



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Pós-Graduação em Geociências
Área de Metalogênese

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL
SEÇÃO CIRCULANTE

**GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO TONALITO-DIORITO ITARERU, BORDA
OCIDENTAL DO GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BAHIA-BRASIL**

**Marcelo Juliano de Carvalho
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

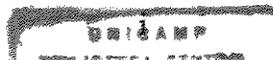
Este exemplar corresponde a
redação final do trabalho submetido
por *Marcelo Juliano de Carvalho*
em *30/03/2001*

ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

Março de 2001

6245102



N.º CHAMADA:

T | UNICAMP
C 253g
V. Exp.
TOMBO BC/ 45513
PROC. 16-392107
C D
PREC. R\$ 11,00
DATA 31/07/01
N.º CPD

CM00158578-7

FICHA CATALOGRAFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DO IG - UNICAMP - IG

C253g Carvalho, Marcelo Juliano de
Geologia e geoquímica do Tonalito-diorito Itareru, Borda Ocidental do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia-Brasil. / Marcelo Juliano de Carvalho.- Campinas,SP.: [s.n.], 2001.

Orientador: Elson Paiva de Oliveira

Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1.Mapeamento geológico. 2.Geoquímica. I.Oliveria, Elson Paiva. II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências III. Título.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: Marcelo Juliano de Carvalho

GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO TONALITO-DIORITO ITARERU, BORDA
OCIDENTAL DO GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BAHIA-BRASIL

ORIENTADOR: Prof. Dr. Elson Paiva Oliveira.

Aprovada em: 30/03/01

PRESIDENTE: Prof. Dr. Elson Paiva Oliveira.

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Elson Paiva Oliveira

Prof. Dr. Asit Choudhuri

Profa. Dra. Cristina Wiedemann

Elson Paiva Oliveira - presidente
Asit Choudhuri
Cristina Wiedemann

Campinas, maio de 2001



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DMG**

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO TONALITO-DIORITO ITARERU, BORDA
OCIDENTAL DO GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BAHIA-BRASIL**

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Marcelo Juliano de Carvalho

Corpos tonalíticos alongados, assim como cinturões peridotíticos e zonas de cisalhamento de grande escala, são características geológicas importantes na identificação de descontinuidades tectônicas em cinturões orogênicos. O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI), localizado na região nordeste do Orógeno paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá, é formado por rochas metavulcânicas máficas, félsicas e metassedimentares intrudidas por domos tonalíticos-granodioríticos. Apesar de um ambiente de *back-arc* ter sido sugerido para a formação do GBRI, a localização desse arco e da zona de sutura, ou das relações embasamento/cobertura têm sido dificultadas pela deformação, escassez de dados isotópicos de boa qualidade e mapeamento detalhado de alguns corpos. Recentemente, com base em dados de isótopos de Nd na porção sul desse *greenstone belt*, foram reconhecidas intrusões tonalíticas a granodioríticas juvenis com assinatura geoquímica de arco insular (Barrueto *et al.*, 1998). Trabalhos de campo, realizados para esta dissertação, possibilitaram a identificação de um corpo com orientação NW-SE a N-S que pode marcar o contato ocidental entre o GBRI e um bloco arqueano do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Esse corpo, aqui denominado de Tonalito-diorito Itareru (TDI), tem forma de “lasca” (*sheet-like body*) com aproximadamente 80 km de comprimento e no máximo 7,5 km de largura, e é composto de rochas tonalíticas a dioríticas porfíricas, ricas em enclaves. Dados isotópicos indicam uma idade de 2109 ± 5 Ma (SHRIMP U/Pb em zircão), idades modelo Nd no intervalo 2329-2372 Ma e valores de ϵ_{Nd} levemente negativos (de 0,00 a -0,79). Constatou-se que a leste do TDI predominam rochas supracrustais que compõem o GBRI e intrusões graníticas foliadas, enquanto a oeste predominam gnaisses bandados arqueanos e granitóides isotrópicos. Propõe-se que o Tonalito-diorito Itareru possa marcar uma descontinuidade tectônica entre terrenos arqueanos e paleoproterozóicos, na região nordeste do Craton do São Francisco e, por suas características sintectônicas, pode representar a idade aproximada da colisão no orógeno.



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DMG**

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE ITARERU TONALITE-DIORITE,
WEST BOUDARY OF THE RIO ITAPICURU GREENSTONE BELT, BAHIA-
BRAZIL**

ABSTRACT

**MASTER DISSERTATION
Marcelo Juliano de Carvalho**

Elongated tonalitic bodies, like peridotite belts and large-scale shear zones, are significant geological features that help identify tectonic discontinuities in orogenic belts. The Rio Itapicuru Greenstone Belt, located on the northeastern edge of the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, is an important gold-producing geological unit. It is made up mostly of metamorphosed mafic and felsic volcanics, and sediments, intruded by tonalite to granodiorite domes. Although a back-arc tectonic setting has been suggested, the location of the arc and of any suture zone, or even the relations with the basement have been hampered by deformation and paucity of high-quality isotope data. Recently, on the basis of Nd isotope data juvenile-, arc-related tonalite to granodiorite intrusions were recognized on the southern portion of the greenstone belt. New field work also helped to recognize a NW-SE to N-S-trending body that may mark the western boundary between the greenstone belt and an Archaean block within the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen. It is a sheet-like body (up to 7.5 km wide and over 80 km long) composed of enclave-rich, porphyritic diorite to tonalite. Isotope studies indicated an age of $2,109 \pm 5$ Ma (U-Pb SHRIMP on zircons) and slightly negative ϵ_{Nd} values. To the east of the Itareru Tonalite-diorite supracrustal rocks of the greenstone belt and foliated granitoid intrusions dominate, whereas Archaean banded gneisses and isotropic granitoids are the main rock-types to the west. It is suggested that the Itareru Tonalite defines a tectonic discontinuity between two terranes, and that for its syn-tectonic characteristics it marks the timing of continent-continent collision.

*“Minha vida é andar por esse país,
pra ver se um dia descanso feliz.
Guardando as recordações,
das terras onde passei,
andando pelos sertões
e dos amigos que lá deixei”*

Luiz Gonzaga.

A Tata e Spiff, amigos e companheiros inesquecíveis.

AGRADECIMENTOS

É impossível que me lembre de todos os que direta ou indiretamente colaboraram para a realização desse trabalho e para tornar melhores esses dois últimos anos, bem vividos. Desculpem-me os que não foram lembrados

- ✓ *A meu pai, meu único ídolo, por tudo.*
- ✓ *A minha mãe e a dinda, a quem devo aqui ter chego;*
- ✓ *A meu irmão pela influência e a toda minha maravilhosa família;*
- ✓ *Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) pela concessão de uma bolsa de estudo e a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo auxílio para o trabalho de campo;*
- ✓ *Ao meu orientador, Prof. Dr. Elson Paiva Oliveira, pelos dois anos de ensinamentos constantes, pelos trabalhos de campo memoráveis e pelo excelente convívio;*
- ✓ *Ao Prof. Dr. Asit Chouduri, pelas colocações, apoio e sabedoria;*
- ✓ *A minha segunda família: Cristina, Vó Laila e Geraldo;*
- ✓ *Ao Hector, pelas discussões, risadas e baladas de campo;*
- ✓ *Ao Spiff pelos bigodes emprestados: graças a eles os zircões foram catados;*
- ✓ *Ao Bocão, pela mesa de sinuca;*
- ✓ *Aos grandes amigos geólogos Guilherme, Monge, Zé Renato, Alexandre, Catarina, Basset, Penteado e Analuiza, entre outros, pelas longas, intensas, nem sempre pacíficas, empolgadas e deliciosas discussões geológicas, com cerveja, pelos dias amanhecidos e pela grande amizade concretizada;*
- ✓ *Aos amigos Bibi, Mara, Eder, Lelê, Tony, Jú, Lúcia, Irian, Tissoca, Frangão, Marreco Fabião, Miguel: grande família;*
- ✓ *A todos os funcionários do IG, em especial: Val, Juarez, Maurícia e Seu Aníbal, muito obrigado;*
- ✓ *E a Tata, por todo o apoio moral, sentimental e profissional, e ao saudoso Spiff, ambos companheiros inabaláveis, MUITO OBRIGADO!*

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS.....	x
ÍNDICE DE TABELAS.....	xiii
INTRODUÇÃO.....	1
Localização geográfica.....	1
Trabalhos anteriores.....	1
Justificativa.....	2
Objetivo.....	2
Organização da Dissertação.....	2
 GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO TONALITO-DIORITO ITARERU, MARGEM OCIDENTAL DO GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BAHIA-BRASIL.	
ABSTRACT.....	4
RESUMO.....	4
1-INTRODUÇÃO.....	5
2-GEOLOGIA REGIONAL.....	7
2.1-Complexo Santa Luz.....	7
2.2- <i>Greenstone Belt</i> do Rio Itapicuru.....	9
2.3-Rochas intrusivas.....	10
3-GEOTECTÔNICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL.....	13
4-GEOLOGIA DA ÁREA.....	14
4.1-Tonalito-diorito Itareru.....	15
4.2-Granodiorito Lagoa do Boi.....	18
4.3-Granito Morro do Lopes.....	23
4.4-Gnáisses Bandados.....	23
5-RELAÇÕES DE CONTATO COM AS ROCHAS ENCAIXANTES.....	25

6-PETROGRAFIA.....	29
6.1-Tonalito-diorito Itareru.....	29
6.2-Granodiorito Lagoa do Boi.....	32
7-GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	36
8-GEOQUÍMICA.....	44
9-GEOCRONOLOGIA U-PB E ISÓTOPOS DE ND.....	54
10-DISCUSSÃO.....	58
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	68

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1 -Localização da área no estado da Bahia e principais vias de acesso.....	3
FIGURA 2 -Mapa geológico regional, destaque para o Cráton do São Francisco.....	8
FIGURA 3 -Mapa geológico do <i>Greenstone Belt</i> do Rio Itapicuru.....	8
FIGURA 4 -Mapa geológico mostrando o posicionamento do TDI no contexto geológico regional.....	16
FIGURA 5 -Mapa geológico do TDI e suas encaixantes.....	17
FIGURA 6 -Fotografia de vista de afloramento típico do TDI, destacando os diques félsicos e máficos.....	19
FIGURA 7 -Fotografia de dique félsico localmente dobrado do TDI, indicando sentido de movimentação sinistral, próximo a sua borda E.....	19
FIGURA 8 -Fotografia mostrando xenólito de metabasalto do TDI, observado no ponto JCI-150.....	20
FIGURA 9 -Fotografia mostrando vista geral do Granodiorito Lagoa do Boi (GBL), em seu corpo principal.....	20
FIGURA 10 -Fotografia mostrando afloramento do Granodiorito Lagoa do Boi em forma de diques, cortando o TDI nas proximidades do contato entre ambos.....	22
FIGURA 11 -Fotografia mostrando xenólitos do TDI em rocha granodiorítica pertencente ao Granodiorito Lagoa do Boi, confirmando a relação temporal entre eles, ponto JCI-79.....	22
FIGURA 12 -Fotografia mostrando dique de granito isotrópico (tipo Morro do Lopes), cortando o TDI nas proximidades de seu contato W. Essa é a principal forma de ocorrência dos granitos G5 (Rios <i>et al.</i> , 1998), na área.....	24
FIGURA 13 -Perfis esquemáticos que mostram diferentes cortes do TDI e das rochas encaixantes.....	27 e 28
FIGURA 14 -Fotomicrografia de lâmina do TDI em sua fácies tonalítica. Notar fenocristais de plagioclásio e mineralogia característicos.....	31

FIGURA 15 -Fotomicrografia de lâmina do TDI em sua fácies granodiorítica. Notar fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico e a mineralogia característica.....	31
FIGURA 16 -Fotomicrografia de lâmina do TDI em sua fácies diorítica. Notar a granulação mais fina e a ausência de fenocristais.....	33
FIGURA 17 -Fotomicrografia de tonalito do TDI pertencente ao estágio 1 de evolução microestrutural. Notar o arranjo em mosaico entre os grão de quartzo e plagioclásio na matriz, característica considerada como de origem magmática, que não sofreu deformação.....	33
FIGURA 18 -Fotomicrografias de tonalito do TDI pertencente ao estágio 2 de evolução microestrutural. Notar em <i>A</i> um fenocristal de plagioclásio com extinção ondulante contornado por um grão de quartzo estirado. Em <i>B</i> um fenocristal de plagioclásio com desenvolvimento de recristalização dinâmica com limites de sub-grão.....	34
FIGURA 19 -Fotomicrografias de tonalito do TDI pertencente ao estágio 3 de evolução microestrutural. Notar em <i>A</i> o fenocristal de plagioclásio com deformação em estado sólido, adquirindo feição <i>augen</i> . Em <i>B</i> notar o desenvolvimento de sombras de pressão em torno do fenocristal de plagioclásio, preenchida por quartzo recristalizado. Nos dois casos, notar a matriz recristalizada.....	35
FIGURA 20 -Mapa estrutural da área mapeada.....	37
FIGURA 21 -Fotografia de afloramento de rocha da fácies tonalítica de borda do TDI. Notar o estiramento dos grãos de quartzo e plagioclásio.....	41
FIGURA 22 -Estereogramas de pólos da foliação e lineações do TDI.....	42 e 43
FIGURA 23 -Fotografia de afloramento de gnaisses bandados do Complexo Santa Luz nas proximidades do contato SW com o TDI. Notar o padrão das dobras inclinadas, assimétricas, com plano axial mergulhando para E e eixos sub-horizontais.....	41
FIGURA 24 -Diagrama mostrando o índice de saturação de alumínio (<i>índice de Shand</i>), para as rochas do TDI.....	49
FIGURA 25 -Diagrama SiO ₂ x K ₂ O demonstrando que as rochas do TDI são compatíveis com rochas cálcio-alcalinas de alto potássio.....	49

FIGURA 26 -Diagrama de índice de <i>Peacock</i> (modificado por Brow, 1982) para as rochas do TDI. O índice é calculado onde o alinhamento de rochas corta a reta $\log(\text{Ca}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$	50
FIGURA 27 -Diagrama AFM para as rochas do TDI.....	50
FIGURA 28 -Diagrama de discriminação de ambientes geotectônicos de Pearce <i>et al</i> (1984). As rochas do TDI são classificadas como rochas de arco vulcânico...51	51
FIGURA 29 -Diagramas de distribuição de elementos (Harker) para o TDI.....	52
FIGURA 30 -Diagrama de elementos terras raras normalizados aos condritos, para as rochas do TDI.....	51
FIGURA 31 -Diagrama multielementar (<i>spidergram</i>) para o TDI comparados a dados de rochas similares da literatura.....	53
FIGURA 32 -Grão de zircão típico do TDI, amostra SLM16 ou JCI 80A. Notar as inclusões de apatita.....	57
FIGURA 33 -Diagrama concórdia com análises pontuais de zircões de TDI, obtidas na SHRIMP II. Cinza escuro=análise $> 2\sigma$ da média; cinza claro=análises $>5\%$ discordantes.....	57
FIGURA 34 -Esboço mostrando a colocação do TDI em relação a tectônica regional. Notar o comportamento da lineação mineral.....	63
FIGURA 35 -Diagramas $\text{K}_2\text{O} \times \text{Rb}$ e $\text{MgO} \times \text{K}_2\text{O}$ comparando a geoquímica das rochas do TDI com as rochas andesíticas do GBRI (Silva <i>et al</i> , 1987).....	67

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1- Dados de química de elementos maiores, elementos traços e do grupo das terras raras para as rochas do TDI.....	46
TABELA 2- Dados de química de elementos maiores e elementos traços para as rochas do Granodiorito Lagoa do Boi, enclaves, anfíbolitos e granitos do tipo Morro do Lopes.....	47
TABELA 3- Dados de geocronologia U-Pb para as rochas do TDI.....	55
TABELA 4- Dados de isótopos de Nd e Sr para as rochas do TDI e associadas.....	56
TABELA 5- Dados comparativos entre o TDI e corpos similares na literatura (Ingran e Hutton, 1994; Mesumeci, 1999).....	60

INTRODUÇÃO

Corpos tonalíticos alongados paralelamente a cinturões orogenéticos vêm sendo detalhadamente estudados em diversos continentes (Schimid *et al.*, 1989; Ingram & Hutton 1994; Parry *et al.*, 1997; Mesumeci 1999). Esses corpos são descritos como importantes marcadores de descontinuidades entre terrenos tectono-metamórficos distintos (Ingram & Hutton 1994; Mesumeci 1999) e têm sua gênese associada à colisão entre os diferentes terrenos. Esses corpos sintectônicos alongados também apresentam características estruturais que auxiliam na reconstituição dos movimentos tectônicos vigentes durante a colisão. Informações sobre suas idades de cristalização são igualmente relevantes para que se estime o tempo da colisão.

Na região nordeste da Bahia, na borda ocidental do Greenstone Belt Paleoproterozóico do Rio Itapicuru (GBRI), ocorre um corpo sintectônico de composição tonalítica-diorítica a granodiorítica, posicionado entre as rochas supracrustais do GBRI e as rochas Arqueanas do Complexo Santa Luz. Esse corpo apresenta características semelhantes às dos corpos acima descritos e por esta razão foi o objeto deste trabalho de pesquisa.

Localização geográfica

A cidade de Santa Luz situa-se na parte NE do estado da Bahia, distando 262 km da capital Salvador. O acesso à região é principalmente realizado, a partir de Salvador, tomando-se a BR 324 com destino à cidade de Feira de Santana. Nessa cidade pega-se a BR 116 com destino à cidade de Serrinha e a partir daí toma-se a BA 324 até Santa Luz (Fig. 1). O povoado de Itareru, local onde afloram as seções tipo da unidade homônima, localiza-se nas margens da estrada de ferro entre as cidades de Santa Luz e Salgadália.

Trabalhos anteriores

O corpo tonalítico de Itareru, denominado nessa dissertação de Tonalito-diorito Itareru (TDI), foi citado uma única vez, na literatura, por Rios *et al.* (1998), em trabalho sobre a granitogênese do Bloco Serrinha. Nesse trabalho, os autores o incluíram entre os granitóides do tipo G1, representantes das primeiras intrusões graníticas no referido bloco.

Justificativas

Trabalhos de reconhecimento regional revelaram a ocorrência de rochas tonalíticas ricas em enclaves máficos nas vizinhanças do povoado de Itareru, bordejando o terreno granito-greenstone do Rio Itapicuru. Essas rochas assemelham-se muito às rochas de arcos insulares conhecidas em regiões fanerozóicas e a outros corpos tonalíticos localizados na porção sul do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, que foram caracterizados como de arco insular (Barrueto et al., 1998). Embora não se dispusesse de informações geocronológicas que possibilitassem a correlação temporal entre esses corpos, uma análise de isótopos de Nd realizada em uma amostra representativa do tonalito de Itareru levantou a possibilidade de variação longitudinal em tais corpos, caso fossem cronocorrelatos. Este fato, a carência de informações de campo e a ocorrência em zona de transição entre uma seqüência vulcanossedimentar e uma região arqueana serviram de base para a proposta deste estudo.

Objetivo

Essa dissertação teve como objetivo o entendimento do significado geológico do Tonalito-diorito Itareru. Para que esse objetivo fosse alcançado, o trabalho baseou-se na seguinte metodologia: (i) mapeamento geológico do TDI em escala 1:100.000 (Anexo 1); (ii) caracterização geoquímica do TDI através de análises de elementos maiores e traços; (iii) determinação da idade do TDI e sua caracterização isotópica (isótopos de Nd).

Organização da Dissertação

Esta dissertação foi estruturada com a configuração de um artigo para publicação, conforme permitido pelas normas dos cursos de pós-graduação do Instituto de Geociências da Unicamp. O artigo intitula-se: Geologia e geoquímica do Tonalito-diorito Itareru, borda ocidental do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia-Brasil, que será submetido à Revista Brasileira de Geociências ou a outro periódico de circulação internacional.

Além do artigo, a dissertação contém em anexo o mapa geológico, mapa estrutural e mapa de pontos, em escala 1:100.000.

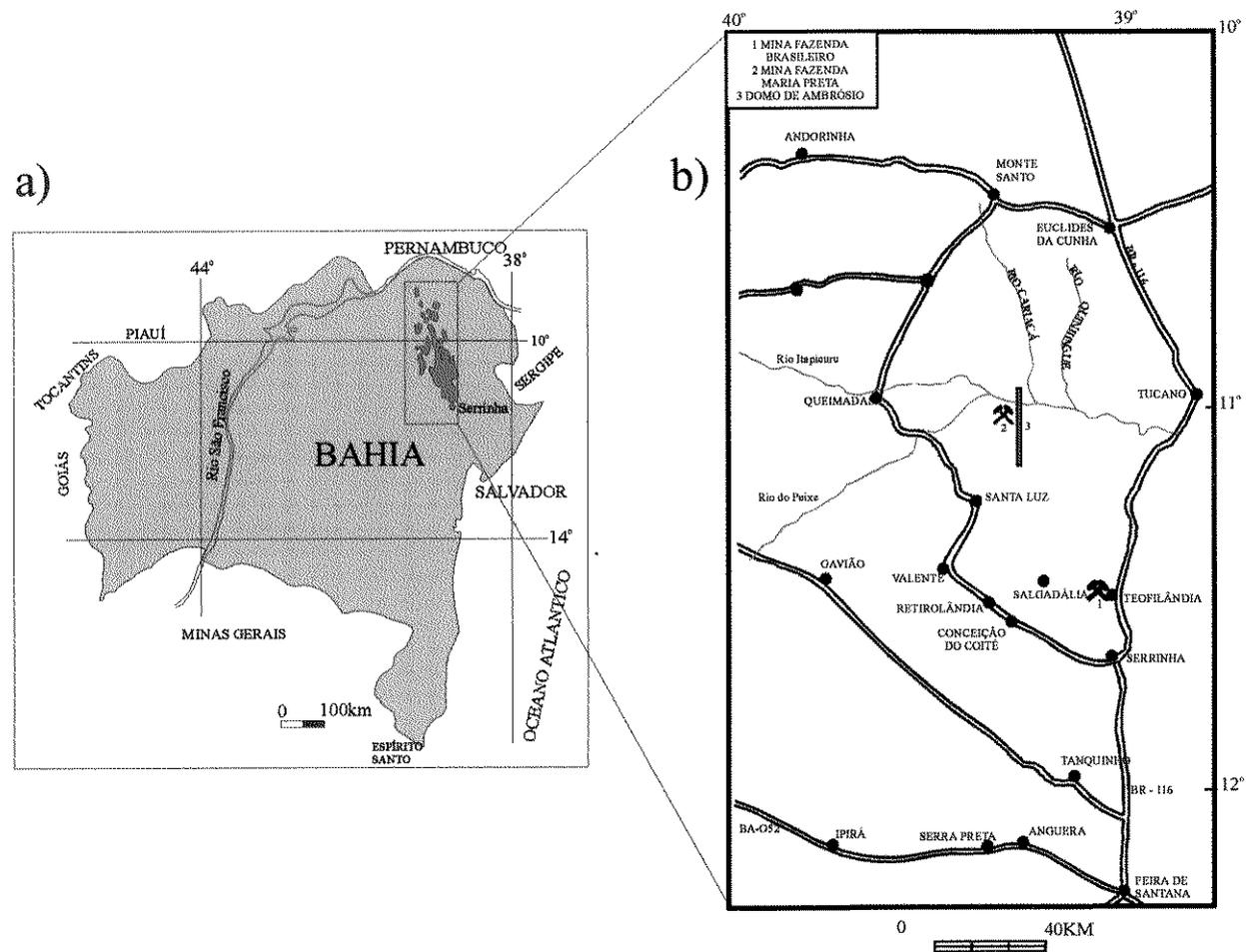


Figura 1- Localização da área no estado da Bahia e principais vias de acesso

Geologia e Geoquímica do Tonalito-diorito Itareru, Margem Oeste do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia-Brasil

ABSTRACT

Elongated tonalitic bodies, like peridotite belts and large-scale shear zones, are significant geological features that help identify tectonic discontinuities in orogenic belts. The Rio Itapicuru Greenstone Belt, located on the northeastern edge of the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, is an important gold-producing geological unit. It is made up mostly of metamorphosed mafic and felsic volcanics, and sediments, intruded by tonalite to granodiorite domes. Although a back-arc tectonic setting has been suggested, the location of the arc and of any suture zone, or even the relations with the basement have been hampered by deformation and paucity of high-quality isotope data. Recently, on the basis of Nd isotope data juvenile-, arc-related tonalite to granodiorite intrusions were recognized on the southern portion of the greenstone belt. New field work also helped to recognize a NW-SE to N-S-trending body that may mark the western boundary between the greenstone belt and an Archaean block within the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen. It is a sheet-like body (up to 7.5 km wide and over 80 km long) composed of enclave-rich, porphyritic diorite to tonalite. Isotope studies indicated an age of $2,109 \pm 5$ Ma (U-Pb SHRIMP on zircons) and slightly negative ϵ_{Nd} values. To the east of the Itareru Tonalite supracrustal rocks of the greenstone belt and foliated granitoid intrusions dominate, whereas Archaean banded gneisses and isotropic granitoids are the main rock-types to the west. It is suggested that the Itareru Tonalite defines a tectonic discontinuity between two terranes, and that for its syn-tectonic characteristics it marks the timing of continent-continent collision.

RESUMO

Corpos tonalíticos alongados, assim como cinturões peridotíticos e zonas de cisalhamento de grande escala, são características geológicas importantes na identificação de descontinuidades tectônicas em cinturões orogênicos. O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI), localizado na região nordeste do Orógeno paleoproterozóico Itabuna-

Salvador-Curaçá, é formado por rochas metavulcânicas máficas, félsicas e metassedimentares intrudidas por domos tonalíticos-granodioríticos. Apesar de um ambiente de *back-arc* ter sido sugerido para a formação do GBRI, a localização desse arco e da zona de sutura, ou das relações embasamento/cobertura têm sido dificultadas pela deformação, escassez de dados isotópicos de boa qualidade e pela falta de mapeamento detalhado de alguns corpos. Recentemente, com base em dados de isótopos de Nd, na porção sul desse *greenstone belt*, foram reconhecidas intrusões tonalíticas a granodioríticas juvenis com assinatura geoquímica de arco insular (Barrueto *et al.*, 1998). Trabalhos de campo, realizados para esta dissertação, possibilitaram a identificação de um corpo com orientação NW-SE a N-S que pode marcar o contato ocidental entre o GBRI e um bloco arqueano do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Esse corpo, aqui denominado de Tonalito-diorito Itareru (TDI), tem forma de “lasca” (*sheet-like body*) com aproximadamente 80 km de comprimento e no máximo 7,5 km de largura, e é composto de rochas tonalíticas a dioríticas porfiríticas, ricas em enclaves. Dados isotópicos indicam uma idade de 2109 ± 5 Ma (SHRIMP U/Pb em zircão), idades modelo Nd no intervalo 2329-2372 Ma e valores de ϵ_{Nd} levemente negativos. Constatou-se que, a leste do TDI, predominam rochas supracrustais que compõem o GBRI e intrusões graníticas foliadas, enquanto a oeste predominam gnaisses bandados arqueanos e granitóides isotrópicos. Propõe-se que o Tonalito-diorito Itareru possa marcar uma descontinuidade tectônica entre terrenos arqueanos e paleoproterozóicos, na região nordeste do Craton do São Francisco e, por suas características sintectônicas, pode representar a idade aproximada da colisão no orógeno.

1-INTRODUÇÃO

Corpos sintectônicos de composição tonalítica e forma de “folhas” têm sido descritos como importantes marcadores de limites entre terrenos tectono-metamórficos distintos em zonas de colisão transpressivas (Schimid *et al.*, 1989; Ingram & Hutton 1994; Parry *et al.*, 1997; Mesumeci 1999). Esses corpos alojam-se ao longo de zonas de cisalhamento intra-crustais profundas e são gerados por subducção ou processos anatéticos, constituindo arcos magmáticos lineares paralelos às margens acrescionárias.

Tal é a situação desde o sudeste do Alaska até a região de British Columbia, onde ocorre um complexo tonalítico sintectônico alongado, de idade neocretácica, constituído

por uma série de corpos tonalíticos cálcio-alcálicos tabulares. Esse complexo, denominado *Great Tonalite Sill*, faz parte do Complexo Plutônico Costeiro e foi descrito como marcador de uma grande descontinuidade que separa os superterrenos Insular (terrenos Alexander e Wrangellia) e Supermontana (terrenos Stikine e Cache Creek) (Ingram & Hutton 1994). O *Great Tonalite Sill* foi datado entre 80 Ma e 57 Ma e teve sua colocação associada a uma zona de cisalhamento contraccional dúctil ativa. Esta zona de cisalhamento exibe características estruturais que indicam um movimento transpressivo dextral entre os dois terrenos (envolvendo as placas de Kula e Norte Americana), com um componente ortogonal predominante.

De modo semelhante, o cinturão tonalítico neocambriano de North Victoria Land, Antártida, alonga-se paralelamente ao Orógeno de Ross, na paleomargem paleopaleozóica do cráton Leste da Antártida. Este cinturão ocorre associado à zona de cisalhamento Lanterman-Murchison, marcando o limite entre os terrenos tectono-metamórficos Wilson e Bowers (Mesumeci 1999). É um cinturão acrescionário, associado à Orogênese Ross, e teve sua origem vinculada à subducção da Placa do Pacífico sob o Cráton Antártico. As características estruturais desse cinturão sintectônico possibilitaram reconstituir a deformação e a cinemática entre os dois terrenos, durante a acreção, como dominadas por cavalgamentos oblíquos, cavalgamentos de alto ângulo e zonas de cisalhamento direcionais, típicos de um regime transpressional (Mesumeci 1999).

Outro exemplo de cinturão tonalítico é descrito na margem transpressiva de Variscan, limite entre as placas Lugiana e Silesiana, no nordeste do Maciço da Bohemia, Europa. A região é caracterizada pela colisão oblíqua entre o terreno Moldanubiano e o microcontinente Pan-Africano Brunovistuliano (Durek, 1980), durante o Cambro-Ordoviciano. O cinturão Staré Mesto é constituído por um corpo tonalítico alongado, derivado de magma mantélico, porém contendo componentes de contaminação crustal. Ele foi descrito por Parry *et al.* (1997) como marcador do limite entre as unidades tectônicas supracitadas. Esse corpo também exibe características deformacionais que permitem definir a colisão como transpressiva oblíqua, com cinemática predominantemente dextral.

Por fim, na região ocidental da parte sul dos Alpes (Linha Periadriática) ocorre uma série de corpos tonalíticos alongados que definem o limite da colisão transpressiva dextral que separa a sub-placa Adriática e a bacia *foreland* europeia (Schimid *et al.*, 1989).

Ocorrência semelhante às descritas acima foi identificada na margem oeste do *Greenstone Belt* paleoproterozóico do Rio Itapicuru (GBRI), Bahia. Trata-se de um corpo sintectônico alongado e de composição tonalítica-diorítica a granodiorítica, denominado de Tonalito-diorito Itareru (TDI). Pelo seu grande potencial interpretativo, o TDI foi alvo de um estudo detalhado, que envolveu mapeamento geológico, coleta de dados estruturais e petrográficos, análises químicas para elementos maiores e traços e análises isotópicas Sm-Nd e U-Pb, visando o entendimento de seu significado geológico.

2-GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida nos domínios do bloco siálico denominado de Núcleo Serrinha (Mascarenhas, 1979) ou Bloco Crustal de Serrinha (Barbosa, 1986). Este Bloco tem forma retangular, com 300 km de extensão Norte-Sul e 70 km de largura, e situa-se no compartimento geotectônico leste do estado da Bahia, estando limitado a oeste pelo cinturão móvel Salvador-Curaçá (Padilha e Melo, 1991), e recoberto a leste pelos sedimentos fanerozóicos das bacias de Tucano e Recôncavo. Constitui um dos blocos que compõem a porção NE do Cráton do São Francisco (**Figura 2**) (Almeida, 1977).

O Bloco Serrinha é constituído por terrenos metamórficos arqueanos do Complexo Santa Luz, recobertos por unidades vulcano-sedimentares paleoproterozóicas do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru ou indiferenciadas (Brito Neves *et al.*, 1980; Mascarenhas & Garcia, 1987; Silva, 1992).

2.1Complexo Santa Luz

O embasamento do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru é formado pelo Complexo Santa Luz, caracterizado por gnaisses e migmatitos metamorfisados em facies anfíbolito, de idade arqueana (Mascarenhas & Garcia, 1987). Segundo Melo (1991), o Complexo Santa Luz é composto por duas unidades litológicas distintas: (i) unidade de gnaisses bandados, caracterizados pela alternância entre rochas gnáissicas cinzentas (com biotita, hornblenda, microclina, plagioclásio e quartzo, como minerais principais) e bandas anfíbolíticas com ou sem granada; e (ii) unidade de ortognaisses granodioríticos a tonalíticos, com estruturas migmatíticas, os quais segundo Pereira (1992) constituem uma suite cálcio-alcalina de baixo potássio.

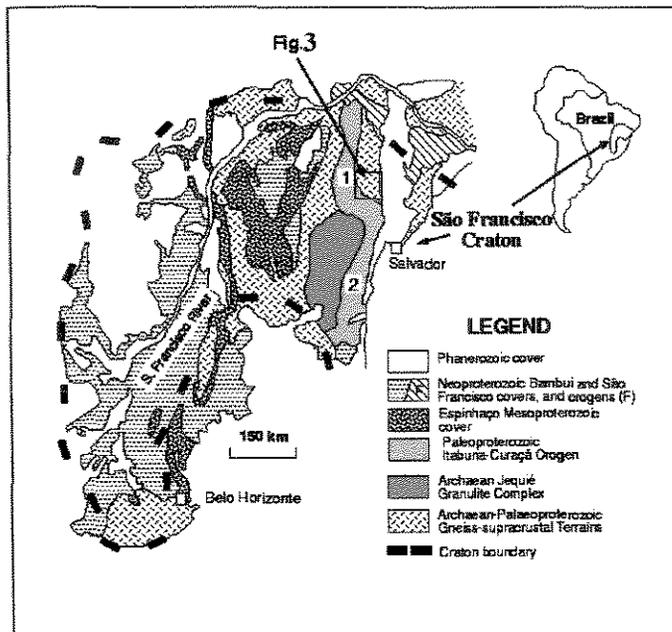


Figura 2-Mapa geológico regional, destaque para o Craton do São Francisco

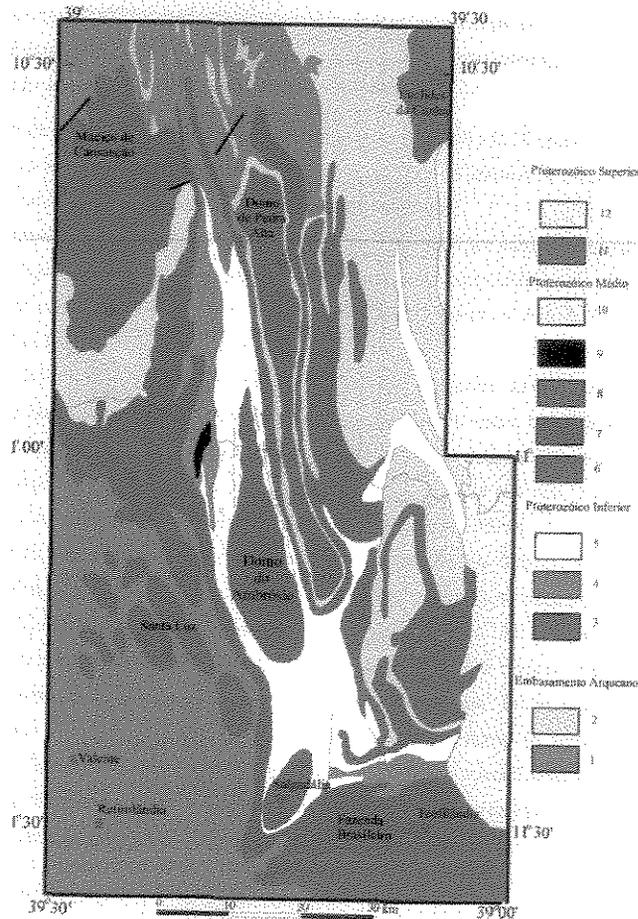


Figura 3- Mapa geológico do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. 1=migmatitos; 2=gnaisses 3=unidade vulcânica máfica; 4=unidade vulcânica félsica; 5=unidade sedimentar; 6=granitos; 7=serpentinitos; 8=sienitos; 9=dioritos; 10=anfíbolitos; 11=Grupo Miabá-Faixa Sergipana e 12= Bacia de Tucano. Segundo Rocha Neto (1994).

Ainda não foram obtidas datações de alta precisão em rochas do embasamento nesta região do Complexo Santa Luz. Entretanto, Mascarenhas & Garcia (1987) obtiveram idades Rb-Sr em rocha total entre $3,0\pm 0,1$ e $2,5\pm 0,3$ Ma. Posteriormente, Mello *et al.* (1999) e Oliveira *et al.* (1999) realizaram datações em zircões herdados do domo granodiorítico de Ambrósio e em porções mais ao norte do Complexo Santa Luz (respectivamente) que indicaram idades no intervalo 2933-3162 Ma. O contato das rochas do embasamento com as rochas da seqüência supracrustal não é nítido em campo. No entanto, Davison *et al.* (1988) citam discordância estrutural nítida entre essas rochas. Segundo estes autores, a foliação principal dos gnaisses do Complexo Santa Luz é discordante do acamamento sedimentar e da foliação metamórfica das rochas do GBRI. Silva (1992) também propõe um contato tectônico entre essas unidades.

2.2-Greenstone Belt do Rio Itapicuru

O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru foi definido por Kishida (1979) e Kishida & Riccio (1980). Encontra-se inserido na porção leste do Bloco de Serrinha, limitado pelos paralelos $10^{\circ}00'$ e $11^{\circ}30'S$ e meridianos $39^{\circ}00'$ e $39^{\circ}30'W$. Constitui uma seqüência de orientação preferencial N-S, com 170 km de extensão e 15 km de largura máxima. Litologicamente, é caracterizado por rochas máficas, félsicas e sedimentares, intrudidas por domos graníticos, com idades do Ciclo Transamazônico (Kishida, 1979 e Kishida & Riccio, 1980). Essa seqüência tem seus melhores afloramentos ao longo do curso do Rio Itapicuru e vem sendo intensamente estudada devido ao seu alto potencial metalogenético para ouro (Rocha Neto, 1994). A **Figura 3** mostra em maior detalhe as rochas do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru.

Silva (1983) agrupou as rochas do *greenstone* em questão em três domínios principais, isto é, de rochas vulcânicas máficas, de vulcânicas félsicas e de rochas sedimentares. Além desses domínios ocorrem rochas intrusivas.

O Domínio Vulcânico Máfico (DVM) é representado por basaltos maciços, basaltos porfíricos, basaltos variolíticos, brechas basálticas de fluxo e tufos máficos. Silva (1992) obteve uma isócrona Pb-Pb em rocha total de 2209 ± 60 Ma para os basaltos desse domínio.

O Domínio Vulcânico Félsico (DVF) sobrepõe-se ao DVM e é caracterizado por andesitos maciços, andesitos porfíricos, andesitos esferulíticos, dacitos maciços, dacitos

porfíricos e tufos andesito-dacíticos. Mascarenhas & Garcia (1987) obtiveram idade Rb-Sr de 2089 ± 85 Ma para essa unidade, enquanto Silva (1992) realizou datação Pb-Pb em rocha total e obteve idade de 2170 ± 80 Ma e, posteriormente, 2100 Ma (Silva, 1997).

O Domínio Sedimentar (DS) sobrepõe-se estratigraficamente aos outros dois e está representado por metassiltitos, filitos, xistos aluminosos, meta-arenitos e metaconglomerados.

2.3- Rochas intrusivas

As rochas intrusivas são representadas por uma série de corpos de diferentes composições. Os granitóides ocorrem intrusivos na seqüência vulcano-sedimentar ou margeando-a, formando corpos ovalados ou elipsoidais que podem ser divididos em dois principais tipos: corpos isotrópicos e domos granito-gnáissicos. Essas rochas têm sido alvo de trabalhos específicos de mapeamento e caracterização litogeoquímica (Matos, 1988; Nascimento, 1996; Rios, 1998; Barrueto *et al.* 1998; Lacerda *et al.*, 2000). Apesar disso, ainda são relativamente escassos os dados referentes a esses corpos, principalmente no que diz respeito às informações isotópicas.

Dentre esses trabalhos destaca-se o de Rios *et al.* (1998). Nele, os autores classificam as rochas graníticas da parte meridional-oriental do Bloco Serrinha em cinco principais grupos, de acordo com o grau de deformação e a composição química. Esses corpos evoluem de termos cálcio-alcálicos de baixo a alto potássio (G1, G2 e G3) a termos shoshoníticos e alcalinos potássicos/ultrapotássicos (G4 e G5).

O grupo G1 é representado por doze intrusões que têm no pluton de Santa Luz o corpo típico. Além desse, estão nesse grupo os corpos de Queimadas, Curral, Monteiro, Itapicuru, Angico, Caraconha, Barrocas, Teofilândia, Serrinha e Itareru. O corpo de Santa Luz situa-se na cidade homônima e é representado por rochas leucocráticas de granulação média a grossa, com composição variando desde biotita-granodiorito até monzogranito (Rios *et al.*, 1998). Apresenta-se sempre bastante deformado, gnaissificado, localmente com aspecto migmatítico. Enclaves de rochas do embasamento são freqüentes. Rios *et al.* (1998) obtiveram idades (evaporação de Pb) para o corpo de Santa Luz de 2468 ± 3 Ma, para zircões translúcidos bipiramidais que ocorrem subordinadamente, e 2076 ± 19 Ma para zircões pequenos e arredondados, que representam a população mais abundante na rocha.

O grupo G2 é representado pelos maciços de Ambrósio, Pedra Alta, Poço Grande e Salgadália, sendo o primeiro o corpo típico. São corpos intrusivos que se localizam nas zonas centrais de antiformes que afetam o GBRI, têm forma elíptica e estão alongados segundo a direção N-S. O maciço de Ambrósio possui uma extensão de 45 km e largura máxima em torno de 10 km. Apresenta as bordas fortemente gnaissificadas e de composição granodiorítica, e as porções centrais mais isotrópicas e de composição granítica (Lacerda, 2000). É comum a presença de xenólitos de anfíbolitos de variadas formas. Silva (1983) descreve metamorfismo de contato nas rochas do GBRI, atingindo a isógrada da hornblenda. Mello *et al.* (1999) obteve idade de 2080 Ma (U-Pb SHRIMP em xenotímio) para as rochas do Domo de Ambrósio.

Os granitóides G3 caracterizam-se por formas ovóides e incluem os maciços de Nordestina, Lagoa dos Bois e Eficéas. O Maciço de Nordestina é a maior intrusão presente no Núcleo Serrinha. Possui uma área de aproximadamente 400 km² e localiza-se na porção nordeste deste núcleo, em contato com as supracrustais do GBRI, a leste, e com os gnaisses do embasamento, a oeste. Apresenta grande quantidade de xenólitos de anfíbolito, a oeste, e de rochas metavulcânicas máficas, a leste (Inda *et al.*, 1976). Duas facies principais são descritas: uma representada por hornblenda granodiorito e a outra por hornblenda granodiorito porfirítico. A foliação magmática interna do maciço é caracterizada pelo alinhamento dos cristais de feldspato, hornblenda e micas que convergem para o centro do corpo acompanhando a forma da intrusão. Alves da Silva (1994) obteve idades por evaporação de Pb que variam de 2100±10 Ma a 2004±103 Ma para o maciço de Nordestina. O maciço de Lagoa dos Bois situa-se a norte da cidade de Santa Luz. Classificações anteriores às de Silva *et al.* (1998), isto é, Matos & Conceição (1993), o colocavam no grupo G1, mas segundo estes autores as características petrográficas e geoquímicas permitem incluí-lo no G3.

O grupo G4 possui termos com afinidade shoshonítica (representado pelo maciço de Cansanção) e outros com afinidade alcalino-potássica (representados pelos maciços de Morro do Afonso, Serra das Agulhas, Serra das Bananas e Serra do Pintado). O maciço de Cansanção possui área de aproximadamente 24 km² e localiza-se nas proximidades da cidade homônima. É constituído por rochas de composição monzonítica a monzodiorítica e está intrudido no Maciço de Nordestina. As características químicas dessas rochas seguem

a tendência shoshonítica. A mistura de magmas máficos mantélicos e félsicos crustais, sugerida para a gênese desse maciço, permite considerá-lo como formado em ambientes colisionais (Nascimento, 1996). Datações $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monozircão indicam idade de 2105 ± 3 Ma para essas rochas (Silva *et al.*, 1998).

Os granitóides G5 ocorrem como *stocks* (cerca de 35) praticamente isotrópicos e têm como corpo típico o de Morro do Lopes, localizado 11 km a oeste da cidade de Santa Luz. Este grupo é caracterizado por granitos (biotita monzogranito leucocrático), de coloração cinza, granulação fina e textura isotrópica. Normalmente os granitos apresentam estruturas de fluxo magmático não deformadas, revelando que esses corpos são posteriores às principais deformações regionais. Além de *stocks*, esses corpos também ocorrem em forma de diques que cortam as rochas do embasamento e os granitóides mais antigos. Datação de grãos da população mais expressiva de zircões, pelo método de evaporação de Pb indicou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2003 ± 2 Ma, embora também tenham sido detectados zircões herdados de idade arqueana (Peixoto *et al.*, 1999).

Do ponto de vista estrutural o GBRI tem como característica principal a orientação preferencial N-S nas porções setentrional e central, e E-W na porção meridional, resultando em uma sucessão de antifomes e sinformes com eixos orientados segundo essas direções. Zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento (S_0) e à foliação regional (S_1) são comuns nas três porções. Segundo Alves da Silva (1994) a deformação no GBRI é resultado de dois principais eventos estruturais/metamórficos (D_1 e D_2), ambos ocorrendo sob condições PT de *facies* xisto-verde/anfibolito. O evento D_1 é melhor preservado na porção S do GBRI e é caracterizado por foliação de baixo ângulo mergulhando para SE, que representa cavalgamentos com topo para NW. A esse evento está relacionada a colocação de granitóides sin-tectônicos como o de Barrocas (Alves da Silva, 1994). O evento D_2 é mais fortemente marcado regionalmente. É caracterizado por cisalhamento ductil sinistral ao longo de planos de foliação subverticais de direção aproximadamente N-S. A este evento estão relacionados os domos graníticos do tipo Ambrósio.

3-GEOTECTÔNICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL

A evolução geotectônica para a região do Bloco Crustal de Serrinha é ainda bastante discutível. Alguns autores têm proposto modelos distintos entre si (Barbosa, 1986; Silva 1987, Figueiredo, 1989; Padilha e Melo, 1991; Teixeira e Figueiredo, 1991; Figueiredo e Barbosa, 1993).

Esses modelos têm em comum a consideração de que a região apresenta características de ambientes de colisão continente/continente, similares aos conhecidos no Fanerozóico. O Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (ramo norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá) é composto por rochas metamorfisadas em facies granulito e, segundo Figueiredo (1989) e Teixeira & Figueiredo (1991), foi gerado através da colisão entre o microcontinente Jequié e o maciço do Gabão (África), com uma zona de subducção mergulhando para oeste, representada por um arco magmático de margem continental na porção SE do orógeno. Padilha (1992) sintetiza as informações sobre a evolução geotectônica do Cinturão Salvador-Curaçá. Segundo esse autor, o cinturão representa a zona axial de uma estrutura de flor positiva, gerada através de dois principais eventos deformacionais. As rochas granulíticas do cinturão cavalgam a leste sobre as rochas supracrustais do GBRI.

Padilha e Melo (1991) propõem a evolução regional em alguns estágios e sugerem idades para os mesmos. Segundo esses autores, a evolução teve início em 2750 ± 50 Ma com a implantação de um rifte e geração de crosta oceânica, que separou os blocos Serrinha e Mairi. Houve então subducção intraoceânica para leste e geração de arco magmático. O Complexo Caraíba, constituído predominantemente por rochas granulíticas de composição granodiorítica, representa a raiz desse arco. Em 2300 ± 50 Ma ocorreu a colisão continental gerando o Cinturão Móvel Salvador-Curaçá. O GBRI foi formado a partir do rifteamento do Bloco Serrinha, há cerca de 2060 ± 50 Ma, e a Bacia de Jacobina pelo rifteamento do Bloco Mairi. No estágio final de fechamento do orógeno houve formação de *nappes* de cavalgamento.

Já Silva (1992) e Matos & Conceição (1993) propõem a abertura de um oceano com formação da bacia de Jacobina, no Paleoproterozóico, como estágio inicial da evolução da área. A crosta oceânica gerada sofreu subducção para leste, com formação de uma bacia de retroarco onde se depositaram as rochas do GBRI. Os sedimentos da frente do

arco são representados pelas rochas metassedimentares do Complexo Caraíba. Os gnaisses migmatíticos arqueanos do complexo Santa Luz são os remanescentes cratônicos.

Silva (1992) descreve o ambiente tectônico de formação do GBRI como similar aos de bacias retroarco modernas, com extrusão das rochas vulcânicas félsicas no arco de ilhas formado pela convergência entre as duas placas envolvidas. A subducção provocou extensão da borda continental inativa, resultando em rifteamento e abertura de uma bacia e conseqüente extrusão de basaltos oceânicos (domínio vulcânico máfico). O domínio sedimentar seria representado por sedimentos erodidos do arco de ilhas. Todo esse conjunto foi então intrudido por granitóides, representados por domos granodioríticos-tonalíticos.

Já Alves da Silva (1994) sugere um modelo evolutivo diferente dos demais propostos até o momento para o GBRI, que eram norteados por subducção para oeste ou para leste. Segundo este autor, há aproximadamente 2200 Ma iniciou-se a abertura de um rifte intracontinental que gerou uma bacia onde depositaram-se as rochas vulcano-sedimentares do GBRI. Em 2127 Ma iniciou-se o fechamento da bacia durante o evento tectônico D₁, compressivo, com sentido de transporte tectônico de SE para NW, gerando a foliação regional principal. Associado a esse evento deu-se a intrusão dos plutons tonalíticos/granodioríticos de Barrocas e Teofilândia. Finalmente, em 2100 Ma ocorreu a colocação dos plutons granodioríticos do tipo Ambrósio e, com isso, mudança no estilo da deformação, formando zonas de cisalhamento direcionais.

Os principais argumentos, usados por Alves da Silva (1994) em apoio ao seu modelo, são a indefinição sobre a localização do arco magmático, gerado pelas subducções propostas (para oeste ou leste) nos outros modelos, e a incerteza sobre a existência de crosta continental envolvida nos processos evolutivos.

4-GEOLOGIA DA ÁREA

Nesta seção são apresentadas feições de campo, características petrográficas e estruturais, geocronologia e geoquímica do Tonalito-Diorito Itareru (TDI). Também são comentadas as relações de contato com as rochas encaixantes e as características de campo das rochas ígneas que o seccionam, pertencentes às unidades Granodiorito Lagoa do Boi e Granitóide Morro do Lopes.

4.1-Tonalito-diorito Itareru (TDI)

O Tonalito Itareru, aqui redenominado Tonalito-diorito Itareru (TDI), foi citado pela primeira vez por Rios *et al.* (1998), que o enquadraram, juntamente com outros corpos, como representativo das primeiras intrusões graníticas no GBRI (grupo G1). Entretanto, com o mapeamento de detalhe feito no presente trabalho, acoplado a novos dados geoquímicos e isotópicos, constatou-se a necessidade de redefinir esta unidade granítica.

O TDI é um corpo alongado com a forma de “folha” (*sheet-like body*), constituído predominantemente por tonalito, e em menor proporção por diorito e granodiorito. O corpo está orientado segundo a direção NW-SE a N-S e mergulha em ângulos variados, quase sempre para E. Localiza-se na margem oeste do GBRI, estendendo-se continuamente por cerca de 80 km desde a região a sul do povoado de Itareru até a borda SE do pluton de Nordestina (**Figuras 4 e 5**). Possui uma espessura que varia de 7,5 km, nas proximidades de Itareru, até 100m, a norte da cidade de Santa Luz. Seu extremo sul pode ser observado a sudoeste de Itareru, na Fazenda Angico, e provavelmente caracteriza uma rampa de empurrão com topo deslocado para SSE, comentado em detalhe adiante. O fechamento norte se dá junto à borda SE do pluton de Nordestina.

Litologicamente, o TDI está representado por duas intrusões separadas por uma estreita faixa de anfibólitos e gnaisses (aproximadamente 100 metros) (**Figura 5**). Essas intrusões são caracterizadas por rochas de composição tonalítica a diorítica, porfiríticas, portadoras de numerosos enclaves máficos de composição anfibolítica a diorítica com dimensão de poucos centímetros até quase 1 metro. As rochas do TDI acham-se cortadas por diques félsicos a máficos, diques e veios aplíticos e pegmatíticos (**Figura 6**) e por uma intrusão de composição granodiorítica, denominada Lagoa do Boi. As rochas do TDI caracterizam-se também pela presença constante de lineação mineral e pela quase ausência de foliação ígnea ou metamórfica. O TDI está geralmente foliado no contato com os gnaisses regionais, com as rochas do GBRI, e com o Granodiorito Lagoa do Boi, descrito abaixo, que o intrude.

Os diques félsicos, presentes em toda a extensão do TDI, variam de espessura, porém nunca ultrapassam 1 m. São compostos por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e alguma biotita. Apresentam-se sempre paralelos à lineação mineral e

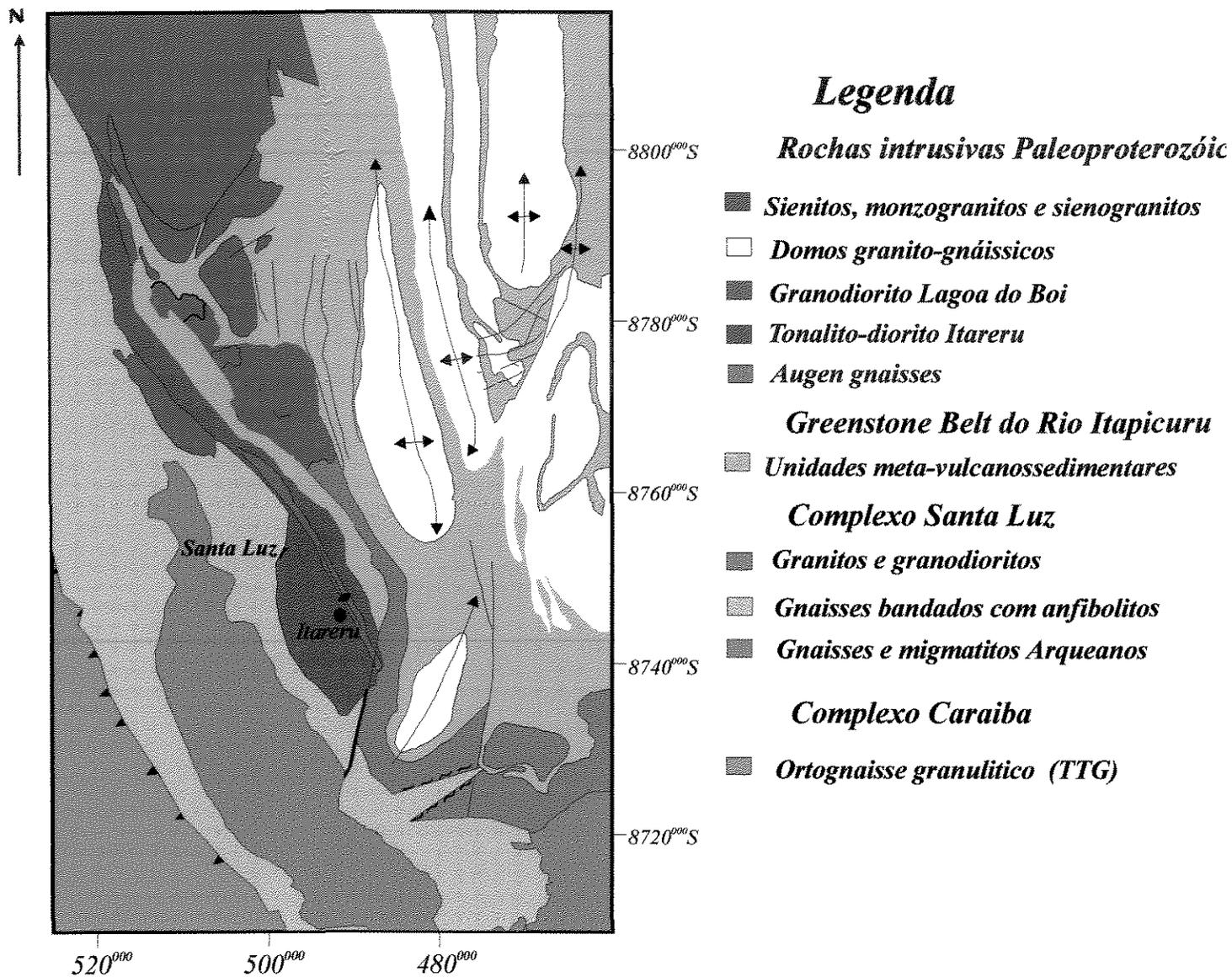


Figura 4- Mapa geológico mostrando o posicionamento do TDI no contexto geológico regional.

Mapa Geológico

Legenda

Unidades Paleoproterozóicas

-  Plúton de Cansanção
-  Granodiorito Lagoa do Boi

Tonalito- diorito Itareru

-  Fácies diorítica
-  Fácies tonalítica
-  Fácies granodiorítica

Rochas supracrustais do Greenstone Belt do Rio Itapicuru

Complexo Santa Luz - Arqueano

-  Sequência Bandada: anfibolitos e gnaisses cinzas
-  Gnaisse migmatítico (TTG)

Convenções Geológicas

-  Contatos litológicos
-  Contatos faciológico
-  Zona de cavalcamento
-  Zona de cisalhamento
-  Perfil Geológico

Convenções Cartográficas

-  Estrada Asfaltada
-  Ferrovia
-  Drenagens
-  Açude

Itúba	Euclides da Cunha	Ribeira do Pomal
Gavião	Santa Luz	Cipó
Pintadas Serrinha		Sátiro Dias

Articulação das cartas 1:100.000 da área mapeada e vizinhanças

3 0 3 6Km

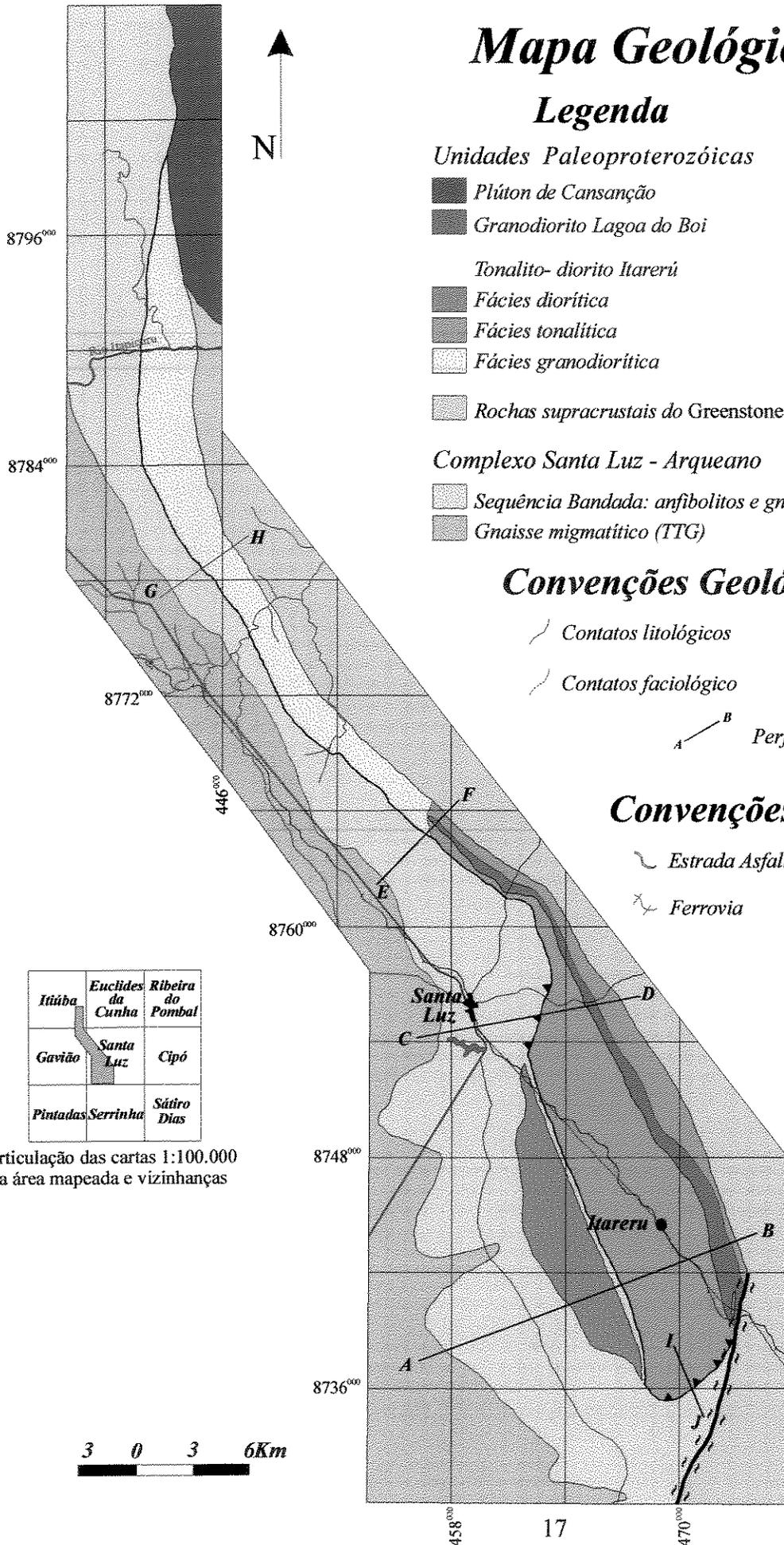


Figura 4-Mapa geológico do TDI e suas encaixantes.

localmente ocorrem dobrados (**Figura 7**). Esses diques assemelham-se mineralogicamente aos granitóides do tipo Morro do Lopes anteriormente citados, a não ser por encontrarem-se dobrados localmente.

Os veios aplíticos que cortam o TDI são de duas gerações. A primeira é truncada pelas rochas granodioríticas do tipo Lagoa do Boi, e a segunda corta essas rochas. Veios pegmatíticos são o tipo litológico mais tardio e são bastante abundantes em todo o corpo, cortando todas as demais rochas.

De todos os pontos visitados, apenas em um (JCI-150) (**Mapa de Pontos- Anexo 3**) foi observada a presença de um xenólito. Trata-se de um xenólito de rocha máfica, provavelmente um metabasalto, com aproximadamente 3m de comprimento por 1,5 m de largura (**Figura 8**).

O mapeamento geológico realizado permitiu a identificação de três principais litofácies no TDI: (i) facies tonalítica, que predomina e ocorre em toda a faixa central e oriental do corpo; (ii) facies granodiorítica, que ocorre restritamente na parte norte do corpo; e (iii) facies diorítica que é predominante apenas na faixa SW do corpo, na intrusão separada pela faixa de gnaisses e anfibólitos da sequência bandada (**Figura 5**). As características petrográficas de cada uma das facies serão detalhada no item petrografia.

4.2-Granodiorito Lagoa do Boi

O TDI é seccionado por um corpo de rocha granodiorítica que apresenta foliação magmática, alongado segundo a orientação do próprio tonalito (**Figura 5**).

Este corpo estende-se por aproximadamente 30 km, desde o sul do povoado de Itareru até alguns quilômetros a norte de Santa Luz. Tem sua maior largura (aproximadamente 1,5 km) e expressão topográfica na Fazenda Lagoa do Boi, onde foi denominado Granodiorito Lagoa do Boi. Ele foi citado pela primeira vez por Matos e Conceição (1993), que o classificaram como granitóide do grupo G1. Rios *et al.* (1998) obtiveram dados petrográficos e geoquímicos e o reclassificaram como granitóide do grupo G3. Entretanto, com o mapeamento de detalhe e os dados geoquímicos, realizados para esta dissertação, o corpo de Lagoa do Boi pôde ser redefinido. Sua dimensão e forma diferem das descrições anteriores e o corpo continua para norte. Os dados geoquímicos obtidos possibilitaram classificá-lo como gerado através de fusão (anatexia) de rochas preexistentes

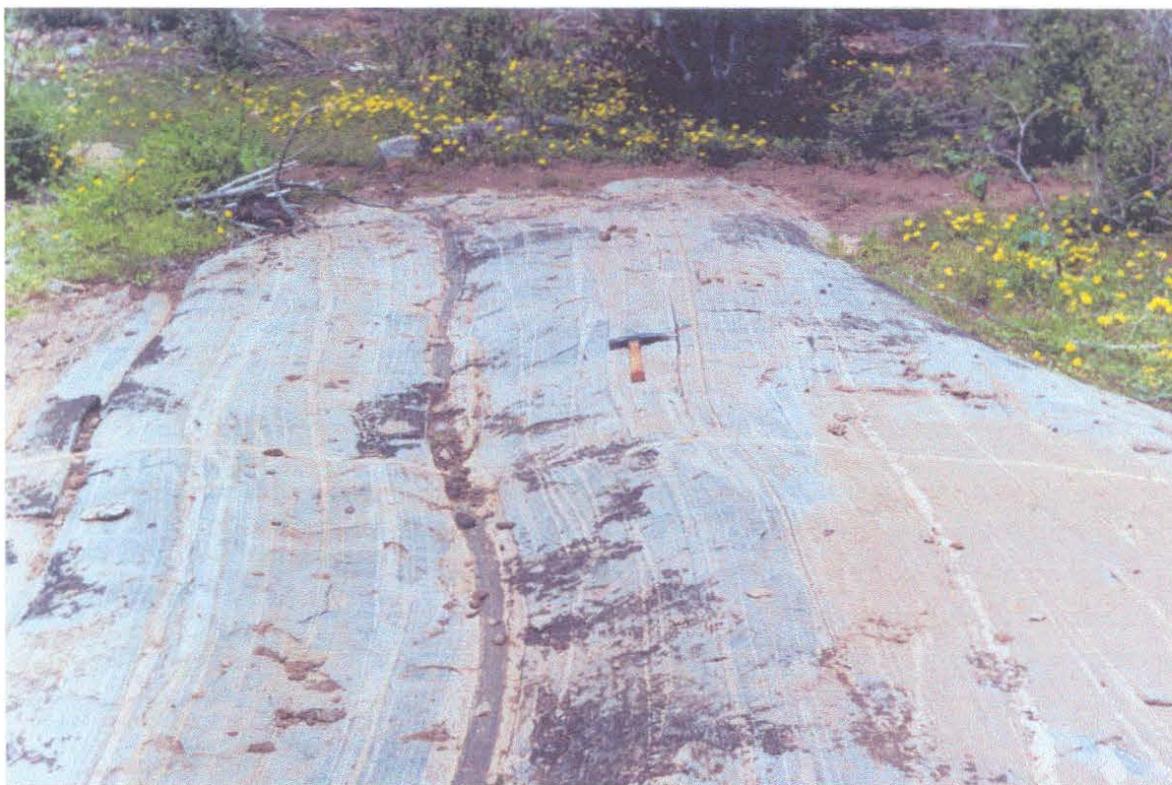


Figura 6- Vista de afloramento típico do TDI. Notar os diques félsicos e máficos comuns a ele.

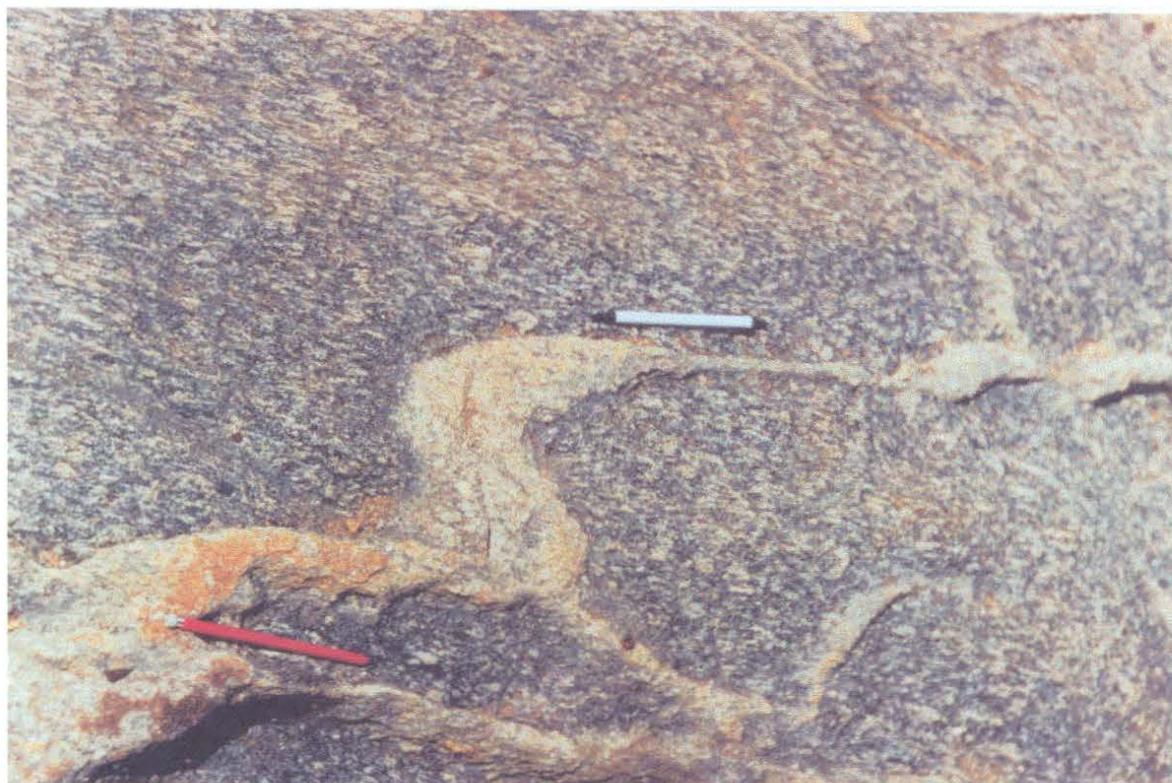


Figura 7- Dique félsico no TDI, localmente dobrado , indicando sentido de movimentação sinistral, próximo à sua borda E.

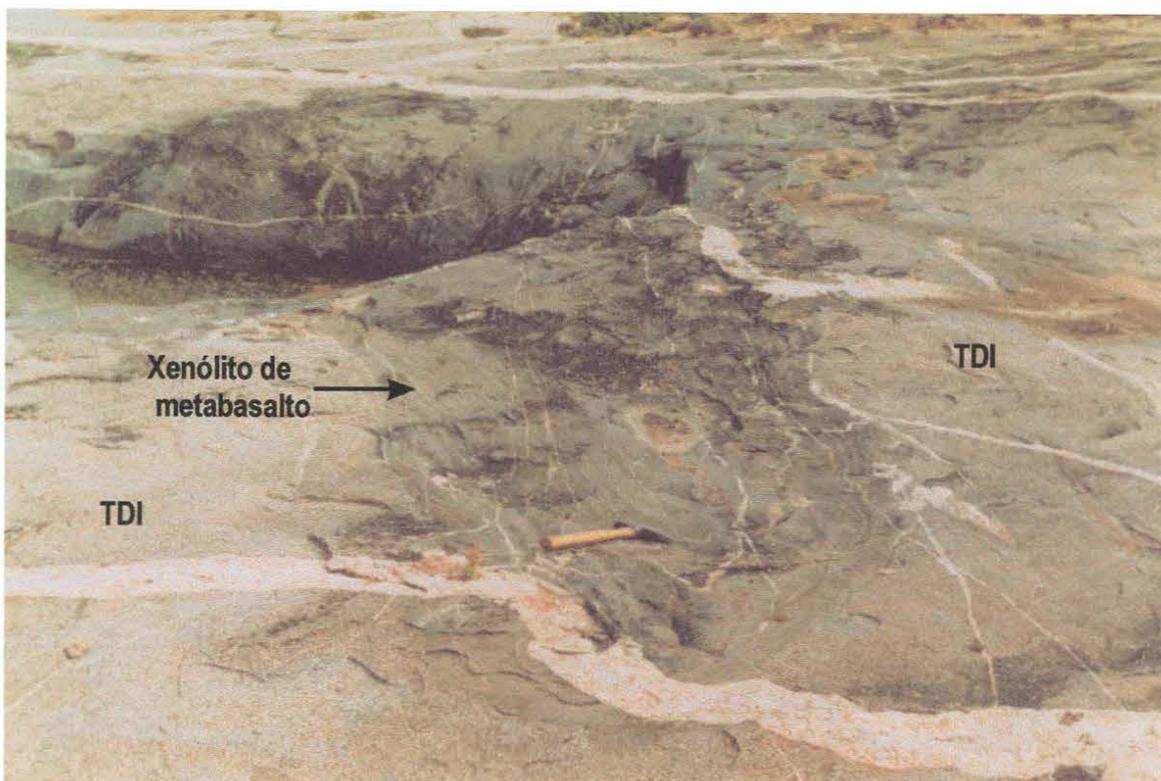


Figura 8- xenólito de metabasato no TDI, observado no ponto JCI- 150.



Figura 9- Vista geral de rochas do Granodiorito Lagoa do Boi (GLB) em seu corpo principal.

gênese em parte semelhante aos granitóides do tipo Ambrósio (Lacerda, 2000), pertencentes ao grupo G2 de Rios *et al.* (1998).

O Granodiorito Lagoa do Boi ocorre na região mais oriental do TDI, ou em contato intrusivo direto com as rochas supracrustais do greenstone belt do Rio Itapicuru. Ele tem forma dômica alongada, (sua morfologia caracteriza uma antiforma) com a foliação em alto ângulo mergulhando sempre para fora do corpo. A leste do corpo a foliação do GLB é em alto ângulo (70° - 80°) para E, enquanto a oeste é também em alto ângulo, porém para W, ajustando-se ao contato com o TDI. Nota-se sempre a presença de anfibolitos, provavelmente do GBRI, nos contatos leste e oeste do Granodiorito Lagoa do Boi com o TDI.

As rochas constituintes do Granodiorito Lagoa do Boi são, em sua maioria, granodioríticas. Caracterizam-se por apresentarem-se sempre cortadas por veios/diques aplíticos paralelos ou sub-paralelos à sua foliação principal, adquirindo feições “fitadas”. Diqueletes máficos também são observados em menor proporção. Esses diques encontram-se comumente dobrados, e com feições migmatíticas. As dobras apresentam diferentes formas, desde abertas até muito fechadas/isoclinais, com plano axial aproximadamente N-S e eixos entre $N340^{\circ}$ e $N20^{\circ}$, mergulhando em ângulos médios (30° - 50°) para N. Os diques dobrados indicam sentido de movimentação sinistral e, em regiões mais deformadas, encontram-se bastante estirados paralelamente à direção principal da foliação magmática, apresentando lineações de estiramento de direção principal $N340^{\circ}$, mergulhando em média 20° para N.

Os granodioritos Lagoa do Boi ocorrem em dois modos principais: (i) restritos ao corpo principal da intrusão (**Figura 9**), ou (ii) como diques satélites centimétricos a métricos, cortando o TDI nas proximidades do contato deste com aquele (**Figura 10**). Este último modo de ocorrência, aliado à presença de xenólitos das rochas do TDI no Granodiorito Lagoa do Boi (**Figura 11**), são as relações de campo que comprovam que o TDI é mais antigo que Granodiorito Lagoa do Boi. Tais xenólitos foram observados nos afloramentos do ponto JCI-79, onde têm composição tonalítica e têm de 10 cm até quase 1 metro de comprimento.

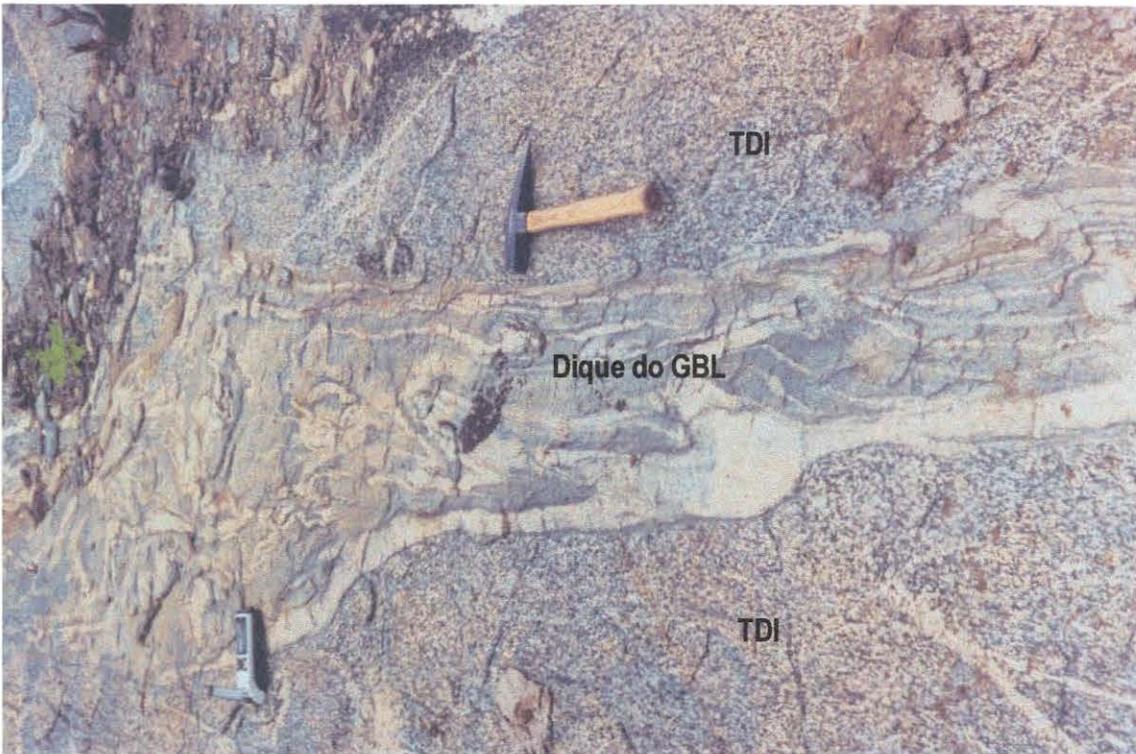


Figura 10-Afloramento onde ocorre o Granodiorito Lagoa do Boi em forma de diques, cortando o TDI nas proximidades do contato entre ambos.

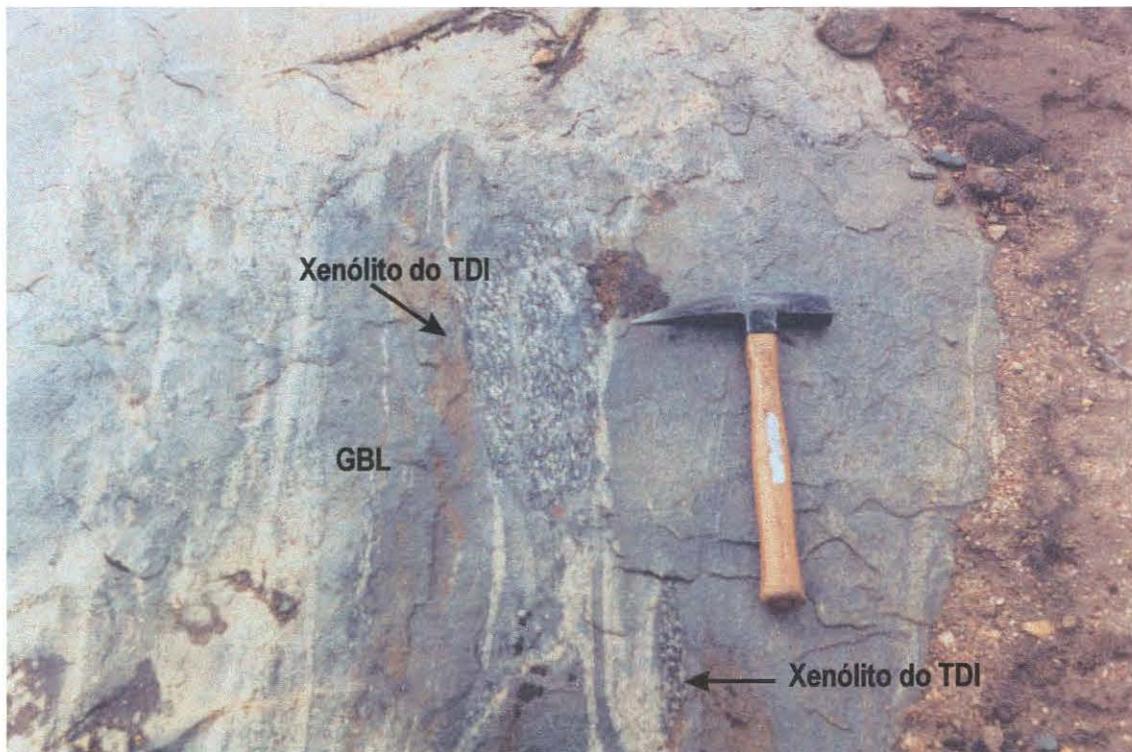


Figura 11-xenólito de tonalito do TDI em rocha granodiorítica pertencente ao Granodiorito Lagoa do Boi (GLB), confirmando a relação temporal entre eles. Ponto JCI- 79.

Os diques e veios aplíticos e pegmatíticos, intrusivos no TDI, também cortam o Granodiorito Lagoa do Boi. Apenas uma primeira geração de diques aplíticos é truncada por este último.

No afloramento JCI-374 observaram-se rochas do Granodiorito Lagoa do Boi próximas do contato com as rochas supracrustais do GBRI. Nesse ponto, a estrutura do granodiorito Lagoa do Boi é migmatítica e uma grande quantidade de xenólitos de anfibolitos, provavelmente do GBRI, é observada. Esses xenólitos possuem até 1 metro de largura e distribuem-se aleatoriamente e sem orientação preferencial.

4.3-Granitóides tipo Morro do Lopes

Os granitóides do tipo Morro do Lopes são rochas praticamente isotrópicas, classificados por Rios *et al.* (1998) como pertencentes ao grupo G5, representantes dos últimos pulsos magmáticos na região estudada. Têm sua principal ocorrência localizada 11 km a NW da cidade de Santa Luz.

Na área enfocada nesse trabalho, esses granitos ocorrem principalmente na forma de diques de diferentes direções, que cortam as rochas do TDI restritamente às proximidades do seu contato oeste com os gnaisses bandados do Complexo Santa Luz. A espessura desses diques varia desde poucos centímetros até alguns metros (**Figura 12**)

Tratam-se de granitos de granulação fina, coloração rósea a cinza, compostos principalmente por quartzo e feldspato potássico. Normalmente não apresentam deformação.

4.4-Gnaisses bandados

As rochas encaixantes, a oeste do TDI, também foram objeto de mapeamento, em escala de reconhecimento. Com isto, pode-se afirmar que, a oeste do TDI, ocorre uma seqüência de gnaisses bandados, caracterizados por intercalações de quartzo-biotita-gnaisses cinza e anfibolitos, estes com ou sem granada, metamorfisados em facies anfibolito. Essa unidade estende-se por pelo menos 70 km para norte e orienta-se também segundo a principal direção regional N-NW. O seu contato direto com o TDI não pôde ser observado em campo, por escassez de exposições.

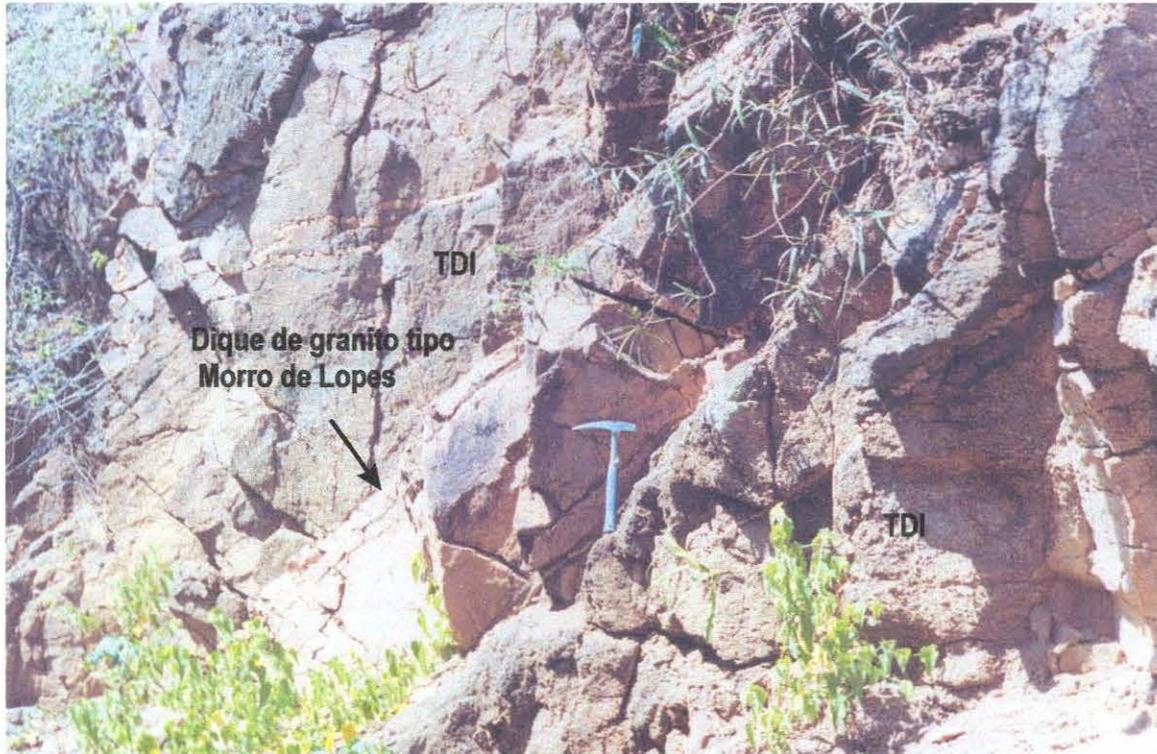


Figura 12- Dique de granito isotrópico (tipo Morro do Lopes), cortando o TDI nas proximidades de seu contato W. Essa é a principal forma de ocorrência dos granitos G5 (Rios *et al.*, 1998) na área.

Essa seqüência representa uma das duas unidades que compõem o Complexo Santa Luz, conforme descrito por Melo (1991).

Ela é caracterizada estruturalmente por foliação muito penetrativa e forte dobramento. O bandamento da unidade varia em espessura de centimétrico a métrico. Relações de truncamento entre anfibolito e gnaisses em um afloramento na estrada de ferro, próximo à cidade de Santa Luz, e a presença de fenocristais subeuédricos a euédricos nos anfibolitos, indicam claramente que estes, pelo menos em parte, eram diques que posteriormente foram deformados e paralelizados aos gnaisses.

A seqüência bandada contém intercalações de rochas ultramáficas (peridotitos serpentinizados), as quais podem hospedar mineralizações de cromita, como a observada na Mina de Pedra Preta, nas proximidades da cidade de Santa Luz (Araújo, 1998). Corpos ultramáficos menores também são observados em afloramentos próximos de Conceição do Coité, na estrada que liga esta cidade à Salgadália.

A oeste, os gnaisses bandados estão em contato com rochas arqueanas representadas por gnaisses granodioríticos cinza e migmatitos estromáticos. Esses gnaisses apresentam porções mais antigas (*grey gneisses* típicos) cortadas por diques máficos e posteriormente injetados por fundidos quartzo-feldspáticos róseos. Em afloramento na fazenda Lagoa da Onça, alguns quilômetros a sul da cidade de Santa Luz, essas relações podem ser muito bem observadas.

Do ponto de vista regional, observou-se um fato de notável importância no que se refere aos tipos de granitóides a leste e a oeste do TDI. Enquanto a leste ocorrem rochas meta-vulcano-sedimentares do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e domos graníticos do tipo “Ambrósio”, sempre deformados e provavelmente gerados por fusão parcial de rochas do embasamento (Lacerda, 2000), a oeste ocorrem pequenas serras e elevações compostas por granitóides de granulação fina a média e praticamente isotrópicos, do tipo Morro do Lopes.

5-RELAÇÕES DE CONTATO COM AS ROCHAS ENCAIXANTES REGIONAIS

O TDI está colocado entre as rochas supracrustais paleoproterozóicas do GBRI, a leste, e as rochas arqueanas do Complexo Santa Luz, a oeste.

O contato sul do TDI se dá com gnaisses cinza bandados e anfibolitos, da unidade de gnaisses bandados, considerada como pertencente ao Complexo Santa Luz. O contato é

claramente tectônico e caracteriza uma rampa de cavalgamento de aproximadamente 6 km de extensão lateral. Esse cavalgamento, com topo para S-SE, empurra as rochas do TDI sobre os gnaisses bandados do Complexo Santa Luz. É muito bem observado nos afloramentos dos pontos JCI-60 e 61 (**Mapa de Pontos- Anexo 3**), onde as rochas do TDI apresentam foliação E-W, muito penetrativa, com lineações de estiramento *down dip*, mergulhando em baixo ângulo para norte (**Figura 13**). Essa estrutura será melhor discutida no item Geologia Estrutural.

A oeste, o TDI também está em contato com gnaisses bandados do Complexo Santa Luz, tendo a zona de contato diferentes características, de sul para norte (**Figura 13**).

Na região SW, o contato é caracterizado por mergulhos suaves (20/30°) para E e os gnaisses bandados exibem intenso dobramento. Já na região setentrional, onde o TDI é mais estreito, o contato com os gnaisses bandados caracteriza-se por mergulhos bem mais fortes, até verticais, por vezes em alto ângulo para W (**Figura 13**).

A leste, o TDI está em contato com anfibolitos (metabasaltos), representantes das rochas supracrustais do GBRI. Não foi observado nenhum ponto onde o contato aflorasse, mas, nesta transição, o contato caracteriza-se por mergulhos em alto/médio ângulos (50-70°) medidos nas rochas do TDI e nas supracrustais, quase sempre para E. Como é observado do lado W, aqui também há um aumento do ângulo de mergulho das rochas para norte, chegando, em alguns pontos, a mergulhos verticais ou até em alto ângulo para W (**Figura 13**). No ponto JCI-138 foi observado afloramento de gnaiss cinza, com fragmentos de rochas de diferentes composições e tamanhos, em sua maioria angulosos, os quais são semelhantes às rochas piroclásticas do GBRI.

O contato norte do TDI com as rochas encaixantes não foi observado. Em campo e próximo ao plúton de Nordestina, nota-se que o TDI se estreita até não mais aflorar.

Uma característica que distingue os contatos oriental e ocidental do TDI é a natureza das rochas que o cortam. A leste, o TDI é seccionado por rochas gnáissico-miloníticas da unidade Granodiorito Lagoa dos Bois, enquanto a oeste acha-se cortado por folhas graníticas, praticamente isotrópicas e com orientação aleatória, pertencentes aos granitóides tipo Morro do Lopes, ou do grupo G5 na classificação de Rios *et al.* (1998).

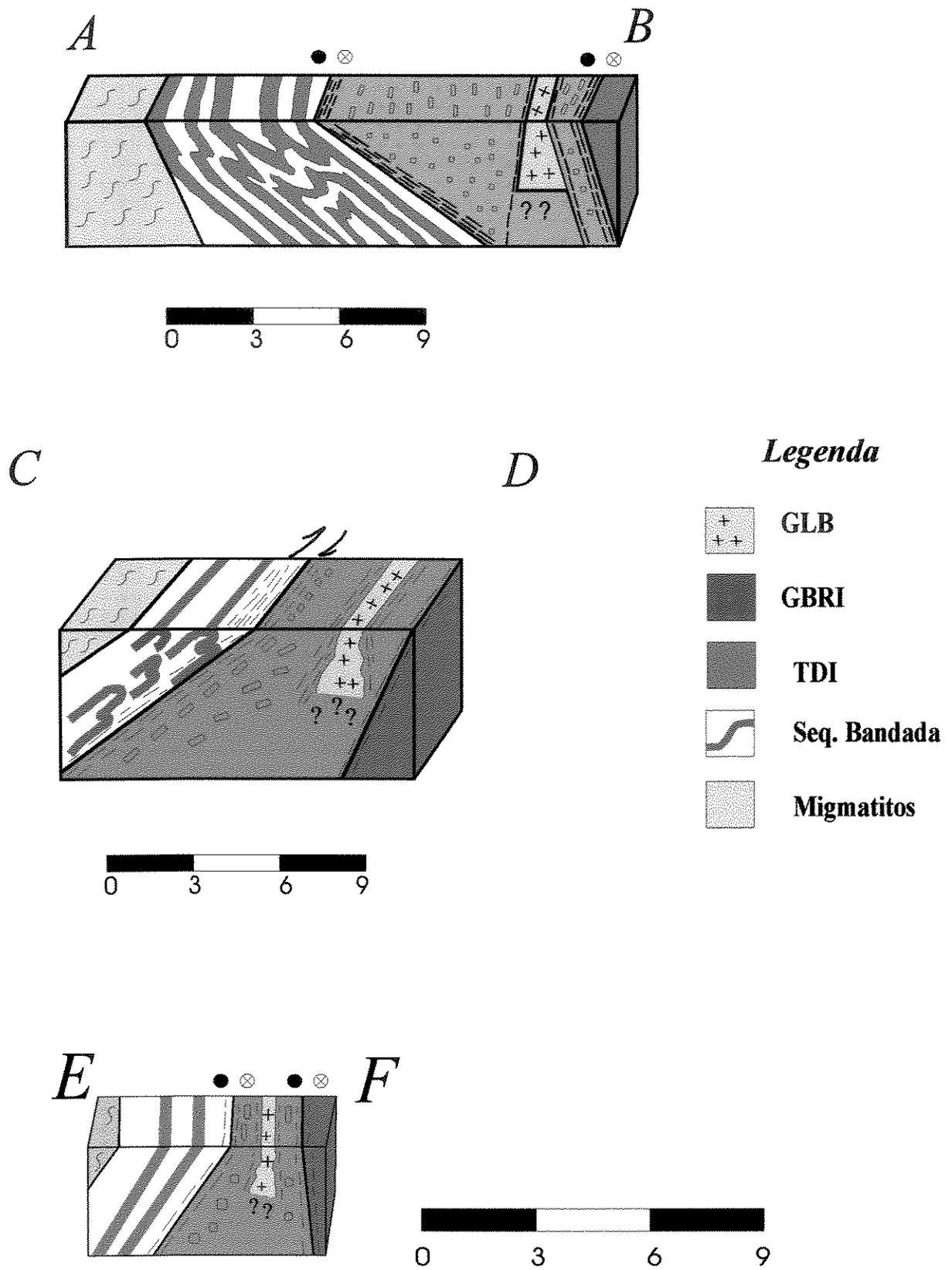


Figura 13- Perfis esquemáticos (blocodiagramas) que mostram diferentes cortes do TDI e encaixantes.

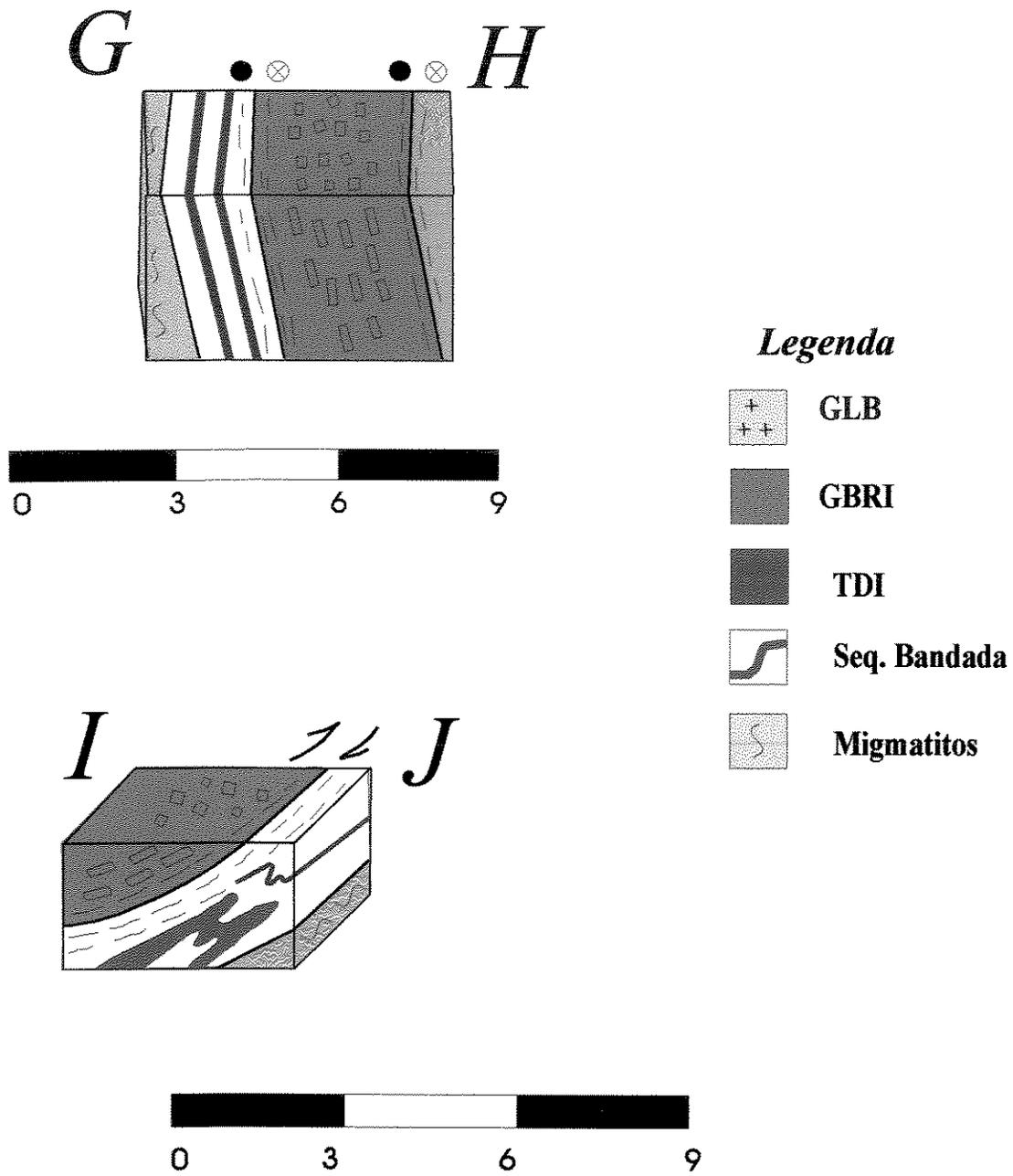


Figura 13- Perfis esquemáticos (blocodiagramas) que mostram diferentes cortes do TDI e encaixantes.

6- PETROGRAFIA

6.1-Tonalito-diorito Itareru (TDI)

Petrograficamente, o TDI é composto por quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita, como minerais principais. Titanita e alanita ocorrem como acessórios mais comuns, sendo o primeiro bastante abundante. Na maioria das lâminas a textura é granular, com plagioclásio euédrico a subédrico e arranjo em mosaico entre quartzo e feldspato. A hornblenda também é bem formada e quase nunca apresenta recristalizações, somente nas zonas de maior deformação. A biotita ocorre junto à hornblenda, com contatos abruptos entre ambas. Em lâminas de rochas mais próximas da borda do corpo a textura passa a ser granoblástica, com recristalização de quartzo e plagioclásio, porém sem recristalização de anfibólio.

As rochas do TDI podem ser divididas em três *facies* principais:

1- Facies tonalítica- tratam-se de biotita-hornblenda tonalitos porfíricos (Figura 14), constituídos em média por 39% de quartzo, 35,9 % de plagioclásio, 18,3 % de hornblenda, 6,0 % de biotita, 0,5 % de minerais acessórios e 0,3 % de microclina. A granulação é média a grossa. Os fenocristais são todos de plagioclásio, perfazem um total de 13,9 % da rocha e alcançam até 2-3 cm. Os minerais acessórios mais comuns são titanita e alanita. Nas porções centrais os tonalitos apresentam textura granular magmática. O plagioclásio é euédrico e por vezes apresenta intercrescimento mirmequítico. Relaciona-se com quartzo em textura de mosaico. A biotita aparentemente é primária, não derivando da hornblenda, e junto com essa contorna os fenocristais de plagioclásio. A hornblenda na maioria das vezes é subeuédrica. Nas porções mais próximas à borda do corpo (deformadas) o quartzo apresenta-se bastante estirado (fitas), com extinção ondulante e migração de limites de sub-grão. O plagioclásio também apresenta extinção ondulante e, nas situações onde a deformação é maior, apresenta contornos com características de deformação em estado sólido, com desenvolvimento de sombras de pressão e bordas de recristalização. A sombra de pressão normalmente é preenchida por quartzo recristalizado, enquanto a matriz é totalmente recristalizada.

2- Facies granodiorítica-ocorre restritamente no norte do corpo. É composta por 37,9 % de plagioclásio, 19,7 % de quartzo, 17,2 % de feldspato potássico (microclina), 14,6 % de

hornblenda, 10,3 % de biotita e 0,3 % de acessórios (**Figura 15**). Titanita e subordinadamente alanita são os principais minerais acessórios. Compreende rochas porfíricas de granulação média e fenocristais de plagioclásio, microclina e anfibólio. Os fenocristais perfazem um total de 21,2 % da rocha, sendo 13,2 % de plagioclásio, 4,1 % de microclina e 3,9 % de hornblenda. Os fenocristais de microclina chegam até 3 cm. A hornblenda é subeuédrica e normalmente apresenta bordas corroídas. O plagioclásio apresenta fraco zoneamento. Em porções próximas à borda do corpo, os fenocristais de plagioclásio desenvolvem sombras de pressão, nesse caso preenchidas por microclina e ou quartzo. A microclina também preenche os interstícios de plagioclásio, quartzo e anfibólio, demonstrando ser uma fase mais tardia. O quartzo apresenta-se estirado com extinção ondulante e migração de limites de subgrão. A matriz normalmente é totalmente recristalizada.

3- *Facies diorítica*- ocorre restritamente na porção centro-oeste do corpo sendo separada da *facies* tonalítica por uma faixa de anfibolitos e gnaisses da seqüência bandada. Não apresenta textura porfírica (**Figura 16**). As rochas dessa *facies* são compostas por 48,7 % de plagioclásio, 31,9 % de hornblenda, 9 % de quartzo, 6,9% de microclina, 2,4 % de biotita e 0,4 % de piroxênio. Titanita e alanita ocorrem como principais acessórios. A granulação é mais fina e a quantidade de hornblenda é maior nessa *facies* em relação às demais. A hornblenda apresenta-se em grãos subeuédricos com textura poiquilítica. Piroxênio ocorre subordinadamente. Por se localizar próximo à borda do corpo todas as amostras observadas dessa *facies* apresentam-se deformadas.

A deformação observada nas lâminas caracteriza-se por dois tipos principais de fábrica, relacionados ao estado de cristalização: PFC (*Pre-Full Crystallization Fabric*) característico de foliação magmática com plagioclásio euédrico e anfibólio orientado não recristalizado em matriz de quartzo e plagioclásio em mosaico; e CPS (*Crystal Plastic Strain fabric*), característico de deformação em estado sólido, com plagioclásio recristalizado e por vezes deformado, apresentando bordas de recristalização e sombras de pressão, e anfibólio orientado em matriz de quartzo e plagioclásio recristalizados. Esses diferentes tipos de fábrica variam conforme se passa do centro para as bordas do corpo. Nas partes centrais há predomínio das texturas tipo PFC, com uma menor ou inexistente

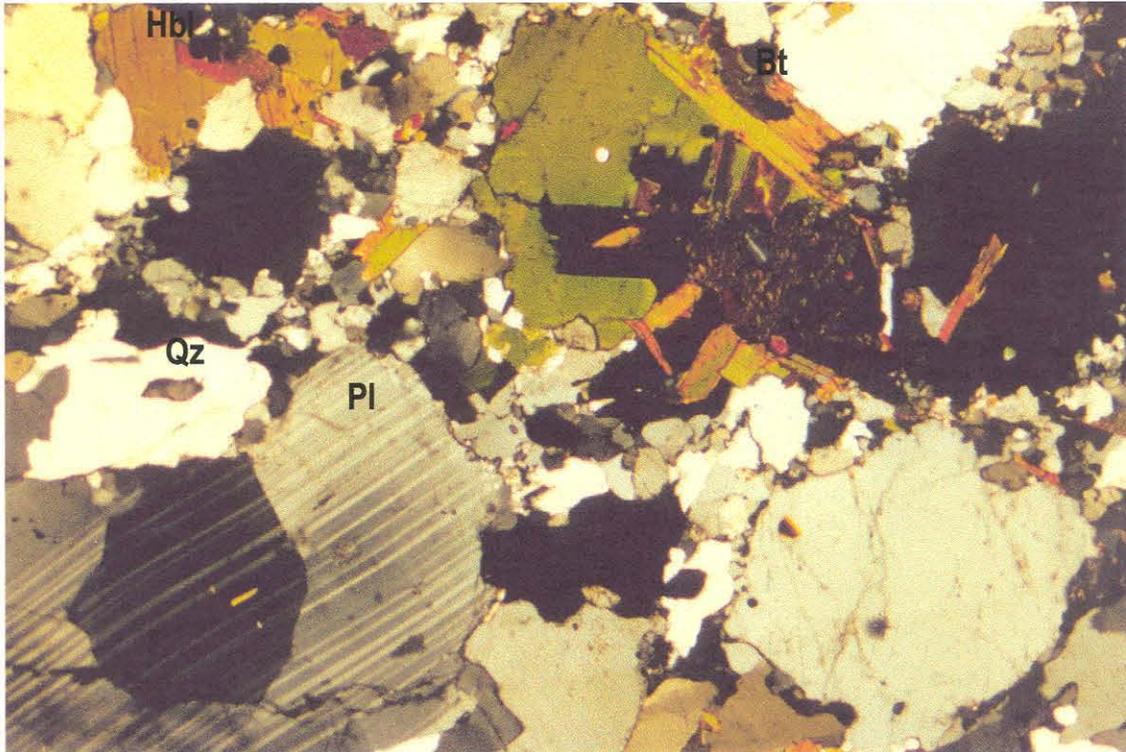


Figura 14- Fotomicrografia de lâmina do TDI em sua *facies* tonalítica. Notar fenocristais de plagioclásio e mineralogia característicos (aumento 2,5 vezes, nicóis cruzados).

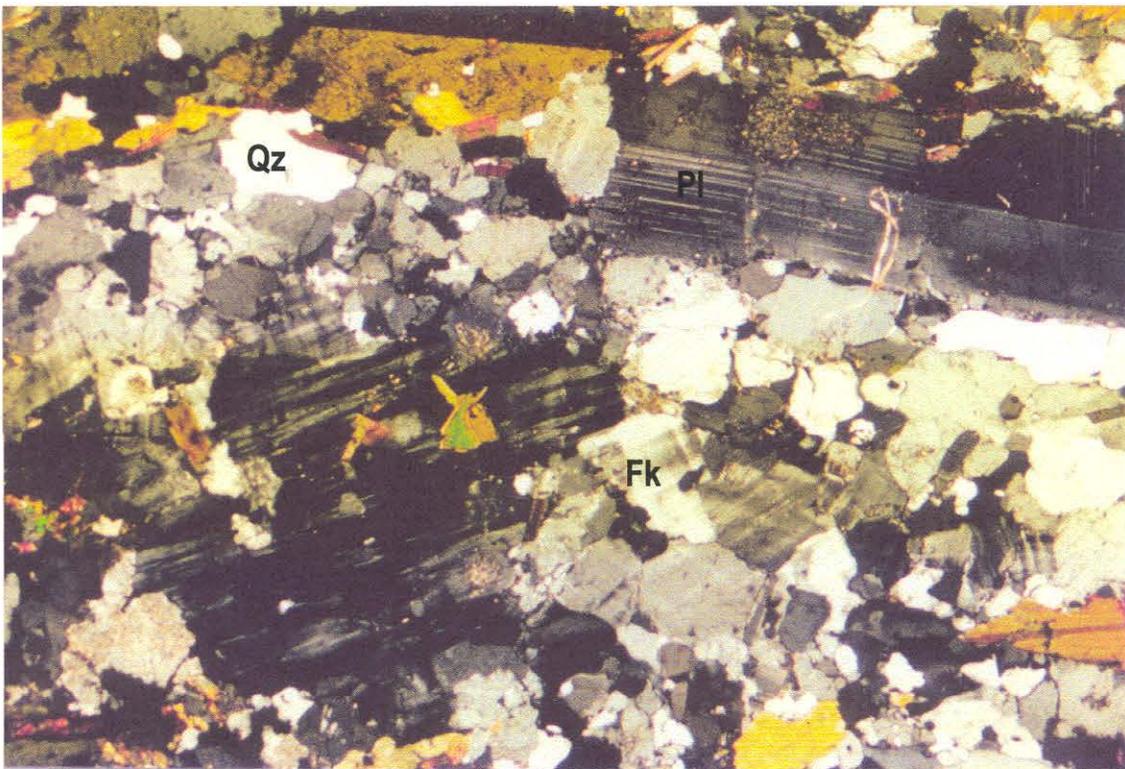


Figura 15- Fotomicrografia de lâmina do TDI em sua *facies* granodiorítica. Notar fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico e a mineralogia característicos (aumento de 2,5 vezes, nicóis cruzados).

ação da deformação e, conforme se caminha em direção às bordas essas texturas passam a CPS, com o incremento da deformação.

De maneira geral e pela observação das texturas descritas acima nota-se que o TDI apresenta uma evolução micro-estrutural contínua, evoluindo de uma deformação (ou textura) caracteristicamente magmática, passando para *fabrics* do tipo PFC, e chegando a texturas de deformação em estado sólido com o decréscimo da temperatura ou aumento da deformação. Essa evolução pode ser sintetizada em três principais estágios:

Estágio 1- tonalito não deformado. Apresenta texturas magmáticas, tais como arranjo em mosaico de quartzo e plagioclásio na matriz, cristais eudrais a subeudrais de plagioclásio, biotita e anfibólio não deformados, quartzo não estirado (**Figura 17**);

Estágio 2- desenvolvimento de texturas PFC, caracterizada pela orientação dos fenocristais de plagioclásio, com desenvolvimento de recristalização dinâmica com limites de subgrão. Os grãos de quartzo são estirados e apresentam recristalização por migração de limites de subgrão. A biotita e o anfibólio não se deformam mas alinham-se paralelamente ao quartzo e ao plagioclásio (**Figura 18**);

Estágio 3- deformação em estado sólido. É caracterizada pela deformação dos fenocristais de plagioclásio e geração de texturas *augen*, formando franjas de recristalização e sombras de pressão. A matriz é inteiramente recristalizada (**Figura 19**). Bandas de cisalhamento cortam heterogeneamente a matriz. Localmente ocorrem faixas de milonitos típicos, onde os tonalitos são afetados por zonas de cisalhamento dúcteis. Essas são caracterizadas por recristalização de quartzo e plagioclásio, ambos bastante estirados. Essas características ocorrem muito restritamente, não sendo portanto consideradas como um quarto estágio de desenvolvimento microestrutural.

A passagem de uma fase para outra é bastante difusa, dificultando muito a observação dos limites entre elas.

6.2-Granodiorito Lagoa do Boi

As rochas granodioríticas desta unidade são constituídas por quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda e microclina. Apresentam-se sempre deformadas. O quartzo exhibe extinção ondulante, tem limites de subgrão e está bastante estirado, formando fitas, que marcam muito bem a lineação de estiramento. A biotita orienta-se paralelamente às fitas de

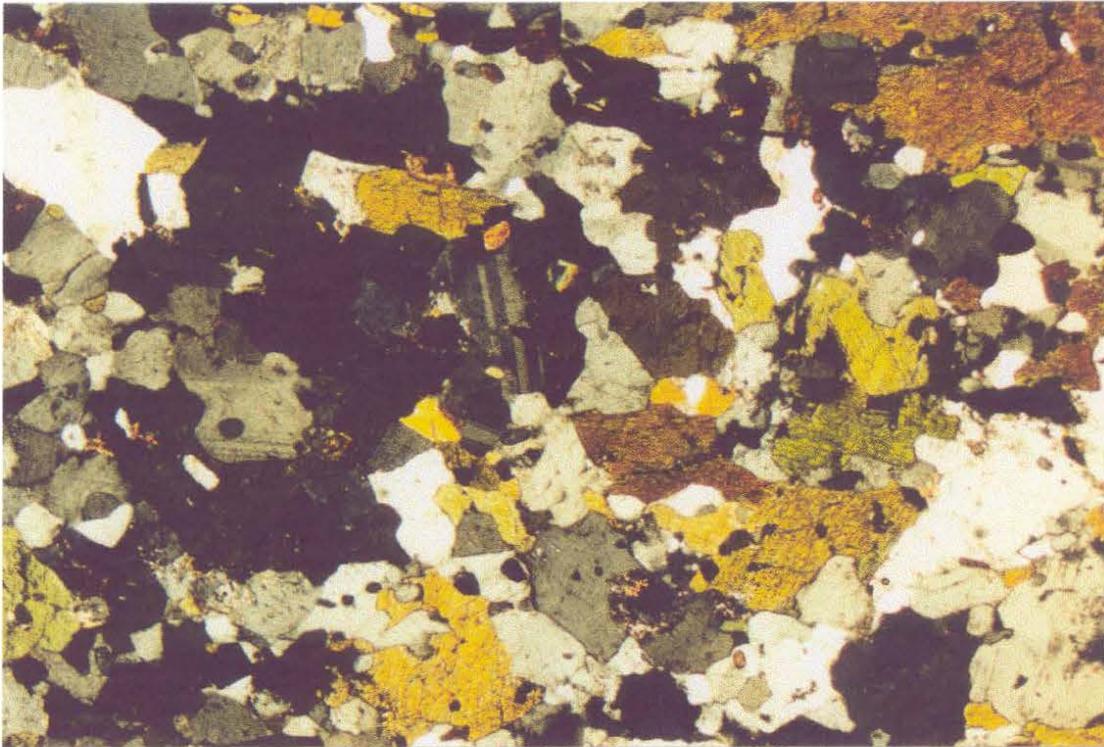


Figura 16- Fotomicrografia de lâmina do TDI em sua *facies* diorítica. Notar a granulação mais fina e a ausência de fenocristais (aumento de 2,5 vezes, nicóis cruzados).

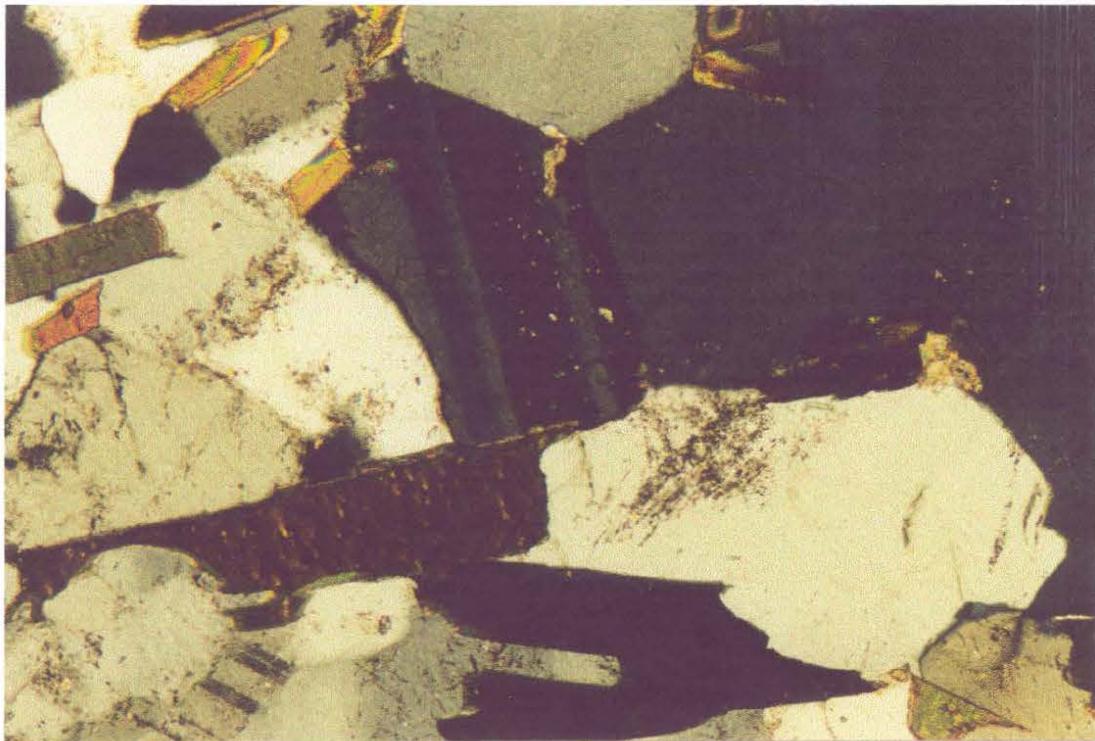


Figura 17 Fotomicrografia de tonalito do TDI pertencente ao estágio 1 de evolução microestrutural. Notar o arranjo em mosaico entre os grãos de quartzo e plagioclásio na matriz, característica considerada como de origem magmática, que não sofreu deformação (aumento de 10 vezes, nicóis cruzados).

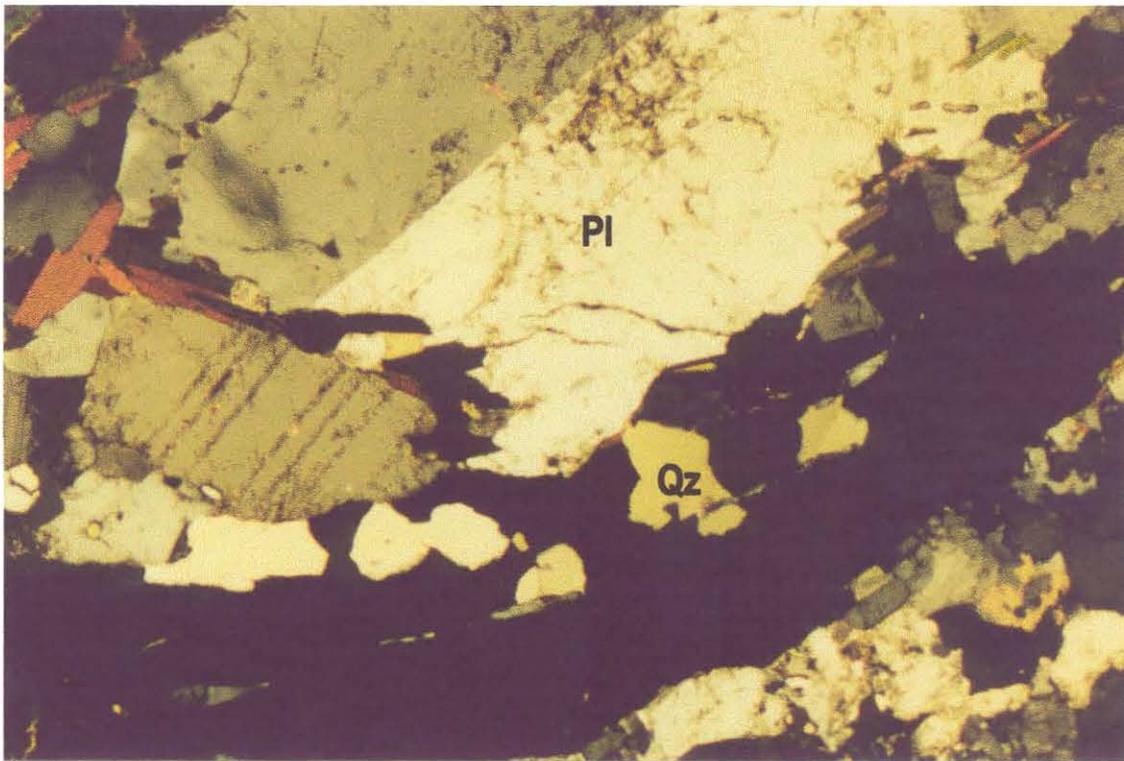
A**B**

Figura 18 -Fotomicrografias de tonalito do TDI pertencente ao estágio 2 de evolução microestrutural. Notar em *A* um fenocristal de plagioclásio com extinção ondulante contornado por um grão de quartzo estirado. Em *B* um fenocristal de plagioclásio com desenvolvimento de recristalização dinâmica com limites de sub-grão (em ambos aumento de 2,5 vezes, nicóis cruzados).

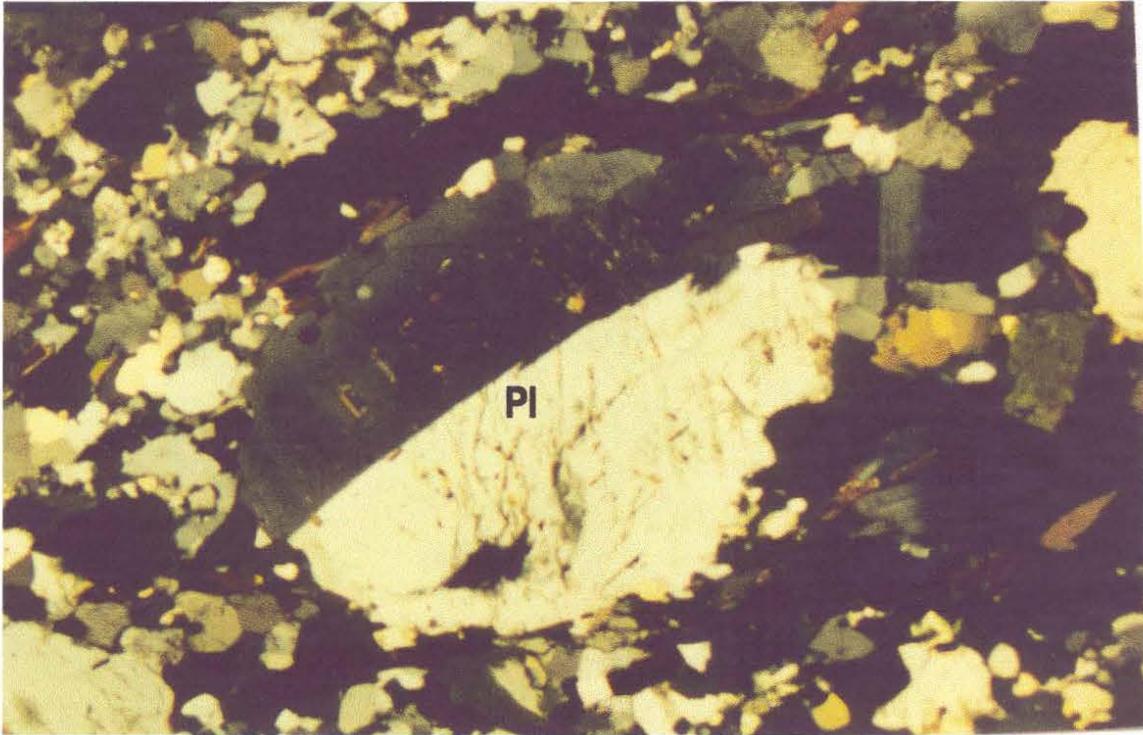
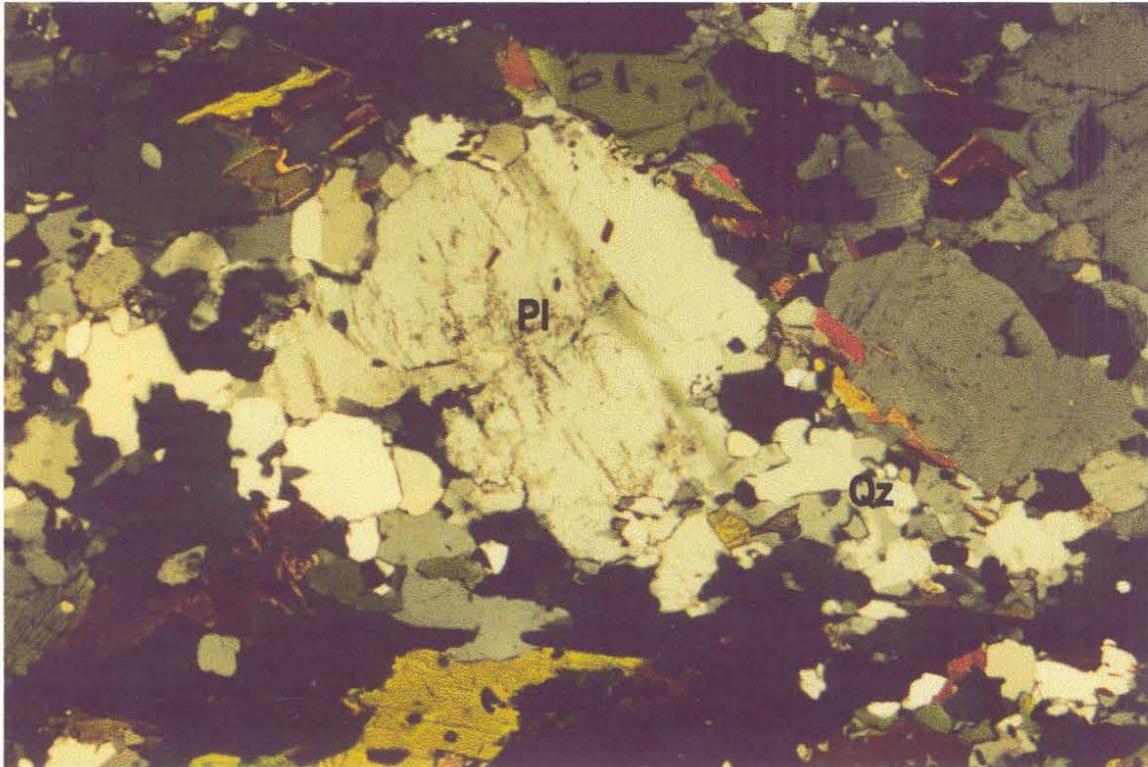
A**B**

Figura 19- Fotomicrografias de tonalito do TDI pertencente ao estágio 3 de evolução microestrutural. Notar em *A* o fenocristal de plagioclásio com deformação em estado sólido, adquirindo feição *augen*. Em *B* notar o desenvolvimento de sombras de pressão em torno de fenocristal de plagioclásio, preenchida por quartzo recristalizado. Nos dois casos, notar matriz recristalizada (em ambos aumento de 2,5 vezes, nicóis cruzados).

quartzo. O plagioclásio é euédrico a subeuédrico, mas encontra-se quase sempre deformado. Mirmequitas ocorrem em todas as amostras estudadas. A hornblenda é subeuédrica e não apresenta deformação. Quartzo e plagioclásio apresentam-se quase sempre recristalizados.

Os diques aplíticos dessa unidade, que ocorrem paralelos à lineação do TDI, são constituídos por quartzo e microclina; subordinadamente ocorrem plagioclásio e biotita. A granulação é fina. O quartzo apresenta-se bastante estirado, com extinção ondulante, marcando uma foliação incipiente. O feldspato potássico não apresenta deformação.

Os poucos diques máficos (anfíbólicos) são constituídos por hornblenda, plagioclásio e biotita. A biotita é fortemente orientada, aparentemente marcando uma foliação incipiente.

7-GEOLOGIA ESTRUTURAL

As principais características estruturais do TDI são a forte orientação linear de seus minerais e enclaves, e a quase ausência de foliação, caracterizando um típico tectonito L. Fábrica planar é observada apenas nas zonas de contato com as rochas encaixantes, ou onde o TDI foi seccionado pelo Granodiorito Lagoa do Boi (**Figura 20**).

As lineações minerais, nas porções centrais onde o corpo é pouco ou nada deformado, são caracteristicamente magmáticas. Apresentam direções principais que variam de N a NNW, mergulhando sempre em baixo ângulo, alternadamente para norte e para sul. Essa lineação é marcada principalmente pela orientação de cristais euédricos de plagioclásio, biotita e anfíbólios. Na porção centro-norte do TDI, nas proximidades do ponto JCI-150, (**Mapa de Pontos- Anexo 3 e Figura 20**) a lineação mineral difere dessas características. Nesse local ela é praticamente vertical e não se nota foliação alguma. Uma leve rotação dos grãos de plagioclásio em torno de seu eixo maior é a única característica de deformação em estado sólido presente. Desse ponto para norte ou para sul, o ângulo de mergulho da lineação mineral diminui, até essas transformarem-se em sub-horizontais (**Figura 20**). Na porção centro sul do corpo a ausência de foliação também é marcante. Nessa região a lineação exhibe baixo ângulo (0-20° de mergulho para N-NW ou S-SE), sendo caracteristicamente do tipo sub-horizontal.

Mapa Estrutural

Legenda

-  Lineação
-  Contatos geológicos
-  Foliação
-  Perfis Geológicos
-  Zona de cavalgamento
-  Drenagens
-  Zona de cisalhamento
-  Estrada Asfaltada

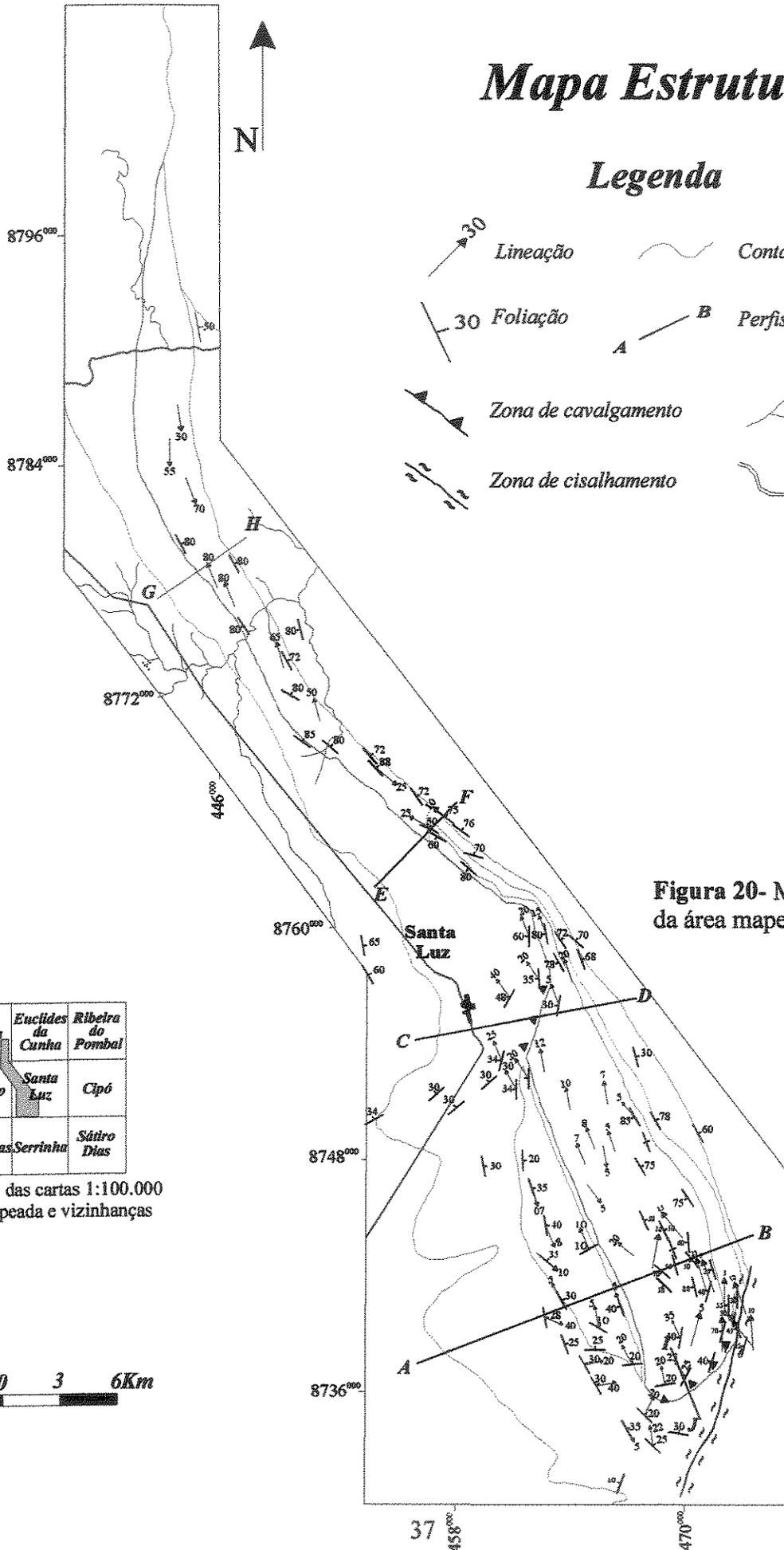


Figura 20- Mapa estrutural da área mapeada

Itáiba	Euclides da Cunha	Ribeira do Pombal
Gavito	Santa Luz	Cipó
Pinadas Serrinha		Sátiro Dias

Articulação das cartas 1:100.000 da área mapeada e vizinhanças



Os enclaves orientam-se sempre segundo a direção da lineação mineral. Nas porções menos deformadas normalmente formam elipsóides prolatos, característicos de tectonitos do tipo L. Nas bordas, onde há desenvolvimento de foliação, normalmente têm formato oblato, com razões de deformação altas e similares nos planos XZ e YZ e baixas no plano XY. Tais características e a ausência de enclaves dobrados ou “rompidos” indicam que a orientação mineral é também a direção principal do fluxo magmático.

O TDI apresenta as bordas sempre deformadas. Nas regiões de borda, apresenta estrutura planar bem desenvolvida e lineação de estiramento, marcada por quartzo e plagioclásio estirados segundo a direção preferencial N-NW a N-S (**Figura 21**). Nesses locais, o TDI adquire estrutura gnáissica (*augen gnaiss*). Microestruturalmente, a deformação é marcada por fitas de quartzo recristalizado e plagioclásio com sombras de pressão. Foliação milonítica S-C, marcada por biotita, também foi documentada em vários pontos.

O TDI é considerado uma intrusão sin-tectônica com base nos seguintes critérios, sugeridos por Paterson *et al.* (1989): (i) sua forma é extremamente alongada, com eixo longitudinal paralelo à principal direção de deformação regional; (ii) a orientação das lineações de minerais magmáticos, como anfólio e plagioclásio, coincide com a orientação dos enclaves e da lineação de estiramento de quartzo e plagioclásio; (iii) a passagem contínua de estrutura magmática (*pré full crystalization fabric*) para estrutura característica de deformação em estado sólido (*crystal plastic strain fabric*); (iv) a presença de pequenas bandas de cisalhamento (*lock up shear*) desenvolvidas concomitantemente à colocação.

Ao longo de sua extensão, tanto o TDI quanto as rochas encaixantes, apresentam diferenças estruturais significativas.

Na sua porção meridional, onde o corpo tem largura maior, a foliação desenvolvida na borda leste é bastante penetrativa. Essa tem direção preferencial N-NW com ângulo de mergulho entre 40° e 60° para E, concordante com a foliação dos anfíbolitos encaixantes (**Figuras 13a e 22a**). As lineações de estiramento são caracteristicamente *strike slip* com direção N-NW mergulhando no máximo 10°, alternadamente para N ou S (**Figuras 20 e 22a**). Essas lineações são representadas por filmes de quartzo e plagioclásio estirado. Os

indicadores cinemáticos observados (sombras de pressão assimétrica em fenocristais de plagioclásio e foliação S-C) mostram sentido de movimentação sinistral.

Na borda oeste, porção meridional, a foliação do TDI tem direção semelhante às da borda E, e mergulhos menores (20-40°), também para E, e é concordante com a foliação dos gnaisses bandados (Figuras 13a e b). As lineações de estiramento são *strike slip*, com direção N-NW e mergulhos que variam 5 a 10° para N ou S (Figura 22b). Os indicadores cinemáticos observados nesses locais mostram, quase sempre, sentido sinistral de movimentação. No entanto, em alguns pontos próximos ao contato SW do ITD, foram observados indicadores cinemáticos (sombras de pressão assimétricas) que caracterizam sentido de movimento dextral. Essa característica é observada em rampas de cavalgamento de baixo ângulo. Esses indicadores dextrais ocorrem justamente próximos à rampa de cavalgamento descrita no fechamento sul do TDI, detalhada a seguir. Como o transporte tectônico se dá de NW para SE é esperado que na borda SE do TDI os indicadores cinemáticos sejam sinistrais e, do lado SW, dextrais. Essa característica aparece muito restritamente, sendo que de maneira geral a maioria dos indicadores cinemáticos exibem sempre sentido sinistral de movimentação.

Nessa porção do TDI, os gnaisses bandados do Complexo Santa Luz apresentam uma característica estrutural marcante, que não é observada nas rochas do TDI. Eles exibem dobras fechadas, inversas, assimétricas, com plano axial inclinado, com baixo a médio ângulo de mergulho para E, e eixos sub-horizontais a inclinados com direção aproximadamente N-S (Figura 13a e 23). Nos flancos dessas dobras são observadas lineações de estiramento mineral, com direção E-W mergulhando para E, ausentes no TDI, indicando, juntamente com a assimetria das dobras, vergência e cavalgamento de E para W, anteriores à intrusão do TDI. Essas lineações de estiramento, caracteristicamente *down dip*, são também observadas em outros locais, especialmente nas porções centrais do GBRI (Lacerda, 2000). Elas ocorrem subordinadamente, aparentemente onde as características marcantes do evento deformacional regional mais forte (D₂) (Alves da Silva, 1994) são mais fracas. Como não são observadas no TDI parece que essas lineações E-W fazem parte de um evento deformacional anterior, causado por cavalgamento de W para E, cuja definição temporal ainda é indefinida.

Por outro lado, no extremo sul (pontos JCI 60 e 61) e no ponto JCI-366 (**Mapa de Pontos- Anexo 3 e Figura 13b e e**) os contatos do TDI com as encaixantes apresentam características estruturais diferentes. Nas proximidades do ponto JCI-60 as foliações do TDI infletem para direção aproximadamente E-W e são mais apertadas que as descritas até agora. A lineação de estiramento é bastante forte e caracteristicamente *down dip*, mergulhando de 20 a 30° para N-NW. Essa lineação é representada por quartzo e plagioclásio estirados. Os indicadores cinemáticos observados (sombas de pressão assimétrica em fenocristais de plagioclásio e foliação S-C) indicam sentido de movimentação reverso, caracterizando o fechamento sul do corpo como uma rampa de empurrão que coloca o TDI sobre as rochas do Complexo Santa Luz (**Figuras 20 e 13e**). Nas proximidades do ponto JCI-336, próximo à estrada de ferro Santa Luz- Salgadália, ocorrem milonitos de gnaisses bandados do Complexo Santa Luz com foliação NE-SW, mergulhando entre 30 e 50° para NW, e lineação de estiramento oblíqua, com mergulho que varia de 20 a 40° para NW. Neste afloramento, nota-se dobra assimétrica contemporânea à lineação de estiramento, indicando cavalgamento para SE. A atitude desta lineação coincide com a da lineação mineral magmática nesta porção do TDI, suportando a sugestão de que a intrusão do TDI, pelo menos em parte, foi contemporânea ao referido cavalgamento, como também observado no fechamento sul do corpo.

Em sua porção setentrional, onde o TDI é mais estreito, as foliações desenvolvidas nas suas bordas são de alto ângulo. Os mergulhos variam de 70° a sub-verticais, para E ou W, nos dois lados do TDI (**Figuras 13 c e d, 20 e 22c**). As encaixantes a leste e a oeste também mostram esses ângulos de mergulho. As lineações de estiramento desenvolvidas em ambas as bordas são caracteristicamente *strike slip*. No estereograma da **Figura 22d**, referentes a toda a porção norte do corpo, pode-se observar a passagem das lineações minerais subverticais que ocorrem nas porções centrais do corpo, para as lineações de estiramento *strike slip* desenvolvidas em suas bordas. As lineações de estiramento E-W, observadas em alguns afloramentos de gnaisses bandado, na porção meridional, não são mais identificadas.

Outra característica estrutural, observada em vários afloramentos do TDI, são bandas de cisalhamento discretas, com espessuras entre 10 e 30 cm, e caracterizadas pela



Figura 21- Afloramento de rocha da *facies* tonalítica de borda do TDI. Notar estiramento dos grão de quartzo e plagioclásio.



Figura 23- Afloramento de gnaiss bandados do complexo Santa Luz, nas proximidades do contato SW com o TDI. Notar o padrão das dobras inclinadas, assimétricas, com plano axial mergulhando para E e eixos sub-horizontais.

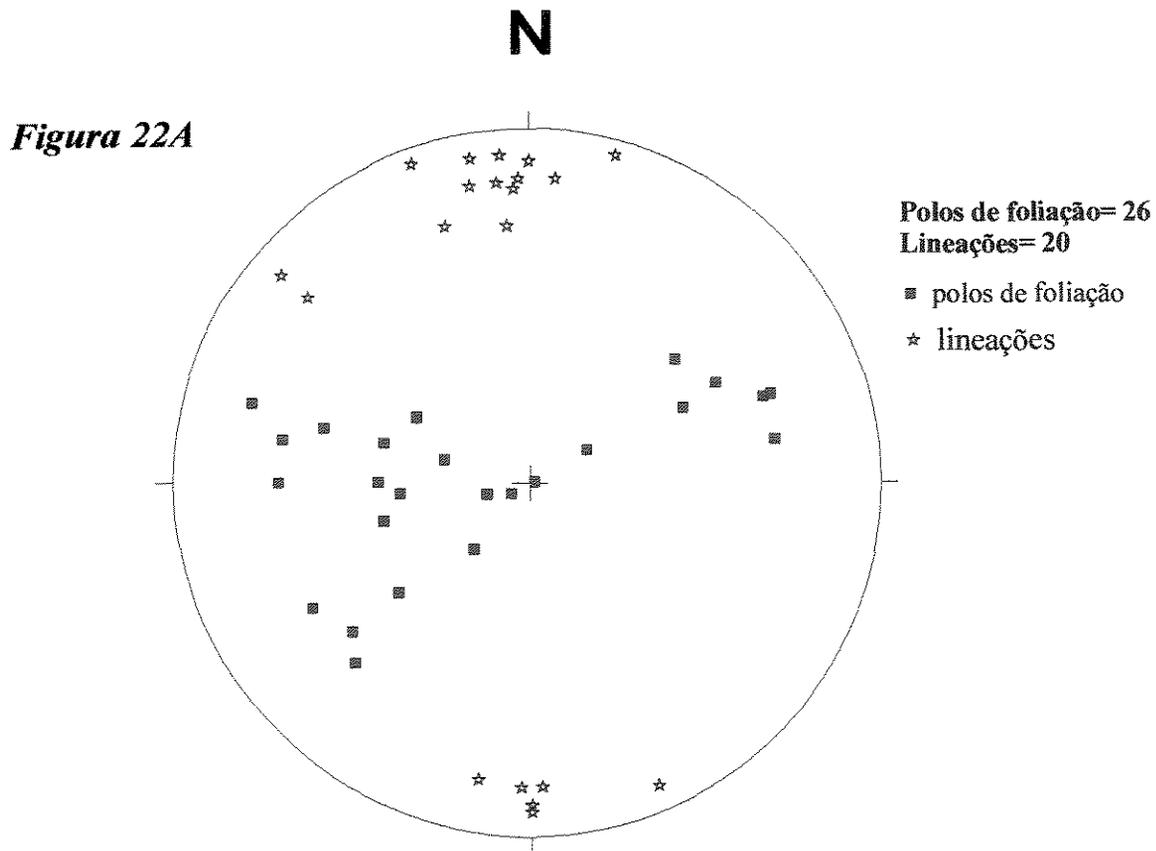


Diagrama de polos da foliação e lineações do TDI em sua porção central.

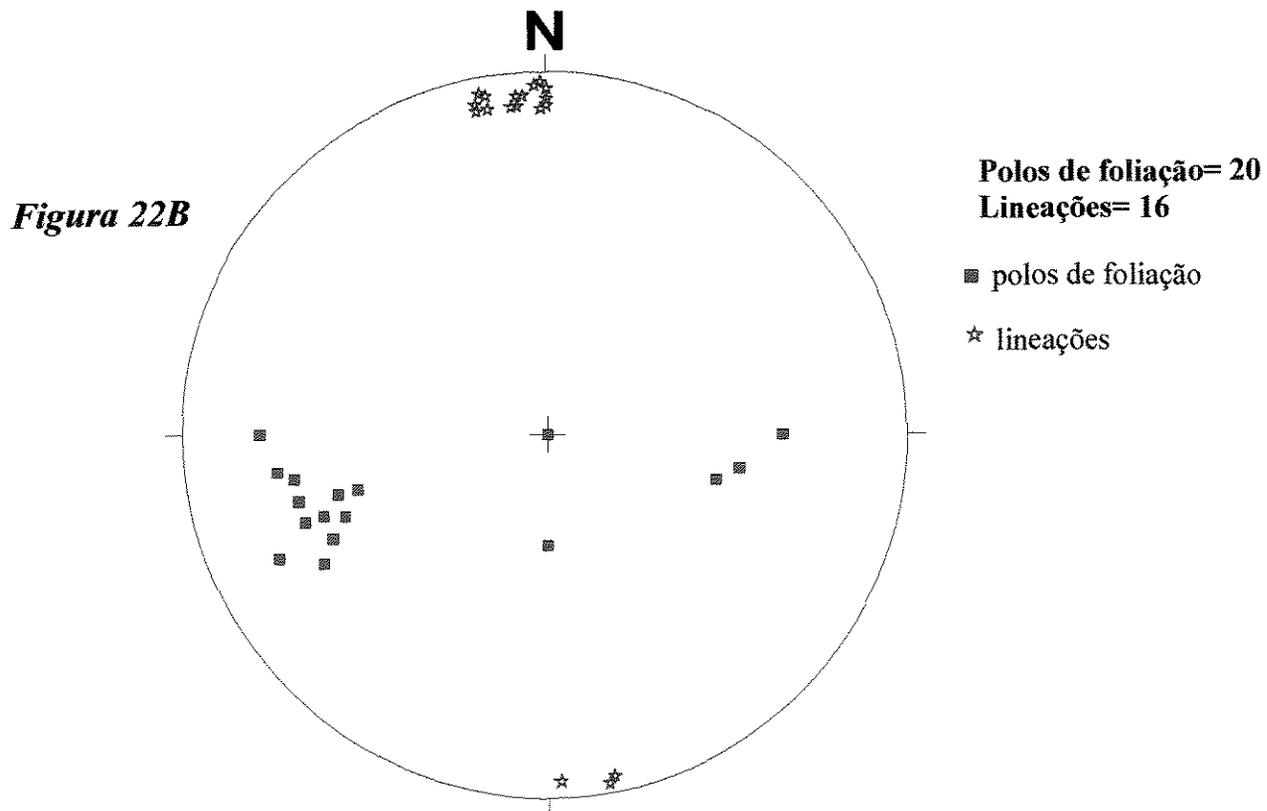


Diagrama de polos da foliação e lineações do TDI em sua porção leste

Figura 22C

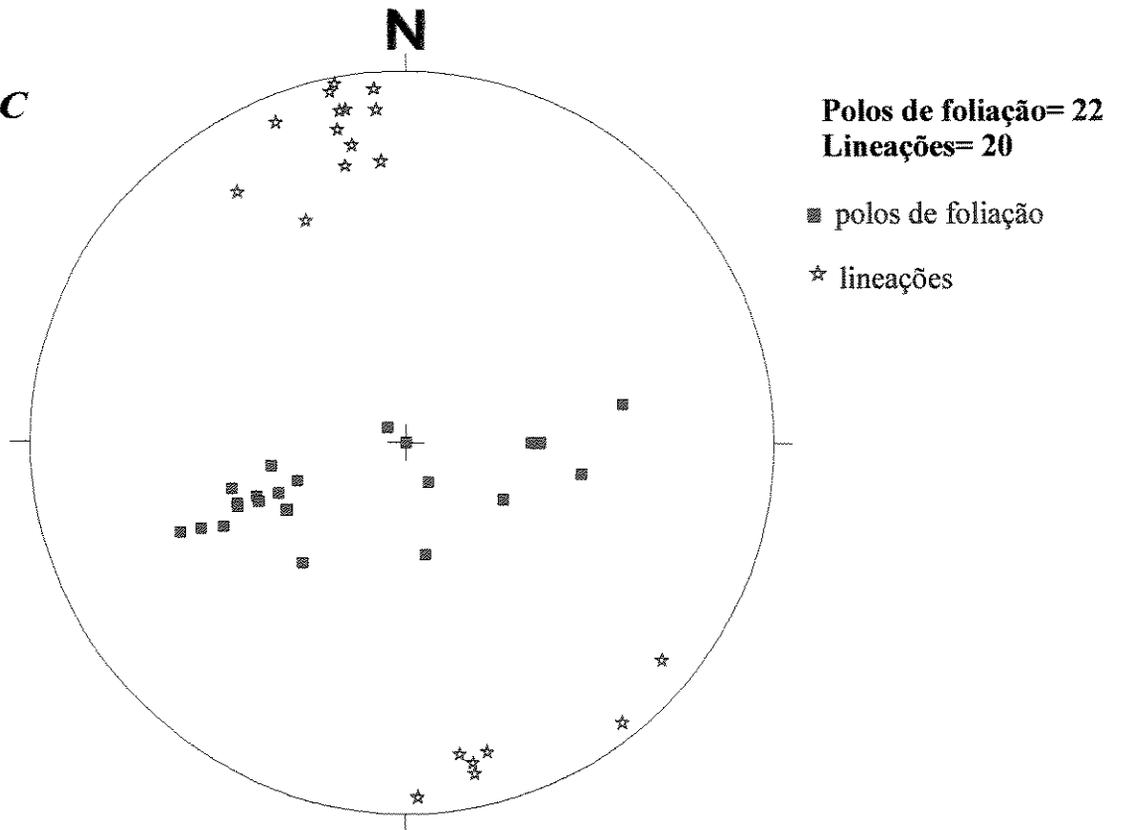


Diagrama de polos da foliação e lineações do TDI em sua porção oeste.

Figura 22D

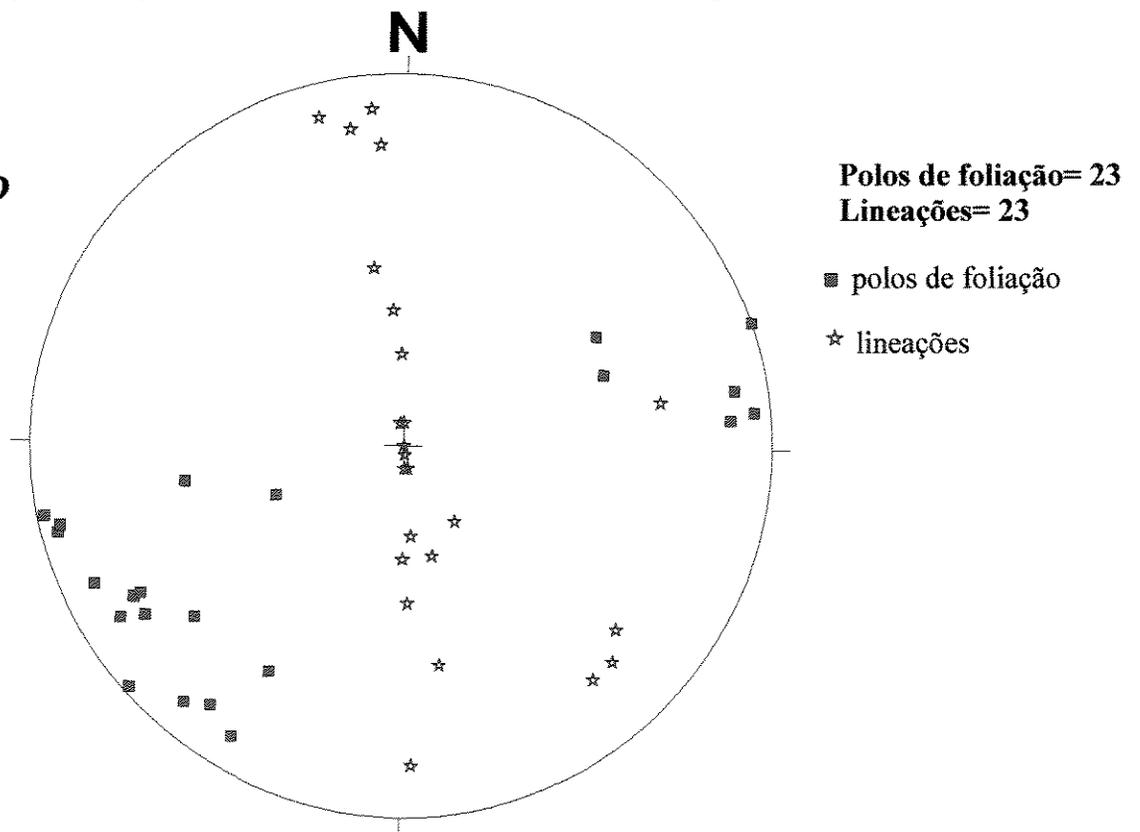


Diagrama de polos da foliação e lineações do TDI em sua porção norte.

orientação dos fenocristais de plagioclásio e de grãos de anfibólio. A direção preferencial dessas bandas é N-S e normalmente revelam cinemática sinistral.

Os diques aplíticos, que ocorrem paralelamente à foliação do TDI, apresentam dobras locais com eixos inclinados coincidentes com a direção de mergulho da foliação. Eles representam bons indicadores cinemáticos, quase sempre sinistrais. Nas bordas do TDI, onde o mesmo se acha mais deformado, os diques aplíticos ocasionalmente apresentam foliação incipiente, paralela à foliação do tonalito, e marcada por estiramento de quartzo.

A comparação entre as características estruturais apresentadas pelo TDI e descritas acima, com as descrições da geologia estrutural regional possibilita as seguintes constatações: (i) As direções N a NNW das foliações das rochas do TDI concordam com a foliação regional principal, desenvolvida durante o evento D_2 , transcorrente, descrito por Alves da Silva (1994); (ii) as lineações minerais e de estiramento são paralelas à essa direção, assim como os enclaves; (iii) os indicadores cinemáticos, de maneira geral, também mostram-se concordantes com o sentido sinistral de movimentação das ZCs desenvolvidas durante o evento D_2 (Alves da Silva, 1994); (iv) além disso o TDI apresenta, em pelo menos duas localidades, características de rampas de empurrão, com movimentação tectônica com topo deslocado para SSE. Essa característica é descrita, pelo mesmo autor, como pertencente à primeira fase do evento deformacional D_2 , associado ao início do fechamento da bacia Itapicuru.

8-GEOQUÍMICA

Para um melhor entendimento da petrogênese das rochas que compõem o TDI, assim como para que se possa tecer comentários sobre o ambiente geotectônico em que foram geradas e qual sua importância na reconstrução do ambiente tectônico regional, foram realizadas análises químicas de elementos maiores, elementos traços e do grupo das terras raras.

As análises de elementos maiores e elementos traços foram realizadas pelo método de fluorescência de Raio X, no Instituto de Geociências da UNICAMP. Os dados encontram-se na Tabela 2. Análises de elementos terras raras foram realizadas por Ativação Neutrônica, no laboratório do IPEN- USP.

A amostragem foi direcionada para que todas os litotipos do TDI fossem bem representados. Foram feitas análises de treze amostras de tonalitos, dioritos e granodioritos que representam as três principais *facies* do TDI (Tabela 1), duas amostras dos granitóides isotrópicos que cortam o TDI na forma de diques, três amostras dos anfibolitos encaixantes a W do corpo, três amostras dos enclaves dioríticos-anfibolíticos e mais três representando as rochas granodioríticas de Lagoa do Boi (Tabela 2).

O TDI apresenta valores de SiO₂ que variam entre 51,60 e 67,29%. O índice de Shand (Al₂O₃/Na₂O+K₂O molar vs. Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO molar), referente à saturação em alumínio, é diagnóstico de rochas metaluminosas. Na Figura 24 pode-se observar que todas as amostras do TDI plotam nesse campo no diagrama. Os valores de K₂O vs. SiO₂ mostram que as rochas do TDI pertencem a série cálcio-alcálica de alto potássio (Figura 25).

As rochas granodioríticas da Lagoa do Boi apresentam valores de SiO₂ entre 60,81 e 73,52 % e os granitos isotrópicos em torno de 74 %.

No diagrama de índice de *Peacock*, modificado por Brown (1982) (Figura 26), as rochas do TDI são classificadas como pertencentes à série alcali-cálcica, plotando no limite entre esta e a série cálcio-alcálica.

No diagrama AFM (Figura 27), as rochas do TDI definem muito bem uma tendência cálcio-alcálica, com porcentagem relativamente baixa em Fe. As rochas anfibolíticas plotam no campo das rochas toleíticas. Os granodioritos de Lagoa do Boi plotam no campo cálcio-alcálico.

No diagrama de discriminação de ambiente tectônico Rb x Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) (Figura 28) as amostras plotam no campo das rochas de arcos magmáticos.

Os diagramas de variação de elementos (Harker) (Figura 29) mostram clara correlação negativa entre a abundância de SiO₂ em relação a Fe₂O₃, P₂O₅, TiO₂ e MgO. Uma leve correlação positiva pode ser observada entre SiO₂ e K₂O. Esses dados parecem demonstrar a ação de processos de cristalização fracionada para a geração das rochas do TDI. A medida que evoluem, as rochas enriquecem em sílica e potássio e diminuem gradativamente os valores dos óxidos de Fe, P, Ti e Mg.

Tonalito-diorito Itatreru													
Amostra	JCI-58	JCI-61B	JCI-78	JCI-79A	JCI-97B	JCI-126	JCI-129A	JCI-130A	JCI-130B	JCI-136B	JCI-173	JCI-179	JCI-213
SiO ₂	60,03	60,52	51,60	59,70	55,80	65,74	57,86	58,79	54,66	54,90	57,05	55,14	59,29
Al ₂ O ₃	15,35	15,72	16,67	16,11	16,29	14,60	15,80	15,04	12,84	16,24	16,96	16,41	16,03
Fe ₂ O ₃	6,16	6,12	8,52	6,32	7,15	4,25	6,38	6,17	7,26	6,95	6,81	7,83	6,05
MnO	0,087	0,088	0,134	0,091	0,105	0,076	0,114	0,088	0,122	0,142	0,100	0,113	0,083
MgO	3,99	3,63	5,53	3,72	4,56	2,37	2,72	4,08	5,28	3,86	3,93	4,55	3,42
CaO	5,55	5,52	7,90	5,80	6,91	3,71	6,18	5,77	7,29	7,02	6,41	6,75	5,58
Na ₂ O	3,64	4,02	4,26	4,20	4,31	4,17	3,78	4,14	1,87	4,36	4,53	4,38	4,27
K ₂ O	3,25	2,85	2,34	2,72	2,63	3,77	4,87	3,67	6,20	3,48	2,26	2,34	2,91
TiO ₂	0,763	0,777	1,096	0,787	0,912	0,545	0,750	0,833	1,500	0,858	0,862	0,989	0,784
P ₂ O ₅	0,496	0,489	0,784	0,492	0,676	0,357	0,566	0,622	1,212	0,670	0,556	0,593	0,504
P.F.	0,32	0,38	0,68	0,34	0,71	0,89	0,42	0,60	0,65	0,58	0,38	0,68	0,50
Soma	99,62	100,11	99,50	100,29	100,05	100,48	99,44	99,81	98,88	99,06	99,84	99,77	99,42
Ba	1694,50	1531,80	1376,00	1575,00	1896,20	1434,10	4384,50	1993,40	4026,00	3453,70	1539,80	1662,40	1995,80
Cr	128,50	118,20	163,50	102,70	133,50	75,90	50,20	146,00	129,70	99,10	102,10	123,50	96,80
Cu	20,90	21,60	11,00	21,70	34,90	6,00	21,10	25,50	4,60	37,50	24,50	19,70	19,90
Nb	7,20	6,90	7,70	6,30	7,60	8,10	14,20	10,80	15,30	4,60	6,40	7,10	7,20
Ni	50,00	38,80	65,90	40,80	55,60	28,70	34,40	55,50	110,40	50,20	41,70	47,00	38,50
Pb	23,00	21,90	17,50	22,70	23,80	40,50	41,80	31,50	36,10	40,70	17,40	16,40	23,10
Rb	88,50	74,50	55,80	72,50	65,40	130,90	120,30	99,20	158,50	107,60	57,40	53,60	67,20
Sr	1063,70	1026,00	1255,80	1071,70	1443,30	944,20	2775,00	1631,50	2081,00	2588,30	1220,80	1151,80	1295,30
Th	15,00	13,70	6,50	11,90	17,30	23,70	31,70	14,50	22,80	18,90	13,40	19,00	13,20
V	105,90	99,80	149,10	101,30	124,60	62,80	123,10	104,40	155,40	135,70	111,50	129,50	100,50
Y	28,10	27,30	38,20	24,70	32,30	22,80	63,10	34,00	60,40	46,00	28,00	30,50	27,80
Zn	88,70	88,70	129,70	93,70	106,50	74,30	104,50	88,10	126,20	124,00	101,60	114,60	90,50
Zr	244,80	225,50	308,60	228,80	311,60	207,60	580,60	331,60	932,60	369,40	251,60	266,40	259,10
Rb/Sr	0,0832	0,0725	0,0444	0,0676	0,0453	0,1386	0,0434	0,0608	0,0762	0,0416	0,0470	0,0465	0,0519
La	88		92			93				196			
Ce	174		195			183				357			
Nd	83		92			74				169			
Sm	13,5		17,6			12,7				26			
Eu	3,6		4,9			3,1				7,3			
Tb	1,3		1,8			0,94				2			
Yb	2		3,3			1,84				1,9			
Lu	0,28		0,33			0,25				0,25			
La/Yb*	29,9		18,9			34,3				70,1			

Tabela 1- Dados de química de elementos maiores, elementos traços e do grupo das terras raras para as rochas do TDI

Amostra	Gran. Isot.		Enclaves		Anfibolitos			Lagoa do Boi			
	JCI-143B	JCI-133	JCI-80A	JCI-80C	JCI-150	JCI-122	JCI-68	JCI-211	JCI-79B	JCI-87B	JCI-117
SiO ₂	74,59	74,07	41,04	42,53	52,57	50,53	50,75	47,94	60,81	64,39	73,52
Al ₂ O ₃	13,50	13,73	12,41	17,83	15,86	15,04	16,32	14,87	16,35	16,36	13,74
Fe ₂ O ₃	1,57	1,54	16,72	12,18	8,37	14,41	12,87	13,03	5,48	4,36	2,69
MnO	0,019	0,025	0,232	0,168	0,131	0,191	0,162	0,194	0,052	0,045	0,041
MgO	0,14	0,19	10,11	7,77	5,76	5,51	4,38	8,02	1,99	1,51	0,48
CaO	1,03	1,25	11,66	11,57	7,45	9,83	10,46	11,64	4,45	3,80	2,28
Na ₂ O	3,64	3,58	1,40	1,57	4,06	2,38	3,18	2,62	4,37	4,29	3,66
K ₂ O	4,60	4,90	2,36	2,46	2,73	0,75	0,67	0,68	3,12	2,43	3,09
TiO ₂	0,129	0,151	2,276	0,836	1,062	1,061	0,974	0,966	1,279	0,827	0,252
P ₂ O ₅	0,031	0,034	1,349	0,952	0,772	0,087	0,184	0,069	0,595	0,285	0,061
P.F.	0,67	0,78	1,12	2,20	0,70	1,18	0,57	0,87	0,80	0,79	0,46
Soma	99,93	100,23	100,67	100,05	99,46	100,97	100,53	100,90	99,29	99,08	100,28
Ba	710,50	525,10	1060,90	1032,50	1212,20	201,40	205,50	98,70	2618,90	1876,70	658,00
Cr	4,40	9,10	293,90	569,80	154,10	167,60	327,20	298,00	7,30	7,40	7,60
Cu	2,80	2,00	60,50	16,90	41,10	54,70	113,20	64,70	24,70	20,40	3,50
Nb	9,00	19,50	17,40	7,00	8,10	4,60	5,00	2,30	11,40	6,60	5,80
Ni	<2	<2	113,80	189,80	67,50	100,00	133,80	88,30	12,10	7,30	2,60
Pb	40,10	44,00	7,20	7,30	19,70	<2	<2	<2	30,20	25,30	17,80
Rb	190,30	238,50	61,10	78,70	111,80	22,30	11,30	22,10	92,70	90,30	114,30
Sr	140,10	95,50	268,00	859,00	1036,10	129,60	421,20	160,00	1286,70	1059,40	105,70
Th	14,40	23,10	36,80	29,40	27,40	<2	2,60	<2	37,10	16,80	16,50
V	4,20	7,00	274,00	243,40	166,80	299,50	174,80	282,00	76,90	57,40	17,50
Y	10,60	37,60	75,70	29,20	37,80	26,50	22,70	18,70	14,70	12,80	23,10
Zn	28,00	37,30	220,60	164,10	128,50	109,00	99,20	90,10	103,20	86,30	42,50
Zr	125,50	123,40	577,10	231,20	313,80	60,50	95,30	43,30	382,50	222,90	140,60
Rb/Sr	1,3583	2,4974	0,2280	0,0916	0,1079	0,1721	0,0268	0,1381	0,0720	0,0852	1,0814

Tabela 2- Dados de geoquímica de elementos maiores e traços para as rochas do GLB, diques e granitos tipo Morro do Lopes

Em relação aos elementos do grupo das terras raras, dados normalizados aos condritos (**Figura 30**), mostram enriquecimento em terras raras leves (LREE) e forte fracionamento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados (LREE/HREE).

O diagrama multi-elementar (spiderdiagram) (**Figura 31**) mostra anomalias negativas de Nb e Ti, e praticamente nenhuma de Sr. Anomalia negativa de Nb é uma assinatura característica de zonas de subducção (e.g. Condie, 1997). No gráfico estão também plotadas análises de granitóides relacionados à zonas de subducção de Taiwan (Lan *et al.*, 1996), de tonalitos gerados por fusão parcial de placa basáltica na Etiópia (Wolde *et al.*, 1996) e de tonalitos de arco magmático do Arco de Izu-Bonin-Mariana, na região central do Japão (Kawate & Arima, 1998). Observando-se o diagrama, nota-se uma semelhança muito grande entre as amostras do TDI e as referidas acima, não deixando dúvidas quanto à afinidade dos tonalitos de Itareru com magmatismo de zona de subducção.

Os granitóides de Taiwan têm idade neocretácica e são dominados composicionalmente por granodioritos a quartzo monzonitos. As amostras usadas na comparação têm composição tonalítica e apresentam abundantes xenólitos das rochas encaixantes. Nos diagramas Harker para elementos maiores não é significativa a correlação de SiO₂ e a maioria dos elementos demonstra que a cristalização fracionada provavelmente não é o principal processo gerador dessas rochas (Lan, *et al.*, 1996). Nos spidergrams os tonalitos de Taiwan apresentam anomalias negativas de Nb, características de magmas cálcio-alcálicos relacionados à zonas de subducção. Lan *et al.* (1996) classificam esses granitos como granitóides do tipo I contaminados, e portanto provavelmente gerados em arco magmático continental ou do tipo andino.

Os granitóides do arco magmático de Birbir, no oeste da Etiópia (Wolde *et al.*, 1996) são dominados por rochas que variam composicionalmente entre tonalito, trondhjemitó e granito (TTG). Esses corpos intrudiram o arco no Neoproterozóico, com idades de aproximadamente 800 Ma. A fusão parcial de placa oceânica jovem subductada é proposta pelos autores como principal processo de geração dessas rochas. A amostra usada na comparação tem composição tonalítica.

Os tonalitos do arco de Izu-Bonin-Mariana fazem parte do Complexo Plutônico de Tnzawa. São representados por intrusões tonalíticas de composição predominantemente tonalítica, pertencentes à série cálcio-alcálica. Os tonalitos são de idade Miocênica e

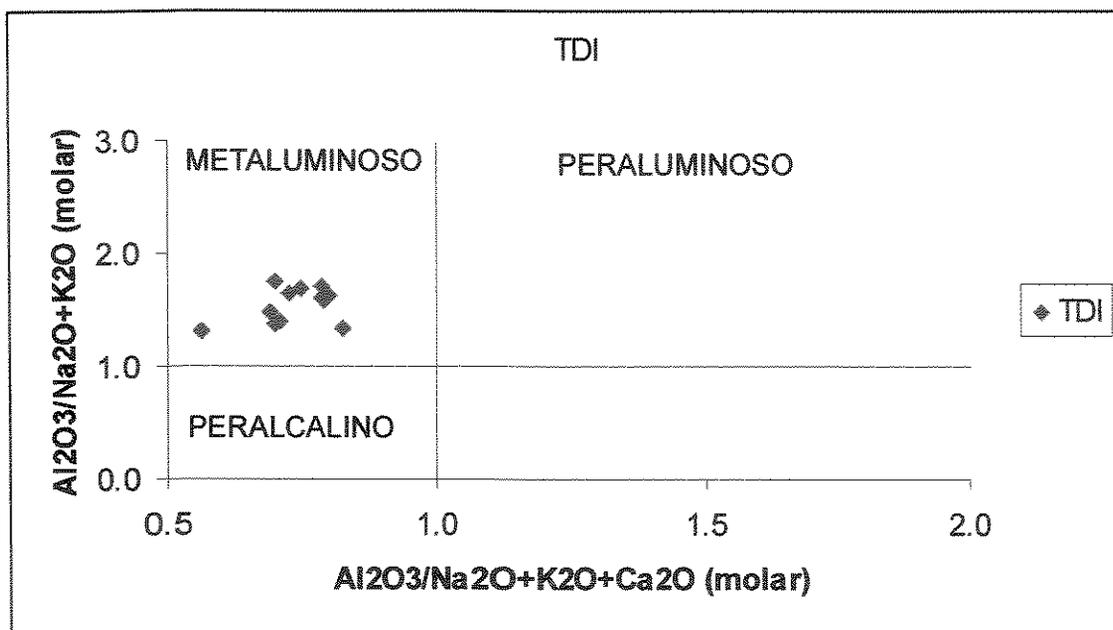


Figura 24- Diagrama mostrando o índice de saturação de alumínio (índice de Shand) para as rochas do TDI.

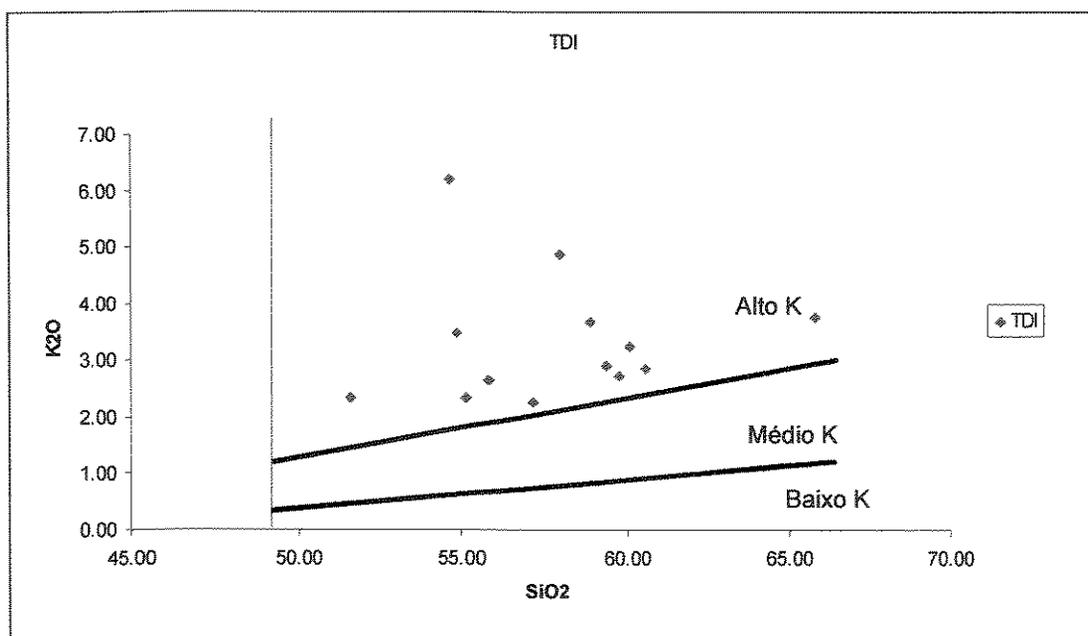


Figura 25- Diagrama SiO_2 x K_2O mostrando que as rochas do TDI são compatíveis com rochas cálcio-alcálicas de alto potássio.

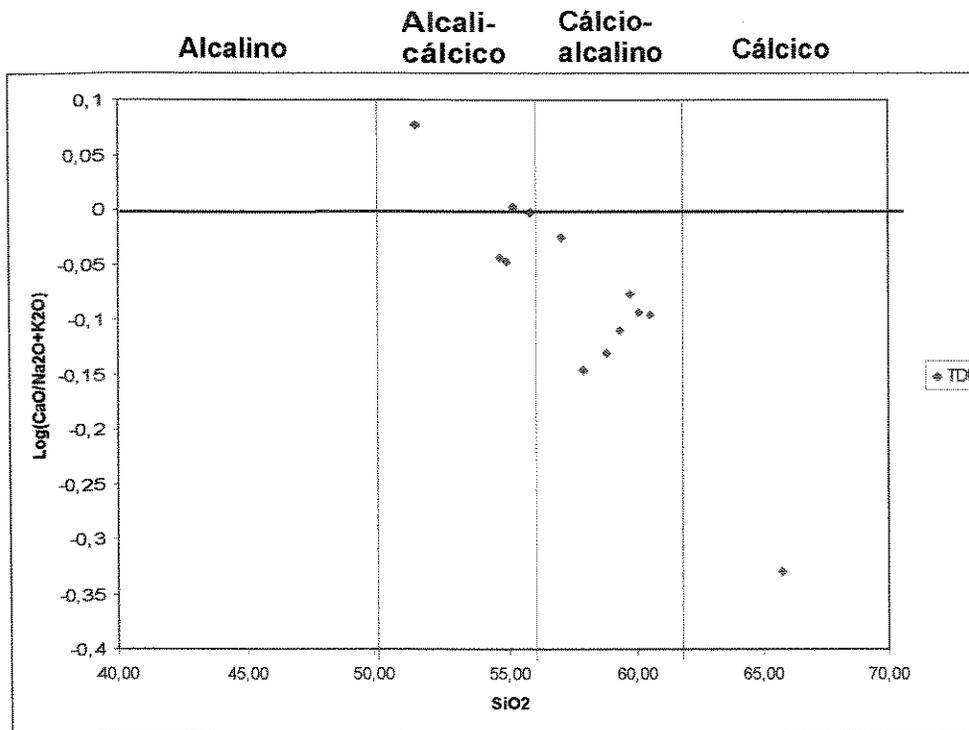


Figura 26- Diagrama de índice de Peacock (modificado por Brown, 1982) para as rochas do TDI. O índice é calculado onde o alinhamento de rochas corta a reta $\log(\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$.

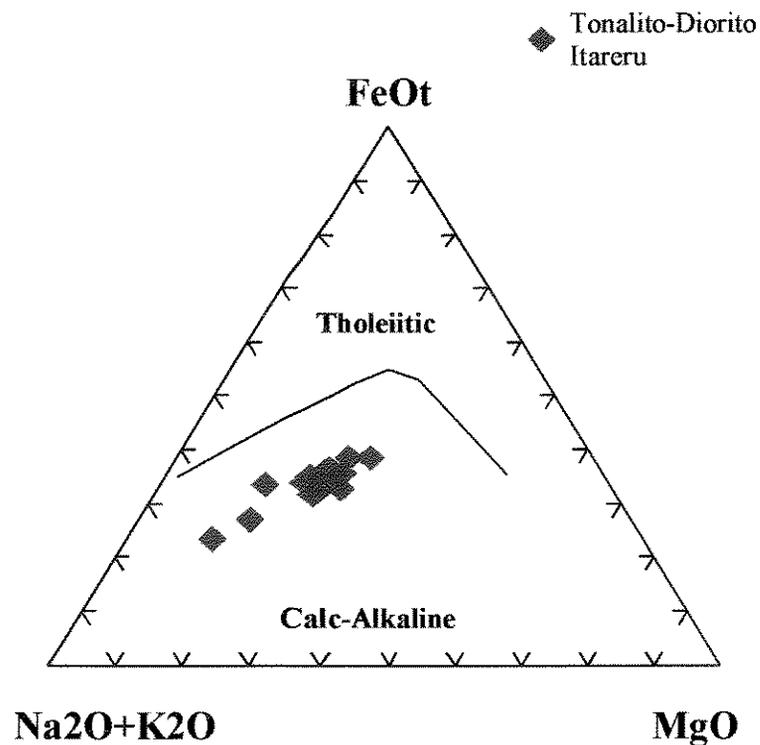


Figura 27- Diagrama AFM, mostrando uma clara tendência cálcio-alcalina para as rochas do TDI.

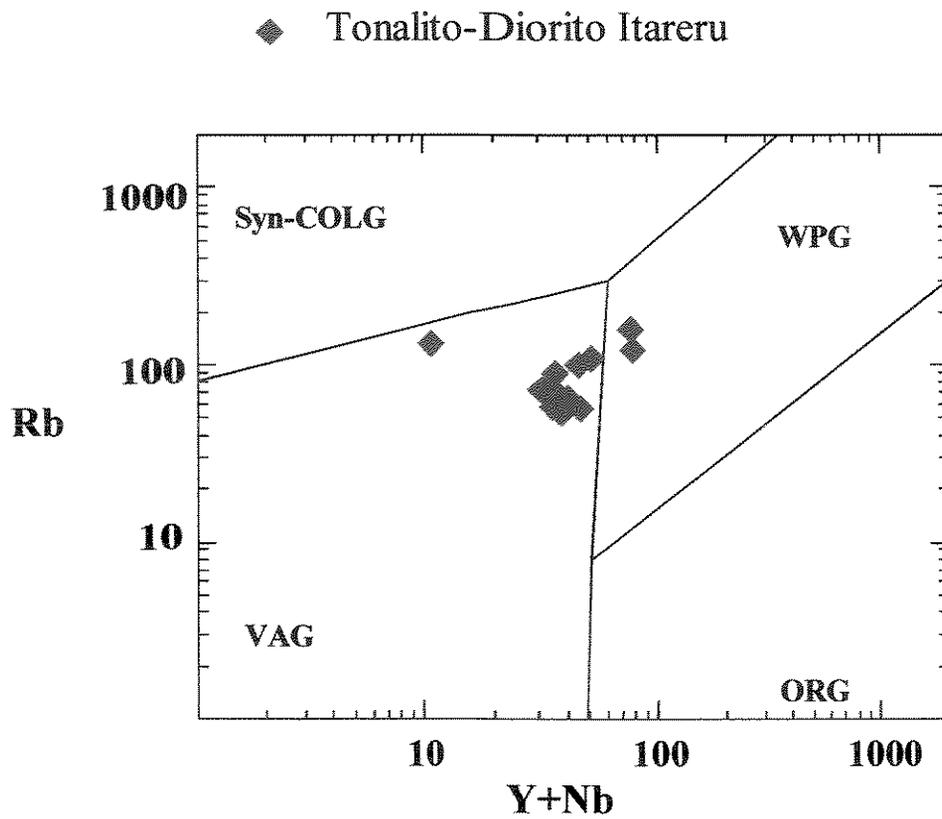


Figura 28- Diagrama de discriminação de ambiente geotectônico de Pearce *et al.* (1984). As rochas do TDI são classificadas como rochas de arco vulcânico

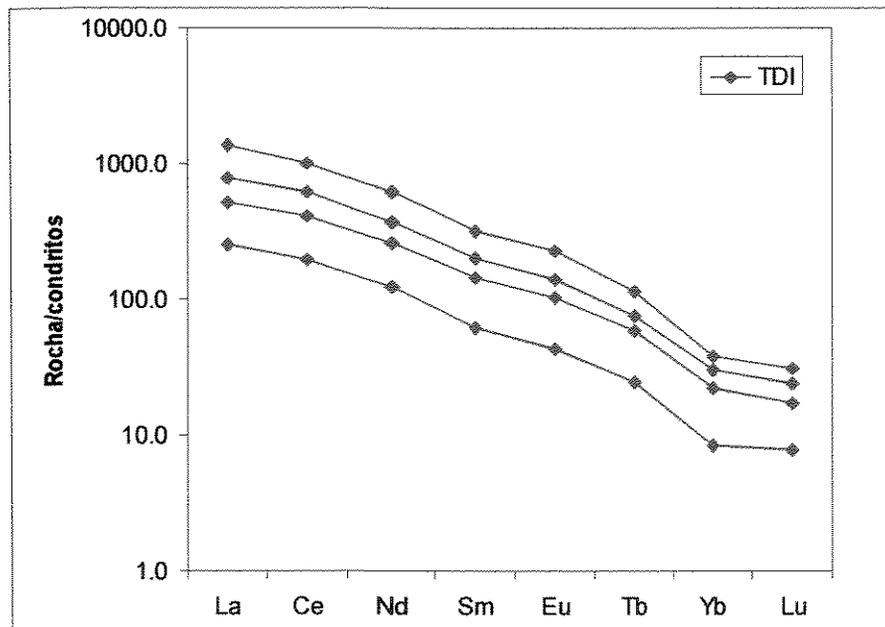


Figura 30-Diagrama de elementos terras raras normalizados aos condritos, para as rochas do TDI

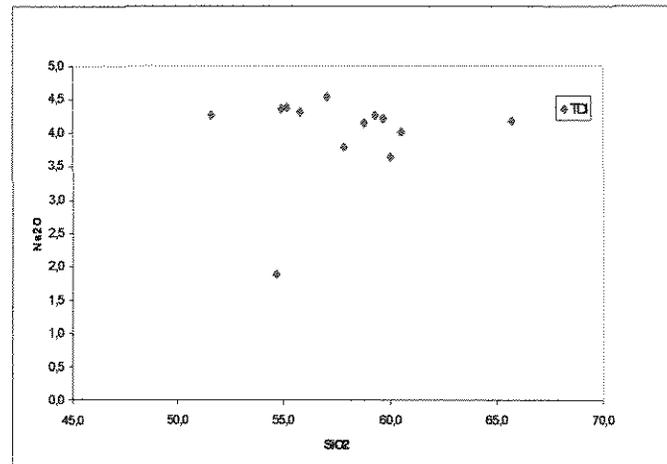
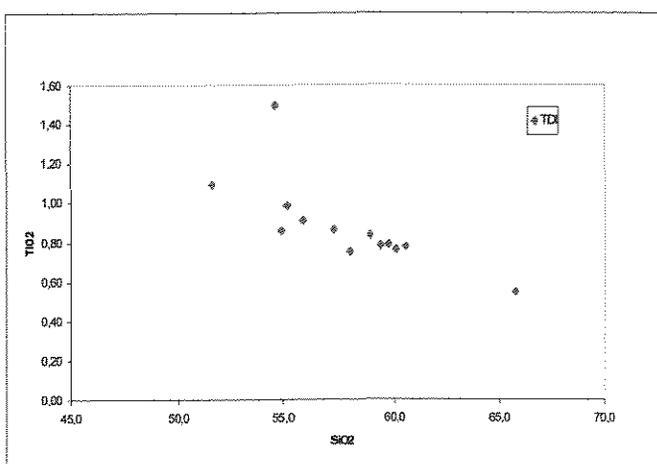
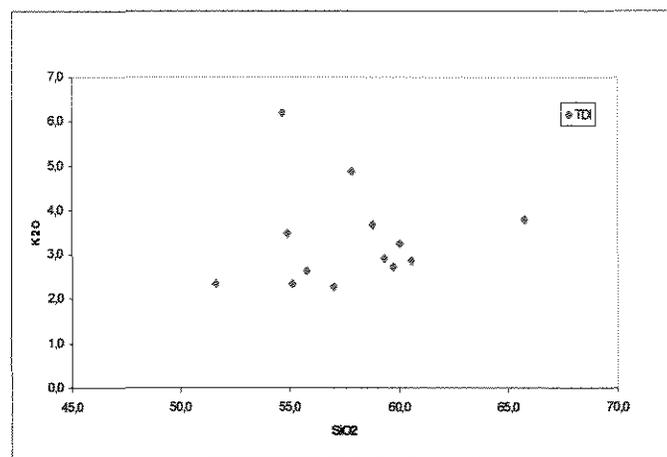
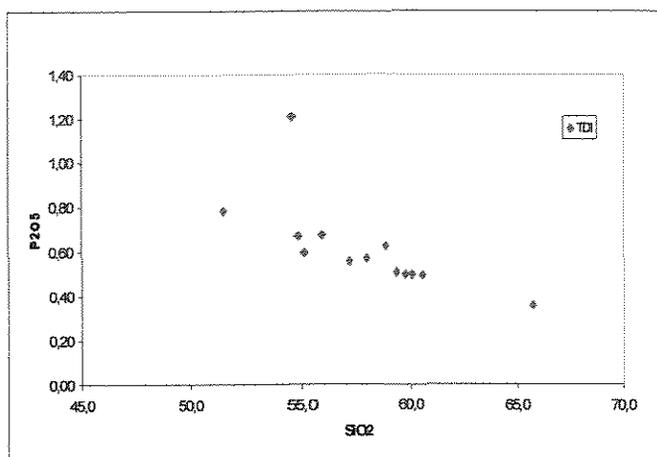
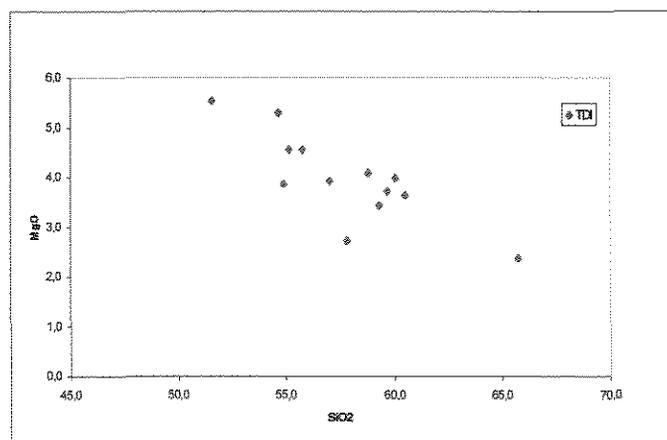
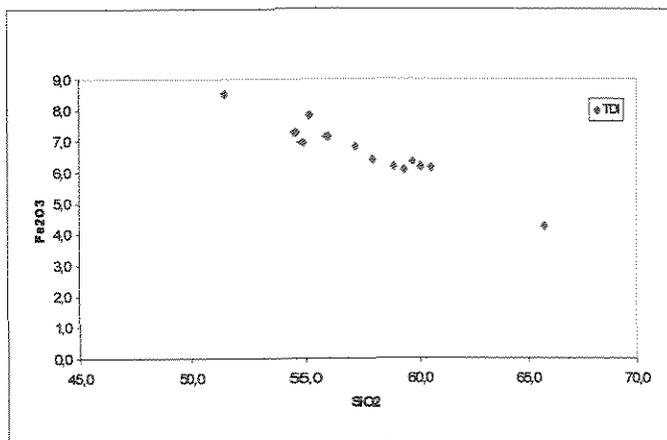


Figura 29- Diagramas de distribuição de elementos (Harker) para as rochas do TDI. Notar as correlações negativas de SiO₂ em relação a Fe₂O₃, P₂O₅, TiO₂, MgO e Na₂O e uma leve correlação positiva de SiO₂ em relação a K₂O.

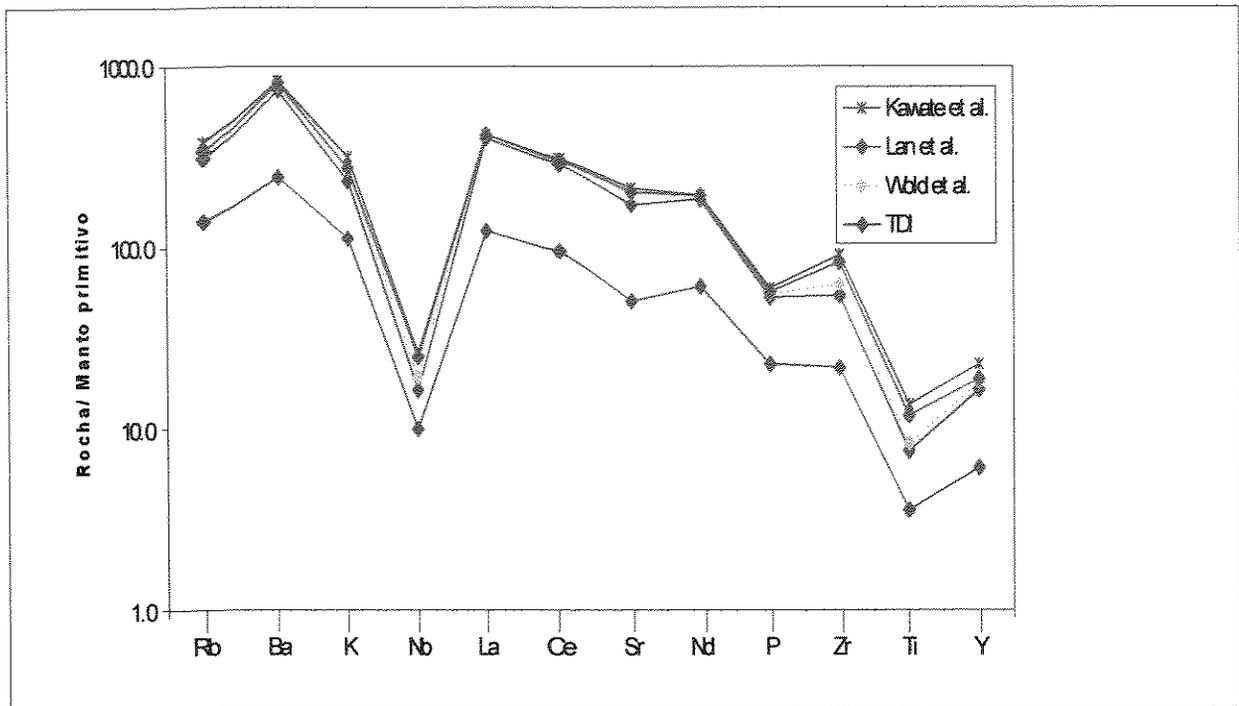


Figura 31- Diagrama multielementar (*spidergram*) onde estão plotadas duas análises representativas do TDI, granitóides relacionados a zona de subducção de Taiwan (Lan *et al.*, 1996), tonalitos gerados por fusão de placa oceânica na Etiópia (Wold *et al.*, 1996) e tonalitos do arco magmático Izu-Bonin-Mariana, no Japão (Kawate & Arima, 1998). Notar a forte semelhança entre o TDI e esses corpos.

apresentam características petrogenéticas e geoquímicas que indicam derivação de magmas parentais intermediários, derivados da fusão parcial de crosta inferior hidratada.

9- GEOCRONOLOGIA U-Pb E ISÓTOPOS DE Nd

Cerca de 100 grãos de zircões da amostra SLM-16 foram colocados em uma montagem com resina epox, juntamente com zircões do padrão CZ3. A montagem foi fotografada, para facilitar a localização dos grãos a serem analisados, e alguns grãos foram estudados por microscopia eletrônica de varredura para verificação da estrutura interna dos zircões. Este estudo revelou que os zircões do Tonalito Itareru exibem zoneamento oscilatório e em setores, típico de rochas ígneas (e.g. Rubatto & Gebauer, 2000), e contém inclusões de zircões menores e de agulhas de apatita (Figura 32). Tomando-se o cuidado para evitar as inclusões, domínios limpos dos zircões foram analisados com a sonda iônica SHRIMP II (Sensitive High-Resolution Ion Microprobe) localizada na Curtin University, Perth, Austrália. Os procedimentos de operação foram aqueles descritos por Compston et al (1984) e as condições de operação aquelas descritas em Nelson (1987). Vinte análises do padrão CZ3 indicaram um erro U/Pb de calibração de 2,30%. As correções de chumbo comum foram feitas assumindo composições de chumbo comum de Broken Hill para todas as análises dos zircões

Para o cálculo da idade, foram considerados apenas os zircões entre 95% e 105% de discordância em relação à curva concórdia. O grau de discordância reflete perda ou ganho de Pb (ou U). Com isso, as análises discordantes foram consideradas idades mínimas.

De um total de 25 análises, 16 forneceram uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2109 ± 5 Ma, conforme mostrado na Tabela 3 e ilustrado na Figura 33. Por suas características tipicamente magmáticas (ex. tectonito L, presença de enclaves e xenólitos, zircões magmáticos), a idade obtida é interpretada como de intrusão sintectônica do Tonalito-diorito Itareru.

Os dados de isótopos de Sm-Nd foram obtidos no Laboratório de Geocronologia da Fundação Universidade de Brasília (UnB). Sm e Nd foram dissolvidos em uma mistura de HF-HNO₃ e extraídos em colunas de troca iônica com resinas AG-50W e LN-spec, conforme os procedimentos gerais de Patchett and Ruiz (1987).

Os resultados estão apresentados na Tabela 4.

A76C-BH Tonalito-diorito Itareru

204-corrected --->

grain	U	Th	Th	4f206	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	+/-	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	+/-	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	+/-	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	%conc.	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	+/-
spot	(ppm)	(ppm)	U	(%)										Age (Ma)	
1-1	232	149	0.64	0.0583	0.1301	0.0005	0.1819	0.0011	0.3865	0.0089	6.938	0.1091	100	2101	8
3-2	181	176	0.97	0.1526	0.1300	0.0010	0.2782	0.0027	0.3613	0.0087	6.477	0.1035	95	2098	14
4-2	253	161	0.64	0.215	0.1325	0.0007	0.1787	0.0015	0.3672	0.0084	6.710	0.1033	95	2132	10
7-1	205	136	0.67	0.0032	0.1308	0.0006	0.1893	0.0012	0.3802	0.0088	6.860	0.1081	98	2109	8
11-1	227	131	0.58	0.0694	0.1305	0.0007	0.1652	0.0013	0.3626	0.0084	6.528	0.1038	95	2105	10
13-1	230	145	0.63	0.0485	0.1309	0.0006	0.1798	0.0012	0.3783	0.0087	6.831	0.1077	98	2111	8
14-1	279	189	0.68	0	0.1314	0.0005	0.1973	0.0010	0.3639	0.0083	6.593	0.1061	95	2117	7
15-1	207	159	0.77	0.0761	0.1314	0.0006	0.2197	0.0014	0.3715	0.0086	6.735	0.1064	96	2118	9
16-1	252	166	0.66	0.1136	0.1300	0.0006	0.1870	0.0013	0.3801	0.0087	6.815	0.1079	99	2099	8
17-1	252	152	0.60	0.0398	0.1299	0.0006	0.1720	0.0011	0.3815	0.0088	6.836	0.1091	99	2097	8
18-1	266	129	0.48	0.002	0.1306	0.0005	0.1375	0.0009	0.3802	0.0087	6.849	0.1080	99	2107	8
19-1	334	175	0.52	0.017	0.1305	0.0005	0.1473	0.0009	0.3718	0.0085	6.695	0.1046	97	2106	7
20-1	241	137	0.57	0.0181	0.1312	0.0006	0.1650	0.0012	0.3771	0.0087	6.823	0.1095	98	2114	9
21-1	198	163	0.82	0.1644	0.1304	0.0008	0.2408	0.0018	0.3631	0.0084	6.531	0.1061	95	2104	11
22-1	100	056	0.55	0.088	0.1310	0.0010	0.1583	0.0019	0.3844	0.0092	6.945	0.1097	99	2112	14
23-1	260	181	0.70	0.0468	0.1312	0.0006	0.2005	0.0013	0.3639	0.0084	6.588	0.1049	95	2115	9
Old outlier															
4-1	203	093	0.46	0.1291	0.1338	0.0006	0.1290	0.0011	0.3863	0.0089	7.128	0.1084	98	2149	9
>5% discordant															
2-1	234	150	0.64	0	0.1323	0.0005	0.1864	0.0010	0.3647	0.0083	6.655	0.1064	94	2129	7
3-1	170	095	0.56	0.0086	0.1316	0.0007	0.1614	0.0013	0.3623	0.0084	6.577	0.1050	94	2120	10
5-1	325	143	0.44	0.2818	0.1303	0.0005	0.1431	0.0012	0.3596	0.0082	6.466	0.1167	94	2103	8
6-1	240	163	0.68	0.0739	0.1292	0.0006	0.1961	0.0012	0.3566	0.0082	6.357	0.1028	94	2088	9
8-1	392	290	0.74	0.0298	0.1295	0.0007	0.2105	0.0016	0.3538	0.0083	6.321	0.1008	93	2092	10
10-1	287	152	0.53	0.0941	0.1300	0.0006	0.1544	0.0013	0.3457	0.0079	6.201	0.1006	91	2099	9
12-1	302	156	0.52	0.1985	0.1302	0.0006	0.1391	0.0013	0.3529	0.0081	6.338	0.0953	93	2102	9

Tabela 3-Dados de geocronologia U-Pb para o TDI

Amostra/litologia	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 1\sigma$)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon_{(t)}$	$\epsilon_{(t)}$	T_{DM} (Ma)
JCI 130B- TDI	43.354	267.16	0.0981	0.511237+/-8	0,70888	-27,33	-0,44	2372
JCI-136B-TDI	28.945	179.99	0.0977	0.511263+/-27	0,70636	-26,82	0,18	2329
JCI-79 A-TDI	12.91	74.358	0.1055	0.511356+/-140	0,7095	-25,01	-0,14	2367
JCI-80-TDI	13.14	78.99	0.10059	0.511309+/-11	-----	-25,92	0,29	2330
JCI-79B- GLB	13.170	95.2900	0.0836	0,510981 (7)	0,71149	-32,32	-1,49	2406
JCI-117-GLB	3.778	18.8810	0.121	0.511567 (16)	-----	-20,89	-0,25	2419
JCI-133-Morro do Lopes	6.124	29.1000	0.1272	0.511255 (33)	-----	-26,98	-8,07	3174

Tabela 4: Dados de isótopos de Nd e Sr para o Tonalito-Diorito Itareru e rochas associadas

O TDI apresenta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que varia entre 0,70636 e 0,7095. Esses valores são considerados baixos e, portanto indicativos da natureza primitiva das rochas do TDI. As razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variam de 0,0977 a 0,1055, indicando que houve muito pouco fracionamento de Sm/Nd durante a gênese do magma.

Os dados de isótopos de Nd mostram que o TDI tem idades modelo Nd entre 2329 Ma e 2401 Ma. Considerando uma idade de cristalização de 2109 ± 5 Ma, apresentada anteriormente, os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ situam-se entre 0,00 e -0,79. Esses valores indicam que o TDI tem origem associada a um protólito com pouca residência crustal e proveniente de magma que provavelmente sofreu contaminação crustal moderada, para explicar os valores levemente negativos observados. As idades modelo Nd obtidas em rochas do Granodiorito Lagoa do Boi (2406-2419 Ma), que claramente é intrusivo no TDI, são bastante semelhantes àquelas encontradas no TDI, suportando a possibilidade deste ter sido fonte para o magma progenitor daquele. Uma amostra representativa do granitóide Morro do Lopes apresenta TDM bem mais velha, 3174 Ma, sugerindo a possibilidade de gênese relacionada à refusão de fonte muito mais antiga do que a do TDI, provavelmente rochas do complexo arqueano de Santa Luz.

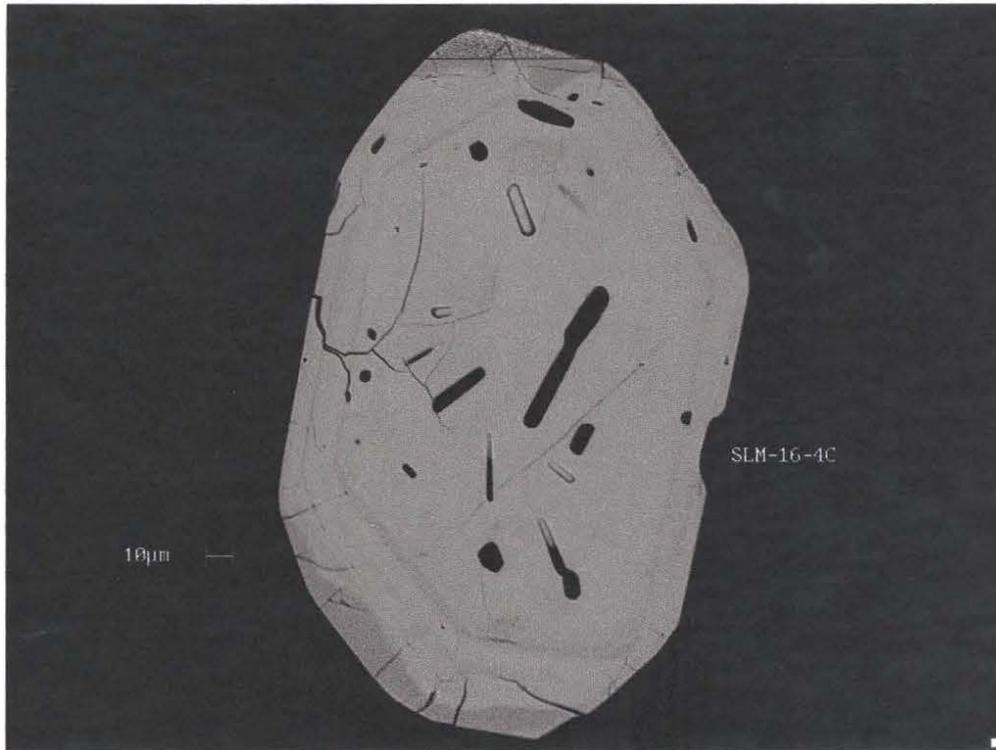


Figura 32- Grão de zircão típico do TDI, amostra SLM16 ou JCI 80A. Notar as inclusões de apatita

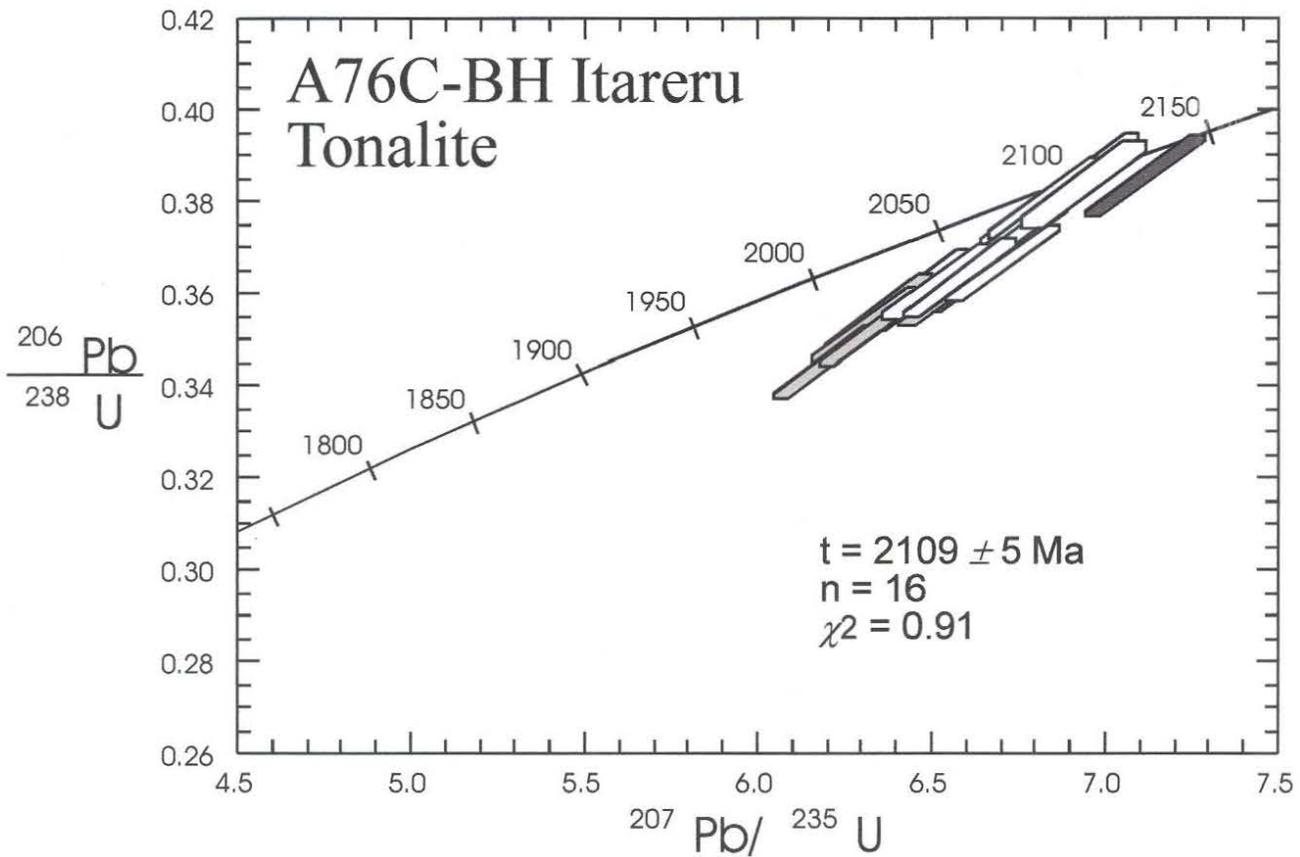


Figura 33- Diagrama concórdia com análises pontuais de zircão do TDI, obtidas na SHRIMP II. Cinza escuro= análise > 2σ da média. Cinza claro= análises > 5% de discordância.

10-DISCUSSÃO

O Tonalito-diorito Itareru é um corpo alongado, de composição tonalito-diorítica, rico em enclaves dioríticos, colocado sin-tectonicamente ao longo do limite ocidental do terreno granito-greenstone do Rio Itapicuru. A geoquímica de suas rochas mostrou que se trata de um corpo cálcio-alcálico de alto potássio, metaluminoso e com assinatura geoquímica semelhante à de rochas plutônicas de arco insular. Estudos isotópicos revelaram uma idade de cristalização $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (SHRIMP) de 2109 ± 5 Ma e idades modelo Nd no intervalo de 2329-2401 Ma, com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre 0,00 e $-0,79$.

A caracterização da natureza sin-tectônica de um corpo magmático é de grande importância no entendimento da evolução de uma área, principalmente no que tange à possibilidade de datar importantes eventos tectônicos, quando tais corpos estão associados à zonas de cisalhamento intracrustais.

Com a análise dos dados levantados nesse trabalho e informações da literatura propõe-se aqui uma analogia entre o TDI e dois dos corpos tonalíticos sintectônicos alongados mais bem descritos na literatura: o *Great Tonalite Sill*, no Alaska e British Columbia (Ingrán e Hutton, 1994), e o cinturão tonalítico de *North Victoria Land* (Mesumeci, 1999), no leste da Antártida.

O *Great Tonalite Sill* faz parte do *Coast Plutonic Complex* e é descrito como marcador de uma grande descontinuidade que separa os superterrenos Insular (terrenos Alexander e Wrangellia) e Supermontana (terrenos Stikine e Cache Creek) (Ingram & Hutton 1994). Ele foi datado entre 80 Ma e 57Ma e teve sua colocação associada a uma zona de cisalhamento contracional dúctil ativa. As características estruturais desta zona de cisalhamento indicam movimento transpressivo dextral entre os dois terrenos (envolvendo as placas de Kula e Norte Americana), com um componente ortogonal predominante.

O cinturão tonalítico néo-Cambriano de North Victoria Land (Antártida) tem forma alongada paralelamente ao Orógeno de Ross, na paleomargem paleozóica do cráton Leste da Antártida. O cinturão tonalítico ocorre associado à zona de cisalhamento de Lanterman-Murchison, marcando o limite entre os terrenos tectono-metamórficos Wilson e Bowers (Mesumeci 1999). Esse cinturão acrescionário tem sua origem associada à Orogênese Ross, gerada através da subducção da Placa do Pacífico sob o Cráton Antártico. As características cinemáticas e deformacionais impressas nesse cinturão sintectônico

permitem reconstituir a deformação e a movimentação entre os dois terrenos, durante a acreção, como dominada por cavalgamentos oblíquos, cavalgamentos de alto ângulo e zonas de cisalhamento direcionais, típicos de um regime transpressional.

A comparação entre esses complexos ígneos leva em conta o contexto tectônico, associações magmáticas e as principais características de campo, como feições estruturais, forma dos corpos e mineralogia. Esses complexos têm em comum a intrusão no limite entre terrenos tectono-metamórficos diferentes, em regimes colisionais caracterizados por movimentos transpressivos em margens acrescionárias ou por colisão frontal.

No GBRI, ainda é pequeno o número de trabalhos regionais que definam com clareza o seu ambiente geotectônico e conseqüentemente o de geração do TDI. Nada se sabe sobre a existência de uma margem acrescionária e há discordância entre os modelos de ambientes propostos na literatura, os quais ora envolvem a colisão entre placas oceânicas, com incertezas quanto ao sentido da subducção para leste (Padilha e Melo, 1991; Silva, 1992) ou para oeste (Figueiredo, 1989; Teixeira e Figueiredo, 1991), ora envolvem modelos alternativos de rifte (Matos e Conceição, 1993; Alves da Silva, 1994).

Portanto, a comparação entre o TDI e os corpos da Placa Norte Americana e da Placa Leste Antártida e os dados geoquímicos e isotópicos, aqui apresentados, servem como elementos para a proposta de um novo modelo sobre o ambiente geotectônico da margem ocidental do GBRI.

As principais características a serem comparadas encontram-se na **Tabela 5**. Nota-se que ainda não há dados sobre a profundidade de colocação do TDI, porém a associação magmática (rochas tonalíticas com hornblenda-titanita-allanita) pode ser indicativa de fonte magmática em condições de crosta inferior ou manto superior, sugerindo uma pressão de cristalização de pelo menos 6 Kbar (Mesumeci, 1999), o que concorda com as pressões apresentadas para os dois corpos citados.

Características	TDI Paleoproterozóico W do GBRI	Cinturão Tonalítico Camb./Ordoviciano E Antártida	Great Tonalite Sill Cretáceo-Paleoceno NW da América do N
Posição estrutural	Entre o Greenstone Belt do Rio Itapicuru e terreno arqueano	Limite tectônico entre os terrenos de Wilson e Bowers	Limite tectônico entre os superterrenos Intermontana e Insular
Associação estrutural	Paralelo à estruturação regional	Zona de cisalhamento de Murchison-Lantermann	Mega alinhamento de Coast Range
Comprimento	80 km	200 km	800 km
Espessura	1,5-7 km	4-6 km	25 km
Forma da intrusão	Corpo alongado sheet like	Corpo alongado sheet like	Corpo alongado sheet like
Profundidade de colocação	???	7-5,5 Kbar (21-18 km)	7-5 Kbar (21-18 km)
Associação magmática	Predominância de hornblenda-tonalitos com titanita e allanita como principais acessórios	Predominância de hornblenda-tonalitos com titanita e allanita como principais acessórios	Predominância de hornblenda-tonalitos com titanita e allanita como principais acessórios
Fábrica	Magmática a foliação em estado sólido	Magmática a foliação em estado sólido	Magmática a foliação em estado sólido
Deformação	Cisalhamento puro conjugado a cisalhamento simples	Cisalhamento puro conjugado a cisalhamento simples	Achatamento por cisalhamento puro e cisalhamento simples
Cinemática	Transpressão sinistral	Transpressão dextral	Encurtamento orogénico normal
Tectônica	Acreção oblíqua de terrenos (?)	Acreção oblíqua de terrenos	Acreção de terrenos de alto ângulo

Tabela 5-Dados comparativos entre o Tonalito-diorito Itareru (TDI), o *Great Tonalite Sill* (Ingran e Hutton, 1994) e o tonalito de North Victoria Land (Mesumeci, 1999)

Esses aspectos parecem corroborar a proposta de Mesumeci (1999), de que corpos tonalíticos sintectônicos, alongados paralelamente a orógenos, são bons marcadores geodinâmicos para a evolução tectônica de margens acrescionárias. Segundo esse autor, as características estruturais impressas nesses corpos, tais como foliação, lineações minerais e de estiramento e indicadores cinemáticos, podem auxiliar na reconstituição do movimento predominante durante a orogênese. Essa afirmação é válida se considerarmos que esses corpos foram gerados por processos diretamente associados à tectônica responsável pela colisão dos terrenos. Além disso, esses corpos tonalíticos alongados são colocados sintectonicamente entre terrenos distintos. Assim sendo, devem apresentar características estruturais que caracterizem a movimentação tectônica.

Corpos granitóides podem ter sua colocação controlada por falhas ativas ou zonas de cisalhamento intracrustais. O TDI tem caracter sintectônico. Levando em consideração as lineações minerais observadas nas porções centrais do corpo, onde é menos deformado, isto é, verticais na porção centro-norte, passando gradativamente a sub-horizontais e horizontais para sul e para norte, pode-se sugerir que o tonalito teve ao menos um foco de propagação do magma no centro-norte, (região do ponto JCI-150), representado pelas lineações verticais e pela maior abundância de enclaves, marcando fluxos direcionados em vários sentidos. A partir deste conduto teve seu fluxo direcionado e controlado pela tectônica regional, apresentando características que concordam com as descritas por Paterson *et al.* (1989) para granitóides colocados em zonas de regime transpressivo (Figura 34).

As características estruturais exibidas pelo TDI também permitem tecer considerações sobre o regime tectônico vigente durante a sua colocação.

O formato oblato dos enclaves, com razões altas entre os eixos em XZ e YZ e baixa razão axial em XY, indica ação importante de um forte componente de cisalhamento puro. Essa característica é observada também nos enclaves do cinturão tonalítico de North Victoria Land (Mesumeci, 1999). Outra característica que pode relacionar-se ao componente de cisalhamento puro é a ocorrência, restrita à margem SW do TDI, de indicadores cinemáticos que mostram sentido de movimento dextral, discordando do movimento sinistral observado na maior parte da área exposta do TDI. Entretanto, se considerarmos que a porção sul do TDI é caracterizada por uma rampa de empurrão de baixo ângulo com topo para SE, a presença de indicadores dextrais a W e sinistrais a E é portanto coerente. Essa característica é descrita por Ingram & Hutton (1994) no *Great Tonalite Sill* e também por Mesumeci (1999) no cinturão tonalítico de *North Victoria Land*. As oscilações de mergulho das lineações, ora em baixo ângulo para N-NW, ora para S-SE, podem estar associadas ao encurtamento regional causado pela compressão NW-SE.

Em resumo, a presença de lineações de estiramento mineral que variam de *down dip*, passando a oblíquas e a *strike slip* nas rochas do TDI, e a ação de cisalhamento puro e cisalhamento simples provavelmente representam uma clara evidência estrutural de tectônica transpressiva atuante durante a sua colocação.

O mecanismo de colocação mais adequado às características observadas é o de tectônica de escamas ou colocação gerada por injeção e expansão lateral, conforme descrito por Ingran & Hutton (1994) e aceito por Mesumeci (1999). Nesse caso, o magma sob pressão aproveita-se das descontinuidades mecânicas causadas pelos grandes alinhamentos intracrustais para se alojar, sendo depois “dirigido” pela tectônica direcional (Figura 34). Durante a atuação do cisalhamento puro ocorre uma compressão horizontal com extensão vertical associada. Essa fase poderia ser a responsável pela subida do magma que migraria paralelamente à orientação regional direcional imposta pela tectônica oblíqua que se segue.

Quanto à sua colocação no tempo, em relação aos granitóides regionais e ao regime transpressivo regional, os dados obtidos permitem que se faça somente suposições. O TDI tem idade de 2109 Ma, o que o posiciona cronologicamente entre os plutons de Teofilândia e Barrocas (2127-2130 Ma; Alves da Silva, 1994; Mello, 2000) e os granitóides do tipo Ambrósio (2080 Ma; Mello *et al.*, 1999).

O TDI foi classificado por Rios *et al* (1998) como granitóide do tipo G1, mesmo tipo dos granitóides de Barrocas e Teofilândia. Segundo esses autores, os granitóides do grupo G1 são caracterizados por geoquímica cálcio-alcálica, gerados em ambientes colisionais por fusão de placa oceânica subductante e classificam-se como granitos de arco vulcânico, sin-colisionais, nos diagramas discriminativos. Os granitóides do grupo G2, que têm como exemplo o corpo de Ambrósio, são também caracterizados por geoquímica cálcio-alcálica. Entretanto, Lacerda (2000), através de mapeamento geológico e levantamento de dados geoquímicos e isotópicos, admite que o Domo do Ambrósio seja, pelo menos em parte, gerado através de fusão de crosta continental mais antiga (Arqueana).

Segundo Alves da Silva, duas fases principais de deformação atuaram na estruturação das rochas da região do GBRI (D₁ e D₂). A fase D₁ é mais bem preservada na porção S do GBRI e é caracterizada por foliação de baixo ângulo, com lineações de estiramento *down dip*, que representam cavalgamentos com topo para SE. A esse evento está relacionada à colocação de granitóides sin-tectônicos como o de Barrocas (Alves da Silva, 1994). A fase D₂ é mais fortemente marcada regionalmente e é caracterizada por dois eventos, um de contração, com vergência de dobras para SE e outro direcional, caracterizado por cisalhamento ductil sinistral ao

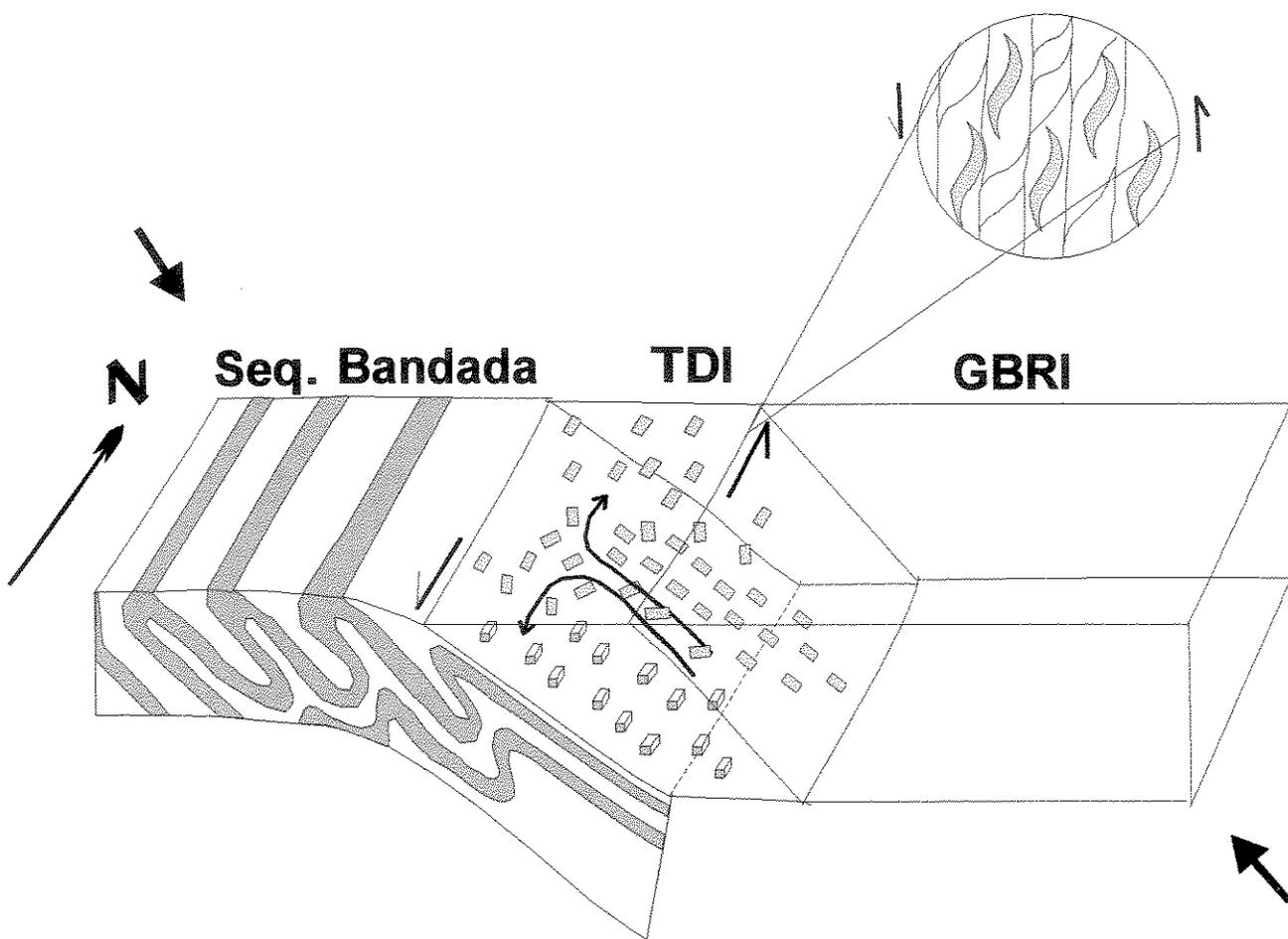


Figura 34- Esboço mostrando a colocação do TDI em relação a tectônica regional. Notar o comportamento da lineação mineral, observada em campo.

longo de planos de foliação subverticais de direção aproximadamente N-S. Ao último evento estão relacionados os domos graníticos do tipo Ambrósio.

Observando-se as características estruturais do TDI, pode-se dizer que provavelmente teve sua colocação iniciada no primeiro evento da fase D_2 regional, já que apresenta rampas de cavalgamento características dessa fase e lineação magmática paralela à lineação de estiramento nos gnaisses bandados regionais. O TDI foi deformado *sin* D_2 , já que suas rochas apresentam elementos estruturais característicos dessa fase de deformação. Esses elementos estruturais estão marcados sobretudo nas bordas deformadas do TDI. São representados pela foliação de alto ângulo N-NNW, paralela a foliação regional mais forte, relacionada a segunda fase, transcorrente, do evento deformacional D_2 , e pelas lineações de estiramento *strike slip* paralelas à essa direção. Essa deformação do evento D_2 o teria atingido ainda em estado plástico (atestado pelas texturas magmáticas – a lineação magmática dominante deve ser associada ao evento 1 de D_2) até seu resfriamento (pela presença das texturas de deformação em estado sólido). Portanto, se o critério estrutural for levado em consideração, a geração do TDI também é posicionada entre as gerações dos granitóides dos grupos G1 e G2 (Rios *et al.*, 1998).

As características de campo e os dados isotópicos reforçam essa hipótese. Nas intrusões de Barrocas e Teofilândia nunca foram descritos xenólitos. Portanto, no campo, não há evidências de interação desses corpos com algum tipo de crosta preexistente. No TDI, por sua vez, observou-se xenólito de rocha metabasáltica, o que, por si só, já é evidência de campo de interação com crosta mais antiga.

As idades modelo Nd apresentadas para os corpos de Teofilândia e Barrocas são mais jovens que as do TDI, configurando um tempo de residência crustal menor (Barrueto *et al.*, 1998). Os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ para as rochas do TDI são menores (variam de 0,00 a -0,79) do que os dos plutons de Barrocas e Teofilândia. Esses valores levemente negativos, podem significar adição de material juvenil com interação com crosta pré-existente.

Posteriormente, o TDI sofreu refusão. A essa refusão estão associados os granodioritos Lagoa do Boi, que têm idades T_{DM} similares às do TDI (Tabela 4) sugerindo derivação da mesma fonte. Também os diques aplíticos apresentam características isotópicas semelhantes, e igualmente devem estar associados diretamente com a refusão do TDI. A provável idade em que este evento de fusão parcial ocorreu deve estar em torno de

2080 Ma, que é a idade obtida para as rochas do Domo do Ambrósio (Mello *et al.*, 1999) e do metamorfismo regional de alto grau (Silva *et al.*, 1997; Mello *et al.*, 1999b).

Pelo exposto, a classificação de granitóides apresentada até o momento para a região do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Rios *et al.*, 1998) deve ser reformulada. Propõe-se aqui uma redefinição do TDI. Esse granitóide deve ser classificado entre os grupos G1 e G2. Pelas características geológicas de campo, geoquímicas, isotópicas e geocronológicas, o TDI não deve ser classificado como pertencente ao grupo G1, que comporta granitos pré a sin orogênicos (Rios *et al.*, 1998). Também não deve ser incluído nos granitos do grupo G2, que possuem uma forte contribuição crustal em sua gênese.

A deformação, que é o principal elemento utilizado nessa classificação (Rios *et al.*, 1998), não é um bom critério discriminativo. Com a realização de trabalhos de datação de alguns corpos granitóides que vem sendo realizados na região (por exemplo, Mello *et al.*, 1999; 2000), essa deficiência vem aparecendo. Prova dessa afirmação é o corpo granítico de Eficás, localizado 6 km a SE de Nordestina. Este corpo é intrusivo em metabasaltos do GBRI e praticamente não está deformado, o que pelos critérios de Rios *et al.* (1998), deveria pertencer ao grupo G3. Entretanto, a idade U-Pb SHIRMP de 2150 Ma obtida por Mello (2000) o posiciona como o granitóide mais antigo do GBRI. Esse fato mostra que a deformação não atingiu de forma uniforme as rochas do GBRI, que tem algumas porções, ainda não bem delimitadas, que ficaram preservadas da deformação regional mais intensa. Para que uma classificação mais precisa seja proposta é preciso que se conheçam as idades dos corpos.

As rochas encaixantes do TDI também trazem importantes informações sobre o papel do TDI na evolução regional. O grau metamórfico mais elevado e a idade arqueana do Complexo Santa Luz, além do padrão da deformação, diferem bastante das rochas do GBRI. Os gnaisses bandados do Complexo Santa Luz exibem forte deformação dúctil caracterizada por foliação milonítica e dobramentos intensos provavelmente formados a partir dos cavalgamentos comentados, e estão metamorfisados em facies anfíbrito, provavelmente em condições de crosta média a inferior. Já as rochas supracrustais do GBRI têm idade paleoproterozóica (Silva, 1992), exibem deformação caracterizada por uma sucessão de sinformes e antiformes de grande amplitude e foliação desenvolvida por zonas de cisalhamento N-S. Além disso, estão metamorfisadas em facies xisto verde, em

condições crustais mais rasas. Esses fatores levantam a possibilidade de que o TDI possa marcar uma descontinuidade de terrenos.

No entanto, o posicionamento geotectônico do TDI e suas características químicas de rocha intermediária poderia levantar uma outra possibilidade: o TDI representar o conduto das rochas vulcânicas intermediárias do GBRI. Essa hipótese é descartada nos diagramas da **Figura 35** onde foram plotadas as rochas do TDI e andesitos do GBRI (Silva, 1987). Nota-se no gráfico Rb x K₂O que as rochas do TDI são pronunciadamente mais ricas em potássio que as vulcânicas intermediárias do GBRI. No gráfico K₂O x MgO igualmente nota-se que o TDI é mais rico em magnésio que os andesitos do GBRI. Portanto essas características do TDI, i.e., teores mais elevados de MgO, de K₂O e de Rb do que nos andesitos, indicam evoluções petrogenéticas distintas, sendo incompatíveis com a hipótese do primeiro ser conduto dos últimos.

Em suma o TDI é considerado um excelente marcador do regime transpressivo que atingiu a região durante o Ciclo Transamazônico, posicionando-se entre as duas principais fases de deformação regional. O seu caráter sintectônico e a idade de 2109 Ma, posicionada entre a intrusão dos granitóides juvenis de Barrocas e Teofilândia (2127-2130 Ma) e a anatexia do embasamento arqueano há cerca de 2080 Ma (domo de Ambrósio), constituem forte evidência a favor de que a intrusão do TDI possa representar a época da colisão continente-continente no ramo norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

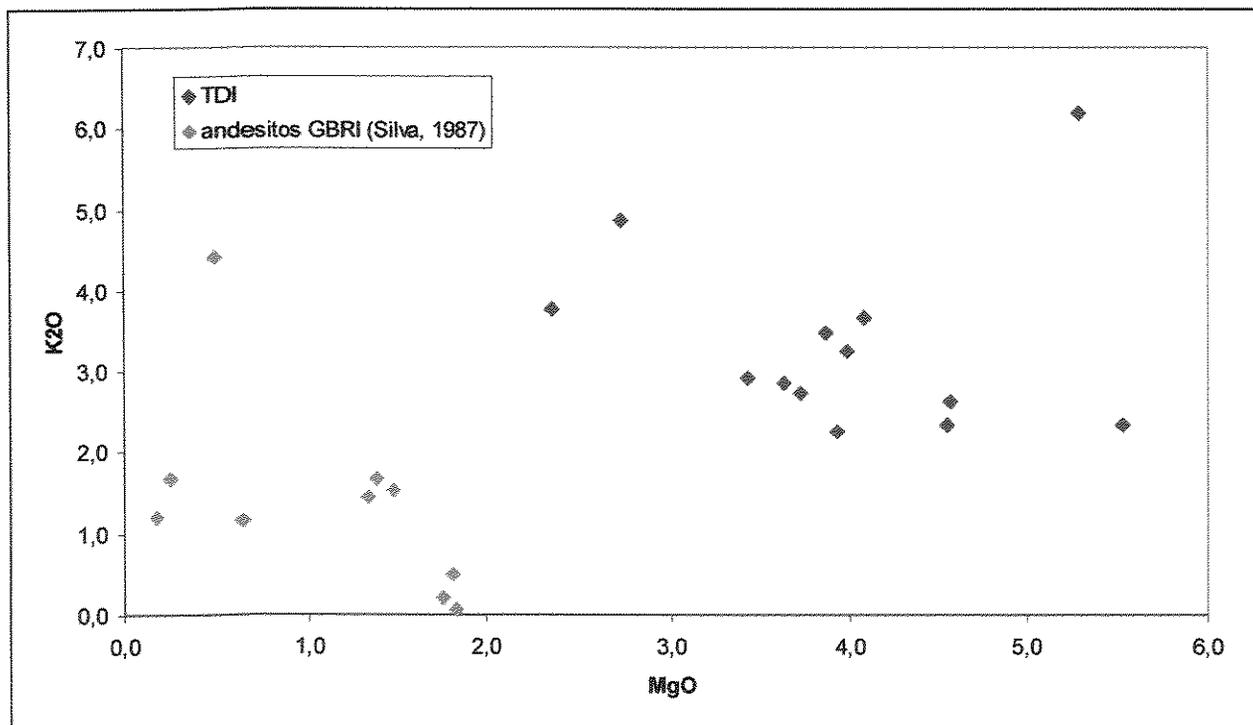
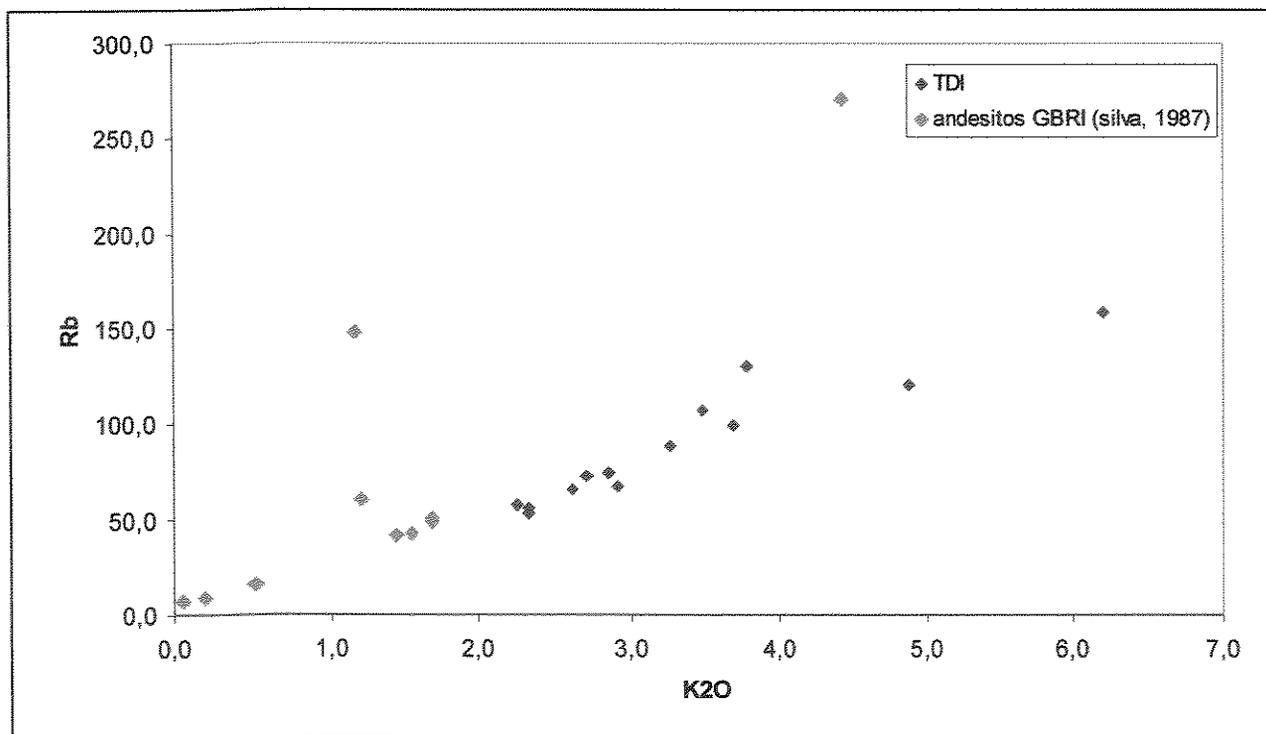


Figura 35- Diagramas K₂O x Rb e MgO x K₂O comparando a geoquímica das rochas do TDI com as rochas andesíticas do GBRI (Silva, 1987).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., 1977. O Cratton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.
- Alves Da Silva, F. C. 1994. Etude structurale du Greenstone Belt Paleoproterozoique du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil). Géosciences, Université d'Orleans, Orleans, Tese de doutoramento, 340p.
- Araújo, M.G.S., 1998. *Caracterização Metalogenética do Depósito Cromitífero de Pedras Pretas, m Santa Luz-Ba*. Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas-S.P. Dissertação de Mestrado, 138p.
- Barbosa, J. S.F. 1986. *Constitution Lithologique et Metamorphic de la Region granulitique du Sud de Bahia, Brésil*. Université Pierre et Marie Curie (Paris), Mémoir Sciences de La Terre 86-34, 401P.
- Barbosa, J.S.F. (1996). *Constitution Lithologique et Metamorphic de la Region granulitique du Sud de Bahia, Brésil*. Université Pierre et Marie Curie (Paris), Mémoir Sciences de La Terre 86-34, 401P.
- Barrueto, H.R., Oliveira, E.P., Dall'Agnol, R., 1998. Trace element and Nd isotope evidence for juvenile, arc-related granitoids in the southern portion of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt (RIGB), Bahia, Brazil. *Anais XL Congr. Bras. Geologia*, Belo Horizonte, p. 520.
- Brito Neves, B. B.; Cordani, U. G.; Torquato, J. R. F. 1980. Evolução geocronológica do Estado da Bahia. In: Inda, H. A. V; Duarte, F. B. eds, *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*, Textos básicos: Secretária de Minas e Energia, Salvador-Brasil, 3: 1-10.
- Compston, W., Willians, I.S., Meyer, C., 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive hight mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research*, 89: B252-B534.
- Davison, I., Texeira, J.B.G, Silva, M.G., Neto, M.B.R, Matos, F.M.V, 1988. The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: Struture and stratigraphical outline. *Precambrian Res.*, 42: 1-17.

- Durek, A., 1980. The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia-Brunovitulicaum. *Rozpr. Cesk. Akad. Ved*, **90**: 1-85.
- Figueiredo, M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable Early Proterozoic subduction related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*. **2**(2): 131-145.
- Figueiredo, M. C. H., Barbosa, J. S. F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: Dominguez, J. M. L. e Misi, A. (eds). *O Cráton do São Francisco*. SBG/ Bahia/Sergipe. *Reunião preparatória*, 63-84.
- Ingram, G.M. & Hutton, D.H.W., 1994. The Great Tonalite Sill: Emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, **106**: 715-728.
- Kishida, A. 1979. *Característica Geológica e Geoquímica da sequência vulcano-sedimentar do Médio Rio do Itapicuru Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de mestrado, 98p.
- Kishida, A.; Riccio, L. 1980. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*. **11**:161-178.
- Lacerda, C.M.M., 2000. Evolução Estrutural e Petrogenética do Domo Granodiorítico de Ambrósio: Implicações Para o Mecanismo de Colocação. Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas-S.P. Dissertação de Mestrado, 120p.
- Mascarenhas, J.F., 1976. Geologia da Região Centro Oriental da Bahia: Projeto Bahia II, Sul da Bahia. Convênio DNPM/CPRM, Salvador, Relatório Final, 1.
- Mascarenhas, J.F., 1979. Evolução tectônica do Precambriano do estado da Bahia. In Inda, H.A.V. coord.. Geologia e recursos minerais do estado da Bahia, SME/CPM. Bahia textos básicos, **2**: 55-165.
- Matos, F. M. V. 1988. *Um estudo estrutural e petrográfico no domo granito gnássico de Ambrósio no Greenstone Belt do Rio Itapicuru. Bahia. Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de mestrado, 85p.

- Matos, F.M.V; Conceição, H. 1993. Granitogênese associada à parte oeste do Cráton Serrinha e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru: geologia e tipologia. In: SBG/Ba-Se, Simpósio do Cráton do São Francisco, 2, Salvador. *Anais*. 1:60-62.
- Melo, R.C., 1991. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Folha Pintadas- SC.24-Y-D-V, 1;100.000, Estado da Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, 192p.*
- Mello, E.F., Lacerda, C.M.M., Oliveira, E.P. and McNaughton, N. J., 1999. SHRIMP U-Pb geochronology on xenotime and zircon from the Ambrosio dome, Rio Itapicuru greenstone belt, Brazil: A major syntectonic granodiorite intrusion. *Proceedings II South American Symposium on Isotope Geology, Cordoba-Argentina, 331-334.*
- Musumeci, G., 1999. Magmatic belts in accretionary magins, a key for tectonic evolution: the Tonalite Belt of North Vctoria Land (East Antarctica). *Journal of the Geological Society, London, 156: 177-189.*
- Nelson, D.R., 1997. Compilation of SHRIMP U-Pb zircon geochronology data, 1996. Geological Survey of Western Australia, Rec. 1997/2: 189 p.
- Patchett P.J. and Ruiz J. 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contribution to Mineralogy and Petrology, 96:523-528.*
- Padilha, A.V., 1992. Estruturas e Tectônica. In: A.R. Sampaio (Ed.). *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Folha Gavião- SC.24-Y-D-II; 100.000, Estado da Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, 51-57.*
- Padilha, A.V., Melo, R.C., 1991. Evolução Geológica. In: H.S.C Loureiro (Ed.) *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Folha Mundo Novo- SC.24-Y-D-IV, 100.000, Estado da Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, 133-157.*
- Parry, M., Stípská, P., Schulmann, K., Hrouda, F., Jesek, J., Kröner, A., 1997. Tonalite Sill emplacement at an oblique plate boundary: northeastern margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics, 280: 61-81.*
- Paterson, S. R.; Vernon, R. H.; Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology. 11(3):349-363.*

- Pearce, J. A.; Harris, N. B. W.; Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.
- Rios, C. R., Conceição, H., Macambira, J. B. M., Burgos, C. M. G., Peixoto, A. A., Cruz Filho, B. E., Oliveira, L. L., Lisboa, M. P., 1998. Granitogênese da parte meridional-oriental do Núcleo Serrinha: idade, petrografia e geoquímica.
- Rocha Neto, M.B., 1994. Geologia e recursos minerais do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Bahia. Integração e síntese Pereira, A.J.. Salvador, CBPM. Série de arquivos abertos, **4**: 1-30.
- Rubatto, D., Gebauer, D., 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (eds) *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer Verlag, pp. 373-400.
- Schimid, S.M., Aebli, H.R., Heller, F., Zingg, A., 1989. The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G (Eds.). *Alpine Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, **45**, 153-171.
- Silva, M.G., 1992. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo *back arc* fóssil. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**: 157-166.
- Silva, M.G., 1983. *A Sequência Vulcano sedimentar do Médio Rio Itapicuru, Bahia: Caracterização Petrográfica, Considerações petrogenéticas Preliminares e Zoneamento Metamórfico*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador,. Dissertação de Mestrado, 88p.
- Silva, F.C.A., 1997. *Estude Structurale du Greestone Belt paleoproterozoïquedu Rio Itapicuru (Bahia, brésil)*. Univ. Orléans, Orléans, Tese de Doutorado, 340p.
- Teixeira, W.; Figueredo, M. C. H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brasil: a review. *Precambrian research*. **53**:1-22

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL
SEÇÃO CIRCULANTE