pelo alto grau de exumação dos terrenos naquela área (grandes extensões de rochas granulíticas), reforçando um soerguimento acentuado das ombreiras do rifte.

Hipóteses relacionadas simplesmente com extensão litosférica (em um sistema crosta-manto normal) falham em explicar a geração dos magmas do Enxame de Diques Coreaú e do Pluton de Mucambo, face ao seu caráter químico predominante que, é retratado na elevada razão K_2O/SiO_2 . Considerando apenas a produção de calor radiogênico, um outro parâmetro parece ser mais determinante que o próprio estiramento litosférico subsequente: a maneira de como o espessamento crustal isostaticamente balanceado afeta a estrutura térmica da litosfera previamente aquecida. A forte exumação seguida de erosão devido ao soerguimento leva ao decaimento rápido da pressão em subsuperfície, provocando metamorfismo de alta temperatura-baixa pressão e anatexia por decompressão adiabática (England e Thompson, 1986; Murrell, 1986; Vigneresse e Cuney, 1991; Brown et al., 1995; Platt et al., 1998). Este é um mecanismo bastante plausível como sugestão para a formação dos referidos enxame e pluton. Novamente, esta hipótese é suportada pelo alto grau de exumação das rochas circunvizinhas ao GJ, refletida na vasta exposição de granulitos no embasamento. Já a proximidade com as discontinuidades crustais favorece a subida e a intrusão dos corpos magmáticos.

Um outro modelo consistente em explicar a formação dos líquidos graníticos é a estagnação de magmas máficos na crosta inferior ou em profundidades correspondentes a neutralização da força de empuxo, geralmente próxima da superfície Moho, que é denominado de *underplating*. Devido ao forte contraste de densidade entre crosta continental e manto, a Moho é o nível mais fisicamente plausível para armazenar magmas diferenciados do manto (McKenzie, 1984; Huppert e Sparks, 1988; Fyfe, 1992; Stel et al., 1993). Nesse contexto, o *underplating* é uma importante fonte de entalpia que as fusões

intracrustais necessitam para gerar magmas ácidos. Os parâmetros físicos governantes principais do *underplating* são a temperatura do *solidus* e *liquidus* e a variação de viscosidade entre o magma intrudido e a fonte que sofreu a anatexia. Inicialmente é produzida pouca quantidade de magmas máficos em forma de diques, entretanto o volume de magmas graníticos é maximizado quando o *solidus* do magma intrudido excede o *liquidus* das rochas encaixantes (Warren e Ellis, 1996; Raia e Spera, 1997).

Dois aspectos importantes, em termos dos efeitos evolutivos da área estudada em relação com *underplating*, podem ser sugeridos com base nas observações da atividade magmática: a grande perturbação térmica na interface crosta-manto provoca um soerguimento regional a partir tanto do balanceamento termo-isostático positivo como pela subida de plutons de densidade menor; e, este contraste térmico entre as intrusões e as rochas encaixantes leva a um enfraquecimento e lubrificação das discontinuidades preexistentes, gerando e/ou reativando fraturas extensionais (Manglick e Singh, 1995; Pavlis, 1996; Warren e Ellis, 1996). Os efeitos do *underplating* associados a geração de grandes volumes de magmas ácidos em geral sobem o gradiente geotérmico para valores acima de 40°C/km (ex. Pavlis, 1996). Tais mecanismos termo-mecânicos podem facilmente explicar o vasto aparecimento de rochas granulíticas nas adjacências do GJ, além de favorecer a própria nucleação do graben.

Na Figura 11 tenta-se representar hipoteticamente uma evolução tectono-magmática plausível para o GJ, onde a litosfera previamente espessada evoluiu para uma separação segundo as anisotropias preexistentes, permitindo o alojamento de *underplating* máfico na transição crosta continental-manto. O posicionamento dessas rochas máficas, quando adicionadas a processos de extensão litosférica ao longo de discontinuidades profundas, controlam a granitogênese, a nucleação e o desenvolvimento do processo de rifteamento do GJ. Nesse contexto geodinâmico integrado, um modelo evolutivo, cuja litosfera espessada é possuidora de anisotropias em escalas litosféricas (o Lineamento Transbrasiliano), pode explicar facilmente a geração das primeiras atividades ígneas (o enxame de diques e o Pluton de Mucambo). Esse processo é potencializado quando a crosta é adicionada de uma fonte térmica eficiente (ex. a intrusão da soleira de *underplating*). Já o estiramento litosférico subsequente, que se instalou durante o desenvolvimento da bacia foi, provavelmente, o responsável pela formação de feições tectono-estratigráficas inerentes a feições tipo rifte além da geração de magmas básicos através de decompressão adiabática (Suíte Parapuí), culminando com a intrusão do Pluton de Me-

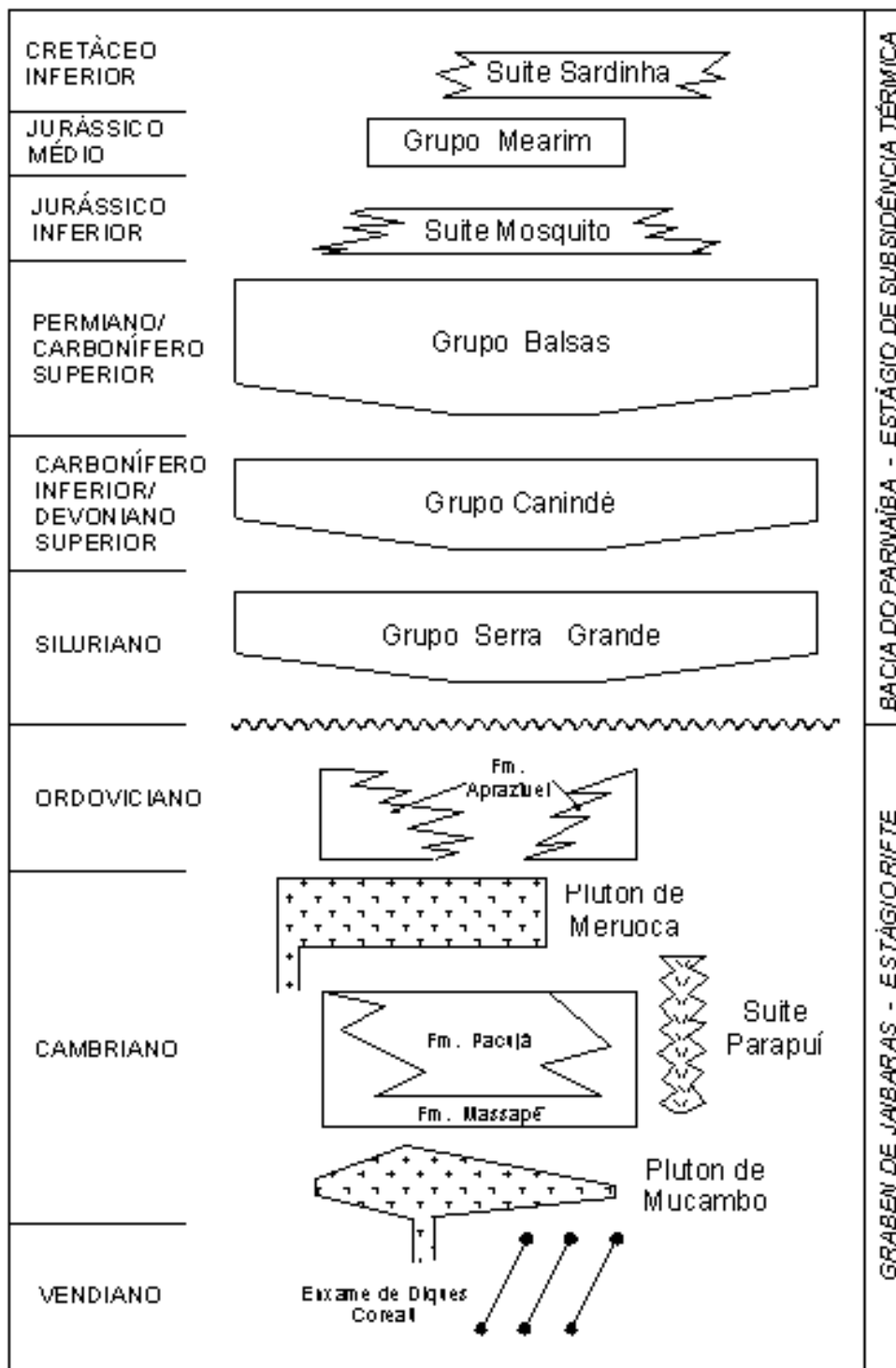


Figura 13. Coluna estratigráfica esquemática mostrando a relação entre o Graben de Jaibaras (fase rifte) e Bacia intracratônica do Parnaíba (fase de subsidência térmica). Fonte dos dados: Cunha (1986), Góes e Feijó (1994) e Oliveira (2000a e outras referências citadas no trabalho).

Figure 13. Schematic chronostratigraphic column showing the relationship between Jaibaras Trough (rift phase) and the Parnaíba sag basin representing the thermal subsidence stage. Data source: Cunha (1986), Góes e Feijó (1994) and Oliveira (2000a and references therein).

ruoca. As condições P-T de instalação das atividades ígneas integradamente estão resumidas na Fig. 12. Desta figura observa-se a compatibilidade dos eventos magmáticos estudados com elevados gradientes geotérmicos e com o underplating, além de altas taxas de estiramento uniforme da litosfera. Infelizmente as informações gravimétricas na área não são conclusivas quanto a uma solução que aponte claramente para o modelo de underplating, sobretudo devido à qualidade do dado e ao espaçamento entre as estações (ver dados de Lesquer et al., 1984; Beltrão et al., 1991; Moreira et al., 1989; Castro et al., 1998).

CLASSIFICAÇÃO DA BACIA E O SEU REGIME TECTÔNICO

O fato de o GJ denotar uma evolução temporal muito estreita com o final do Brasileiro, levou a imensa maioria dos autores a explorarem um modelo de sedimentação molássica para o graben, embora essa vinculação basinal sempre estivesse baseada em observações de mapeamento de superfície e em um padrão litoestratigráfico simples. Trabalhos recentes de classificação tectônica de bacias sedimentares, entretanto, têm sistematicamente abandonado os termos relacionados a molassas (ex. Bally e Snelson, 1980; Klein, 1987; Ingersoll, 1988; Leighton, 1990; Dickinson, 1993, entre outros), acima de tudo, devido à sua utilização ter sido aplicada de forma vaga, inconsistente e conflitante em terrenos precambrianos antigos, não permitindo o seu reconhecimento como um tipo tectônico específico. Com efeito, uma sedimentação em ambiente de molassa é inadequada para o GJ, sobretudo devido à falta de evidências de: envolvimento progressivo do arcabouço estrutural do embasamento no padrão de preenchimento da bacia; reconhecimento do padrão sedimentar representando o eixo de migração da subsidência; de uma relação temporal clara entre o regime tectônico local tipicamente de colisão continental e/ou subducção com o GJ.

Talvez reconhecendo a impropriedade do uso do termo molassa para classificar o GJ, alguns autores propuseram outros tipos alternativos de bacias para indicar a evolução do graben em estudo, como por exemplo intermontana e impactógeno (Almeida, 1969; Danni, 1972; Mabesoone, 1984; Silva Filho, 1995, entre outros) ambos intrinsecamente ligados a um regime tectônico contraccional. Ademais, embora as configurações de tais bacias, em um contexto geodinâmico, sejam muito diferentes, os autores são unânimes em admitir o preenchimento através de sucessões de molassas. Com efeito, tanto o ambiente

geodinâmico como as características de preenchimento desautorizam o uso desses termos para tipificar o GJ, principalmente porque esses tipos de bacias em geral registram padrões deformacionais tardi-tectônicos a convergência regional (Sengor et al., 1978; Doglioni, 1995).

Face à sua forte vinculação com regimes tectônicos ligados a reativações do Lineamento Transbrasiliano, um modelo bastante atrativo para se analisar seria a geração e desenvolvimento do GJ através de movimentos direcionais. Embora não apresente nenhuma das características típicas de bacias tipo *pull-apart* esse modelo foi proposto por Abreu et al. (1988), Gorayeb et al (1988) e Abreu e Gorayeb (1992). Dentre as principais feições tectono-estratigráficas de bacias formadas devido ao movimento transcorrente (ex. Mann et al., 1983; Christie-Blick e Biddle, 1985; Pitman III e Andrews, 1985; Karner e Dewey, 1986; Nilsen e Sylvester, 1999), pode-se listar abaixo aqueles ausentes no GJ, inviabilizando portanto, esse regime tectônico para sua evolução: a) alternância entre zonas de transpressão e transtração; b) abertura e fechamento progressivo nas inflexões das falhas delimitadoras, imprimindo um padrão sucessivo de sedimentação e deformação; c) Subsidência mecânica compatível com bacias tipo rombo-grabens; d) mecanismos para explicar a geração de magmatismos toleíticos através de descompressão adiabática (ex. Latin e White, 1990); e, e) formato sigmoidal da bacia com indicação de zonas de transferência interna capazes de acomodar o par de fraturas cisalhante e extensionais por ocasião da formação da bacia. Não obstante toda essa dificuldade, uma pequena componente direcional se faz necessário para acomodar as intrusões dos plutons de Mucambo e Meruoca (item que será discutido subseqüentemente).

Evidências tectono-estratigráficas, interações físico-químicas da atividade magmática, o campo de *stress* registrado na configuração dos magmatismos e sua relação com as rochas encaixantes, além de sua vinculação termo-mecânica com a bacia intracratônica do Parnaíba (todas discutidas anteriormente) são consistentes com um regime tectônico onde predominam mecanismos de rifteamento normais. Contudo, o conceito moderno de rifte leva a algumas importantes implicações termo-reológicas da litosfera na área em foco (Lyatsky, 1994; Ruppel, 1995) sumarizadas a seguir.

Se o processo de rifteamento do GJ se instalou em um ambiente crustal espesso, herdado provavelmente do Ciclo Brasileiro, como explicar, então, uma evolução tradicional de rifte que culminou com a subsidência térmica, transpassando, em muito, os limites geográficos do rifte?

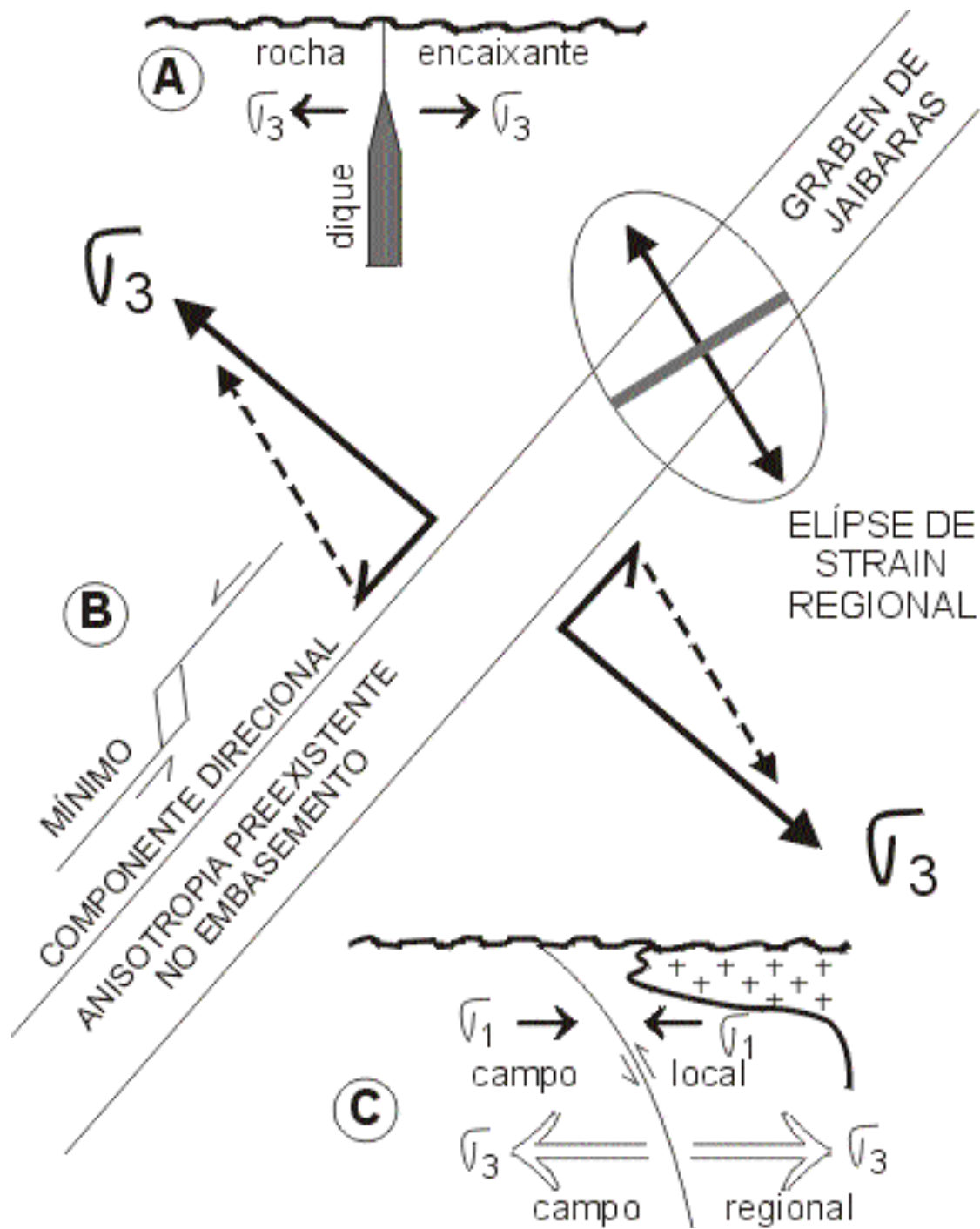


Figura 14. Esquema do ambiente geodinâmico do Graben de Jaibaras com base na geometria do rifte e nos modelos mecânicos de intrusão dos eventos magmáticos associados. (A) seção esquemática ilustrando o stress durante a intrusão de um dique; (B) esquema de geração de feições extensionais devido a movimentação direcional; (C) relações entre o campo de *stress* local e regional devido ao alojamento de um pluton tabular.

Figure 14. Sketch of geometric configuration of Jaibaras Trough magmatic system and associated geodynamical setting discussed in the text. (A) Schematic cross-section illustrating the stress during a dike intrusion; (B) Movement scheme of space generation by minor strike-slip component; (C) Relationships between local and regional stress field during a tabular pluton intrusion.

A exemplo de vários riftes, semelhantes temporal e geodinamicamente em outros continentes (ex. Quinlan, 1987; Sloss, 1990) este estágio subsequente é evidenciado pela implantação de bacias intracratônicas, cuja vasta extensão indica alta exponencialidade da taxa de subsidência. Muitos autores preconizam uma associação direta entre esses riftes antigos e formação das bacias intracratônicas. A vinculação desses riftes com magmatismos graníticos anorogênicos também chama a atenção como sítios precedentes de intensa fusão crustal e mantélica (Klein e Hsui, 1987; McConnell e Gilbert, 1990; Stel et al., 1993). Neste contexto, a combinação de uma crosta quebradiça pelos mecanismos de rifteamento e pontuada por formação de atividade granítica governaria as características tectono-estratigráficas das bacias tipo *sag* posterior (Quinlan, 1987; Leighton e Kolata, 1990; Sloss, 1990). No caso do GJ, a compatibilidade temporal entre o seu padrão tectono-estratigráfico e aquele apresentado pela bacia intracratônica do Parnaíba (Fig. 13) por se só, já é uma forte evidência de evolução gradativa entre as duas bacias (Oliveira, 2000a).

CONTEXTO GEODINÂMICO

Neste ítem os esforços locais e regionais quando da formação e desenvolvimento do GJ são abordados com base na configuração dos eventos ígneos envolvidos e sua combinação com o padrão da estruturação regional circunvizinha.

Inicialmente a homogênea e sistemática distribuição do Enxame de Diques Coreau em adição à sua boa exposição e às relações temporais bem estabelecidas, fornecem uma boa indicação do campo de *stress* durante o primeiro pulso tectônico na formação do graben. A uniformidade na direção dos diques, considerando o enxame como um todo, sugere um campo de *stress* deviatório bastante homogêneo durante sua intrusão. Os aspectos teóricos que suportam essa sugestão são baseados nas premissas de que intrusões tabulares se formam em virtude das fraturas nas rochas encaixantes se abrirem mais facilmente perpendicular ao *stress* principal mínimo (σ_3), segundo as leis do fraturamento hidráulico (Delaney et al., 1986; Pollard, 1987; Turcotte et al., 1987). Tal cenário geodinâmico denota um evento tectônico extensional precursor de direção NW-SE, quase perpendicular a atual configuração do graben e às discontinuidades pretéritas.

Face às várias características comuns, em termos de ambiente da intrusão, os plutons de Mucambo e Meruoca

devem ter sido controlados segundo o mesmo padrão de esforços. Ambos plutons mostram efeitos térmicos similares sobre a rocha encaixante e, ademais, foram intrudidos ao longo da mesma anisotropia preexistente, atestando mecanismos de alojamento semelhantes.

Estudos recentes sobre o comportamento geométrico de plutons, através de gravimetria, têm revelado que corpos anorogênicos são, via de regra, intrudidos e alimentados a partir de condutos muito parecidos com diques (Vigneresse, 1995b; Cruden, 1998). Se plutons anorogênicos são alimentados por diques, então as mesmas premissas dinâmicas de intrusão, mencionadas anteriormente, são válidas também para os plutons em pauta (Mucambo e Meruoca). Todavia, há de se considerar um fato novo neste contexto: a influência das anisotropias pretéritas no alojamento do corpo ígneo. Este aspecto é importante pois subsidia no entendimento das feições geométricas e na interação com a arquitetura do GJ.

A relação entre a cinemática durante a instalação de plutons com discontinuidades preexistentes é amplamente reconhecida (Jardim de Sá, 1984b; Castro, 1987; Hutton e Reavy, 1992; Paterson e Fowler Jr., 1993, entre muitos outros). Todavia, outra questão aparece quando considera-se a associação entre os plutons e o espaço necessário, em termos de esforços horizontais. Se os mecanismos de *creeping* não estão envolvidos na intrusão de plutons, em outras palavras, se o corpo magmático se instala em níveis crustais rasos, então, só há facilidade de alojamento se houver interação da intrusão com um campo de *stress* regional francamente extensional (Vigneresse, 1995a e 1995b), este por sua vez, capaz de acomodar grandes quantidades de *strain* devido a baixa resistência do magma quando comparado com as rochas encaixantes (Davidson et al., 1994).

Dentre os variados cenários espaciais e cinemáticos de intrusão de plutons, em zonas de cisalhamento transcorrentes reativadas fragilmente, os mais plausíveis para os granitos do GJ são: a) segmentos extensionais de zonas de cisalhamento, tipo fraturas de Riedel ou em *releasing bends*; b) terminações extensionais das zonas de cisalhamento; c) pontes extensionais ligando dois segmentos direcionais; d) espaços romboédricos formados a partir de movimentos contrários entre duas falhas direcionais; ou ainda, e) grandes *tension gashes* geradas durante a movimentação horizontal da falha. As feições citadas acima, nas quais estão envolvidos combinações de falhamentos com deformação contínua em profundidade, enfatizam que o comportamento mecânico da rocha hospedeira e o acamamento reológico da crosta também são

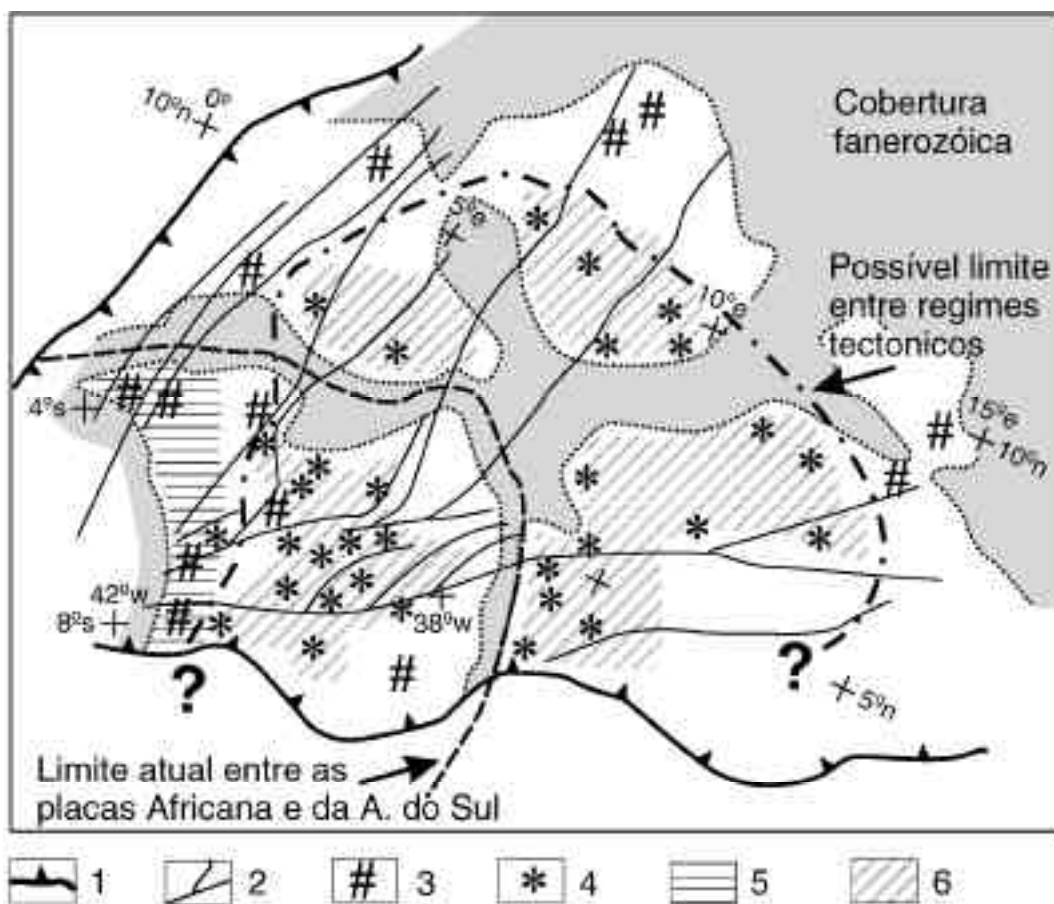


Figura 15. Distribuição geográfica das bacias cambrianas e dos granitóides sin a tardi-brasilianos-pan africanos na Província Borborema e no oeste da África. Reconstrução paleogeográfica segundo Castaing et al. (1994) e Villeneuve e Cornée (1994). Fonte dos dados sobre as bacias e sobre os granitóides: ver Oliveira (2000a e referências citadas nesse trabalho). Legenda: (1) provável zona de sutura de idade brasiliana-pan africana; (2) principais zonas de cisalhamento proterozóicas; (3) bacias cambrianas; (4) exemplos de plutons de granitóides sin a tardi-brasilianos-pan africanos; (5) áreas dominadas por espessamento crustal através de granitogênese; (6) área de intensa remobilização isotópica no Cambriano Inferior.

Figure 15. Geographic distribution of Cambrian Basins and Late-Brasiliano-Pan African granitoids in Borborema Province and West Africa. Paleogeographical reconstruction after Castaing et al. (1994) and Villeneuve e Cornée (1994). Source of basins and of granitoids data: see Oliveira (2000a and references therein). Legend: (1) possible suture zone of Brasiliano-Pan African age; (2) main Proterozoic shear zones; (3) Cambrian-Ordovician basins; (4) example of granitoid plutons Late-Brasiliano-Pan African in age; (5) key areas of crustal growing by granitogenesis; (6) areas of intense isotopic remobilization during Early Cambrian times.

fatores críticos, no controle dos mecanismos de intrusão (ver Hutton, 1996 e Román-Berdiel et al., 1997, para uma análise bastante detalhada). As reativações cinematicamente normais quando somadas a pequenas componentes direcionais, foram responsáveis também pelo posicionamento de ambos os plutons do GJ, embora durante episódios tectônicos temporalmente distintos. Esta hipótese é consistente com o modelo de Paterson e Fowler Jr. (1993), que explica a intrusão de plutons alimentados por diques em áreas de extensão horizontal através de falhas

normais e/ou de pequenos espaços extensionais ao longo de falhas direcionais.

A despeito de terem sido intrudidos segundo um mesmo campo de *stress*, algumas considerações locais, todavia, devem ser feitas quanto ao modo de instalação dos dois plutons do GJ. A geometria do corpo, a provável associação com falhas reversas na encaixante e o fato de ter sido cortado pelas falhas normais delimitadoras do rifte, conferem ao Pluton de Mucambo uma

intrusão mais ativa e mais profunda que o Pluton de Meruoca.

A Figura 14 sumariza esquematicamente a evolução geodinâmica do GJ com base em observações magmáticas, sendo controlada, em primeira instância, por grandes descontinuidades crustais pertencentes ao Lineamento Transbrasiliano. No início, um pulso tectônico extensional NW-SE teve lugar quando da intrusão do Enxame de Diques Coreaú. Seguindo mesmo campo de *stress* regional, os dois plutons foram colocados ao longo dos segmentos extensionais gerados durante a reativação das anisotropias. Devido à necessidade de espaços para as intrusões dos plutons uma pequena componente direcional também pode ser interpretada. Se o campo de *stress* do GJ pode ser inferido a partir dos plutons, então a direção de abertura do rifte pode ser assumida como aquela obtida através do estudo dos eventos magmáticos temporalmente relacionados à bacia. Com efeito, a abertura NW-SE do GJ, quando colocada no contexto da reconstrução de Gondwana pós-Ciclo Brasileiro (de acordo com Castaing et al., 1994), mostra uma excelente correlação com os esforços encontrados por Ball (1980) para o início do paleozóico no Escudo Nigeriano. No norte da Nigéria o autor considerou o comportamento cinemático do padrão de fraturamento regional geneticamente vinculado com o magmatismo pós-Ciclo Pan Africano, a exemplo da atividade ígnea do GJ.

SIGNIFICADO GEOLÓGICO REGIONAL

Neste ítem discutem-se a importância do GJ como elemento de transição entre a orogênese mais importante da Província Borborema e a sua subsequente estabilização, bem como elemento de resposta à subsidência mecânica, estágio inicial da Bacia intracratônica do Parnaíba.

Elemento de transição do Proterozóico-Fanerozóico

A falta de um padrão deformacional intrinsecamente ligado ao Ciclo Brasileiro, em adição aos dados geocronológicos e à instalação dos granitos anorogênicos, levaram a imensa maioria dos autores, que abordaram a evolução geotectônica do Brasileiro na Província Borborema, a considerar o GJ como a primeira manifestação do processo de cratonização nesses terrenos pré-cambrianos (ex. Almeida, 1969; Brito Neves, 1981; Jardim de Sá, 1984a; entre muitos outros). Inserido nesse mesmo contexto tectono-estratigráfico encontram-se, no

Nordeste do Brasil e no Oeste da África, cerca de 15 bacias sedimentares similares ao GJ, demonstrando forte correlação cronoestratigráfica entre si. Contudo a análise dessas bacias sob um ponto de vista moderno, tomando em consideração aspectos termo-mecânicos inerentes à: reativação das zonas de fraquezas profundas; geração de magmatismos anorogênicos, e interação entre o sistema ígneo-sedimentar, apontam consistentemente para um regime tectônico de rifteamento. Sugere-se que essas feições riftes da Província Borborema e do Escudo Nigeriano possam representar a resposta distal da separação dos blocos Laurentia e Báltica de Gondwana Oeste da forma postulada por Bond et al. (1984) e Dalziel (1997).

Contudo, na Província Borborema e no Escudo Nigeriano, durante a transição do Proterozóico para o Fanerozóico (Cambriano Inferior), existiam dois padrões de deformação aparentemente incompatíveis entre si. De um lado estavam sendo gerados granitos anorogênicos e enxames de diques relacionados a processos de rifteamento, enquanto do outro lado, a Orogênese Brasileira-Pan Africana encontrava-se efetivamente ativa, com a formação de grandes volumes de granitóides orogênicos, tendo como consequência o espessamento crustal e a formação de estruturas contínuas associadas.

Se é verdade a coexistência temporal entre esses dois distintos regimes tectônicos, estamos diante de um problema geodinâmico inusitado, uma vez que há geograficamente uma clara delimitação. A disposição em mapa das bacias cambrianas e da ocorrência de granitos sin a pós-brasilianos-pan africanos no mesmo contexto temporal, sugere grosseiramente a existência de um cinturão de bacias contornando um núcleo de granitóides ligados orogeneticamente - um “núcleo quente” (Fig. 15).

Dados geocronológicos Ar-Ar obtidos em rochas metamórficas e em minerais magmáticos ao longo do Lineamento Patos no “núcleo quente” e no domínio Noroeste do Ceará apontam para altas taxas de resfriamento (6-7°C/Ma.), na porção oeste da Província Borborema (Ferraud et al., 1993, in Caby et al., 1995; Monié et al., 1997; Corsini et al., 1998), enquanto baixas taxas (3-4°C/Ma.) são sugeridos para a área central da província durante o período de 540-500 Ma., indicando elevado fluxo e produção de calor nessa área. Essa anomalia térmica no centro da Província Borborema é também corroborada por idades Rb/Sr em granitóides que varia de 480 a 550 Ma (Sial, 1986; McMurry et al., 1987; Leterrier et al., 1990; Jardim de Sá, 1994; Galindo et al., 1995; Guimarães et al., 1998; entre outros). Em geral, esses batólitos datados são oriundos de fontes mantélicas e foram intrudidos em

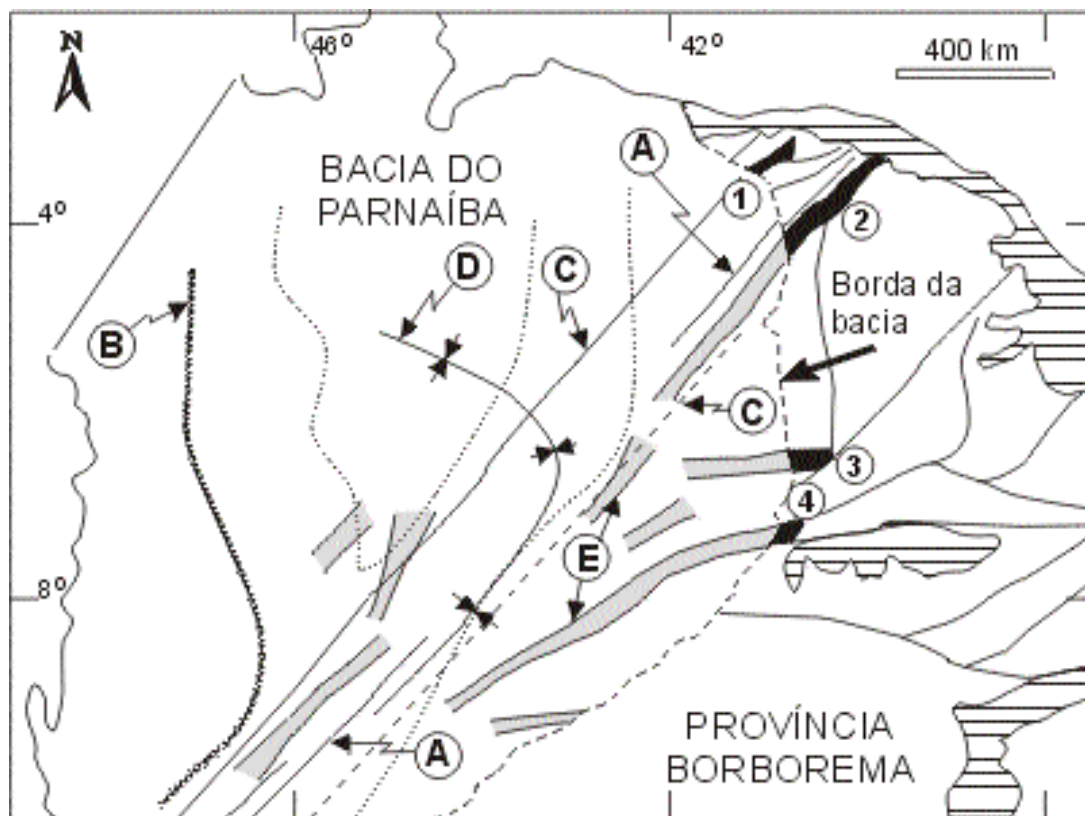


Figura 16. Mapa tectônico geral da Bacia do Parnaíba e da Província Borborema, mostrando as principais feições estruturais que precederam a instalação da bacia, as principais anisotropias do embasamento e as ocorrências dos grabens cambrianos. Legenda: Grabens (1) Jaguarapi, (2) Jaibaras, (3) Cococi, (4) São Julião; (A) feições morfo-tectônicas regionais em superfície, localmente intrudidas por diques mesozóicos (Cunha, 1986; Fortes, 1992); (B) Área abaixo da bacia, investigada através de poços profundos e seções sísmicas (Brito Neves et al., 1984; Góes et al., 1990); onde há a possibilidade de ocorrências de feições de grabens, (C) possível área de influência do Lineamento Transbrasiliano no interior da Bacia do Parnaíba (Brito Neves et al., 1984; Cunha, 1986). (D) Depocentros de sedimentação inicial da bacia (Góes et al., 1990); (E) feições tipo grabens sugeridos pela interpretação de dados gravimétricos e aeromagnetométricos (Nunes, 1993).

Figure 16. Generalized tectonic map of Parnaíba basin and Borborema Province, displaying the main pre-sag basin elements, the largest basement anisotropies and Cambrian-Ordovician troughs. Legend: troughs, (1) Jaguarapi, (2) Jaibaras, (3) Cococi, (4) São Julião; (A) surface regional fractures locally intruded by mesozoic basic dikes (Cunha, 1986; Fortes, 1992); (B) area under the basin where is possible to occur graben-like structures on the basis in deep wells and seismic sections (Brito Neves et al., 1984; Góes et al., 1990); (C) possible area of influence of Transbrasiliano Lineament inside Parnaíba basin (Brito Neves et al., 1984; Cunha, 1986); (D) Initial depocenters axis of Parnaíba sag (Góes et al., 1990); (E) graben-like features under Parnaíba basin as suggested by the interpretation of integrated gravimetric and aeromagnetic data (Nunes, 1993).

níveis crustais médios a rasos, o que indica uma área de crescimento crustal bastante efetiva.

Já nas áreas periféricas, onde os mecanismos geradores de bacias são efetivos, ou onde o processo de consolidação continental parece apresentar-se francamente instalado, os granitóides anorogênicos provocaram uma forte rehomogeneização isotópica em corpos graníticos gerados e foliados sin-tectonicamente no Brasiliano, de modo

a evidenciar uma idade correlativa aos corpos ígneos relacionados ao rifte. Um bom exemplo dessa influência térmica são as idades cambrianas Rb-Sr, Ar-Ar e U-Pb de boa qualidade obtidas nos corpos plutônicos de Chaval e Tucunduba (Monié et al., 1997; Fetter, 1999; Santos, 1999). Essa abertura dos sistemas radiométricos da área tanto pode ser atribuída à anomalia térmica associada à subida das isothermas durante o afinamento litosférico quanto à intrusão dos plutons anorogênicos. Idades de

resfriamento de minerais indicam que o período de exumação coincide claramente com o início da instalação do Enxame de Diques Coreaú e do Pluton de Mucambo no Noroeste do Ceará (Monié et al., 1997).

A aparente compatibilidade entre as idades de uma área cujo principal regime tectônico é caracteristicamente extensional ou onde o ciclo tectono-termal do Brasiliano, na prática, não tem mais efeito tectônico, e uma área onde predominam os regimes contracionais envolvendo deformações dúcteis e espessamento crustal, tem importância fundamental no conhecimento da estrutura termo-mecânica da litosfera por ocasião da consolidação da plataforma na Província Borborema e na sua área contígua no Oeste da África. Com efeito, a natureza tectônica variada entre os dois regimes tectônicos não os autorizam como uma mesma fonte térmica para a deformação. Este aspecto é parcialmente atestado pela assinatura geoquímica e pelo ambiente de intrusão dos plutons que indicam origens diferentes (Ferreira et al., 1998). Em suma, claramente a Orogênese Brasiliana-Pan Africana só cessou após todo um sistema de riftes já havia sido plenamente instalado circundando um núcleo onde dominavam os mecanismos de encurtamento crustal.

Magmatismos relacionados a processos de rifteamento são normalmente gerados por descompressão adiabática ou por hidratação de rochas relativamente rasas na crosta em virtude do alto fluxo térmico provenientes do estiramento litosférico. Neste caso, o magma é formado para ocupar o espaço gerado durante o processo de quebra da crosta (White e McKenzie, 1989), sendo regionalmente vinculados a mecanismos de estabilização cratônica (Wickham et al., 1995). Ao contrário, os magmas gerados em ambientes orogênicos são relacionados à deformação convergente, onde ambos, crosta continental e manto litosférico, se espessam, empurrando o manto astenosférico quente para os lados e provocando convecção. Como consequência ao balanceamento da energia térmica, grandes volumes de magmas graníticos são formados (England e Thompson, 1986; Turner et al., 1992).

Estágio rifte inicial da Bacia do Parnaíba

A idéia de que o GJ representasse a fase rifte da Bacia Intracratônica do Parnaíba foi primeiramente aventada por Brito Neves et al. (1984) quando estudaram a influência das anisotropias do embasamento no arcabouço estrutural das bacias fanerozóicas brasileiras. Evidências sísmicas de estruturas grabeniformes abaixo da sequência

sedimentar da Bacia do Parnaíba foram reportadas por Góes et al. (1990). Eles observaram ainda que as zonas de cisalhamento pertencentes ao Lineamento Transbrasiliano haviam controlado os eixos deposicionais das sequências basais da mesma bacia. Ademais, poços profundos recolheram material de natureza litológica semelhante aos do GJ. Tais evidências culminaram com a formalização da fase rifte da bacia denominada de Formação Mirador (Góes e Feijó, 1994). Informações gravimétricas (Beltrão et al., 1991; Sousa, 1997), aeromagnetométricas (Nunes, 1993), de medidas de eletro-condutividade (Arora et al., 1999) e de análise de subsidência através de *backstripping* em poços profundos (Góes et al., 1990; Sousa e Oliveira, 1995; Sousa, 1997) reforçam a hipótese de que o Lineamento Transbrasiliano teve forte influência na geração da subsidência mecânica no início da instalação da Bacia do Parnaíba. A Fig. 16 congrega esquematicamente esses dados, ressaltando a vinculação entre feições abaixo da bacia *sag*, as anisotropias do embasamento e a ocorrência da bacia intracratônica.

Os grabens abaixo da Bacia do Parnaíba são associados com anomalias Bouguer negativas alinhadas na direção NE-SW segundo a direção do Lineamento Transbrasiliano (Lesquer et al., 1984; Beltrão et al., 1991; Sousa, 1997; Vidotti et al., 1997). Já os mapas aeromagnetométricos revelam uma série de anomalias alongadas subparalelas ao Tende do GJ (Nunes, 1993) que, são corroboradas por feições de baixa resistividade coincidentes com as anomalias magnéticas (Arora et al., 1999). Em seções sísmicas as feições do rifte são mostradas como semi-grabens de 10 a 15 km de largura, confirmando a forma e o tende do graben (Góes et al., 1990). Para atestar ainda mais a ligação genética com o estágio rifte precedente, outras feições grabeniformes dispostos ao longo do limite leste da Bacia do Parnaíba, tais como Jaguarapi, Cococi e São Julião, também apresentam as mesmas características físicas sob a bacia intracratônica. Na Fig. 16 está ilustrada a continuidade dos grabens expostos, adentrando a Bacia do Parnaíba.

Em termos das relações temporais, as duas bacias em pauta, mostram uma compatibilidade estratigráfica bastante plausível. A subsidência térmica da Bacia do Parnaíba começou no Ordoviciano Médio a Siluriano Inferior com a deposição da Formação Ipu, enquanto os últimos pulsos de sedimentação do GJ, os leques aluviais da Formação Aprazível, têm uma idade provável do Ordoviciano Inferior. A unidade basal da Bacia do Parnaíba repousa discordantemente sobre os sedimentos do estágio rifte e desenvolve *onlap* transgressivamente sobre o embasa-

mento cristalino nas bordas da bacia (Bigarella, 1973; Góes et al., 1990), configurando a tradicionalmente ampla sequência pós-rifte relacionada com subsidência térmica (Ver Ruppel, 1995, para detalhes). Nesse mesmo sentido, os efeitos termo-mecânicos associados com as atividades magmáticas e as características tectono-estratigráficas apontam para o GJ como uma feição típica rifte, como já discutido anteriormente.

A origem extensional de bacias intracratônicas é encontrada na maioria dos trabalhos recentes (ver exemplos em Oliveira, 2000a; ver também a revisão sobre a origem dessas bacias em Leighton, 1990). Esses trabalhos tendem a sugerir a formação de extensas bacias interiores como resultado de dois estágios tradicionais de subsidência: um rápido abatimento mecânico (fase rifte) seguida por uma subsidência negativa exponencial associada ao resfriamento e ajuste termo-isostático da litosfera (fase térmica). Embora esse regime geodinâmico tenha funcionado em muitos casos (ex. DeRito et al., 1983), modelagens termo-mecânicas demonstraram que a clara vinculação do estágio rifte com a geração de granitos anorogênicos tem também uma importância fundamental na subsidência posterior (Klein e Hsui, 1987; Stel et al., 1993), homogeneizando o resfriamento regional que governa a dinâmica do preenchimento da bacia intracratônica. Isso inclui as interações entre as discordâncias regionais e as mudanças na taxa de sedimentação, como é claramente observado no caso da interação entre os riftes temporalmente correlacionados ao GJ e a Bacia do Parnaíba (Cunha, 1986).

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Diversos aspectos da evolução tectono-magmática do GJ foram abordados na presente reavaliação. No geral, foi dada uma conotação moderna às feições estruturais da bacia e sua associação com o arcabouço do embasamento, ao preenchimento da calha, às características físico-químicas dos magmatismos e à interação entre sedimentação e atividades ígneas. A partir das variações quantitativas e qualitativas do conteúdo magmático da bacia foi possível fazer inferências a respeito das evoluções térmicas e geodinâmicas do rifte. Foi dado ênfase aos aspectos evolutivos da bacia em detrimento de detalhes mais localizados. Assim a integração de todos os dados tanto corroborou informações já publicadas como permitiu as seguintes conclusões gerais, todas detalhadamente discutidas no texto:

1- O GJ é a mais importante e proeminente feição tipo rifte do início do paleozóico na Província Borborema,

tendo como principal característica uma evolução tectônica dominada por magmatismos. Foi formado a partir da reativação, em regime normal, das descontinuidades crustais profundas e antigas pertencentes ao Lineamento Transbrasiliano;

- 2- Quatro atividades ígneas, todas separadas temporal e espacialmente, dominam a evolução tectônica do rifte. De idade vendiana, a primeira fase magmática envolve a formação do Enxame de Diques Coreau e representa o início do processo extensional de nucleação da bacia. Com a continuidade do regime extensional, a reativação de zonas de cisalhamento provocou o alojamento do Pluton de Mucambo durante o cambriano inferior. A sedimentação do rifte foi acompanhada da instalação de grande volume de magmas predominantemente básicos na forma de soleiras, diques e derrames. No Cambriano Superior houve a intrusão do Pluton de Meruoca, representando o último pulso ígneo da bacia;
- 3- Depósitos siliciclásticos muito imaturos são o principal componente de preenchimento da bacia. É provável que a deposição se processou axialmente ao longo do relevo abatido da calha sem reconhecer, no entanto, a polaridade no ambiente sedimentar e na granulometria tradicional (Formação Pacujá). O relevo das falhas delimitadoras (ombreiras do rifte) forneciam material grosseiro através de fluxos gravitacionais (leques aluviais das formações Massapê e Aprazível). Dois grandes pulsos de abatimento da bacia são evidenciados a partir da sedimentação diferenciada dessas duas últimas unidades estratigráficas;
- 4- A coluna estratigráfica do rifte pode ser sugerida considerando apenas as interações entre os dois sistemas magmático-sedimentar, sobretudo com base nas relações estruturais clássicas de “corte e preenchimento”. Com efeito, a principal fase de sedimentação do GJ parece ter ocorrido no Cambriano Médio;
- 5- Com base em dados petrogenéticos dos eventos magmáticos vinculados à evolução tectônica do rifte bem como à sua associação com o arcabouço estrutural do embasamento, duas hipóteses evolutivas para a litosfera, no decorrer do desenvolvimento do rifte, são aqui sugeridas. A primeira leva em conta uma extensão litosférica induzida pelas zonas de fraquezas preexistentes em um contexto de uma crosta continental previamente espessada. Já a segunda hipótese considera o mesmo afinamento litosférico, mas tendo

como principal componente os mecanismos termo-mecânicos que governam um underplating máfico. Ambos casos são compatíveis com um suprimento de calor suficiente para fundir a crosta inferior e/ou manto superior. As anisotropias crustais serviram de condutos para a subida e para alojamento superficial dos eventos magmáticos;

- 6- A configuração dos corpos magmáticos e sua relação com a estruturação adjacente permitiu fazer inferências sobre o campo de *stress* regional, em cujo contexto geodinâmico o rifte de Jaibaras se formou. Com efeito, o GJ foi nucleado e desenvolvido segundo uma extensão regional, através de fortes pulsos tectônicos sucessivos e com uma direção de abertura NW-SE, grosseiramente perpendicular ao alinhamento das falhas delimitadoras. Uma pequena componente transcorrente dextral é necessária para explicar a geração de espaço durante o alojamento relativamente passivo dos plutons associados a bacia;
- 7- O GJ é a resposta distal ao extenso rifteamento que separou as placas Laurentia e Báltica da placa de Gondwana Oeste. A implantação do graben, na Província Borborema, se traduz na progressiva estabilização da Plataforma Sulamericana após o Ciclo Brasileiro. Isto é particularmente importante, porque constata-se que esse arrefecimento da atividade térmica do Brasileiro na província teve início no seu limite oeste, em outras palavras, esta região estava sofrendo deformação frágil extensional, enquanto, ao mesmo tempo, a leste, as áreas estavam dominadas por regimes contracionais dúcteis associados com a geração de grandes volumes de granitos orogênicos. Subseqüentemente, a implantação do GJ representa também a fase rifte que precedeu a instalação da bacia intracratônica do Parnaíba.

Todos os dados “pincelados” acima foram tratados e discutidos mais detalhadamente no decorrer do trabalho que, não tem a intenção de exaurir o tema sobre a evolução tectônica do Graben de Jaibaras. Ao contrário, o autor espera que esse trabalho estimule a discussão sobre a importância desse rifte na geologia do fanerozóico nordestino. Com efeito, para avançar nos conhecimentos da evolução magmática, tectônica e estratigráfica, alguns itens para estudo com métodos de mais alta resolução são sugeridos: a) utilização de outros métodos de datação (ex. Ar-Ar) para a *Suite* Parapuí, geoquímica isotópica e de elementos traços em todos os eventos magmáticos e estudos geofísicos em geral na área do Graben e adjacências.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é parte de um projeto de doutorado do autor sobre o papel das bacias fanerozóicas dominadas por magmatismo na evolução termo-mecânica da litosfera na Província Borborema. Aos Joaquim Torquato (UFCE) e Nivaldo Destro (Petrobras) que revisaram minuciosamente o texto preliminar deste trabalho. As críticas construtivas do Antônio Ribeiro (Univ. Lisboa) e do revisor anônimo melhoraram a versão final. Ao Emanuel Jardim de Sá (UFRN) que forneceu gentilmente dados e material bibliográfico de circulação restrita ou de difícil acesso. Finalmente ao Lluís Cabrera (Univ. Barcelona), editor da AGH, pela oportunidade da publicação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, F.A.M., Gama Jr., Gorayeb, P.S.S., Hasui, Y., 1988. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. Anais do 7º Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, 1, 20-34.
- Abreu, F.A.M., Gorayeb, P.S.S., 1992. Feições litoestruturais e critérios cinemáticos no Cinturão Noroeste do Ceará. Anais do 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1, 300-301.
- Ajibade, A.C., Wright, J.B., 1989. The Togo-Benin-Nigeria Shield: evidence of crustal aggregation in the Pan-African belt. *Tectonophysics*, 165, 125-129.
- Albarede, F., 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? *Journal of Geophysical Research*, 97, 10,997-11,009.
- Almeida, A.R., Sial, A.N., Ferreira, V.P., 1984. Petrologia e geoquímica de enxames de diques cambrianos do Nordeste do Brasil. Anais do 11º Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, p. 60-77.
- Almeida, A.R., Sial, A.N., Ferreira, V.P., 1988. Isótopos de oxigênio em enxames de diques cambrianos do Ceará. *Revista de Geologia*, 1, 21-30.
- Almeida, F.F.M., 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. Anais do 23º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, 1, 29-46.
- Almeida, F.F.M., Black, R., 1968. Geological comparison of Northeastern South America and Western Africa. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40, 317-319.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. Anais do 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande. p. 363-391.
- Almeida, F.F.M., Melcher, G.C., Cordani, U.G., Kawashita, K., Vadoros, P., 1968. Radiometric age determinations from northern Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 17, 3-14.

- Anders, E., Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: meteoric and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 197-214.
- Arora, B.R., Padilha, A.L., Vitorello, I., Trivedi, N.B., Fontes, S.L., Rigoti, A., Chamalaun, F.H., 1999. 2-D geoelectrical model for the Parnaíba Basin conductivity anomaly of north-east Brazil and tectonic implications. *Tectonophysics*, 302, 57-69.
- Baker, P.E., 1982. Evolution and classification of orogenic volcanic rocks. In R.S. Thorpe, (ed.). *Andesites*, New York, John Wiley & Sons, p. 11-23.
- Ball, E., 1980. An example of very consistent brittle deformation over a wide intracontinental area: the Late Pan-African fracture system of the Tuareg and Nigerian Shield. *Tectonophysics*, 61, 363-379.
- Bally, A.W., Snelson, S., 1980. Realms of subsidence. In A.D. Miall (ed.). *Facts and principles of world petroleum occurrence*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 6, 9-94.
- Barbarin, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25, 227-238.
- Barbarin, B., 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 24, 295-298.
- Beaumont, C., 1981. Foreland basins. *Geophysical Journal of the Royal and Astronomical Society*, 65, 291-329.
- Beltrão, J.F., Silva, J.B.C., Costa, J.C., 1991. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, 56, 80-89.
- Bigarella, J.J., 1973. Geology of the Amazon and Parnaíba Basins. In A.E.M. Nairn, F.G. Stehli (eds.). *The ocean basins and margins*, vol. 1, the South Atlantic. New York, Plenum Press, p. 25-86.
- Bond, G.C., Nickeson, P.A., Kominz, M.A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 70, 325-345.
- Bowden, P., Batchelor, R.A., Chappell, B.W., Didier, J., Lameyre, J., 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, 1-11.
- Brito Neves, B.B., 1981. O Ciclo Brasileiro no Nordeste. *Anais do 10º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Recife, p. 329-336.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Cordani, U.G., Thomaz Filho, A., 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins on Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, 1, 495-510.
- Brito Neves, B.B., Kawashita, K., Mantovani, M.S. 1975a. Contribuição a geocronologia do pré-cambriano cearense. *Anais do 7º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Fortaleza. p. 299-318.
- Brito Neves, B.B., Long, L.L., Kawashita, K., Sial, A.N., Cordani, U.G., Pessoa, R.J.R., 1978. Estudo da geocronologia da faixa costeira pré-cambriana do Nordeste. Recife, CNPq/UFPE, Relatório final (circulação restrita), 14 pp.
- Brito Neves, B.B., Vandomos, P., Pessoa, D.A.R., Cordani, U.G., 1974. Reavaliação dos dados geocronológicos do Pré-cambriano do nordeste brasileiro. *Anais do 28º Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, 6, 261-271.
- Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, 36, 83-130.
- Brown, M., Rushmer, T., Sawyer, E.W., 1995. Introduction to special section: mechanisms and consequences of melt segregation from crustal protoliths. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15551-15563.
- Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. In R.D. Dallmeyer (ed.). *Terranes in the Circun-Atlantic Paleozoic Orogens*. Geological Society of America Special Paper, 230, 145-158.
- Caby, R., Arthaud, M.H., Archanjo, C.J., 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasileiro Belt of Northeast Brazil: geodynamics implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 235-246.
- Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M.H., Vauchez, A., 1991. Crustal evolution and the Brazilian Orogeny in Northeast Brazil. In R.D. Dallmeyer, J.P. Lécorché (eds.). *The West Africa Orogens and Circun-Atlantic correlatives*. Berlin, Springer-Verlag, p. 373-397.
- Castaing, C., Feybesse, J.L., Thiéblemont, D., Triboulet, C., Chèvremont, P., 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks?. *Precambrian Research*, 69, 327-344.
- Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L., Chèvremont, P., 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano Orogeny. *Tectonophysics*, 218, 323-342.
- Castro, A., 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, 76, 101-124.
- Castro, D.L., Medeiros, W.E., Jardim de Sá, E.F., Moreira, J.A.M., 1998. Gravity map of part of Northeast Brazil and adjacent continental margin and its interpretation based on the hypothesis of isostasy. *Revista Brasileira de Geofísica*, 16, 115-131.
- Cavalcante, J.C., Ferreira, C.A., Armesto, R.C.G., Medeiros, M.F., Ramalho, R., Braun, O.P.G., Baptista, M.B., Cunha, H.C.S., 1983. Mapa Geológico do Estado do Ceará (1:500,000). Brasília, MME/DNPM/Brazilian Government.

- Chappell, B.W., White, P.J., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences*, 83, 1-26.
- Christie-Blick, N., Biddle, K.T., 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In K.T. Biddle, N. Christie-Blick (eds.). *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 37, 1-34.
- Clemens, J.D., 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society, London*, 155, 843-851.
- Clemens, J.D., Halloway, J.R., White, A.J.R., 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineralogist*, 71, 317-324.
- Cobra, R.Q., 1963. Estudos da estratigrafia, tectônica, ocorrências minerais e recursos d'água do Nordeste do Ceará. Recife, SUDENE/DRM, Relatório interno, 23 pp.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189-200.
- Corrêa, J.A.M., 1997. Estudo petrográfico das rochas vulcano-clásticas da Suíte Parapuá, Bacia de Jaibaras, NW do Ceará. *Anais do 17º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Fortaleza, p. 145-149.
- Corsini, M., Figueiredo, L.L., Caby, R., Féraud, G., Ruffet, G., Vauchez, A., 1998. Thermal history of the Pan-African/Brazilian Borborema Province of northeast Brazil deduced from 40Ar/39Ar analysis. *Tectonophysics*, 285, 103-117.
- Corsini, M., Vauchez, A., Caby, R., 1996. Ductile duplexing at a bend of a continental-scale strike-slip shear zone: example from NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 18, 385-394.
- Costa, M.J., França, J.B., Lins, C.A.C., Bacchiegga, I.F., Habekost, C.R., Cruz, W.B., 1979. Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão - Projeto Jaibaras. Série Geologia No 14, Seção Geologia Básica No 11. Brasília, DNPM/Brazilian Government. 106 pp.
- Costa, M.J., Lins, C.A.C., Bacchiegga, I.F., 1975. O eo-cambriano e cambro-ordoviciano do Nordeste do Ceará (Grupos Bambuí e Jaibaras). *Anais do 7º Simposio de Geologia do Nordeste*, Fortaleza, p. 47-57.
- Creaser, R.A., Price, R.C., Wormald, R.J., 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, 19, 163-166.
- Cruden, A.R., 1998. On the emplacement of tabular granites. *Journal of the Geological Society, London*, 155, 853-862.
- Cunha, F.M.B., 1986. Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 107 pp.
- Dalziel, I.W.D., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 16-42.
- Danni, J.C.M., 1972. Geologia da porção sul do Grupo Jaibaras - Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, 2, 85-97.
- Davidson, C., Schmid, S.M., Hollister, L.S., 1994. Role of melt during deformation in the deep crust. *Terra Nova*, 6, 133-142.
- De La Roche, H., Leterrier, P., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A Classification of volcanics and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8, 105-123.
- Delaney, P.T., Pollard, D.D., Zioni, J.I., McKee, E.H., 1986. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research*, 91, 4,920-4,938.
- DeRito, R.F., Cozzarelli, F.A., Hodges, D.S., 1983. Mechanisms of subsidence in ancient cratonic rift basins. *Tectonophysics*, 94, 141-168.
- Dickinson, W.R., 1993. Basin geodynamics. *Basin Research*, 5, 195-196.
- Dogliani, C., 1995. Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings. *Tectonophysics*, 252, 253-267.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641-644.
- England, P.C., Thompson, A.B., 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In M.P. Coward, A.C. Ries (eds.). *Collision tectonics. Geological Society Special Publication*, London, 19, 83-94.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Jardim de Sá, E.F., 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 439-455.
- Fetter, A.H., 1999. U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana. PhD thesis, University of Kansas. 145 pp.
- Fortes, F.P., 1992. Os grabens sigmoidais da Bacia do Parnaíba e a matriz brasileira. *Anais do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, 1, 552-554.
- Foucher, J.P., Pichon, X., Sibuet, J.C., 1982. The ocean-continent transition in the uniform lithospheric stretching in the mantle. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, A305, 27-43.
- Fyfe, W.S., 1992. Magma underplating of continental crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 50, 33-40.
- Galindo, A.C., Dall'Agnol, R., McReath, I., Lafon, J.M., Teixeira, N., 1995. Evolution of Brasiliano-age granitoid types in shear-zone environment, Umarizal-Caraúbas region, Rio

- Grande do Norte, northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 79-95.
- Gava, A., Nascimento, D.A., Vidal, J.L.B., Ghignone, J.I., Oliveira, E.P., Santiago Filho, A.L., Teixeira, W., Stamford, W.J.P., Ribeiro, A.G., Ribeiro, J.H.M., 1983. *Geologia*. In Projeto Radambrasil, levantamentos de recursos naturais, Vol. 30, folhas Aracajú/Recife. Rio de Janeiro, MME/Brazilian Government. p. 27-376.
- Góes, A.M.O., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8, 57-67.
- Góes, A.M.O., Souza, J.M.P., Teixeira, L.B., 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4, 55-64.
- Gomes, J.R.C., Gatto, C.M.P.P., Souza, G.M.C., Luz, D.S., Pires, J.L., Teixeira, W., França, F.A.B., Cabral, E.M.A., Menor, E.A., Monteiro, N., Barros, M.J.G., Ribeiro, A.G., Lima, E.A., Fonseca, R.A., 1981. *Geologia*. In: Projeto Radambrasil, levantamentos de recursos naturais, Vol. 23, folhas Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, MME/Brazilian Government. p. 27-300.
- Horayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., Correa, J.A.M., Moura, C.A.V., 1988. Relações estratigráficas entre o granito Meruoca e a sequência Ubajara-Jaibaras. *Anais do 35º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, 6, 2678-2688.
- Guimarães, I.P., Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Araújo, J.M.M., Sales, A., Melo, S.C., 1998. The Brasiliano granitoids from the Pajeú Paraíba Belt and Teixeira High: Sm-Nd isotope geochemistry and U/Pb in zircon ages. *Anais do 40º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, 1, 43.
- Hackspacher, P.C., Soares, J.W., Petta, R.A., 1988. *Geologia do Grupo Ubajara - Região de Frecheirinha (CE)*. *Anais do 35º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, 6, 2661-2677.
- Hanson, R.B., Glazner, A.F., 1995. Thermal requirements for extensional emplacement of granitoids. *Geology*, 23: 213-216.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, 29, 599-624.
- Hutton, D.H.W., 1996. The 'space problem' in the emplacement of granite. *Episodes*, 19, 114-119.
- Hutton, D.H.W., Reavy, R.J., 1992. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics*, 11, 960-967.
- Hyndman, D.W., 1981. Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. *Geology*, 9, 244-249.
- Inger, S., 1994. Magmagenesis associated with extension in orogenic belts: examples from the Himalaya and Tibet. *Tectonophysics*, 238, 183-197.
- Ingersoll, R.V., 1988. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1704-1719.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the common Igneous Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- James, D.E., 1981. The combined use of Oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 9, 311-344.
- Jardim de Sá, E.F., 1984a. A evolução proterozóica da Província Borborema. *Anais do 11º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Natal, p. 297-316.
- Jardim de Sá, E.F., 1984b. Aspectos estruturais e tectônicos de granitoides. *Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, 6, 2787-2814.
- Jardim de Sá, E.F., 1994. A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na cadeia brasileira/pan-africana. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, 804 pp.
- Jardim de Sá, E.F., Hackspacher, P.C., Nogueira, A.M.B., Lins, F.A.P.L., McReath, I., Srivastava, N.K., Alunos da Disciplina Geologia de Campo II-1979, 1979. Observações sobre a estratigrafia e sequências ígneas da Bacia de Jaibaras, Noroeste do Ceará. *Anais do 9º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Natal, p. 30-38.
- Karner, G.D., Dewey, J.F., 1986. Rifting: lithospheric versus crustal extension as applied to the Ridge Basin of Southern California. In M.E. Halbouty (ed.). *Future petroleum provinces of the world*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 40, 317-337.
- Keen, C.E., 1987. Some important consequences of lithospheric extension. In M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock (eds.). *Continental extensional tectonics*. Geological Society Special Publication, 28, 67-73.
- Kegel, W., Scorza, E.P., Coelho, F.C.P., 1958. Estudos geológicos do norte do Ceará. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPMP*, Rio de Janeiro, 184, 1-46.
- Klein, G.V., 1987. Current aspects of basin analysis. *Sedimentary Geology*, 50, 95-118.
- Klein, G. V., Hsui, A.T., 1987. Origin of cratonic basins. *Geology*, 15, 1094-1098.
- Latin, D.M., White, N., 1990. Generating melt during lithospheric extension: pure shear vs. simple shear. *Geology*, 18, 327-331.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R., Zanettin, B., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford, Blackwell, 112 pp.
- Leighton, M.W., 1990. Introduction to interior cratonic basins. In M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel (eds.). *Interior cratonic basins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 51, 1-24.
- Leighton, M.W., Kolata, D.R., 1990. Selected interior cratonic basins and their place in the scheme of global tectonics, A synthesis. In M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel (eds.). *Interior cratonic basins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 51, 729-797.

- Lesquer, A., Beltrao, J.F., Abreu, F.A.M., 1984. Proterozoic links between Northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, 110, 9-26.
- Leterrier, J., Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., Amaro, V.E., 1990. Magmatic and geodynamic signature of the Brasiliano Cycle plutonism in the Seridó Belt, NE Brasil. *Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal, 4, 1640-1655.
- Lieberman, B.S., 1997. Early Cambrian paleogeography and tectonic history: A biogeography approach. *Geology*, 25, 1039-1042.
- Lyatsky, H.V., 1994. Formation of non-compressional sedimentary basins on continental crust: Limitations on modern models. *Journal of Petroleum Geology*, 17, 301-316.
- Mabesoone, J.M., 1984. Episódios tectônicos, seqüências deposicionais e sua integração com exemplos do Nordeste Brasileiro. *Atas do 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, 2, 918-933.
- Mabesoone, J.M., Beurlen, K., Rand, H.M., Costa, W.D., Manoel Filho, J., Barretto, P.T., Rijo, L., Rodrigues, J.M.S., Marinho, J.M.L., Nascimento, P.A.B., Rocha, M.A., 1971. *Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará. Estudos e Pesquisas, UFPE/IG*, 2, 1-116.
- Manglik, A., Singh, R.N., 1995. Postintrusive thermal evolution of continental crust: A moving boundary approach. *Journal of Geophysical Research*, 100, 18031-18043.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C., Burke, K., 1983. Development of pull-apart basins. *Journal of Geology*, 91, 529-554.
- McConnell, D.A., Gilbert, M.C., 1990. Cambrian extensional tectonics and magmatism within the Southern Oklahoma aulacogen. *Tectonophysics*, 174, 147-157.
- McKenzie, D.P. 1984. A possible mechanism for epeirogenic uplift. *Nature*, 307, 616-618.
- McKenzie, D.P., Bickle, M.J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29, 625-679.
- McMurry, J., Long, L.E., Sial, A.N., 1987. Petrology and isotope systematics of magma mushes: some porphyritic granitoids of Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, 473-480.
- Mello, Z.F., 1978. Evoluções finais do ciclo geotectônico Brasiliano no Nordeste Oriental. *Anais do 30º Congresso Brasileiro de Geologia*, Recife, 6, 2438-2450.
- Metcalfe R.V., Smith, E.I., 1995. Introduction to special section: Magmatism and extension. *Journal of Geophysical Research*, 100, 10249-10253.
- Miall, A.D., 1981. Alluvial sedimentary basins: Tectonic setting and basin architecture. In A.D. Miall (ed.). *Sedimentation and tectonics in alluvial basins. Geological Association of Canada Special Paper*, 23, 1-33.
- Miall, A.D., 1984. *Principles of sedimentary basin analysis*. New York, Springer-Verlag, 490 pp.
- Misuzaki, A.M.P., Saracchini, F.E., 1990. *Catálogo geral de dados geocronológicos da Petrobrás. Petrobrás/Cenpes*, Rio de Janeiro, Relatório Interno. 24 pp.
- Mohr, P., 1992. Nature of the crust beneath magmatically active continental rifts. *Tectonophysics*, 213, 269-284.
- Monié, P., Caby, R., Arthaud, M.H., 1997. The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: ⁴⁰Ar/³⁹Ar and petrostructural data from Ceará. *Precambrian Research*, 81, 241-264.
- Mont'Alverne, A.A.F., Jardim de Sá, E.F., Derze, G.R., Dantas, J.R.A., Ventura, P.E.D., Matos, R.M.D., Oliveira, D.C. Rêgo, J.M., Monteiro, E.T., Xavier, C.B., Hollanda, M.H.B.M., 1998. *Mapa Geológico do Rio Grande do Norte (1:500.000)*. Brasília, DNPM/UFRN/Petrobrás/CDRM-RN.
- Moreira, J.A.M., Medeiros, W.E., Lins, F.A.P.L., Archanjo, C.J., Ussami, N., 1989. *Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e sua contribuição ao estudo da tectônica da área. Anais do 1º Congresso internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 2, 531-537.
- Murrell, S.A.F., 1986. Mechanics of tectogenesis in plate collision zones. In M.P. Coward, A.C. Ries (eds.). *Collision tectonics. Geological Society Special Publication*, London, 19, 95-111.
- Nascimento, D.A., Gava, A., 1979. Novas considerações sobre a estratigrafia da Bacia Jaibaras. *Anais do 9º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Natal, p. 14-29.
- Nascimento, D.A., Gava, A., Pires, J.L., Teixeira, W., França, F.A.B., Cabral, E.M.A., Stamford, W.J.P., Ribeiro, A.G., Barros, M.J.G., Fonseca, R.A., 1981. *Geologia*. In: Projeto Radambrasil, levantamentos de recursos naturais, Vol. 21, folha Fortaleza. Rio de Janeiro, MME. p. 23-212.
- Nelson, D.R., 1992. Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. *Lithos*, 28, 403-420.
- Nilsen, T.H., Sylvester, A.G., 1999. Strike-slip basins, part 1. *The Leading Edge*, 18, 1146-1152.
- Novais, F.R.G., Brito Neves, B.B., Kawashita, K., 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico na região Noroeste do Ceará. *Anais do 9º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Natal, p. 91-110.
- Nunes, K.C., 1993. Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnetométricos. *Anais do 3º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, Rio de Janeiro, 1, 152-157.
- Oliveira, D.C., 2000a. Jaibaras Trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, northeastern Brazil. *Submetido à Marine Petroleum Geology*.

- Oliveira, D.C., 2000b. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in the Early Palaeozoic Jaibaras Trough (Northeast Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30, no prelo.
- Paterson, S.R., Fowler Jr., T.K., 1993. Extensional pluton-emplacment models: do they work for large plutonic complexes? *Geology*, 21, 781-784.
- Patiño Douce, A.E., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25, 743-746.
- Pavlis, T.L., 1996. Fabric development in syn-tectonic intrusive sheets as a consequence of melt-dominated flow and thermal softening of the crust. *Tectonophysics*, 253, 1-31.
- Pearce, T.H., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19, 120-125.
- Perry, F.V., DePaolo, D.J., Baldrige, W.S., 1993. Neodymium isotopic evidence for decreasing crustal contributions to Cenozoic ignimbrites of the western United States: implications for thermal evolution of the Cordilleran crust. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 872-882.
- Pitman III, W.C., Andrews, J.A., 1985. Subsidence and thermal history of small pull-apart basins. In K.T. Biddle, N. Christie-Blick, (eds.). *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 37, 45-49.
- Platt, J.P., Soto, J.-I., Whitehouse, M.J., Hurford, A.J., Kelley, S.P., 1998. Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics*, 17, 671-689.
- Poitrasson, F., Duthou, J.-L., Pin, C., 1995. The relationships between petrology and Nd Isotopes as evidence for contrasting anorogenic granite genesis: example of the Corsigan Province. *Journal of Petrology*, 36, 1251-1274.
- Pollard, D.D., 1987. Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. In H.C. Halls, W.F. Fahrig (eds.). *Mafic dyke swarms*. Geological Association of Canada Especial Paper, 34, 5-24.
- Prado, F.S., Mendonça, J.C.G., Morais, J.B.A., Medeiros, M.F., Assunção, P.R.S., Andrade, V.A., Medeiros, R.P., 1981. Geologia da região noroeste do Estado do Ceará - Projeto Martinópolis. Brasília. Série Geologia Nº23, Seção Geologia Básica nº17. Brasília, DNPM/Brazilian Government. 59 pp.
- Quadros, M.L.E.S., Abreu, F.A.M., 1995. Bacia de Jaibaras-NW do Ceará: considerações sobre a evolução tectono-sedimentar. *Anais do 5º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Gramado, p. 307-309.
- Quadros, M.L.E.S., Abreu, F.A.M., Gorayeb, P.S.S., 1994. Considerações sobre os ambientes deposicionais das Formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibaras - NW do Ceará. *Anais do 38º Congresso Brasileiro de Geologia*, Camboriú, p. 240-242.
- Quinlan, G., 1987. Models of subsidence mechanisms in intracratonic basins, and their applicability to North American examples. In C. Beaumont, A.J. Tankard (eds.). *Sedimentary basins and basin forming mechanisms*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 12, 463-481.
- Raia, F., Spera, F.J., 1997. Simulations of crustal anatexis: implications for the growth and differentiation of continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 102, 22,629-22,648.
- Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21, 825-828.
- Roeder, P.L., Emslie, R.F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 29, 275-289.
- Román-Berdiel, T., Gapais, D., Brun, J.-P., 1997. Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *American Journal of Science*, 297, 651-678.
- Ruppel, C., 1995. Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100, 24187-24215.
- Santos, E.J., Brito Neves, B.B., 1984. Província Borborema. In F.F.M. Almeida, Y. Hasui (eds.). *O Pré-cambriano no Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher Ltda., p. 123-186.
- Santos, E.J., Coutinho, M.G.N., Costa, M.P.A., Ramalho, R., 1984. A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luis e as Bacias Marginais. In C. Schobbenhaus, D.A. Campos, G.R. Derze, H.E. Asmus (eds.). *Geologia do Brasil, texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2 500 000*. Brasília, DNPM/ Brazilian Government, p. 131-189.
- Santos, T.J.S., 1999. Evolução tectônica e geocronológica do extremo noroeste da Província Borborema. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista. 185 pp.
- Sengor, A.M., Burke, K., Dewey, J.F., 1978. Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the upper Rhine Graben as an example. *American Journal of Science*, 278, 24-40.
- Sial, A.N., 1986. Granite-types in Northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 54-72.
- Sial, A.N., 1989. Petrologia, geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (Sr, O, H, S) nos batólitos da Meruoca e Mucambo, Ceará, Nordeste do Brasil. Tese de Livre Docência, Universidade Federal de Pernambuco. 284 pp.
- Sial, A.N., Long, L.E., 1987. Rb-Sr and oxygen isotope study of the Meruoca and Mucambo Granites, Northeastern Brazil. Short paper of the 4º International Conference of geochronology, cosmochemical and isotope geology. USGS open file report 78-701, p. 398-400.
- Sial, A.N., Figueiredo, M.C.H., Long, L.E., 1981. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo Plutons, Ceará, Northeast Brazil. *Chemical Geology*, 31, 271-283.

- Silva Filho, M.A., 1995. A Província Borborema: nova abordagem geotectônica. *Anais do 16º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Recife, 2, 384-390.
- Sinclair, H.D., 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 324-346.
- Sloss, L.L., 1990. Epilog. In M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel (eds.). *Interior cratonic basins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 51, 799-805.
- Sousa, M.A., 1997. Subsidence modeling of the Parnaíba basin (NE Brazil). *Anais do 5º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, São Paulo, 2, 880-882.
- Sousa, M.A., Oliveira, M.F.B., 1995. Geophysical evidences of the Transbrasiliano lineament in Parnaíba basin. *Anais do 5º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Gramado, p. 260-263.
- Stel, H., Cloetingh, S., Heeremans, M., Van Der Beek, P., 1993. Anorogenic granites, magmatic underplating and the origin of intracratonic basins in a non-extensional setting. *Tectonophysics*, 226, 285-299.
- Streckeisen, A. 1975. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Sciences Review*, 12, 1-33.
- Tavares Jr., S.S., Gorayeb, P.S.S., Lafon, J-M., 1990. Petrografia e geocronologia Rb/Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito de Meruoca (CE). *Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal, p. 337-338.
- Taylor Jr., H.P., 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematic in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 47: 243-254.
- Thompson, A.B., Connolly, J.A.D., 1995. Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15565-15579.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Parry, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, A 310, 549-590.
- Torquato, J.R., 1995. A geologia do Noroeste do Ceará (uma visão histórica). *Revista de Geologia*, 8, 5-183.
- Torquato, J.R., Cordani, U.G., 1981. Brazil-Africa geological links. *Earth-Sciences Review*, 17, 155-176.
- Torquato, J.R., Nogueira Neto, J.A., 1996. Historiografia da região de dobramentos do Médio Coreá. *Revista Brasileira de Geociências*, 26, 303-314.
- Turcotte, D.L., Emerman, S.H., Spence, D.A., 1987. Mechanics of dyke injection. In H.C. Halls, W.F. Fahrig (eds.). *Mafic dyke swarms*. Geological Association of Canada Especial Paper, 34, 25-29.
- Turner, S., Sandiford, M., Foden, J., 1992. Some geodynamic and compositional constraints on "postorogenic" magmatism. *Geology*, 20, 931-934.
- Van Houten, F.B., 1973. Meaning of molasse. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1973-1976.
- Van Houten, F.B., 1981. The odyssey of molasse. In A.D. Miall (ed.). *Sedimentation and tectonics in alluvial basins*. Geological Association of Canada Special Paper, 23, 35-48.
- Van Schmus, W.R., Neves, B.B.B., Hackspacher, P.C., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 267-288.
- Vandoros, P., 1968. Um granito pós-orogênico de Sobral, Ceará. *Anais do 22º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte. p. 5-6.
- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 247-266.
- Vidotti, R.M., Ebinger, C.J., Fairhead, J.D., 1997. Flexural rigidity at Parnaíba basin - Brazil. *Anais do 5º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, São Paulo, 2, 579
- Vignerresse, J.L., 1995a. Far- and near- field deformation and granite emplacement. *Geodinamica Acta*, 8, 211-227.
- Vignerresse, J.L., 1995b. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249, 173-186.
- Vignerresse, J.L., Cuney, M., 1991. Are granites representative of heat flow provinces? In: V. Cermak, L. Rybach (eds.). *Exploration of the deep continental crust, terrestrial heat flow and the lithosphere structure*. Berlin, Springer-Verlag, p. 86-110.
- Villeneuve, M., Cornée, J.J., 1994. Structure, evolution and palaeogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic. *Precambrian Research*, 69, 307-326.
- Warren, R.G., Ellis, D.J., 1996. Mantle underplating, granite tectonics, and metamorphic P-T-t paths. *Geology*, 24, 663-666.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappel, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407-419.
- White, R.S., McKenzie, D.P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94, 7685-7729.
- Whitney, J.A., 1988. The origin of granite: the role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1886-1897.
- Wickham, S.M., Litvinovsky, B.A., Zanvilevich, A.N., Bindeman, I.N., 1995. Geochemical evolution of Phanerozoic magmatism in Transbaikalia, East Asia: a key constraint on the origin of K-rich silicic magmas and the process of cratonization. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15641-15654.
- Zen, E., 1988. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 21-51.