

**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA**

**Instituto de Geociências e Ciências Exatas**

**Campus de Rio Claro**

**EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO REGIÃO  
LIMÍTROFE BRASIL-BOLÍVIA – MATO GROSSO**

**Amarildo Salina Ruiz**

**Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões**

**Tese de Doutorado elaborada junto ao Programa  
de Pós-Graduação em Geociências – Área de  
Concentração em Geologia Regional, para  
obtenção do Título de Doutor em Geologia**

**Rio Claro (SP)  
2005**

**Comissão Examinadora**

---

**Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões (Orientador)**  
**IGCE/UNESP**

---

**Prof. Dr. Wilson Teixeira**  
**IGc/USP**

---

**Prof. Dr. João Batista de Matos**  
**ICET/UFMT**

---

**Prof. Dr. Antônio Misson Godoy**  
**IGCE/UNESP**

---

**Prof. Dr. Hans Dirk Ebert**  
**IGCE/UNESP**

---

**-Amarildo Salina Ruiz-**

**Rio Claro, 22 de Dezembro de 2005**

**Resultado:** \_\_\_\_\_

**Ao Professor Fernando Flávio Marques de Almeida  
Pelo muito que fez pela geologia do Mato Grosso e do Brasil  
Pelo exemplo de vida incomparável**

**Ao meu Pai, Gabriel Salina Valero,  
que partiu tão inesperadamente (13.12.05),  
minha infinita gratidão e carinho.**

## AGRADECIMENTOS

Inicialmente agradeço às seguintes instituições, sem cujo apoio não teria sido possível a realização dessa tese:

A CAPES, pela concessão da bolsa de doutorado durante quatro anos.

À FAPEMAT pelo auxílio parcial a pesquisa através do financiamento de projeto pesquisa (Processo N<sup>o</sup>. 3.2.15.243/05-2001.E).

A FAPESP pelo auxílio financeiro à execução da investigação através do financiamento de projetos de pesquisas (Processos N<sup>os</sup>. 2002/13079-0 e 2004/00653-5).

Pouco eu faria se não fosse presença de inúmeros amigos que me auxiliaram nessa árdua e gratificante tarefa de investigar a história geológica dos confins mato-grossenses, por isso sou profundamente grato a todos e em especial:

Ao meu Professor e Orientador Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões, pela dedicação, simplicidade e sabedoria com que orientou meus trabalhos e, mais do que isso, pela amizade e confiança.

Ao meu amigo Professor Dr. Antonio Misson Godoy, pelo companheirismo e apoio em várias horas e circunstâncias e, principalmente, por incentivar-me e cobrar-me a publicações de artigos, resumos, etc..., sou muitíssimo grato.

Aos professores do IGCE-UNESP, em especial a Norberto Morales Washington Leite, Antenor Zanardo e Hans Ebert pelas discussões, apoio e amizade.

Aos funcionários do IGCE-UNESP, em particular àqueles a quem mais importanei: Adilson, Júnior, Vladimir, Izabel, Bruno, Laerte, Nádia, Vânia, Laura, Fátima, Neuzinha, Rose e Antônia.

Aos amigos da Pós-graduação, em especial, a Ivaldo R. Trindade e Allen H. Fetter, pela auxílio inestimável na preparação das amostras de para análises geocronológicas e posteriormente no tratamento e interpretação dos resultados.

Ao Professor Wilson Teixeira (IGc-USP), tanto pela costumeira cordialidade e atenção, como por possibilitar a obtenção de grande parte dos dados geocronológicos Ar-Ar apresentados nessa tese, através do projeto de pesquisa financiado pela FAPESP.

Ao Professor Dr. Mauro C. Geraldies (FG-UERJ) pelas valiosas discussões e sugestões ao trabalho e pelo auxílio e orientação na preparação das amostras de minerais para análises geocronológicas Ar-Ar.

Ao amigo, Professor Dr. João Batista de Matos, pela incansável colaboração em diversas etapas de campo, pela paciência e atenção nas discussões dos inúmeros problemas geológicos que foram surgindo ao longo da investigação.

A minha amiga, Professora Dra. Maria Zélia Aguiar de Sousa, presença sempre alentadora, pelo apoio incondicional e sugestões e discussões valiosas sobre petrografia, geoquímica e outras searas.

Ao amigo, Prof. Dr. Fernando Ximenes, minha gratidão pelo apoio nas horas certas e pelo incentivo de sempre.

Ao Professor Francisco Pinho pelo companheirismo e auxílio logístico em várias etapas de campo.

Aos meus amigos Carlos Fernandes, Harrizon Almeida, Paulo César da Costa, Ana Claudia Costa e Carlos Humberto, que me auxiliaram no campo, na sala de aula, no laboratório de moagem (!!!) enfim, de inúmeras formas, meu muito obrigado.

Aos alunos da graduação em Geologia de Rio Claro, Joaquina, Cibele, Rodox e Bozo pelas animadas e produtivas etapas de campo, ao Fernando pela incansável ajuda na preparação de parte das amostras para geoquímica e geocronologia, e, especialmente, ao Burzum (Jefferson) pela inestimável colaboração na confecção dos mapas geológicos no Corel Draw.

A Mlle. Suze Oliveira, pela sua dedicação incomparável e boa-vontade em me auxiliar desde muito antes dessa tese.

Ao Senhor Arlindo Figueiredo, motorista da UFMT, pela dedicação e amizade com que me auxiliou em tantas etapas de campo.

À minha mulher Larissa, pelo companheirismo e presença sempre constante e confortadora nessas árduas horas, pelo auxílio incansável e paciente na confecção dos desenhos, das tabelas, dos gráficos, nas campanhas de campo, na revisão da bibliografia, enfim, sem o seu auxílio não conseguiria terminar a interminável. *Merci bien.*

## RESUMO

O propósito deste trabalho é caracterizar o arcabouço e história tectônica do SW do Cráton Amazônico em Mato Grosso, com base no acervo de dados geológicos inéditos, obtidos no mapeamento geológico nas escalas 1:250.000 e 1:100.000 e dos resultados litogeoquímicos e geocronológicos (U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar). As informações geocronológicas e geoquímicas prévias foram integradas e interpretadas com base no quadro geológico definido pelos novos dados de campo.

Longa e complexa evolução geológica, que se estende do Paleoproterozóico ao Neoproterozóico, resultou na formação do Supercontinente Rodínia e consolidação do Cráton Amazônico. Em Mato Grosso, produziu um arranjo tectono-estratigráfico em cinco segmentos crustais, aqui denominados Domínios Tectônicos, os quais registram desde a quebra do Supercontinente Atlântica à ruptura do Supercontinente Rodínia e formação dos cinturões brasileiros/pan-africanos (Faixa de Dobramento Paraguai).

São reconhecidos cinco Domínios Tectônicos, dois deles não apresentam evidências da atuação da Orogenia Sunsás (Neoproterozóica), os Domínios Cachoeirinha e Paragua, e os demais, Domínios Jauru, Rio Alegre e Santa Bárbara, exibem registros metamórficos, deformacionais e magmáticos da reativação tectônica Toniana (Orogenia Sunsás).

No Domínio Cachoeirinha foram discriminados dois períodos orogênicos de natureza acrescionária. A Orogenia Santa Fé (Estateriana -1790 a 1750 Ma), marcada pelo vulcanismo básico-intermediário (Complexo Metavulcano-Sedimentar Cabaçal) e ortognaisses cálcio-alcalinos (Suíte Intrusiva Santa Fé), ambos formados em um ambiente de arcos de ilhas vulcânicos, em um regime de *soft collision*. A Orogenia Cachoeirinha (Calimmiana) evoluiu em dois estágios, o primeiro, 1590 a 1560 Ma, é dominado por arcos de ilhas vulcânicos intraoceânicos, e o segundo, 1560 a 1520 Ma, é caracterizado por expressivo magmatismo granítico (batólitos Santa Cruz e Cabaçal) de arco magmático continental. Os dados geocronológicos  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  apontam para um resfriamento regional do domínio em torno de 1500-1450 Ma. com implantação de um longo período de quiescência tectônica. Os dados estruturais apontam uma compressão regional com transporte principal de SWW para NEE.

Após a deposição do Grupo Aguapeí, no Ectasiano/Esteniano, assinalando um longo período de quiescência tectônica, há a retomada dos registros magmáticos com a colocação do Granito Rapakivi Rio Branco, que marca importante evento magmático anorogênico do

Período Esteniano (1130 Ma), provavelmente relacionado à existência de pluma mantélica. As soleiras máficas Tonianas Salto do Céu, definem um evento ígneo reflexo do colapso extensional do Orógeno Sunsás ou precursor da ruptura do Rodínia.

No Domínio Jauru foram individualizadas unidades plutônicas (suítes intrusivas Salto Grande e Córrego Dourado) e vulcânicas (Metabasaltos do Vale do Jauru) com assinatura geoquímica e isotópica Sm-Nd típicas de limites oceânicos divergentes (N-MORB). Dois episódios orogênicos acrescionários foram identificados no Período Calimiano, no âmbito desse domínio. A fase orogênica mais antiga, correlata à Orogenia Cachoeirinha, é caracterizada pelos magmatismo juvenil ( $\epsilon_{Nd(t)}$  positivo), tipo TTG, definido pelos ortognaisses cinza (suítes intrusivas Rio Novo, Taquarussu e Retiro), alojados entre 1550 a 1570 Ma, provavelmente formados em arcos de ilhas vulcânicos coalescidos em um regime tectônico do tipo *soft collision*. Segue-se a implantação de arco magmático continental, em margem tipo Andino (Arco Magmático Santa Helena, Orogenia Santa Helena), identificado pelos batólitos cálcio-alcalinos Santa Helena e Água Clara (1500 a 1480 Ma) e pela Suíte Intrusiva Pindaituba (1465 a 1425 Ma). Os dados litogeoquímicos e isotópicos (Sm-Nd e Rb-Sr) indicam uma natureza juvenil para o magma parental. Os dados estruturais apontam para um sentido de transporte de NNW para SSE, e um *trend* NE-SW das estruturas regionais (foliações, acamamentos reliquiais e zonas de cisalhamentos) pré-Sunsás.

Após a deposição da cobertura Sedimentar siliciclástica, Grupo Aguapeí, no Ectasiano/Esteniano, assinalando um longo período de quiescência tectônica, há a retomada dos registros tectônicos na Orogenia Reflexa Sunsás, no Período Toniano.

O Domínio Rio Alegre caracteriza-se por uma associação de litotipos vulcano-sedimentar comum ao ambiente de limite de placas oceânicas divergentes, em dorsais meso-oceânicas, com idade em torno de 1510 a 1500 Ma. O estágio orogênico é tipicamente acrescionário (Orogenia Rio Alegre), sendo marcado pelo magmatismo plutônico toleítico e cálcio-alcalino (Suíte Intrusiva Santa Rita), com idade entre 1440 a 1400 Ma e metamorfismo regional de fácies xisto verde, com idade de resfriamento regional em torno de 1380 Ma (idades  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ ). A Orogenia Rio Alegre (1440 a 1380 Ma) é assinalada pela coalescência de arcos de ilhas vulcânicos, às margens dos Domínios Paragua e Santa Bárbara, sendo importante a acreção de crosta juvenil, em um ambiente de subducção do Tipo B. Os elementos estruturais documentados (dobras e foliações) sugerem um esforço compressivo, com transporte tectônico de SW para NE.

Após a deposição do Grupo Aguapeí, longa aquiescência tectônica, nota-se o registro dos efeitos termo-tectônicos da Orogenia Sunsás, no Toniano (1000 a 960 Ma).

O embasamento do Domínio Santa Bárbara é caracterizado por uma associação de rochas metavulcano-sedimentares (Complexo Metavulcano-Sedimentar Ascencion) e ortognaisses (Suíte Intrusiva Serra do Baú), provavelmente de idade Estateriana, como sugere as idades U-Pb de 1690 Ma reportadas no setor boliviano. Os batólitos Tarumã e Lajes (ca. 1310 Ma) registram magmatismo sin-colisional, de derivação crustal, como indicam as assinaturas geoquímicas e isotópicas ( $\epsilon_{Nd(t)}$  negativo), da Orogenia San Ignacio (1350 a 1300 Ma).

O Domínio Paragua apresenta um embasamento composto por granitóides pós-cinemáticos (Granito Vila Bela) e por um corpo batolítico de composição básica a ultrabásica (Suíte Intrusiva Guará), ambos indeformados. O Grupo Aguapeí repousa, em discordância erosiva, sem apresentar qualquer evidência de deformação orogênica. Soleiras máficas tonianas (ca. 930 Ma) da Suíte Huanchaca, assinalam o reflexo da Orogenia Sunsás.

A Orogenia Sunsás em Mato Grosso, tem um caráter eminentemente reflexo. Estabelece-se ao longo de um cinturão de direção NW (Cinturão Orogênico Aguapeí) e afeta as rochas dos domínios Jauru, Rio Alegre e Santa Bárbara e a cobertura sedimentar Grupo Aguapeí. A fase orogênica (compressiva) é responsável pelos dobramentos regionais bem assinalados no Grupo Aguapeí e em parte de seu embasamento e zonas de cisalhamento reversas e de empurrão com sentido de transporte de SW para NE. Associa-se à deformação o metamorfismo regional na fácies xisto verde que é claramente mais intenso na porção oriental-central do cinturão orogênico.

À fase compressiva, segue-se um estágio de colapso extensional do orógeno, assinalado pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis, com cinemática normal (Zona de Cisalhamento Piratininga, Indiavai-Lucialva e Corredor), magmatismo granítico tarde a pós-cinemático, de derivação crustal, ( $\epsilon_{Nd(t)}$  negativo), da suíte Guapé e magmatismo máfico toleítico sub-alcálico, do enxame de diques máficos da Suíte Rancho de Prata e alcálico, das soleiras máficas das Suítes Intrusivas Salto do Céu e Huanchaca.

Ao final da Orogenia Sunsás, em torno de 900 Ma, consolida-se o Supercontinente Rodínia e, por consequência, o SW do Cráton Amazônico, reativado no Criogeniano para a instalação da Faixa de Dobramentos Paraguai.

## ABSTRACT

The purpose of this thesis is to characterize the framework and the tectonic history of the Southwest Amazonian Craton in Mato Grosso based on collecting new geological data obtained from mapping in the 1:250.000 and 1:100.000 scales and litho-geochemical and geochronological results (U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar). Preexistent geochemical and geochronological data were reevaluated and reinterpreted based on the geological picture depicted by new field data.

Long and complex geological evolution starting since Paleoproterozoic to Neoproterozoic times resulted in the Rodinia Supercontinent formation and the Amazonian Craton consolidation and produced a tectono-stratigraphic array of five crustal segments, named Tectonic Domains that record data since the break-up of the Atlantica Supercontinent until the rupture of the Rodinia Supercontinent and the formation of the Brasiliano / Panafrican belts (Paraguai Fold Belt).

Were recognized five Tectonic Domains where two of them do not show evidences of the action of The Sunsás Orogeny (Neoproterozoic), the Cachoeirinha and Paragua Domain, and the others, Jauru, Rio Alegre and Santa Barbara Domains exhibit metamorphic, deformational and magmatic records of the Tonian tectonic reactivation (Sunsás Orogeny).

In the Cachoeirinha Domain were distinguished two orogenic periods of accretionary nature. Santa Fé Orogeny (Estaterian – 1790 to 1750 Ma) marked by basic to intermediate volcanism (Vulcano-sedimentary Sequence Cabaçal) and calc-alkaline orthogneisses (Intrusive Suite Santa Fé) formed into an environment of volcanic island arcs associated to a soft collision regime. Cachoeirinha Orogeny (Calimmian) evolved along two stages, the first one between 1590 to 1560 Ma dominated by intraoceanic volcanic island arcs and the second one, between 1560 to 1520 Ma, is characterized by expressive granitic magmatism (Santa Cruz and Cabaçal Batoliths) of continental magmatic arc. Geochronological  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  data point to a regional cooling of this domain around 1500-1450 Ma with the implantation of a long period of tectonic quiescence

After the deposition of the Aguapei Group in the Ectasian / Estenian times marking a long period of tectonic quiescence occurred the retake of magmatic records with the emplacement of the Rio Branco Rapakivi Granite that marks an important anorogenic magmatic event in the Estenian Period (1130 Ma) probably associated to the existence of a

mantle plume. Tonian mafic sills Salto do Céu define an igneous event interpreted as a reflex of the extensional collapse of the Sunsás Orogen or a precursor of the Rodinia rupture.

In the Jauru Domain were distinguished plutonic (Suites Salto Grande and Córrego Dourado) and volcanic (metabasalts from the Jauru Valley) units bearing geochemical and Sm-Nd isotopic signatures typical from divergent oceanic limits (N-MORB). Two accretionary orogenic episodes were identified in the Calymmian Period inside this domain. Oldest orogenic phase correlated to the Cachoeirinha Orogeny is characterized by juvenile magmatism (positive  $\epsilon_{Nd(t)}$ ), TTG type, grey orthogneisses (Rio Novo, Taquarussu and Retiro) intruded between 1550 to 1570 Ma, probably formed along coalescent volcanic islands in a tectonic regime of soft collision.

It was followed by the implantation of a continental magmatic arc along a type Andean margin (Santa Helena Magmatic Arc, Santa Helena Orogeny) identified by the calc-alkaline batholith of Santa Helena and Agua Clara (1500 to 1480 Ma) and by the Intrusive Suite Pindaituba (1465 to 1425 Ma). Litho-geochemical and isotopic (Sm-Nd and Rb-Sr) data point to a juvenile nature of the parental magma. Structural data point to a tectonic mass transport from NNW to SSE and to a NE-SW trend for the pre-Sunsás regional structures (foliation, original bedding and shear zones).

After the deposition of the siliciclastic sedimentary cover of the Aguapei Group in the Ectasian / Estenian times signing a long period of tectonic quiescence had the retake of tectonic records in the Sunsás Orogeny in the Tonian Period.

Rio Alegre Domain is characterized by an association of volcanic-sedimentary lithotypes common to the environment of the limits of divergent oceanic plates along mid-oceanic dorsal with the ages of 1510 to 1500 Ma. Orogenic stage is typically accretionary (Rio Alegre Orogeny) marked by the tholeiitic and calc-alkaline plutonic magmatism (Suite Santa Rita) with ages between 1440 and 1410 Ma and regional metamorphism of greenschists facies, showing ages of regional cooling around 1380 Ma ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ages). Rio Alegre Orogeny (1440 to 1380 Ma) is marked by the coalescence of volcanic island arcs at the margins of the Paragua and Santa Barbara Domains with important accretion of juvenile crust into an environment of B-type subduction. Structural elements recorded (folds and foliations) suggest compressive stresses with tectonic transport from SW to NE.

After the deposition of the Aguapei Group marking long tectonic quiescence is notable the record of thermo-tectonic effects of the Sunsás Orogeny in the Tonian (1000 to 960 Ma).

Basement of the Santa Bárbara Domain is characterized by an association of mevolvanic-sedimentary rocks (Vulcano-sedimentary Sequence Ascencion) and orthogneisses and granulites (Intrusive Suite Serra do Baú) probably Estaterian in age as suggested by U-Pb ages of 1690 Ma reported in the Bolivian sector. Tarumã and Lajes Batholith (*ca.* 1310 Ma) record sin-collisional magmatism of crustal derivation as indicated by the geochemical and isotopic (negative  $\epsilon_{Nd(t)}$ ) signatures of the San Ignacio Orogeny (1350 to 1300 Ma). During the period of tectonic quiescence marked by the deposition of the Aguapei Group occurred the tectonism of the Sunsás Orogeny.

Paragua Domain, the less known in Brazil, presents a basement constituted by post-kinematic granitic rocks (Vila Bela Granite) and by a batholith body of basic to ultrabasic composition (Suite Guará), both undeformed. Aguapei Group lies in an erosive unconformity with no evidence of orogenic deformation. Tonian mafic sills (*ca.* 930 Ma) of the Huanchaca Suit mark the reflex of the Sunsás Orogeny.

Sunsás Orogeny into the Brazilian territory has a character eminently reflex. It had established along an belt with NW strike (Aguapeí Orogenic Belt) and affects the rocks of the Jauru, Rio Alegre and Santa Barbara Domains and also the sedimentary cover of the Aguapei Group. The orogenic phase (compressive) is responsible by regional folding well depicted in the Aguapei Group and part of its basement and reverse shear zones and thrusts with transport sense from SW to NE. Regional metamorphism of greenschist facies is associated to the deformation and it is clearly more intense in the central-east portion of the orogenic belt.

Compressive phase is followed by a stage of extensional collapse of the orogen marked by the developing of ductile shear zones with normal kinematics (Piratininga, Indiavaí-Lucialva and Corredor Shear Zone), late- to post-kinematic granitic magmatism of crustal derivation (negative  $\epsilon_{Nd(t)}$ ) of the Guapé suite and mafic tholeiitic sub-alkaline magmatism of the mafic dyke swarm Rancho de Prata and alkaline of the mafic sills of the Salto do Céu and Huanchanca suites.

At the end of the Sunsás Orogeny, around 900 Ma, consolidate the Rodinia Supercontinent and in consequence the SW Amazonian Craton that was reactivated in the Cryogenian Period for the installation of the Paraguai Fold Belt.

## SUMÁRIO

<b>ÍNDICE.....</b>	<b>x</b>
<b>ÍNDICE DE TABELAS.....</b>	<b>xiv</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS.....</b>	<b>xvi</b>
<b>ÍNDICE DE ANEXOS.....</b>	<b>xxvi</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>iii</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>vi</b>
<b>I. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>II. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>	<b>14</b>
<b>III. DOMÍNIO TECTÔNICO CACHOEIRINHA.....</b>	<b>40</b>
<b>IV. DOMÍNIO TECTÔNICO JAURU.....</b>	<b>72</b>
<b>V. DOMÍNIO TECTÔNICO RIO ALEGRE.....</b>	<b>173</b>
<b>VI. DOMÍNIO TECTÔNICO SANTA BÁRBARA E PARAGUA.....</b>	<b>199</b>
<b>VII. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....</b>	<b>220</b>
<b>VIII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>247</b>

## ÍNDICE

<b>CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA.....	1
1.2. OBJETIVOS.....	2
1.3. ESTRUTURA DA TESE.....	2
1.4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	3
1.5. MATERIAIS E MÉTODOS DE PESQUISA.....	6
1.5.1. ETAPA PREPARATÓRIA.....	7
1.5.2. ETAPA DE AQUISIÇÃO DE DADOS.....	7
1.5.2.1. MAPEAMENTO GEOLÓGICO.....	7
1.5.2.2. LABORATÓRIO.....	8
1.5.3. ETAPA DE TRATAMENTO E SISTEMATIZAÇÃO DOS DADOS.....	13
<b>CAPÍTULO II - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>14</b>
2.1. INTRODUÇÃO.....	14
2.2. CRÁTON AMAZÔNICO – COMPARTIMENTAÇÕES TECTÔNICAS- GEOCRONOLÓGICAS.....	14
2.3. ARCABOUÇO LITOESTRATIGRÁFICO E TECTÔNICO DO CRÁTON AMAZÔNICO NO SW DE MATO GROSSO: REVISÃO E ATUALIZAÇÃO (I Coletânea Geológica Mato- grossense).....	20
2.3.1. INTRODUÇÃO.....	20
2.3.2. CONHECIMENTO GEOLÓGICO PRÉVIO.....	20
2.3.3. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA.....	22
2.3.4. SW DO CRÁTON AMAZÔNICO EM MATO GROSSO – ATUALIZAÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA.....	24
2.3.4.1. DOMÍNIO TECTÔNICO PARAGUA.....	24
2.3.4.2. DOMÍNIO TECTÔNICO SANTA BÁRBARA.....	26
2.3.4.3. DOMÍNIO TECTÔNICO RIO ALEGRE.....	28
2.3.4.4. DOMÍNIO TECTÔNICO JAURU.....	31
2.3.4.5. DOMÍNIO TECTÔNICO CACHOEIRINHA.....	37
<b>CAPÍTULO III – DOMÍNIO TECTÔNICO CACHOEIRINHA.....</b>	<b>40</b>
3.1. INTRODUÇÃO.....	40
3.2. LITOESTRATIGRAFIA.....	40
3.2.1. COMPLEXOS METAVULCANO-SEDIMENTARES CABAÇAL E QUATRO MENINAS.....	41
3.2.2. SUÍTE INTRUSIVA MÁFICA-ULTRAMÁFICA.....	42
3.2.3. UNIDADES ORTOGNÁISSICAS (SUÍTE INTRUSIVAS ALIANÇA E CACHOEIRINHA).....	44
3.2.4. TONALITO CABAÇAL.....	45
3.2.5. SUÍTE INTRUSIVA SANTA CRUZ.....	46
3.2.6. SUÍTE INTRUSIVA ALVORADA.....	48
3.2.7. GRUPO AGUAPEÍ.....	50
3.2.8. SUÍTE INTRUSIVA RIO BRANCO.....	51
3.2.9. SUÍTE INTRUSIVA SALTO DO CÉU.....	54
3.3. DEFORMAÇÃO.....	55
3.4. LITOGEOQUÍMICA.....	61

3.4.1. SUÍTE INTRUSIVA SANTA CRUZ.....	61
3.4.2. SUÍTE INTRUSIVA ALVORADA.....	63
3.4.3. SUÍTE INTRUSIVA SALTO DO CÉU.....	64
3.5. ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS.....	66
3.5.1. RESULTADO U-PB.....	66
3.5.2. RESULTADO SM-ND.....	67
3.5.3. RESULTADOS GEOCRONÓLOGICOS PRÉVIOS .....	67
3.5.3.1. COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR CABAÇAL.....	67
3.5.3.2. ORTOGNAISSES (SUÍTE INTRUSIVA SANTA FÉ E CACHOEIRINHA).....	68
3.5.3.3. SUÍTE INTRUSIVA SANTA CRUZ.....	69
3.5.3.4. SUÍTE INTRUSIVA ALVORADA.....	69
3.5.3.5. SUÍTE INTRUSIVA RIO BRANCO.....	69
3.5.3.6. SUÍTE INTRUSIVA SALTO DO CÉU.....	70
CAPÍTULO IV – DOMÍNIO TECTÔNICO JAURU.....	72
4.1. INTRODUÇÃO.....	72
4.2. LITOSTRATIGRAFIA.....	73
4.2.1. COMPLEXOS METAVULCANO-SEDIMENTARES PONTES E LACERDA E RIO GALERA.....	74
4.2.2. SUÍTE INTRUSIVA MÁFICA-ULTRAMÁFICA .....	75
4.2.3. UNIDADES ORTOGNÁISSICAS (SUÍTES INTRUSIVAS RIO NOVO, RETIRO, TAQUARUSSU E VILA OESTE).....	76
4.2.4. SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA CLARA.....	79
4.2.5. SUÍTE INTRUSIVA SANTA HELENA.....	80
4.2.6. SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA.....	87
4.2.7. GRUPO AGUAPEÍ.....	93
4.2.8. SUÍTE INTRUSIVA RANCHO DE PRATA.....	94
4.2.9. SUÍTE INTRUSIVA GUAPÉ.....	95
4.3. DEFORMAÇÃO .....	98
4.3.1. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DAS ENCAIXANTES DOS BATÓLITOS SANTA HELENA E ÁGUA CLARA.....	99
4.3.2. DEFORMAÇÃO NO BATÓLITO SANTA HELENA.....	103
4.3.3. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA.....	107
4.3.4. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO GRUPO AGUAPEÍ.....	109
4.3.5. SUMÁRIO E CORRELAÇÃO DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIS.....	114
4.4. LITOGEOQUÍMICA.....	115
4.4.1. UNIDADES ORTOGNÁISSICAS (SUÍTE INTRUSIVA RIO NOVO, VILA OESTE, RETIRO E TAQUARUSSU).....	115
4.4.2. SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA CLARA.....	119
4.4.3. SUÍTE INTRUSIVA SANTA HELENA.....	121
4.4.4. SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA.....	124
4.4.5. SUÍTE INTRUSIVA GUAPÉ.....	126
4.4.6. SUÍTE INTRUSIVA RANCHO DE PRATA.....	131
4.5. ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS.....	133
4.5.1. RESULTADO U-PB.....	133
4.5.1.1. UNIDADES ORTOGNÁISSICAS (SUÍTES INTRUSIVAS RIO NOVO, RETIRO, TAQUARUSSU E VILA OESTE).....	133

4.5.1.2. SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA.....	139
4.5.2. RESULTADOS SM-ND.....	148
4.5.3. RESULTADOS AR-AR.....	151
4.5.3.1. COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR RIO GALERA.....	152
4.5.3.2. SUÍTE INTRUSIVA RIO NOVO E RETIRO.....	153
4.5.3.3. SUÍTE INTRUSIVA SANTA HELENA.....	155
4.5.3.4. SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA.....	160
4.5.4. RESULTADOS PRÉVIOS.....	168
<b>CAPÍTULO V – DOMÍNIO TECTÔNICO RIO ALEGRE.....</b>	<b>173</b>
5.1. INTRODUÇÃO.....	173
5.2. LITOESTRATIGRAFIA.....	173
5.2.1. COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR RIO ALEGRE.....	174
5.2.2. SUÍTE GRANULÍTICA SANTA BÁRBARA .....	175
5.2.3. SUÍTE INTRUSIVA ULTRAMÁFICA .....	175
5.2.4. GRANITO ELLUS.....	176
5.2.5. SUÍTE INTRUSIVA SANTA RITA.....	177
5.2.6. GRUPO AGUAPEÍ.....	178
5.3. DEFORMAÇÃO .....	182
5.3.1. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO EMBASAMENTO DO GRUPO AGUAPEÍ.....	182
5.3.1.1. COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR RIO ALEGRE.....	182
5.3.1.2. SUÍTE INTRUSIVA SANTA RITA.....	185
5.3.2. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO GRUPO AGUAPEÍ.....	186
5.3.3. ZONAS DE CISALHAMENTOS REGIONAIS.....	190
5.3.4. SUMÁRIO E CORRELAÇÃO DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIS.....	193
5.4. LITOGEOQUÍMICA.....	194
5.5. ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS.....	196
<b>CAPÍTULO VI – DOMÍNIOS TECTÔNICOS SANTA BÁRBARA E PARAGUA..</b>	<b>199</b>
6.1. DOMÍNIO TECTÔNICO SANTA BÁRBARA.....	199
6.1.1. INTRODUÇÃO.....	199
6.1.2. LITOESTRATIGRAFIA.....	199
6.1.2.1. COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR ASCENSION.....	199
6.1.2.2. SUÍTE INTRUSIVA SERRA DO BAÚ.....	201
6.1.2.3. GRANITO TARUMÃ.....	201
6.1.2.4. GRANITO LAJES .....	202
6.1.2.5. GRUPO AGUAPEÍ.....	203
6.1.3. DEFORMAÇÃO .....	204
6.1.3.1. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO EMBASAMENTO DO GRUPO AGUAPEÍ.....	204
6.1.3.2. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO GRUPO AGUAPEÍ.....	206
6.1.3.3. SUMÁRIO E CORRELAÇÃO DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIS.....	209
6.1.4. LITOGEOQUÍMICA.....	209
6.1.5. ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS.....	212
6.1.5.1. RESULTADOS U-PB.....	212
6.1.5.2. RESULTADOS SM-ND.....	213
6.1.5.3. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS PRÉVIOS.....	214
6.2. DOMÍNIO TECTÔNICO PARAGUA.....	214
6.2.1. INTRODUÇÃO.....	214
6.2.2. LITOESTRATIGRAFIA.....	215

<b>6.2.2.1. COMPLEXO GRANÍTICO PENSAMIENTO.....</b>	<b>215</b>
<b>6.2.2.2. SUÍTE INTRUSIVA GUARÁ.....</b>	<b>216</b>
<b>6.2.2.3. GRUPO AGUAPEÍ.....</b>	<b>217</b>
<b>6.2.2.4. SUÍTE INTRUSIVA HUANCHACA.....</b>	<b>219</b>
<b>6.2.3. DEFORMAÇÃO.....</b>	<b>219</b>
<b>CAPÍTULO VII – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....</b>	<b>220</b>
<b>7.1. DOMÍNIOS TECTÔNICOS .....</b>	<b>220</b>
<b>7.1.1. DOMÍNIO TECTÔNICO CACHOEIRINHA.....</b>	<b>222</b>
<b>7.1.2. DOMÍNIO TECTÔNICO JAURU.....</b>	<b>229</b>
<b>7.1.3. DOMÍNIO TECTÔNICO RIO ALEGRE.....</b>	<b>236</b>
<b>7.1.4. DOMÍNIO TECTÔNICO SANTA BÁRBARA.....</b>	<b>240</b>
<b>7.1.5. DOMÍNIO TECTÔNICO PARAGUA.....</b>	<b>243</b>
<b>7.2. ESQUEMA EVOLUTIVO DA OROGENIA SUNSÁS.....</b>	<b>243</b>
<b>7.3. SINOPSE DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO.....</b>	<b>245</b>
<b>CAPÍTULO VIII – REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>247</b>

## ÍNDICE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Contribuições à revisão e ampliação do conhecimento geológico-geocronológico do Cráton Amazônico em território brasileiro e boliviano. 1. Escudo das Guianas, 2. Escudo Brasil Central e 3. Maciço do Rio Apa.....	<b>16</b>
<b>Tabela 2.</b> Principais modelos de crescimento e evolução do Cráton Amazônico, os autores proponentes e as contribuições diversas.....	<b>17</b>
<b>Tabela 3.</b> Quadro-sumário com propostas de divisão litoestratigráfica para o pré-cambriano do SW de MT (S.I.–suíte intrusiva, Gn.–gnaisse, Gr.–granito, AGM.–associação gnáissico-migmatítica, Form.–Formação, Bem.–embasamento, CMV.–complexo metavulcano-sedimentar, CM.–complexo metamórfico, CAG–complexo anfibolítico granulítico e C.–complexo).....	<b>21</b>
<b>Tabela 4.</b> Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o Domínio Paragua.....	<b>25</b>
<b>Tabela 5.</b> Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o Domínio Santa Bárbara.....	<b>27</b>
<b>Tabela 6.</b> Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o Domínio Rio Alegre.....	<b>29</b>
<b>Tabela 7.</b> Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o Domínio Jauru.....	<b>32</b>
<b>Tabela 8.</b> Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o Domínio Cachoeirinha.....	<b>39</b>
<b>Tabela 9.</b> Dados analíticos Sm-Nd para a fácies monzogranítica porfirítica da Suíte Intrusiva Santa Cruz.....	<b>67</b>
<b>Tabela 10</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Complexo Metavulcano-sedimentar Cabaçal. Material analisado: (M) muscovita, (B) biotita, (Z) zircão, (A) anfibólio e (RT) rocha total.....	<b>68</b>
<b>Tabela 11.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para os ortognaisses São Domingos e Quatro Marcos, Suíte Intrusiva Santa Cruz e Suíte Intrusiva Alvorada. Material analisado: (M)muscovita, (B) biotita, (Z) zircão, (A) anfibólio e (RT) rocha total.....	<b>70</b>
<b>Tabela 12.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas da Suítes Intrusivas Rio Branco e Salto do Céu. Material datado: (Z) zircão, (P) plagioclásio e (RT) rocha total....	<b>71</b>
<b>Tabela 13.</b> Características petrográficas e geoquímicas dos granitos da Suíte Intrusiva Guapé.....	<b>97</b>
<b>Tabela 14.</b> Resumo dos novos dados U-Pb em zircão (diluição isotópica), para suítes ortognaissicas e Suíte Intrusiva Pindaituba.....	<b>148</b>
<b>Tabela 15.</b> Dados U-Pb e Sm-Nd para os ortognaisses cinza do Domínio Jauru.....	<b>149</b>
<b>Tabela 16.</b> Dados U-Pb e Sm-Nd para os granitos foliados da Suíte Intrusiva Pindaituba	<b>150</b>
<b>Tabela 17.</b> Dados U-Pb e Sm-Nd para os granitos maciços da Suíte Intrusiva Guapé (Granito Sararé).....	<b>150</b>
<b>Tabela 18.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas da Suíte Intrusiva Santa Helena. Material datado: (M) muscovita, (B) biotita, (Z) zircão, (A) anfibólio, (S) sericita	<b>169</b>

e (RT) rocha total.....	
<b>Tabela 19.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Tonalito Pau-a-Pique. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.....	<b>170</b>
<b>Tabela 20.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas da Suíte Intrusiva Agua Clara. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.....	<b>170</b>
<b>Tabela 21.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Granito Maraboa. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.....	<b>171</b>
<b>Tabela 22.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Granito Guaporé. Material datado: (Z) zircão, (B) biotita, (RT) rocha total.....	<b>171</b>
<b>Tabela 23.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Tonalito Lavrinha. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.....	<b>172</b>
<b>Tabela 24.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Granito Santa Elina. Material datado: (Z) zircão.....	<b>172</b>
<b>Tabela 25.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas da CMVS Rio Alegre. Material datado: (Z) zircão, (A) anfíbio e (B) biotita.....	<b>197</b>
<b>Tabela 26.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas da Granito Ellus. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.....	<b>197</b>
<b>Tabela 27.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Granito Carrapato. Material datado: (Z) zircão.....	<b>198</b>
<b>Tabela 28.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Diorito Rio Aguapéí. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.....	<b>198</b>
<b>Tabela 29.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Granodiorito Rio Alegre. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.....	<b>198</b>
<b>Tabela 30.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas da Tonalito Rio do Cágado. Material datado: (P) Plagioclásio.....	<b>214</b>
<b>Tabela 31.</b> Dados U-Pb e Sm-Nd para o Granito Tarumã do Domínio Santa Bárbara.	<b>214</b>
<b>Tabela 32.</b> Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Granito Lajes. Material datado: (Z) zircão.....	
<b>Tabela 33.</b> Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o Domínio Paragua.....	<b>215</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Mapa tectônico do estado de Mato Grosso com a localização das áreas estudadas na escala 1:250.000 e a articulação das cartas topográficas Serra do Baú (1), Barra do Bugres (2), Jauru (3), Uirapuru (4), Ricardo Franco (5), Vila Oeste (6) e Colorado do Oeste (7).....	<b>4</b>
<b>Figura 2.</b> Mapa de localização da área de pesquisa, o polígono desenhado equivale à área abrangida na cartografia geológica na escala 1:250.000.....	<b>5</b>
<b>Figura 3.</b> Localização do polígono estudado no SW do Estado de Mato Grosso, os principais centros urbanos e as vias de acesso.....	<b>5</b>
<b>Figura 4.</b> Organograma da pesquisa realizada, ilustrando as ações em cada etapa da realização.....	<b>6</b>
<b>Figura 5.</b> Diferentes propostas de compartimentação tectono-geocronológica do Cráton Amazônico (Extraído de Costa <i>et al.</i> 2002).....	<b>18</b>
<b>Figura 6.</b> Compartimentação geocronológica e tectônica do Cráton Amazônico, considerando o Maciço Rio Apa como seu extremo meridional.....	<b>19</b>
<b>Figura 7.</b> Proposta pioneira de compartimentação lito-tectônica do SW do Cráton Amazônico em Mato Grosso (extraído de Monteiro <i>et al.</i> 1986).....	<b>22</b>
<b>Figura 8.</b> Compartimentação em terrenos litoestratigráficos. A) Proposição de Saes & Fragoso César, 1996 e B) Saes (1999).....	<b>23</b>
<b>Figura 9.</b> Compartimentação em Domínios Tectônicos para o SW do Cráton Amazônico, abrangendo o SW de Mato Grosso e o leste da Bolívia.....	<b>25</b>
<b>Figura 10.</b> Bloco diagrama esquemático ilustrando as relações de campo entre as unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Tectônico Cachoeirinha.....	<b>41</b>
<b>Figura 11.</b> Blocos de anfibolitos com bandamento composicional dobrado e boudinado do Complexo Metavulcano-sedimentar Quatro Meninas, a norte do Distrito de Farinópolis. A) Nota-se o dobramento e boudinagem da foliação $S_{1C}$ e B) Dobras fechadas $D_{2C}$ desenhadas pelo bandamento $S_{1C}$ e intrusões de diques graníticos róseos. Vista para SSE. ....	<b>43</b>
<b>Figura 12.</b> Aspectos de campo da unidade plutônicas máfico-ultramáficas. Ocorrências de metagabros A) Fazenda Canaã e B) Imediações de Araputanga. Na foto A a posição da caneta vermelha indica $S_{1C}$ e da azul $S_{2C}$ .....	<b>43</b>
<b>Figura 13.</b> Aspectos de campo dos ortognaisses do Domínio Cachoeirinha. A) Gnaisses cinzas com enclaves máficos estirados e dobrados ( $D_{2C}$ ) e B) Gnaiss rosa, São Domingos, com dobramentos e foliação ( $S_{2C}$ ). Vista para NNW em A e B.....	<b>45</b>
<b>Figura 14.</b> Tonalito Cabaçal na região de Santa Fé. Neste afloramento a foliação $S_{2C}$ mostra suave mergulho para o quadrante SW. Vista para SSE.....	<b>46</b>
<b>Figura 15.</b> Aspectos de campo da Suíte Santa Cruz. A) Xenólitos de anfibolitos do Complexo Cabaçal, B) Granitóides foliados, cinza claro, de composição tonalítica, região da Reserva do Cabaçal, C) Diques irregulares do Granito Alvorada recortando os granitos porfiríticos Santa Cruz e D) Granitos porfiríticos foliados, de composição	<b>48</b>

monzogranítica.....	
<b>Figura 16.</b> Aspectos de campo da Suíte Alvorada. A) Morrotes arredondados isolados, B) Ocorrência em blocos e lajedos, C) Aspecto maciço e granulação dos granitóides e D) Xenólitos de gnaisses da Suíte Santa Cruz e de anfibolitos das metasedimentares.....	<b>49</b>
<b>Figura 17.</b> Formas de ocorrência e aspectos de campo do Grupo Aguapeí no Domínio Cachoeirinha. A) Chapadões de arenitos conglomeráticos e conglomerados da Formação Fortuna nas imediações do rio Cabaçal, B) Argilitos e siltitos laminados, subhorizontalizados, da Formação Vale da Promissão, C) Arenitos e conglomerados ortoquartzíticos da Formação Morro Cristalino e D) Contato entre as soleiras máficas/argilitos com as rochas do granito rapakivi Rio Branco.....	<b>50</b>
<b>Figura 18.</b> Mapa geológico do Batólito Rio Branco e seção geológica no contato entre a Suíte Rio Branco e as soleiras máficas, Suíte Salto do Céu, alojadas no Grupo Aguapeí (Extraído de Araújo-Ruiz <i>et al.</i> 2005).....	<b>52</b>
<b>Figura 19.</b> Aspectos de campo da Suíte Intrusiva Rio Branco. A) Contato entre os argilitos da Formação Vale da Promissão e o granito rapakivi, B) Forma de ocorrência comum das rochas graníticas, C) Fenocristais arredondados de feldspato potássico e quartzo, textura rapakivi e D) Xenólito de argilito do Grupo Aguapeí no granito rapakivi.....	<b>53</b>
<b>Figura 20.</b> Aspectos geomorfológicos e topográficos fotos (A e B) e de ocorrência das soleiras máficas e aspectos macroscópicos dos diabásio e microgabros da Suíte Salto do Céu fotos (C e D).....	<b>55</b>
<b>Figura 21.</b> Relação de superposição entre as foliações $S_{1C}$ e $S_{2C}$ em anfibolitos e ortognaisses e aspecto geral das dobras $D_{2C}$ , do Domínio Tectônico Cachoeirinha.....	<b>56</b>
<b>Figura 22.</b> Batólito Santa Cruz exibindo foliação penetrativa $S_{2C}$ , em A) destaca-se xenólito com foliação $S_{1C}$ discordante da foliação externa, em B) a fácies porfirítica da suíte Santa Cruz destacando a orientação dos fenocristais de feldspato potássico.....	<b>57</b>
<b>Figura 23.</b> Estereogramas para os pólos das foliações $S_{1C}$ (A) e $S_{2C}$ (B) do Domínio Tectônico Cachoeirinha. A) Medidas de flancos $D_{2C}$ , atitude média de $S_{1C}$ 240/70 (Máxima Densidade 36,4 %) eixo construído de $D_{2C}$ , 230/10. B) Atitude média 230/70 (Máxima Densidade 37,2 %).....	<b>57</b>
<b>Figura 24.</b> Estereograma com as lineações $I_{2C}$ paralelas aos eixos das dobras $D_{2C}$ do Domínio Tectônico Cachoeirinha. Atitude média de $I_{2C}$ 330/15 (Máxima densidade 26,9%).....	<b>58</b>
<b>Figura 25.</b> Zona de Cisalhamento Pitas. A) Xenólitos máficos assimétricos indicando a movimentação horária (Vista em planta); B) Estereograma para a foliação milonítica, atitude média 230°/75°, alinação estiramento é obliqua, com caimento em torno de 60° para SW.....	<b>59</b>
<b>Figura 26.</b> Quadro sinóptico dos principais elementos estruturais caracterizados no Domínio Cachoeirinha e a tentativa de correlação estrutural entre as fases de deformação. Abreviações: CMVSQM/C (Complexo Metavulcano-sedimentar Quatro Meninas e Cabaçal), SIQM,SF,SD,A (Suíte Intrusiva Quatro Marcos, Santa Fé, São Domingos e Aliança), SISC (Suíte Intrusiva Santa Cruz), TC (Tonalito Cabaçal) e SAI (Suíte Intrusiva Alvorada).....	<b>60</b>
<b>Figura 27.</b> Diagramas de classificação petrográfica para as rochas das suítes intrusivas Santa Cruz e Alvorada. A) Diagrama QAP (Le Maitre, 1989), B) Diagrama de parâmetros catiônicos Q e P, Debon <i>et al.</i> (1988).....	<b>61</b>
<b>Figura 28.</b> Diagramas de classificação serial para rochas das Suítes Intrusivas Santa Cruz e Alvorada. A e B) Diagramas de Irvine & Baragar (1971), C) Le Maitre 1989, ( $SiO_2$ x $K_2O$ ) e D) Maniar e Picolli 1989, ( $ANK$ vs $ACNK$ ).....	<b>62</b>

<b>Figura 29.</b> Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. C) Batchelor & Bowden (1985) e D) Pearce (1996).....	<b>63</b>
<b>Figura 30.</b> Classificação petrográfica das soleiras máficas da Suíte Intrusiva Salto do Céu.....	<b>64</b>
<b>Figura 31.</b> Classificação serial das rochas máficas da Suíte Intrusiva Salto do Céu.....	<b>65</b>
<b>Figura 32.</b> Diagrama tectônico de Pearce & Norry (1979), Zr/Y vs Zr, evidencia que as soleiras máficas posicionam-se no campo dos basaltos intraplacas.....	<b>65</b>
<b>Figura 33.</b> Diagrama concórdia da amostra SC01, monzogranito rosa, porfirítico, foliado, da Suíte Intrusiva Santa Cruz.....	<b>66</b>
<b>Figura 34.</b> Bloco diagrama esquemático ilustrando as relações geológicas entre as unidades litoestratigráficas que compõe o Domínio Tectônico Jauru.....	<b>73</b>
<b>Figura 35.</b> Aspectos gerais de campo das assembléias metavulcano-sedimentares Rio Galera e Pontes e Lacerda. A) Rocha cálcio-silicática (diopsídio-hornblenda gnaiss) com dobras $D_{2J}$ na região do Assentamento Santa Clara, B) Sillimanita quartzo xistos do Complexo Pontes e Lacerda, C) Anfibolitos bandados ( $S_{1J}$ ), exibindo restos de zonas de charneiras $D_{2J}$ , região de Taquarussu e D) Metassedimentos (muscovita-quartzo xistos) e anfibolitos com relictos de bandamento composicional ( $S_{1J}$ ) dobrados por $D_{2J}$ , Fazenda Salto Grande.....	<b>74</b>
<b>Figura 36.</b> Aspectos geral, em campo, das suítes máfica-ultramáficas, exibindo a foliação dominante ( $S_{1J}$ ) (A) e as dobras $D_{2J}$ (B) que afetam a foliação $S_{1J}$ .....	<b>76</b>
<b>Figura 37.</b> Aspectos de campo do Gnaiss Rio Novo. A) Granitóide porfirítico da Suíte Pindaituba alojado paralelamente à foliação $S_{2J}$ , B) Xenólitos de rochas ultramáficas da Suíte Intrusiva Córrego Dourado, parcialmente estirados segundo a direção de $S_{2J}$ .....	<b>77</b>
<b>Figura 38.</b> Diferentes aspectos dos ortognaisses cinza do Domínio Jauru. A) Gnaiss Taquarussu, com destacado desenvolvimento das dobras $D_{2J}$ e transposição localizada das bandas $S_{1J}$ , B) Gnaiss Taquarussu, as bandas $S_{1J}$ , reorientadas segundo a direção de $S_{2J}$ , C) Hornblenda gnaiss Rio Novo, exibindo injeções graníticas (S.I. Pindaituba?) paralelas às foliações $S_{2J}$ e D) Gnaiss Retiro, com destaque para as bandas $S_{1J}$ , dobradas irregularmente em $D_{2J}$ .....	<b>78</b>
<b>Figura 39.</b> Exposições do batólito Água Clara na porção central da intrusão. A) Destaca-se a foliação dominante $S_{1J}$ com suaves ondulações $D_{2J}$ e B) A forma de ocorrência comum da fácies dominante, granodiorítica/tonalítica.....	<b>79</b>
<b>Figura 40.</b> Batólito Santa Helena e a compartimentação preliminar em quatro fácies petrográficas. Fácies I, Fácies II, Fácies III e Fácies IV.....	<b>82</b>
<b>Figura 41.</b> Aspectos de campo da fácies petrográfica I. A) Diques de monzogranitos rosa, foliados, recortando os litotipos porfiríticos a foliação penetrativa recorta as duas rochas. B) Enclaves máficos, anfibolitos, parcialmente assimilados pelo magma e orientados segundo a foliação penetrativa $S_{2J}$ .....	<b>83</b>
<b>Figura 42.</b> Aspectos da fácies petrográfica II. A) Forma de ocorrência comum á fácies II. B) Aspectos mesoscópicos dos gnaisses rosa pálidos, com destacada foliação penetrativa.....	<b>84</b>
<b>Figura 43.</b> Aspectos da fácies petrográfica III. A) Hornblenda gnaisses exibem dobras suaves $D_{2J}$ , com discreta foliação $S_{2J}$ , B) Seção vertical, com vista para NE, onde destaca-se a foliação milonítica $S_{1J}$ , com transporte de topo SSE (lado esquerdo da foto), C) Vista para Sul, do limite oriental do batólito, a $S_{1J}/S_{2J}$ , exhibe orientação submeridiana, com mergulhos íngremes e D) Dique de granito rosa, equigranular fino, foliado, com enclave de gnaiss porfirítico, a foliação do enclave é subortogonal à do dique.....	<b>85</b>

<b>Figura 44.</b> Aspectos da fácies petrográfica IV. A e C) Forma de ocorrência e detalhe de amostra de mão do conjunto equigranular, fino a médio. B e D) Forma de ocorrência e aspecto em amostra de mão da fácies inequigranular, grossa, rica em granada.....	<b>86</b>
<b>Figura 45.</b> Aspectos de campo dos granitóides da Suíte Pindaituba. A) Nossa Sra. da Conceição, B) Santa Inês, C) Pedra Branca, D) Santa Elina, E) Córrego Claro, F)Indiavaí, G) Sapé e H) Tupã.....	<b>90</b>
<b>Figura 46.</b> Aspectos de campo dos granitóides da Suíte Pindaituba. I) Lucialva, J) Anhangüera, L) Santa Clara e M) Nova Lacerda.....	<b>92</b>
<b>Figura 47.</b> Aspectos de campo dos diques máficos da Suíte Rancho de Prata. A) Contato entre a parede do dique com a foliação do Granito Pedra Branca ( $S_{2J}$ ), à esquerda. B) Estrutura maciça dos diques de composição gábrica, Fazenda Rancho de Prata.....	<b>95</b>
<b>Figura 48.</b> Aspectos de campo da Suíte Intrusiva Guapé. A) Forma de ocorrência em blocos e lajeados, B) Diques pegmatíticos subhorizontais no Granito São Domingos, C) Dique do Granito São Domingos recortando os gnaisses porfiríticos do Batólito Santa Helena e D) Aspecto maciço do Granito Guaporé.....	<b>96</b>
<b>Figura 49.</b> Quadro esquemático ilustrando as relações de campo entre as encaixantes da Suíte Intrusiva Pindaituba e os elementos estruturais característicos dessas unidades geológicas.....	<b>100</b>
<b>Figura 50.</b> Estereograma de pólos da foliação $S_{1J}$ , dados coletados nos Gnaisses Rio Novo e Taquarussu.....	<b>100</b>
<b>Figura 51.</b> Lineações de estiramento $I_{2J}$ observada na foliação composta $S_{1J}/S_{2J}$ nos gnaisses Rio Novo (A) e Taquarussu (B). Ambos cortes são verticais, vistos de SW para NE.....	<b>101</b>
<b>Figura 52.</b> Estereogramas de pólos da foliação $S_{2J}$ (A) e lineação de estiramento e mineral $I_{2J}$ (B), medidas em ortognaisses cinzentos Rio Novo. Atitude dominante de $S_{2J}$ , 65/75 (Máxima densidade 18,0%) e de $I_{2J}$ , 60/70 (Máxima densidade 53,8%).....	<b>102</b>
<b>Figura 53.</b> Ortognaisses Rio Novo, na Gleba Bacurizal. Destaque para o bandamento ( $S_{1J}$ ) em dobras cerradas, com os flancos paralelos a $S_{2J}$ . A foliação distingue-se pela discreta clivagem de crenulação, bastante espaçada, que ondula suavemente $S_{1J}$ e $S_{2J}$ .....	<b>103</b>
<b>Figura 54.</b> Compartimentação em domínios estruturais do Batólito Santa Helena. Foram reconhecidos quatro domínios com base na orientação e natureza das estruturas tectônicas (foliações e lineações).Equivalência de notação: $S_n = S_{1J}$ , $S_{n+1}=S_{2J}$ , $S_{n+2}=S_{3J}$ , $S_{n+3}=S_{5J}$ .....	<b>105</b>
<b>Figura 55.</b> Estereogramas dos pólos das foliações $S_{1J}$ , $S_{2J}$ , $S_{3J}$ e $S_{4J}$ para os domínios estruturais do Batólito Santa Helena.....	<b>106</b>
<b>Figura 56.</b> Estereogramas de pólos da foliação $S_{1JP}$ para os Granitos Anhangüera e Sapé (A), Santa Clara (B), Pedra Branca (C) e N. Sra. Conceição (D), indicando a direção $N25^\circ$ a $55^\circ W$ e mergulhos elevados para SW e NE.....	<b>108</b>
<b>Figura 57.</b> Estereograma para a lineação de estiramento $I_{1JP}$ , medidas obtidas em diversos corpos graníticos da Suíte Pindaituba.....	<b>109</b>
<b>Figura 58.</b> Padrão de deformação do Grupo Aguapeí nas Serras do Cágado e do Caldeirão. Seção geológica esquemática do par sinformal-antiformal do Cágado e Caldeirão.....	<b>111</b>
<b>Figura 58A.</b> Estereogramas de pólos do acamamento do Grupo Aguapeí (A) e das foliações $S_{1JA}$ e $S_{2JA}$ (B e C) e da lineação estiramento $I_{2JA}$ (D). Região da Lavrinha.....	<b>112</b>
<b>Figura 59.</b> Padrão de deformação do Grupo Aguapeí nas Serras do Cágado, do Caldeirão e São Vicente. A e B) Dobras $D_{1JA}$ em metarenitos na Serra de São Vicente,	<b>113</b>

C) Conglomerados acamadados com foliação $S_{1JA}$ oblíqua ao $S_0$ , Lavrinha, D) Camadas de metarenitos com foliação $S_{1JA}$ paralela, dobradas por $D_{2JA}$ com foliação $S_{2JA}$ plano-axial, E) Relação idêntica a ilustrada na foto D, em metapelitos laminados e F) Clastos estirados de quartzo, contidos na foliação $S_{2JA}$ .....	
<b>Figura 60.</b> Quadro sinóptico dos principais elementos estruturais caracterizados no Domínio Santa Bárbara e a tentativa de correlação estrutural entre as fases de deformação. Abreviações: CMVSPL/RG (Complexos Metavulcano-sedimentares Pontes e Lacerda, Rio Galera), SICD/SG (Suíte Intrusiva Córrego Dourado, Salto Grande), SIRN/T/R (Suíte Intrusiva Rio Novo, Taquarussu, e Retiro), SISH/AC (Suíte Intrusiva Santa Helena e Água Clara), SIP (Suíte Intrusiva Pindaituba) e GA (Grupo Aguapeí).....	<b>114</b>
<b>Figura 61.</b> Diagramas de classificação petrográfica para as rochas ortognáissicas do Domínio Jauru.....	<b>116</b>
<b>Figura 62.</b> Diagrama QAP, de Le Maitre (1989), ilustrando a composição dos ortognaisses cinzas do Domínio Jauru.....	<b>116</b>
<b>Figura 63.</b> Diagramas de classificação serial para as rochas ortognáissicas do Domínio Jauru.....	<b>117</b>
<b>Figura 64.</b> Diagramas de classificação tectônica de Pearce <i>et al.</i> (1984) e Pearce (1996) para as rochas ortognáissicas do Domínio Jauru.....	<b>118</b>
<b>Figura 65.</b> Distribuição dos ortognaisses no diagrama multicatiônico $R_1 \times R_2$ , evidenciando a natureza pouco diferenciada dos protólitos ígneos e o ambiente tectônico.....	<b>118</b>
<b>Figura 66.</b> Diagramas de classificação petrográfica para as rochas da suíte intrusiva Água Clara. A) Diagrama QAP (Le Maitre, 1989), B) Diagrama de parâmetros catiônicos Q e P, Debon <i>et al.</i> (1988).....	<b>119</b>
<b>Figura 67.</b> Diagramas de classificação serial para rochas das Suítes Intrusivas Santa Cruz e Alvorada. A e B), Diagramas de Irvine & Baragar (1971), C) Le Maitre 1989, ( $SiO_2 \times K_2O$ ) e D) Maniar e Picolli 1989, (ANK <i>vs</i> ACNK).....	<b>120</b>
<b>Figura 68.</b> Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985) e B) Pearce (1996).....	<b>121</b>
<b>Figura 69.</b> Amostras da Suíte Santa Helena lançadas no diagrama TAS, Cox <i>et al.</i> (1979) (A) e Maniar & Piccoli (1989) (B).....	<b>122</b>
<b>Figura 70.</b> Amostras da Suíte Santa Helena lançadas nos diagramas de Irvine & Baragar (1971) (A) <i>alcalis versus</i> $SiO_2$ e (B) AFM.....	<b>122</b>
<b>Figura 71.</b> Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Pearce <i>et al.</i> (1984), para as rochas da Suíte Santa Helena. A) Rb <i>vs</i> Y+Nb e B) Nb <i>vs</i> Y.....	<b>123</b>
<b>Figura 72.</b> Diagramas discriminantes de ambiente tectônico $R_1 \times R_2$ (Batchelor & Bowden 1985).....	<b>123</b>
<b>Figura 73.</b> Diagramas de classificação petrográfica para as rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba. A) Diagrama QAP (Le Maitre, 1989), B) Diagrama de parâmetros catiônicos Q e P, Debon <i>et al.</i> (1988).....	<b>124</b>
<b>Figura 74.</b> Diagramas de classificação serial para rochas das Suítes Intrusivas Pindaituba. A e B), Diagramas de Irvine & Baragar (1971), C) Le Maitre 1989, ( $SiO_2 \times K_2O$ ) e D) Maniar e Picolli 1989, (ANK <i>vs</i> ACNK).....	<b>125</b>
<b>Figura 75.</b> Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985) e B) Pearce <i>et al.</i> (1984).....	<b>126</b>
<b>Figura 76.</b> Diagramas de classificação petrográfica para as rochas da Suíte Intrusiva Guapé. A) Diagrama QAP (Le Maitre 1989), B) Diagrama de parâmetros catiônicos Q e	<b>127</b>

P, Debon <i>et al.</i> (1988).....	
<b>Figura 77.</b> Diagramas de classificação serial para rochas das Suítes Intrusivas Guapé. A e B) Diagramas de Irvine & Baragar (1971), C) Le Maitre 1989, ( $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ ) e D) Maniar e Picolli 1989, (ANK vs ACNK).....	<b>128</b>
<b>Figura 78.</b> Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985) e B) Pearce <i>et al.</i> (1989).....	<b>128</b>
<b>Figura 79.</b> Diagramas de classificação petrográfica para as rochas da Suíte Intrusiva Santa Guapé – Granito Sararé. A) Diagrama QAP (Le Maitre 1989), B) Diagrama de parâmetros catiônicos Q e P, Debon <i>et al.</i> (1988).....	<b>129</b>
<b>Figura 80.</b> Diagramas de classificação serial para rochas da Suíte Intrusiva Guapé – Granito Sararé. A e B), Diagramas de Irvine & Baragar (1971), C) Le Maitre 1989, ( $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ ) e D) Maniar e Picolli 1989, (ANK vs ACNK).....	<b>130</b>
<b>Figura 81.</b> Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985) e B) Pearce <i>et al.</i> (1984).....	<b>131</b>
<b>Figura 82.</b> Distribuição das amostras de diques básicos: A) no diagrama Zr/TiO <sub>2</sub> -Nb/Y (Winchester & Floyd 1977) e B) no diagrama (TAS) de Cox <i>et al.</i> 1979.....	<b>131</b>
<b>Figura 83.</b> Distribuição das amostras de diques básicos no diagrama AFM (Irvine e Baragar 1971), evidencia o caráter toleítico das soleirs máficas. ....	<b>132</b>
<b>Figura 84.</b> Distribuição das amostras de diques básicos nos diagramas: A) Diagrama Ti-Zr-Y (Pearce e Cann 1973) e B) Diagrama Zr-Nb-Y (Meschede 1986). ....	<b>132</b>
<b>Figura 85.</b> Diagrama concórdia para amostra RN159, ortognaisse cinza da Suíte Intrusiva Rio Novo. ....	<b>134</b>
<b>Figura 86.</b> Diagrama concórdia da amostra ASR-3, ortognaisse granodiorítico da Suíte Intrusiva Rio Novo. ....	<b>135</b>
<b>Figura 87.</b> Diagrama concórdia da amostra RN23, ortognaisse monzogranítico da Suíte Intrusiva Rio Novo. Com os pontos analíticos das duas populações de zircões: zircões longos (4:1), quadrados pretos; zircões curtos (2:1), quadrados vermelhos.....	<b>136</b>
<b>Figura 88.</b> Diagrama concórdia da amostra RN23, ortognaisse monzogranítico Vila Oeste. Dados analíticos referem-se à família de zircões prismáticos curtos (2:1).....	<b>137</b>
<b>Figura 89.</b> Diagrama concórdia da amostra RN23, ortognaisse monzogranítico Vila Oeste. Dados analíticos referem-se à família de zircões prismáticos longos (4:1).....	<b>137</b>
<b>Figura 90.</b> Diagrama concórdia da amostra RP14B, ortognaisse granodiorítico Retiro....	<b>138</b>
<b>Figura 91.</b> Diagrama concórdia da amostra RP15, rocha granodiorítica foliada do Granito Sapé, Suíte Intrusiva Pindaituba. ....	<b>139</b>
<b>Figura 92.</b> Diagrama concórdia da amostra RN22, rocha monzogranítica foliada do Granito Mineiros, Suíte Intrusiva Pindaituba.....	<b>140</b>
<b>Figura 93.</b> Diagrama concórdia da amostra APQ11, monzogranito rosa, foliado, do Granito Indiavai, Suíte Intrusiva Pindaituba. ....	<b>141</b>
<b>Figura 94.</b> Diagrama concórdia da amostra RP24, monzogranito cinza, foliado, do Granito Pindaituba, Suíte Intrusiva Pindaituba. ....	<b>142</b>
<b>Figura 95.</b> Diagrama concórdia da amostra RN151, granodiorito cinza claro, maciço, do Granito Nova Lacerda. ....	<b>143</b>
<b>Figura 96.</b> Diagrama concórdia da amostra MP58, monzogranito rosa, porfirítico, foliado, do Batólito Praia Alta. ....	<b>144</b>
<b>Figura 97.</b> Diagrama concórdia da amostra MP41, dique tabular, subvertical, de composição monzogranítica, cinza escuro, porfirítico, foliado. Pedreira abandonada da Fazenda São Miguel. ....	<b>145</b>
<b>Figura 98.</b> Diagrama concórdia da amostra LR52, monzogranito cinza claro, porfirítico, foliado, do Granito Santa Clara. ....	<b>146</b>

<b>Figura 99.</b> Diagrama concórdia da amostra LR20, monzogranito cinza avermelhado, porfirítico, foliado, às vezes milonítico, do Granito/Gnaiss Anhangüera.....	<b>147</b>
<b>Figura. 100.</b> Quadro esquemático ilustrando as relações de campo entre as encaixantes da Suíte Intrusiva Pindaituba e os elementos estruturais característicos dessas unidades geológicas. ....	<b>151</b>
<b>Figura 101.</b> Dados $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de anfibólio dos gnaisses cálcio-silicatados do CMVS Rio Galera. Amostra coletada no Assentamento Santa Clara.....	<b>152</b>
<b>Figura 102.</b> Dados $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de biotitas dos ortognaisses da Suíte Intrusiva Rio Novo. Amostra coletada na Gleba Bacurizal, próxima ao rio Novo.....	<b>153</b>
<b>Figura 103.</b> Dados $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de biotitas dos ortognaisses da Suíte Intrusiva Retiro. Amostra coletada no retiro da Fazenda Sapé, contato com o Granito Sararé. ....	<b>154</b>
<b>Figura 104.</b> Mapa geológico-estrutural do Batólito Santa Helena com a localização das amostras datadas pelo método Ar-Ar (PA-29, ASR-3RA e J6J). ....	<b>155</b>
<b>Figura 105.</b> Amostra PA-29. A) Aspecto em amostra de mão e B) em seção delgada, onde nota-se as biotitas euédricas e orientadas. ....	<b>156</b>
<b>Figura 106.</b> Dados $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de biotitas dos gnaisses da Suíte Intrusiva Santa Helena, coletada na estrada entre Vila Cardoso e a Escola Sto Antonio....	<b>156</b>
<b>Figura 107.</b> Dados $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de muscovitas formadas na foliação milonítica da Zona de Cisalhamento Normal Piratininga. A amostra foi coletada nas imediações da Escola Rural Santo Antonio, na estrada para a Vila Cardoso.....	<b>157</b>
<b>Figura 108.</b> Amostra J-6-J. A e B Feições em lâmina delgada dos cristais de muscovitas analisados pelo método Ar-Ar. ....	<b>158</b>
<b>Figura 109.</b> Dados $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de muscovitas formadas na foliação milonítica da Zona de Cisalhamento Normal Indiavai-Lucialva. A amostra foi coletada próxima à sede da Fazenda Primavera. ....	<b>159</b>
<b>Figura 110.</b> Espectro de idade $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de biotitas magmáticas do Granito Nova Lacerda. A amostra foi coletada na Gleba dos Goianos. ....	<b>160</b>
<b>Figura 111.</b> Espectro de idade $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de biotitas metamórficas desenvolvidas na foliação milonítica, no Granito Pedra Branca. A amostra foi coletada na Gleba dos Goianos.....	<b>161</b>
<b>Figura 112.</b> Espectro de idade $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de biotitas metamórficas desenvolvidas na foliação milonítica $S_{2J}$ do Granito Sapé. A amostra foi coletada nas proximidades da sede da Fazenda Sapé.....	<b>162</b>
<b>Figura 112A.</b> Espectro de idade $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de biotitas metamórficas desenvolvidas na foliação milonítica $S_{2J}$ no Granito-gnaiss Anhangüera. A amostra foi coletada na Fazenda Anhangüera, próximo ao rio Sararé.....	<b>163</b>
<b>Figura 113.</b> Espectro de idade $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de biotitas metamórficas desenvolvidas na foliação $S_{2J}$ no Granito Santa Clara. A amostra foi coletada no Assentamento Santa Clara.....	<b>164</b>
<b>Figura 114.</b> Amostra J-48-J. A e B Feições em lâmina delgada dos cristais de biotita, que definem a foliação penetrativa, analisados pelo método Ar-Ar.....	<b>165</b>
<b>Figura 115.</b> Espectro de idade $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de biotitas metamórficas desenvolvidas na foliação $S_{2J}$ no Granito Lucialva. A amostra foi coletada nas proximidades do Distrito de Lucialva.....	<b>166</b>
<b>Figura 116.</b> Amostra LR-05. A e B Feições em lâmina delgada dos cristais de biotita e muscovita que definem a trama magmática do pluton Granítico Sararé. A amostra localiza-se na BR-174, nas proximidades da ponte sobre o rio Sararé.....	<b>167</b>
<b>Figura 117.</b> Espectro de idade $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ obtidos em cristais de biotita e muscovita magmáticas extraídas do Granito Sararé. A amostra foi coletada na BR-174 nas	<b>168</b>

proximidades da ponte sobre o rio Sararé.....	
<b>Figura 118.</b> Bloco diagrama esquemático ilustrando as relações geológicas entre as unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Tectônico Rio Alegre.....	<b>174</b>
<b>Figura 119.</b> Aspecto de campo das rochas plutônicas ultramáficas, alojadas em rochas do Complexo Rio Alegre. Afloramento situado nas imediações da Escola Rural Santo Antonio.....	<b>119</b>
<b>Figura 120.</b> Aspecto de campo do Granito Ellus, na região da Fazenda do Gilberto. A) Forma de ocorrência comum B) Detalhe da foliação dominante, milonítica, com mergulho íngreme para SW.....	<b>177</b>
<b>Figura 121.</b> Aspectos de campo da Suíte Intrusiva Santa Rita. A) Forma de ocorrência do Diorito São José, B) Detalhe do afloramento, destacando a foliação penetrativa $S_{2R}$ .....	<b>178</b>
<b>Figura 122.</b> Conglomerados polimíticos deformados compõem a unidade basal do Grupo Aguapeí e assemelha-se a Formação Los Tajibos, na Bolívia.....	<b>180</b>
<b>Figura 123.</b> Variações litológicas da base para o topo no Grupo Aguapeí, Domínio Rio Alegre. A) Conglomerado oligomítico, intercalado a arenitos quartzosos, B) Arenitos quartzosos com intercalações de argilitos, C) Arenitos ortoquartzitos laminados e D) Argilitos laminados. Todas as rochas estão metamorfisadas na fácies xisto verde.....	<b>181</b>
<b>Figura 124.</b> Seções colunares esquemáticas do Grupo Aguapeí na Serra do Caramujo (1) e Serra do Salto do Aguapeí (2). Na coluna estratigráfica da Serra do Caramujo destaca-se, na base, os paraconglomerados polimíticos, clastos suportados.....	<b>124</b>
<b>Figura 125.</b> Estereogramas de pólo das foliações $S_{1R}$ , $S_{2R}$ e $S_{3R}$ para as rochas do Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Alegre (A, B e C) e granitóides da Suíte Intrusiva Santa Rita $S_{1RSR}$ (D). Em (A) o eixo construído refere-se à segunda fase de deformação $F_{2R}$ .....	<b>184</b>
<b>Figura 126.</b> Relações de corte entre foliações superpostas observadas nas rochas metavulcânicas do CMVS Rio Alegre. Afloramento situado na sede da Fazenda Piratininga.	<b>186</b>
<b>Figura 127.</b> Padrão de deformação do Grupo Aguapeí nas Serras do Caramujo e Salto do Céu. Seção geológica esquemática e estereogramas para pólos de $S_0$ e foliações.....	<b>188</b>
<b>Figura 128.</b> Estereogramas com os pólos do acamamento e foliações $S_{1RA}$ e $S_{2RA}$ nas Serras do Caramujo e Salto do Aguapeí.....	<b>189</b>
<b>Figura 129.</b> Milonito da Zona de Cisalhamento Piratininga, limite entre os Domínios Rio Alegre e Jauru. Destaque para as lineações de estiramento <i>down dip</i> em porfiroclastos de feldspato e a foliação milonítica bem definida. Corte vertical, vista para NE.....	<b>190</b>
<b>Figura 130.</b> Estereogramas com pólos da foliação milonítica e lineações de estiramento nas Zonas de Cisalhamento Piratininga e Serra do Caramujo.....	<b>191</b>
<b>Figura 131.</b> Corte vertical na Zona de Cisalhamento Serra do Caramujo, no garimpo da Fazenda Ellus.....	<b>192</b>
<b>Figura 132.</b> Quadro sinóptico dos principais elementos estruturais caracterizados no Domínio Rio Alegre e a tentativa de correlação estrutural entre as fases de deformação. Abreviações: CMVSRA (Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Alegre), SGSB (Suíte Intrusiva Santa Bárbara), GE (Granito Ellus), SIU (Suíte Intrusiva Ultramáfica), SISR (Suíte Intrusiva Santa Rita) e GA (Grupo Aguapeí).....	<b>193</b>
<b>Figura 133.</b> Diagramas de classificação petrográfica. A) Le Maitre (1989) (QAP) e B) Middlemost (1985) ( $SiO_2$ vs $Na_2O + K_2O$ % peso).....	<b>194</b>
<b>Figura 134.</b> Diagramas de classificação serial. A) Irvine & Baragar (1971) considera a relação $Na_2O + K_2O$ vs $SiO_2$ , B) (Irvine & Baragar 1971), diagrama AFM, considera a relação $MgO$ , $FeO_{total}$ e o somatório dos álcalis, $Na_2O + K_2O$ , C) Peccerilo & Taylor	<b>195</b>

(1976) $K_2O$ vs $SiO_2$ e D) Maniar & Piccoli (1989) ANK vs ACNK.....	
<b>Figura 135.</b> Diagramas geoquímicos discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985) $R_1$ vs $R_2$ e B) Pearce (1996) Rb vs Y+Nb (A) e Nb vs Y (B).....	<b>196</b>
<b>Figura 136.</b> Bloco diagrama esquemático ilustrando as relações geológicas entre as unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Tectônico Santa Bárbara.....	<b>200</b>
<b>Figura 137.</b> Rara ocorrência de anfibolitos Ascencion, neste afloramento constituindo um enxame de enclaves imersos no Granito Tarumã.....	<b>200</b>
<b>Figura 138.</b> Afloramento dos ortognaisses da Suíte Intrusiva Serra do Baú, no leito do córrego Tarumã. Destaque para o caráter deformado das rochas gnáissicas.....	<b>201</b>
<b>Figura 139.</b> Afloramento dos granitos porfiríticos foliados do Granito Tarumã. Destaque (linhas amarelas) para a foliação tectônica marcada pela orientação de fenocristais de feldspato potássico parcialmente deformados.	<b>202</b>
<b>Figura 140.</b> Afloramento do Granito Lajes, destacando a discreta foliação tectônica e a textura microporfirítica, onde a matriz de granulação média envolve os fenocristais.....	<b>203</b>
<b>Figura 141.</b> Aspectos de campo dos conglomerados oligomíticos da Formação Fortuna, que restam em discordância erosiva e litológica sobre os granitóides e gnaisses do embasamento.....	<b>204</b>
<b>Figura 142.</b> Estereogramas para pólos da foliação $S_{2SB}$ obtidas nos Granitos Tarumã (A) e Lajes (B).	<b>205</b>
<b>Figura 143.</b> Perfil geológico esquemático do Grupo Aguapeí na Sinfomal da Serra do Baú.....	<b>207</b>
<b>Figura 144.</b> Estereogramas para pólos do acamamento ( $S_{0A}$ ) e das foliações $S_{1SBA}$ e $S_{2SBA}$ obtidas nos metassedimentos do Grupo Aguapeí na Serra do Baú.....	<b>207</b>
<b>Figura 145.</b> Padrão de deformação do Grupo Aguapeí na Serra do Baú. Seção esquemática A-B e estereogramas de pólos das foliações e acamamento.....	<b>208</b>
<b>Figura 146.</b> Quadro sinóptico dos principais elementos estruturais caracterizados no Domínio Santa Bárbara e a tentativa de correlação estrutural entre as fases de deformação. Abreviações: CMVSA(Complexo Metavulcano-sedimentar Ascencion), SISB (Suíte Intrusiva Serra do Baú), GT (Granito Tarumã), GL (Granito Lajes) e GA (Grupo Aguapeí).....	<b>209</b>
<b>Figura 147.</b> Diagramas de classificação petrográfica para as rochas do Batólito Tarumã. A) Diagrama ( $Na_2O+K_2O$ ) vs $SiO_2$ (Le Maitre 1989), campo R (granitos), B) Diagrama de parâmetros catiônicos Q e P, Debon <i>et al.</i> (1988), campo 1 (sienogranito), campo 2 (monzogranito).....	<b>210</b>
<b>Figura 148.</b> Diagramas de classificação serial para rochas das Suítes Intrusivas Santa Cruz e Alvorada. A e B) Diagramas de Irvine & Baragar (1971), C) Le Maitre 1989, ( $SiO_2$ x $K_2O$ ) e D) Maniar e Piccoli 1989, (ANK vs ACNK).....	<b>211</b>
<b>Figura 149.</b> Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985) e B) Pearce (1996).....	<b>212</b>
<b>Figura 150.</b> Diagrama concórdia para rochas do Granito Tarumã (APQ10).....	<b>213</b>
<b>Figura 151.</b> Aspecto de campo do Granito Vila Bela, destaque para a textura maciça e os veios pegmatíticos.....	<b>216</b>
<b>Figura 152.</b> Forma de ocorrência dos litotipos máficos da Suíte Intrusiva Guará (A), destaque para a estrutura maciça das rochas.....	<b>217</b>
<b>Figura 153.</b> Forma de ocorrência do Grupo Aguapeí na Serra Ricardo Franco/Huanchaca. Os estratos horizontais restam discordantes sobre o Granito Vila Bela e Suíte Guará.....	<b>218</b>

<b>Figura 154.</b> Grupo Aguapeí na Serra Ricardo Franco/Huanchaca, estratos horizontais ausência de deformação dúctil penetrativa.....	<b>218</b>
<b>Figura 155.</b> Compartimentação do SW do Cráton Amazônico em Domínios Tectônicos. 1) Cachoeirinha, 2) Jauru, 3) Rio Alegre, 4) Santa Bárbara e 5) Paragua.....	<b>221</b>
<b>Figura 156.</b> Quadro-sumário ilustrando a provável seqüência de eventos geológicos e unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Cachoeirinha.....	<b>222</b>
<b>Figura 157.</b> Episódios de subducção e formação de arcos vulcânicos intraoceânicos no Domínio Cachoeirinha – Orogenia Santa Fé.....	<b>223</b>
<b>Figura 158.</b> Episódios de subducção e formação de arcos magmáticos no Domínio Cachoeirinha – Estágio inicial da Orogenia Cachoeirinha.....	<b>224</b>
<b>Figura 159.</b> Episódios de subducção e formação de arcos magmáticos tipo Andino – segundo estágio da Orogenia Cachoeirinha.....	<b>226</b>
<b>Figura 160.</b> Estabilidade tectônica (1400 a 1100 Ma) deposição do Grupo Aguapeí.....	<b>227</b>
<b>Figura 161.</b> Tectônica intraplaca: estágio magmático Esteniano, plutonismo anorogênico, batólito rapakivi Rio Branco e estágio magmático Toniano, reflexo do colapso da Orogenia Sunsás-Aguapeí.....	<b>228</b>
<b>Figura 162.</b> Quadro-sumário ilustrando a provável seqüência de eventos geológicos e unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Jauru.....	<b>230</b>
<b>Figura 163.</b> Episódios de subducção e formação de arcos vulcânicos intraoceânicos no Domínio Jauru – Orogenia Cachoeirinha.....	<b>232</b>
<b>Figura 164.</b> Episódios de subducção e formação de arcos vulcânicos intraoceânicos no Domínio Jauru – Orogenia Cachoeirinha.....	<b>233</b>
<b>Figura 165.</b> Esquema geral da estruturas tectônicas, magmatismo granítico e metamorfismo da Orogenia Santa Helena.....	<b>235</b>
<b>Figura 166.</b> Quadro-sumário ilustrando a provável seqüência de eventos geológicos e unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Rio Alegre.....	<b>237</b>
<b>Figura 167.</b> Estágios evolutivos do Domínio Rio Alegre. A) Expansão do assoalho oceânico (MORB) e B) Arcos de ilhas vulcânicos, orogenia acrescionária.....	<b>239</b>
<b>Figura 168.</b> Quadro-sumário ilustrando a provável seqüência de eventos geológicos e unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Santa Bárbara.....	<b>241</b>
<b>Figura 169.</b> Elementos tectônicas da Orogenia Toniana Sunsás, no Brasil e Bolívia.....	<b>244</b>
<b>Figura 170.</b> Esquema evolutivo da Orogenia Sunsás, destacando os três estágios principais e os registros geológicos associados.....	<b>245</b>
<b>Figura 171.</b> Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o SW do Cráton Amazônico. (D. Cachoeirinha: 1. C.M.V.S. Quatro Meninas/Cabaçal, 2. Gnaisses Aliança e Santa Fé, 3. Gnaisses São Domingos e Quatro Marcos, 4. S.I. Santa Cruz, 5. S.I. Alvorada, 6. Grupo Aguapeí, 7. S.I. Rio Branco, 8. S.I. Salto do Céu e 9. Formações Araras e Diamantino; D. Jauru: 1. CMVS Pontes e Lacerda e Rio Galera, e S.I. Córrego Dourado, Salto Grande e Figueira Branca, 2. S.I. Rio Novo e Taquarussu, 3. S.I. Santa Helena e Água Clara, 4. S.I. Pindaituba, 5. Grupo Aguapeí, 6. Granito Banhado, 7. SI Rancho de Prata, 8. S.I. Guapé; D. Rio Alegre: 1. CMVS Rio Alegre, 2. Suítes Máficas-ultramáficas, 3. SI Santa Rita, 4. Grupo Aguapeí; D. Santa Bárbara: 1. CMVS Ascencion, 2. SI Serra do Baú, 3. Granitos Tarumã, e Granito Lajes, 5. Grupo Aguapeí. D. Paragua: 1. CMVS Dalriada, 2. Complexo Pensamiento (granitóides sin a póscinemáticos), 3. SI Guará, 4. Grupo Aguapeí, 5. SI Huanchaca.....	<b>246</b>

## ÍNDICE DE ANEXOS

<b>ANEXO 1 – Mapa Geológico do SW do Cráton Amazônico 1:1000.000</b>	
<b>ANEXO 2 - Mapa Geológico – Domínio Cachoeirinha (Folha Barra do Bugre)</b>	
<b>ANEXO 3 - Mapa Geológico – Domínios Jauru, Rio Alegre e Santa Bárbara (Folha Uirapuru-Jauru)</b>	
<b>ANEXO 4 - Mapa Geológico – Domínio Jauru (Folhas Vila Oeste e Pimenteira)</b>	
<b>ANEXO 5 - Mapa Geológico – Domínio Santa Bárbara, Rio Alegre e Jauru (Folha Serra do Baú)</b>	
<b>ANEXO 6 – Tabela com os dados geoquímicos (Elementos maiores e menores)</b>	
<b>ANEXO 7 – Tabela com os dados isotópicos U-Pb</b>	
<b>ANEXO 8 – Tabela com os dados isotópicos Sm-Nd</b>	
<b>ANEXO 9 - Tabela com os dados isotópicos Ar-Ar</b>	
<b>ANEXO 10 – Mapa das fácies petrográficas do Batólito Santa Helena</b>	
<b>ANEXO 11 – Mapa do Domínio Jauru com resultados geocronológicos U-Pb</b>	
<b>ANEXO 12 – Domínio Jauru com os resultados geocronológicos Ar-Ar</b>	

## CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

### 1.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA

A Era Mesoproterozóica tem seus limites estabelecidos entre 1.6 Ga e 1.0 Ga (IUGS), os quais são geologicamente convenientes por abarcar todo um Ciclo de Wilson, iniciado com a ruptura de um supercontinente e a aglutinação de um novo supercontinente – o Rodínia – ao término da Orogenia Grenville.

Diversas sínteses regionais (Windley 1995), retratam esta Era como o domínio dos processos intracontinentais ou intraplacas, sendo as ocorrências de vastas coberturas sedimentares, vulcano-sedimentares e o expressivo magmatismo anorogênico típicas assinaturas deste regime tectônico. Sob esta ótica, os processos geológicos geradores de crosta juvenil ou reciclada, tais como orógenos de acreção de arcos insulares ou de colisão continental teriam sido inexpressivos ou ausentes.

Em oposição ao panorama descrito, Brito Neves (1992,1999), Sadowski & Bettencourt (1996), Geraldés *et al.* (2001), Tassinari *et al.* (2004), Matos *et al.* (2004), Ruiz *et al.* (2004) e Cordani & Teixeira (em prep.), descrevem na Amazônia Meridional, em particular no SW do Cráton Amazônico, sucessivas superposições de cenários orogênicos com geração de crosta juvenil e reciclada, como processos fundamentais à geração e consolidação da crosta continental no Cráton Amazônico.

A região objeto desta investigação (Figura 1) situa-se em uma posição estratégica para o estudo dos processos geológicos (orogênicos e tafrogênicos) que conduziram à formação e estabilização do Cráton Amazônico do Paleoproterozóico ao limiar do Neoproterozóico. A complexidade do arranjo geológico que caracteriza a porção sudoeste do cráton em Mato Grosso é, como demonstram os dados previamente disponíveis, resultado da atuação de pelo menos três grandes ciclos orogênicos – Rio Negro-Juruena, San Ignácio-Rondoniano e Sunsás-Aguapeí, acompanhados, provavelmente, por estágios tafrogênicos.

Considerando que há um razoável acervo de informações geocronológicas que permitiram a definição temporal dos principais eventos termo-tectônicos, e poucos dados geológicos básicos, optou-se por uma abordagem metodológica que privilegiasse a cartografia geológica, em diferentes escalas de investigação, como principal fonte de informações para a compreensão dos cenários geológicos que culminaram na consolidação cratônica.

Inicialmente pretendia-se estudar a constituição e evolução do Terreno Santa Helena, conforme a definição de Saes (1999), e efetuar a análise descritiva e cinemática dos limites (zonas de cisalhamento Indiauí-Lucialva e Salto do Aguapeí) do referido Terreno. À medida que os levantamentos geológicos foram sendo realizados, decidiu-se pela investigação, mesmo que em escala de reconhecimento, dos demais terrenos definidos por Saes (1999), como condição primordial para o entendimento da evolução geológica regional.

O trabalho de pesquisa realizado está ancorado na geologia de campo e regional, todavia o emprego de ferramentas complementares como análises litogeoquímicas e geocronológicas (U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar), foram essenciais para a caracterização temporal dos eventos geológicos e na gênese tectônica.

## **1.2. OBJETIVOS**

O objetivo desta tese é caracterizar, com base nos critérios de campo, estruturais, geoquímicos e geocronológicos, o arcabouço geológico regional do SW do Cráton Amazônico em Mato Grosso e definir a cronologia dos eventos tectônicos (deformação e metamorfismo) e magmáticos responsáveis pela consolidação deste segmento cratônico.

Adicionalmente realiza-se a correlação tectônica-estratigráfica com o oriente boliviano, posicionando a região estudada no contexto tectônico regional.

## **1.3. ESTRUTURA DA TESE**

A presente tese está estruturada em seis capítulos, acrescido das conclusões e considerações finais. Alguns temas tratados foram previamente publicados ou submetidos à publicação e o seu conteúdo foi, em parte, empregado na elaboração do capítulo II (Arcabouço Litoestratigráfico e Tectônico do Cráton Amazônico no SW de Mato Grosso: Revisão e Atualização) e capítulo IV (Enxame de Diques Máficos (Suíte Intrusiva Rancho de Prata) no SW do Cráton Amazônico: Indícios de Colapso Extensional no Orógeno Sunsás?, artigo publicado no III Simpósio de Vulcanismo e Produtos Associados).

O Capítulo I apresenta o tema estudado, ressaltando a importância desta pesquisa para a compreensão da evolução geológica do Cráton Amazônico em sua porção meridional. Os objetivos principais e a estrutura da tese são destacados e, no item Materiais e Métodos, são

descritos os procedimentos metodológicos e técnicos aplicados na obtenção dos dados de campo e laboratório utilizados na elaboração da Tese.

O Capítulo II, intitulado Contexto Geológico Regional, tem o propósito de situar a área estudada no contexto da entidade tectônica maior, o Cráton Amazônico, e apresentar o atual estado do conhecimento geológico do SW do cráton, no estado de Mato Grosso. O capítulo é composto por dois itens, o primeiro, O Cráton Amazônico – Compartimentações Tectônicas-Geocronológicas trata das propostas de subdivisão tectônica do cráton, e apresenta uma revisão das mesmas, incluindo o Maciço Rio Apa, como a porção meridional da entidade geotectônica; o segundo item, Arcabouço Litoestratigráfico e Tectônico do Cráton Amazônico no SW de Mato Grosso: Revisão e Atualização, que em parte foi submetido à publicação no livro, I Coletânea Geológica do Estado de Mato Grosso, apresenta um panorama geológico regional e a divisão em Domínios Tectônicos.

A proposta de compartimentação em Domínios Tectônicos, tratada no capítulo anterior, será utilizada para a apresentação dos dados inéditos e preexistentes que compõem a base de informações que sustentam interpretações e conclusões alcançadas nesta investigação. Dessa maneira, os capítulos III a VI, versarão separadamente sobre os aspectos geológicos, geocronológicos e geoquímicos de cada um dos domínios. Convém ressaltar que, embora se apresente um acervo de dados de cada um dos domínios, a maior parte das novas informações concentra-se no Domínio Jauru e seus limites, que foi a área do principal foco da pesquisa.

O capítulo VI tratará dos domínios Santa Bárbara e Paragua conjuntamente, dado a escassez de informações disponíveis sobre os mesmos.

O Capítulo VII tem o propósito de apresentar os cenários da evolução geológica de cada um dos domínios tectônicos e sugerir uma proposta de correlação lito-tectônica entre os mesmos e com o oriente boliviano.

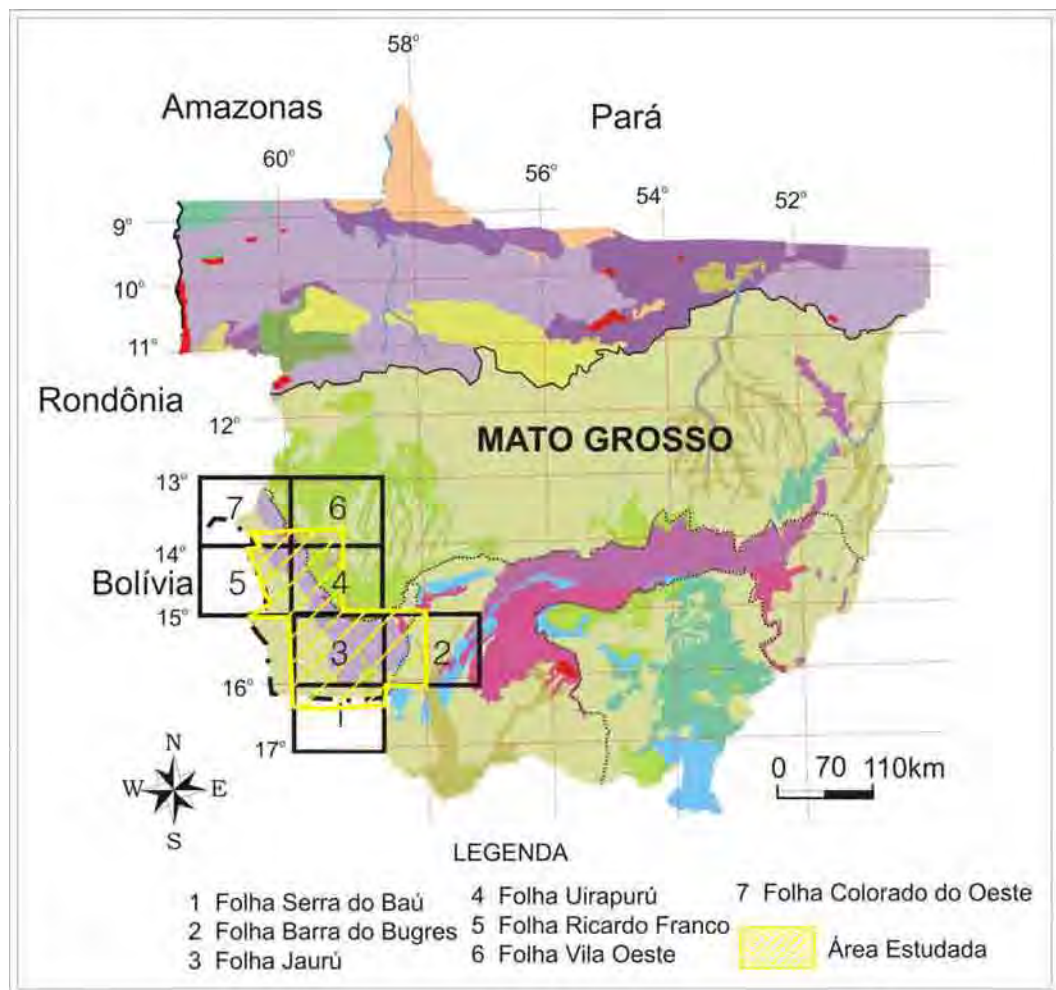
Em anexo estão disponibilizados os dados litogeoquímicos de diversas unidades geológicas estudadas, os dados analíticos U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar, os mapas geológicos em diferentes escalas.

#### **1.4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO**

A região estudada situa-se na porção sudoeste do Estado de Mato Grosso, abrangendo as folhas topográficas 1:250.000, Jauru, Uirapuru e Serra do Baú, a parte sul das folhas Vila Oeste e Colorado do Oeste, a metade leste da folha Barra do Bugres e parte da Folha Ricardo

Franco. A Figura 1 ilustra a localização da área no mapa tectônico de Mato Grosso e a disposição das folhas topográficas mencionadas.

O acesso à área é facilitado por estradas de rodagem asfaltadas com boas condições de manutenção. A partir de Cuiabá, ele é feito pela rodovia BR-070 até a cidade de Cáceres, de onde se toma a BR-174 que corta a área estudada longitudinalmente. A locomoção no seu interior é facilitada pelas rodovias estaduais (MT) e estradas secundárias que interligam as fazendas e povoados afastados.



**Figura 1.** Mapa tectônico do estado de Mato Grosso com a localização das áreas estudadas na escala 1:250.000 e a articulação das cartas topográficas Serra do Baú (1), Barra do Bugres (2), Jaurú (3), Uirapurú (4), Ricardo Franco (5), Vila Oeste (6) e Colorado do Oeste (7).

A Figura 2 situa, aproximadamente, a posição da área cartografada na escala 1:250.000, enquanto a Figura 3 destaca as vias de acesso e os principais centros urbanos da região SW de Mato Grosso.



**Figura 2.** Mapa de localização da área de pesquisa, o polígono desenhado equivale à área abrangida na cartografia geológica na escala 1:250.000.



**Figura 3.** Localização do polígono estudado no SW do Estado de Mato Grosso, os principais centros urbanos e as vias de acesso.

### 1.5. MATERIAIS E MÉTODOS DE PESQUISA

As etapas da pesquisa e os respectivos métodos e materiais empregados para alcançar os propósitos esperados são destacados a seguir. Com propósito de tornar didática a apresentação deste item segmentamos o trabalho de investigação realizado em três etapas – Etapa Preparatória, Etapa de Aquisição de Dados (em campo e laboratório) e Etapa de Tratamento e Sistematização dos Dados. O fluxograma ilustrado na Figura 4 destaca a seqüência de execução da pesquisa.

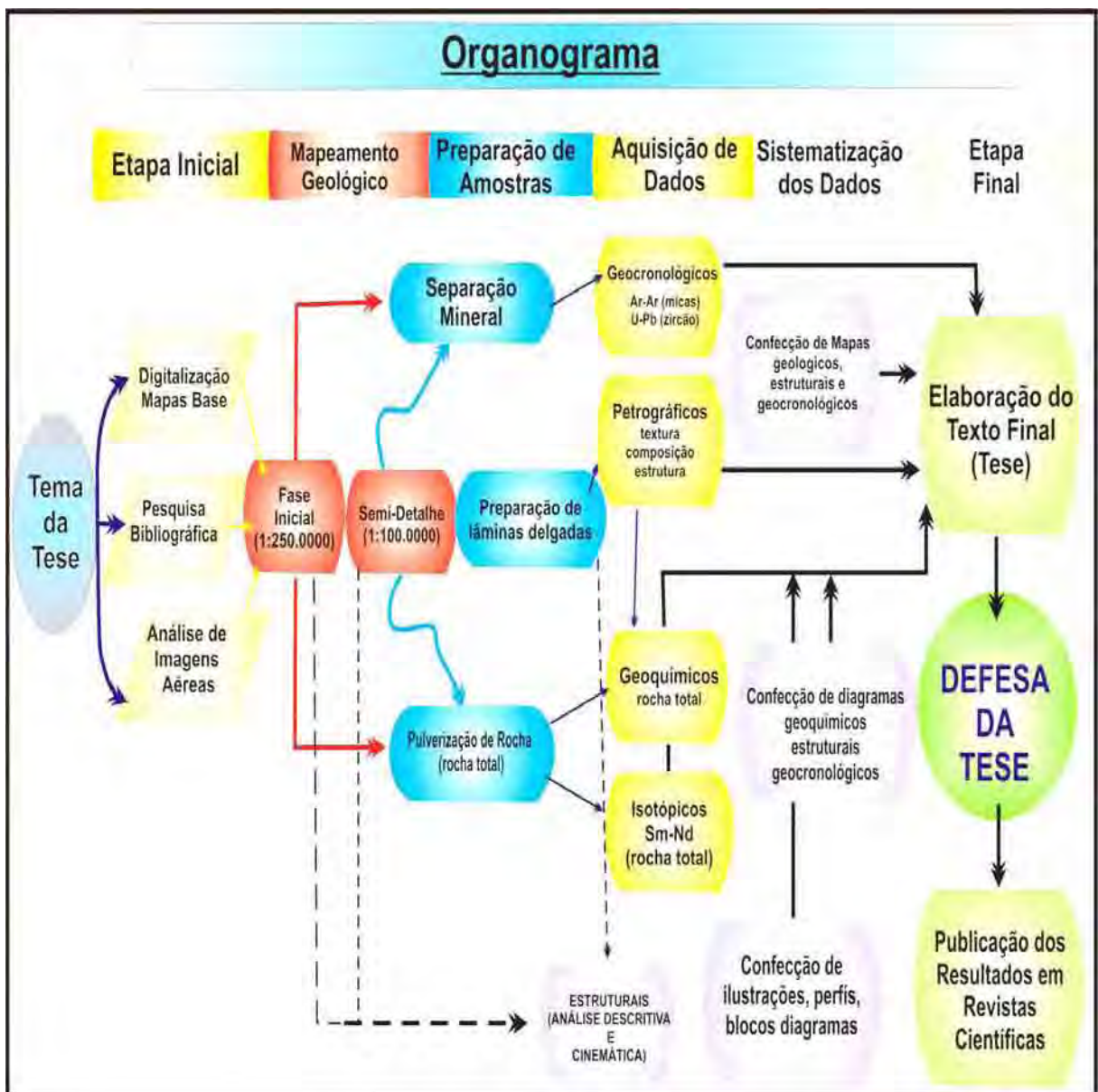


Figura 4. Organograma da pesquisa ilustrando as ações em cada etapa da realização.

### **1.5.1. ETAPA PREPARATÓRIA**

Revisão bibliográfica centrada na evolução do conhecimento geológico da área e de temas de interesse a serem tratados na pesquisa.

Análise e interpretação de imagens de satélite (Landsat TM Bandas 3 e 4), fotografias aéreas em preto e branco (USAF-FAB 1966), em escalas compatíveis ao mapeamento.

Elaboração de mapas bases a partir da digitalização de folhas topográficas planimétricas (de 1:250.000 a 1:100.000), com auxílio dos softwares AutoCad e CorelDraw, versão 12.

### **1.5.2. ETAPA DE AQUISIÇÃO DE DADOS**

Corresponde às atividades desenvolvidas para a obtenção de dados em campo (mapeamento geológico) e em laboratório (petrográficos, geoquímicos e geocronológicos).

#### **1.5.2.1. MAPEAMENTO GEOLÓGICO**

##### ***Levantamento geológico regional (1:250.000)***

Constou do mapeamento dos terrenos pré-cambrianos das folhas Uirapuru, Jauru, Serra do Baú e parte das folhas Barra do Bugres, Colorado D'Oeste, Vila Oeste e Ricardo Franco para identificação das unidades geológicas maiores e definição de suas inter-relações.

A maior atenção foi dispensada às folhas Uirapuru e Jauru, enquanto nas demais foram feitas checagens de dados prévios e levantamentos de reconhecimento. Após a caracterização geológica preliminar na escala 1:250.000, foi feita a seleção das áreas-chaves para posterior detalhamento, procurando responder a questões relevantes a compreensão da evolução geológica da área.

Os resultados provenientes dessa cartografia estão reportados nos mapa geológico de integração (1:1.000.000) e nos mapas geológicos na escala 1:250.000 dispostos respectivamente nos Anexos 1, 2, 3, 4 e 5.

### ***Levantamento geológico sistemático de semi-detalle (1:100.000)***

Foram objetos do mapeamento de semi-detalle áreas relevantes previamente conhecidas e as definidas a partir da etapa de reconhecimento regional.

Os procedimentos rotineiros ao mapeamento geológico, com ênfase na análise estrutural e das relações metamorfismo vs deformação vs magmatismo, foram empregados com o propósito de elaborar uma base geológica.

Foram efetuadas seções transversais aos contatos com descrição das feições geológicas que caracterizassem a natureza intrusiva ou tectônica entre as unidades litológicas ou dos domínios tectônicos.

Foi enfatizada a coleta sistemática de amostras de rochas orientadas visando o estudo microtextural, além da coleta de rochas adequadas à análise petrográfica e investigações litogeoquímicas e geocronológicas.

Análise estrutural comparativa, com emprego da abordagem descritiva e cinemática, verificando-se a superposição de estruturas tectônicas (foliações e lineações), sua cronologia relativa e correlação regional.

#### ***1.5.2.2. LABORATÓRIO***

##### ***Análises petrográficas***

Estudo qualitativo envolvendo a descrição macro e microscópica (seções delgadas) detalhada das amostras de rochas, visando à caracterização da composição mineralógica, feições texturais e estruturais.

Estudo quantitativo da composição mineralógica de amostras representativas por meio de análises modais com contagens em escala macro e microscópica.

##### ***Preparação de Amostras***

Para análises químicas de rocha foram preparadas conforme os procedimentos rotineiros estabelecidos no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da Universidade Estadual Paulista (UNESP) (lavagem, cominuição com marreta, britagem em britadores de mandíbula e pulverização em moinho oscilante).

Para análises de isótopos radiogênicos, foram utilizados os procedimentos de rotina para as sistemáticas Ar-Ar, U-Pb e Sm-Nd.

### ***Análises Litogeoquímicas***

Foram selecionadas amostras representativas das principais unidades intrusivas (ácidas e básicas), dos gnaisses ortoderivados e metavulcânicas e diques básicos para análises geoquímicas de elementos maiores, menores, traços.

Os dados litogeoquímicos obtidos (elementos maiores, menores e traços) estão relacionados no Anexo 6.

Inicialmente as amostras foram tratadas no Laboratório de Preparação de Amostras do DPM/IGCE-UNESP, de acordo com os seguintes estágios:

- Lavagem e retirada de camadas superficiais intemperizadas e cominuição das amostras por marreta;
- britagem em dois britadores de mandíbula, um para diminuir sua granulação e outro para torná-las homogêneas;
- pulverização no moinho oscilante em panela de tungstênio;
- quarteamento das amostras e separação de cerca de 100 gramas do material.

A partir daí foram encaminhadas para o Laboratório de Geoquímica (LABOGEO) do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP, onde foi empregada a técnica de Fluorescência de Raios-X para análises dos elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_{\text{total}}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e elementos traços (Rb, Sr, Cr, Ni, Zr, Y, Ce, Ba, Nb e Cu) utilizou-se respectivamente, pastilhas fundidas e prensadas; enquanto que os elementos de terras raras (Lu, Dy, Gd, Er, Yb, Y, La, Eu, Nd, Ce e Sm) foram analisados por ICP-AES.

### ***Análises Geocronológicas***

Com o propósito de determinar as idades prováveis de cristalização e resfriamento das unidades litoestratigráficas estudadas, foram empregados três métodos geocronológicos: método U-Pb por diluição isotópica (zircão), método Ar-Ar, aquecimento em patamares, em biotita e muscovita e Sm-Nd em rocha total.

Os dados geocronológicos U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar estão disponíveis nos Anexos 7, 8 e 9, respectivamente.

#### ***Método U/Pb (diluição isotópica)***

No laboratório de Preparação de amostra do Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal do Mato Grosso e do Departamento de Petrologia e Metalogenia da Universidade Estadual Paulista, as amostras coletadas foram cominuídas em britador, moídas

em moinho de disco e posteriormente, peneirados em diferentes intervalos de granulometria, reservando-se o concentrado das frações menores que 80 mesh. Este concentrado foi submetido ao bateamento para a separação dos minerais pesados como zircão, apatita, monazita, magnetita etc.

Este novo concentrado é então levado a um separador magnético do tipo Frantz, cujo objetivo é separar a fração não magnética (zircão) para posterior processamento em líquidos densos (Bromofórmio  $d=2,6$  e Iodeto de Metileno  $d=3,2$ ). O concentrado de zircão é então lavado com  $\text{HNO}_3$  e em seguida, submetido ao separador magnético (Frantz), onde várias frações de zircão são obtidas em função da susceptibilidade magnética.

A fração não magnética foi então processada em líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metileno) de onde resultou o concentrado com zircões. Os zircões foram separados em função da susceptibilidade magnética, gerando frações que variaram entre M(6) (fração mais magnética) a M(-2) (fração menos magnética). Os grãos foram dissolvidos individualmente com HF e adicionado o traçador misto  $^{205}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}$ . Os zircões pesavam entre 0,001 e 0,025 mg. Após a dissolução completa (3 a 5 dias a  $200^\circ\text{C}$ ) Pb e U foram separados em colunas de troca catiônica, segundo os procedimentos descritos por Krough (1973) e Parrish (1987). As razões isotópicas foram medidas em um espectrômetro de massa VG sector com multicoletor usando-se o detector Daly.

No *Isotope Geochemistry Laboratory* da Universidade do Kansas (EUA) e no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília foram realizadas análises U/Pb em monocristal de zircão por diluição isotópica, o que permite resultados precisos (com menores erros) e identificação de populações de zircões de diferentes idades, proporcionando uma melhor interpretação da evolução das rochas e das associações de rochas estudadas.

As composições isotópicas do Pb foram analisadas em filamento simples de Re utilizando-se sílica gel e ácido fosfórico, sendo estas análises corrigidas pela discriminação de massa média de  $0,12 \pm 0,05$  % de massa por unidade, o qual foi determinado pela análise do padrão NBS SEM-982 e valores de Pb radiogênico foi monitorado, periodicamente, pelo padrão NBS SEM-983.

Para o U, as amostras foram depositadas no mesmo filamento (Re) e analisadas como  $\text{UO}_2^+$ . O fracionamento de U foi monitorado pela análise do padrão NBS SEM U-500. Incertezas na razão U/Pb resultantes do fracionamento e da espectrometria de massa para as análises são ao redor de  $\pm 0,5$  %. As composições isotópicas de  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}$  radiogênicos foram calculadas levando em conta correções para o branco de Pb atual e para as composições não

radiogênicas destes isótopos foram corrigidas utilizando-se o modelo de Stacer e Krammers (1975). Incertezas no Pb radiogênico são da ordem de  $\pm 0,1$  % com exceção das amostras com baixa razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , nas quais incertezas na composição de Pb comum original podem provocar erros maiores.

Os brancos laboratoriais situaram-se entre 5 e 24 pg de Pb total durante as análises. Os cálculos das idades foram efetuados utilizando-se o programa ISOPLOT de Ludwig (2001). Os erros gerados pela incerteza na regressão das discórdias foram calculados para  $2\sigma$ , ou  $1\sigma$  quando indicado. Os resultados são apresentados em diagrama  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  com elipses cujas dimensões são representativas dos erros analíticos obtidos. As constantes de decaimento utilizadas foram as recomendadas por Steiger & Jäger (1977).

Para os cálculos das idades e dos índices isotópicos (indicadores petrogenéticos) utilizou-se o programa ISOPLOT/Ex de Ludwig (2001).

#### Método $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$

Para a aplicação deste método, as amostras foram trituradas e moídas até a granulação de 60 *mesh*, e os cristais de biotita, muscovita e sericita foram separados com pinça utilizando-se lupa binocular.

As amostras tiveram suas composições isotópicas de Ar determinadas no Laboratório de  $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$  do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Os grãos foram irradiados, juntamente com padrões apropriados, no reator nuclear IPEN/CNEN IEA-R1. O padrão utilizado foi o GA-1550 (McDougall & Harrison 1999), e a idade de  $98.8 \pm 0.5$  Ma para os cálculos, foram sugeridas por Renne *et al.* (1998). As amostras e padrões foram inseridos em discos de Alumínio, lacrados e encaixados em tubo de sílica para ser mantido em vácuo.

O tubo de sílica foi ainda coberto por uma capa de Cádmio para garantir que as amostras não fossem expostas a temperaturas altas no interior do reator. Finalmente o aparato foi encaixado em um sistema rotativo para garantir que cada posição dos discos de irradiação receberia a mesma dosagem de neutrons. As amostras foram então dispostas no interior do reator por um período de 30 horas.

A linha de extração de Argônio é equipada por um sistema automático de extração e purificação. O sistema é composto por uma mesa óptica, onde é possível a visualização, e a extração ocorre por aquecimento através de um feixe de laser gerador tipo 6-W a Ar-Fe de forma contínua. A purificação do gás ocorre no interior de câmara de aço equipado com um

forno *Polycold Crycooler* e dois *getters* tipo C-50-Fe-Ti-Zr-SAES. O procedimento de aquecimento gradual foi realizado automaticamente por computador onde são definidos a potência do laser e o tipo de cada estágio de aquecimento durante 30 a 60 segundos. Este procedimento é repetido várias vezes para cada amostra.

As potências do laser progressivamente maiores, resultando em extrações de gás a temperaturas crescentes. Cada fração de gás obtida é analisada individualmente no espectrômetro de massa e os resultados lançados em diagrama de idade aparente *versus* % <sup>39</sup>Ar liberado. Caso 50% do gás liberado indicar a mesma idade (entre erros) definirá uma idade platô. A idade integrada compreende a idade média de todo o gás liberado durante a análise de uma amostra.

As análises foram realizadas utilizando-se o espectrômetro de massa: *Mass Analyser Products* (UK) MAP-215-50 com um raio de 15 cm e setor eletrostático de 90° equipado com uma fonte tipo-*Nier*.

O espectrômetro de massa é equipado com dois coletores, um *Faraday*, posicionado no setor de massas altas do eixo óptico e um eletromultiplicador *Balzers* 217 posicionado no setor de massas baixas do eixo óptico. Uma fenda de coleta permite resolução de massa de todos os picos de Argônio suficiente para a separação de seus interferentes de hidrocarbonetos.

O laboratório é integralmente automatizado com computadores *Macintosh* com o programa *MS Basic* especialmente desenvolvido para análises <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (Deino 1996; manual inédito). Para estes cálculos foram utilizadas as constantes recomendadas por Steiger e Jaeger (1978), onde o decaimento total é  $\lambda_{tot} = 5,543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ , % átomos de <sup>40</sup>K em <sup>40</sup>K<sup>tot</sup> = 0,01167 e <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar (atm) = 295,5. Os brancos são analisados entre cada passo de coleta de frações do aquecimento progressivo e, em adição às correções de Ar atmosférico, são utilizados para os cálculos para cada fração de gás analisado. Detalhes deste procedimento podem ser obtidos em Vasconcelos *et al.* (2002).

#### Método Sm-Nd

A digestão química das amostras de rocha total para análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas em bombas de teflon em forno microondas na potência média. Após pesar aproximadamente 0.100 g de amostras e adicionam-se o traçador (*spike*), partiu-se para as fases de digestão química das amostras em 2 etapas: com uma mistura de HF + HNO<sub>3</sub>, por 1 minuto e 30 segundos em forno microondas e secagem em placa aquecedora e 1 etapa com HCl, em forno microondas por 1 minuto e 30 segundos. Depois de dissolvidas as amostras,

fez-se a extração dos elementos terras raras (ETRs) em colunas de troca iônica com resina BIO-RAD AG50W-X8 e a extração do Sm e do Nd dos demais ETRs foi realizada em colunas de teflon com resina LN SPEC (resina líquida HDEHP-ácido di-(etilhexil) fosfórico impregnada em pó de teflon). As análises das amostras para Sm-Nd foram realizadas no espectrômetro de massa Finningan MAT-262 multi-coletor do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

Os dados analíticos Sm-Nd foram obtidos nos Laboratórios de Geoquímica Isotópica da UNESP/Rio Claro e de Geocronologia do Instituto de Geociências da Unb, seguindo os procedimentos descritos em Gioia & Pimentel (2000). As razões isotópicas foram tomadas em espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 com multicoletores no modo estático. As razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foram normalizadas para  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,7219 (O’Nions *et al.* 1977). Os valores atuais do CHUR empregados para o cálculo de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  foram  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de 0,1967 e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,512638 (Wasserburg *et al.* 1981). Os valores do MORB empregados no cálculo das idades-modelo foram  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de 0,513114 e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,222 (Michard *et al.* 1985).

O cálculo das idades foi realizado segundo o modelo do Manto Empobrecido de DePaolo (1981) e a constante de decaimento do  $^{147}\text{Sm}$  utilizada foi a recomendada por Lugmair & Marti (1978).

### **1.5.3 ETAPA DE TRATAMENTO E SISTEMATIZAÇÃO DOS DADOS**

Tratamento estatístico dos dados estruturais com software específico (*Stereonet for Windows*).

Confecção de mapas temáticos (geológico, tectônico, metamórfico e geocronológico), seções lito-estruturais, com o auxílio dos softwares, AutoCad e CorelDraw.

Os resultados geoquímicos obtidos foram tratados com o auxílio de programa para processamento de dados petrológicos *Minpet for Windows* (versões 2.0 e 2.02, *Minpet Geological Software*; Richard 1995) e *Newpet for DOS* (versão 7.10, *Newpet Copyright Microsoft Corporation*; Clarke 1993). São usados também diagramas classificatórios e discriminantes, para identificar possíveis relações petrogenéticas assim como relacionar os padrões geoquímicos obtidos com ambientes tectônicos vigentes.

Os dados geocronológicos foram calculados com o programa ISOPLOT/Ex, versão 2.10, de Ludwig (2001) e os diagramas foram desenhados com o emprego do software CorelDraw, versão 12.

## **CAPÍTULO II - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

### **2.1. INTRODUÇÃO**

O propósito deste capítulo é apresentar um cenário da evolução dos conhecimentos relativos à litoestratigrafia e aos modelos de compartimentação tectônica do Cráton Amazônico e, em particular, da sua porção sudoeste, que compreende parte dos estados de Mato Grosso e Rondônia e o extremo oriente da República da Bolívia.

### **2.2. CRÁTON AMAZÔNICO – COMPARTIMENTAÇÕES TECTÔNICAS- GEOCRONOLÓGICAS**

O Cráton Amazônico, uma das principais entidades geotectônicas pré-cambrianas da América do Sul, aflora principalmente em território brasileiro, mas estende-se em direção a Bolívia, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Paraguai.

Seu limite oriental é definido pelos Cinturões neoproterozóicos Paraguai (a SE) e Araguaia (a E); enquanto a N, S e W apresenta-se recoberto pelos sedimentos das Bacias Subandinas. A Sinéclise do Amazonas, cuja calha central orienta-se segundo a direção E-W, separa-no em dois escudos: a norte o Escudo das Guianas e a sul o Escudo Brasil Central. O Maciço do Rio Apa, exposto no Mato Grosso do Sul e Paraguai, aflora entre os sedimentos da Bacia do Pantanal e representa o extremo meridional do Cráton Amazônico.

No Brasil, a primeira síntese sobre a geologia do Cráton Amazônico deve-se a Almeida (1974), quando o autor delinea os primeiros esboços do então denominado Cráton do Guaporé. Amaral (1974), em exaustivo levantamento de dados geológicos e geocronológicos (K-Ar e raros Rb-Sr), propõe a divisão do cráton em províncias, baseando-se, nos trabalhos de mapeamento geológico executado pela CPRM e RADAMBRASIL nos anos 70.

Os levantamentos geológicos executados pela CPRM, principalmente na década de 70, e pelo Projeto RADAMBRASIL, iniciado em 1970 e concluído na primeira metade dos anos 80, constituem o principal acervo de dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos sobre o cráton. Ao serem gradativamente sintetizados e publicados (Montalvão 1976, Issler 1977, Montalvão *et al.* 1979, Montalvão & Bezerra 1980, Santos *et al.* 1982, entre outros), proporcionaram um quadro mais realista de sua constituição litoestratigráfica e evolução tectônica.

Com a divulgação dos dados obtidos pelo Projeto RADAMBRASIL, um número considerável de propostas de compartimentação e de modelos evolutivos surgiu; nesta eclosão espontânea de contribuições destacam-se, por exemplo, Cordani *et al.* 1979, Cordani & Brito Neves 1982, Lima 1984, 1985, Santos *et al.* 1984, Santos & Louguercio 1984, Hasui *et al.* 1984, Amaral 1984 e Costa & Hasui 1997, entre outros.

As décadas de 80 e 90 caracterizam-se pelos escassos projetos de mapeamento geológico, executados pelas empresas privadas de mineração e pelo Serviço Geológico Nacional (CPRM), pela intensiva utilização da geologia isotópica, especialmente as sistemáticas U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar e, principalmente, pelas pesquisas acadêmicas e programas de mapeamento geológico executados por algumas universidades.

Nesta etapa firmam-se os modelos geodinâmicos baseados na tectônica global, aplicados tanto para o cráton como um todo, como a setores restritos deste. Entre as muitas contribuições ressaltam-se: no primeiro caso, as de Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Tassinari & Macambira 1999, Tassinari *et al.* 2000, Santos *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2000 e, para o setor SW do Estado de Mato Grosso, citam-se entre outros, Saes & Fragoço César 1996, Pinho 1997, Saes 1999, Matos & Schorscher 1999, Geraldles 2000, Leite & Saes 2000, Geraldles *et al.* 2001 e Matos *et al.* 2004. Concomitantemente, são efetuadas as primeiras tentativas de correlação global, por exemplo, Sadowski & Bettencourt (1996) sugerem a justaposição da Amazônia e Laurentia, durante a amalgamação do Supercontinente Rodínia.

Além das divergências em torno dos modelos evolutivos, há controvérsias referentes à extensão territorial do Cráton Amazônico. Uma síntese das diversas correntes de opiniões, esta reproduzida nas Tabelas 1 e 2, onde se destacam os autores, a área geográfica de abrangência, os termos/designações utilizados e os mecanismos de crescimento e evolução propostos para o cráton.

Nas últimas décadas duas linhas de pensamento contrastantes, sustentadas por paradigmas antagônicos, buscaram descrever o cenário evolutivo do Cráton Amazônico. De um lado os autores alicerçados nos conceitos da escola geossinclinal apresentam um modelo baseado na recorrência de sucessivas reativações proterozóicas em uma extensa plataforma arqueana-paleoproterozóica; enquanto, outros pesquisadores, que empregam os fundamentos da Teoria da Tectônica Global ou de Placas, defendem um processo de evolução crustal baseado em sucessivas acreções de crosta juvenil, do Arqueano até o limiar do Neoproterozóico, em torno de um núcleo arqueano.

**Tabela 1.** Contribuições à revisão e ampliação do conhecimento geológico-geocronológico do Cráton Amazônico em território brasileiro e boliviano. 1. Escudo das Guianas, 2. Escudo Brasil Central e 3. Maciço do Rio Apa.

DENOMINAÇÃO	AUTOR/ES	ABRANGÊNCIA GEOGRÁFICA*
Plataforma do Guaporé	Hasui & Almeida 1970	1,2,3
Cráton do Guaporé	Almeida 1964, 1974	1,2,3
Plataforma Amazônica	Suszczynski 1970 Amaral 1974, 1984	1,2,3
	Almeida <i>et al.</i> 1978	1,2,3
	Cordani <i>et al.</i> 1979	1,2
	Cordani & Brito Neves 1982	1,2
	Litherland & Bloomfield 1981	1,2
	Litherland <i>et al.</i> 1985,1986	1,2
	Lima 1984, 1985	1,2
	Schobbenhaus <i>et al.</i> 1984	1,2,3
	Almeida <i>et al.</i> 1981	1,2,3

<b>Cráton Amazônico</b>	Hasui & Almeida 1985	1,2,3
	Tassinari 1981,1984,1996	1,2
	Teixeira <i>et al.</i> 1989	1,2
	Tassinari & Macambira 1999	1,2
	Tassinari <i>et al.</i> 2000	1,2
	Tassinari & Macambira 2004	1,2,
	Dall’Agnol <i>et al.</i> .2000	1,2
	Dardenne & Schobbenhaus 2000	1,2,3
	Brito Neves & Carneiro 2000	1,2
	Geraldes <i>et al.</i> 2001	1,2,
Ruiz <i>et al.</i> 2005	1,2,3	
<b>Cráton Amazonas</b>	Santos <i>et al.</i> 2000	1,2
	Santos <i>et al.</i> 2003	1,2

Concepção alternativa de Costa & Hasui (1997) propõe a justaposição de blocos crustais ao longo de suturas associadas a terrenos de alto grau, em colisões diácronas do arqueano ao paleoproterozóico. A tabela 2 destaca os traços essenciais de cada modelo, bem como os autores precursores e seguidores, que aplicaram tais conceitos para o Cráton Amazônico.

Amaral (1974) apresenta a primeira tentativa de dividir o cráton em domínios geocronológicos e lito-estruturais, reconhecendo a existência das sub-províncias: Amapá, Roraima, Rio Negro, Carajás, Xingu e Madeira. Enfatiza a importância dos processos de reativação e caracteriza seis eventos tectônicos responsáveis pela sua evolução: Guriense, Guianense, Transamazônico, Paraense, Madeirense e Rondoniense.

Cordani *et al.* (1979) alteram radicalmente a maneira de entender a evolução do cráton, descrevem um núcleo proto-cratônico (Província Amazônia Central), circundado por cinturões móveis paleo a neoproterozóicos responsáveis por eventos de acreção de materiais crustais juvenis ou retrabalhados (Províncias Maroni-Itacaúnas, Rio Negro-Juruena e Rondoniana).

**Tabela 2.** Principais modelos de crescimento e evolução do Cráton Amazônico, os autores proponentes e as contribuições diversas.

Mecanismos de evolução	Interpretação	Proponente(s)	Contribuições Posteriores
<b>Reativações plataformais (Escola Geossinclinal)</b>	Cráton Transamazônico, afetado por sucessivas reativações (paleo a meso proterozóicas) geradoras de <i>riftes</i> continentais, vulcanismo ácido a intermediário, metamorfismo	Amaral 1974 Almeida 1974	Issler 1977 Lima 1984, 1985 Montalvão <i>et al.</i> 1979 Almeida <i>et al.</i> 1981 Hasui & Almeida 1981 Santos <i>et al.</i> 1981 Amaral 1984

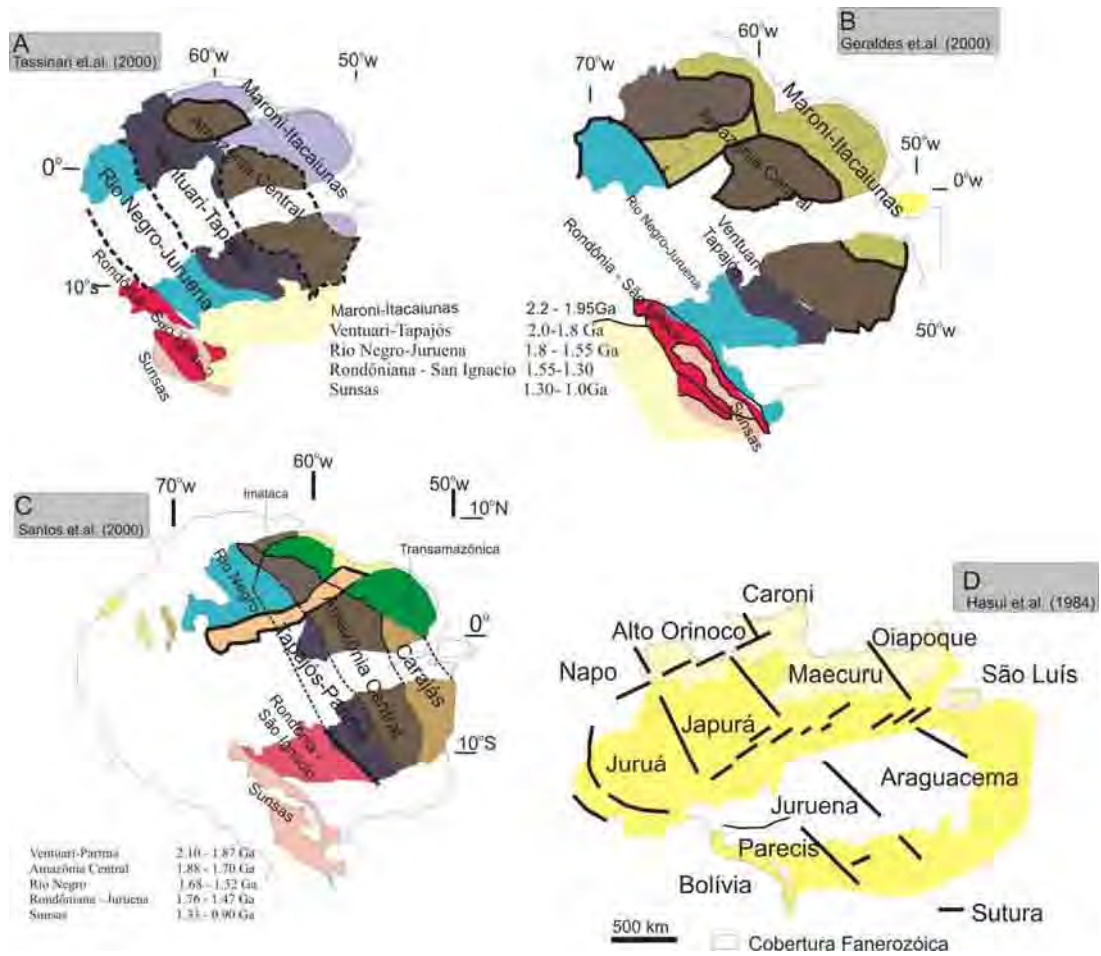
	termal e plutonismo abundante.		Hasui & Almeida 1985 Schobbenhaus <i>et al.</i> 1984
<b>Acresções Crustais Contínuas (Tectônica de Placas / Global)</b>	Núcleo cratônico arqueano, envolvido por sucessivos cinturões móveis paleo a meso, sítios de intensa acreção de material primitivo e retrabalhamento crustal	Cordani <i>et al.</i> 1979	Tassinari 1981 Cordani & Brito Neves 1982 Teixeira <i>et al.</i> 1989 Tassinari 1996 Fragoso César & Saes 1996 Van Schmus <i>et al.</i> 1998 Scandolaro <i>et al.</i> 1999 Tassinari & Macambira 1999 Cordani & Sato 1999 Cordani <i>et al.</i> 2000 Tassinari <i>et al.</i> 2000 Santos <i>et al.</i> 2000 Dall’Agnol <i>et al.</i> 2000 Geraldés <i>et al.</i> 2001 Matos <i>et al.</i> 2004 Ruiz <i>et al.</i> 2005 Cordani & Teixeira (prelo)

Teixeira *et al.* (1989) descrevem a Província meso a neoproterozóica Sunsás-Aguapeí, de natureza parcialmente ensialica, instalada sobre a Província Rondoniana-San Ignácio.

Tassinari (1996) acrescenta a Província Ventuari-Tapajós (1.95 a 1.8 Ga), à custa de parte da Província Rio Negro-Juruena e Amazônia Central.

Costa & Hasui (1997) apresentam a Amazônia compartimentada em doze blocos crustais, constituídos por complexos gnáissicos e *greenstone belts*, limitados por suturas associadas a terrenos de alto grau.

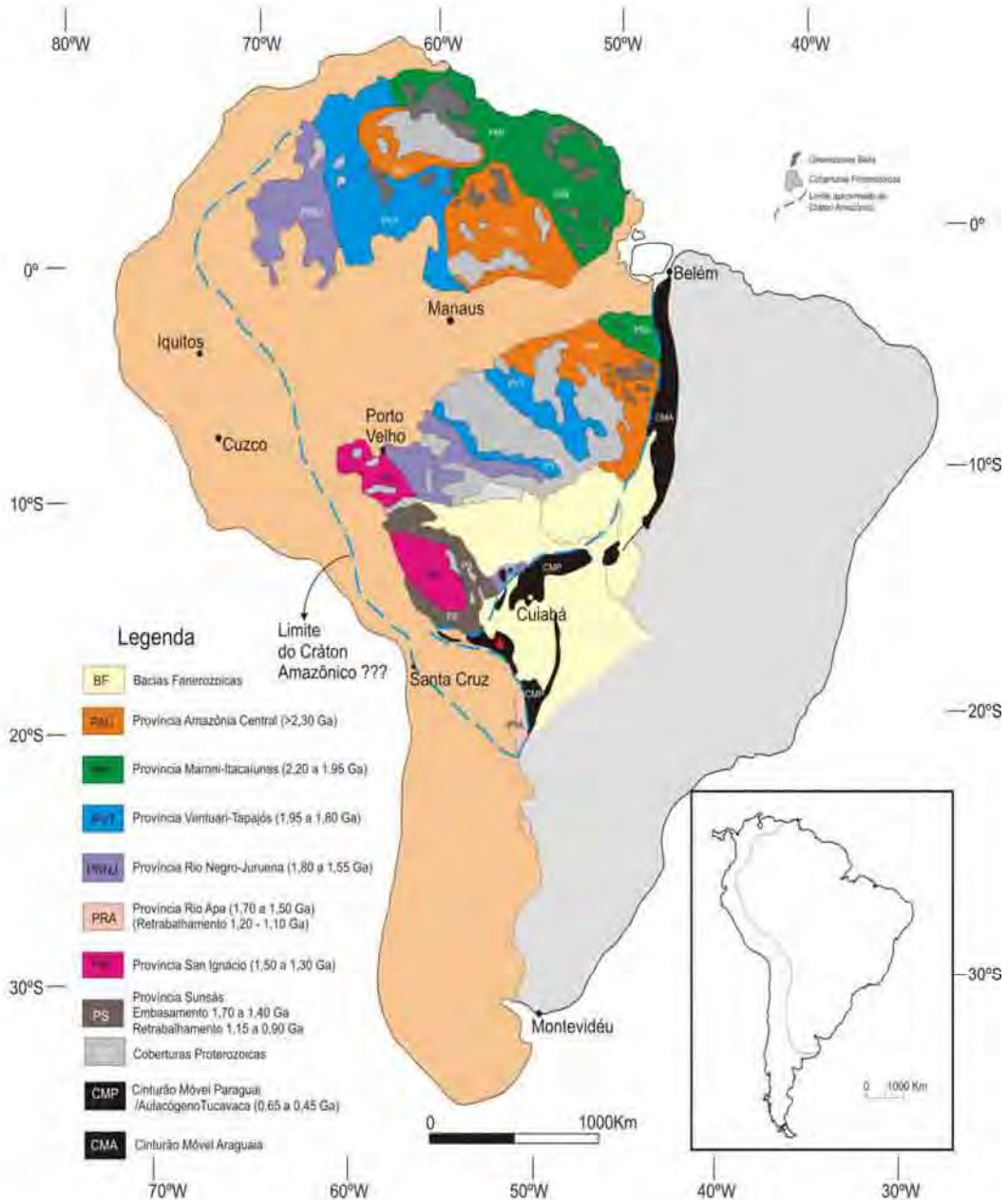
Santos *et al.* (2000) identificam oito províncias tectônicas com base, principalmente, nos dados geocronológicos obtidos pelo método SHRIMP U/Pb. Em seqüência cronológica tem-se: Província Carajás, Transamazônica, Tapajós-Parima, Amazônia Central, Rio Negro, Rondônia-Juruena, Sunsás. Na Figura 5 ilustra-se as principais propostas de compartimentação tectono-geocronológica para o Cráton Amazônico.



**Figura 5.** Diferentes propostas de compartimentação tectono-geocronológica do Cráton Amazônico (Extraído de Costa *et al.* 2002).

Ruiz *et al.* 2005, posicionam o Maciço Rio Apa como parte do Cráton Amazônico com base nas seguintes observações: o Grupo Cuiabá e as demais unidades litoestratigráficas que constituem o Cinturão Dobrado Paraguai, exibem clara continuidade física desde a região de Nova Xavantina (MT) até a região da Serra da Bodoquena e Aquidauana (MS) e o Paraguai; a correlação estratigráfica entre as unidades que compõem a calha sedimentar Tucavaca na Bolívia (Grupos Boqui, Tucavaca e Murciélagu) e as unidades expostas no Cinturão Paraguai no SW do Brasil (Grupos Jacadigo e Alto Paraguai); o “Cinturão” Tucavaca exibe uma discreta deformação compressiva, destacando-se apenas amplas ondulações e raros cavalgamentos, sua disposição sub-ortogonal ao cinturão principal (Paraguai) e o registro de estruturas extensionais paralelas ao eixo da calha sedimentar sugerem que a faixa Tucavaca trata-se de um ramo abortado; o Cráton Amazônico, com o Maciço Rio Apa, é uma margem passiva continental.

Considerando-se o Maciço Rio Apa como o extremo sul do Cráton Amazônico, é possível compartimentar o cráton, com base nos aspectos geocronológicos e tectônicos conforme se apresenta na Figura 6.



**Figura 6.** Compartimentação geocronológica e tectônica do Cráton Amazônico, considerando o Maciço Rio Apa como seu extremo meridional.

### 2.3. ARCABOUÇO LITOESTRATIGRÁFICO E TECTÔNICO DO CRÁTON AMAZÔNICO NO SW DE MATO GROSSO: REVISÃO E ATUALIZAÇÃO (I Coletânea Geológica Mato-grossense)

#### 2.3.1. INTRODUÇÃO

O SW do Cráton Amazônico exposto em Mato Grosso tem sido estudado de forma sistemática a partir década de 70. O crescente emprego de geocronologia e geologia isotópica (U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar) nos últimos anos (Pinho *et al.* 1997, Toledo, 1997; Geraldles *et al.* 2001,2004, Fernandes *et al.* 2003, Araújo-Ruiz 2003, Matos *et al.* 2004, Ruiz *et al.* 2004 e De Paulo 2004), possibilitou a definição dos grandes períodos orogênicos que afetaram a região, todavia há uma carência de informações geológicas básicas que permitam a definição do arcabouço lito-tectônico e o refinamento cronológico dos eventos tectônicos do SW do cráton.

### 2.3.2. CONHECIMENTO GEOLÓGICO PRÉVIO

A região enfocada foi alvo de poucos levantamentos geológicos sistemáticos sendo que o processo de evolução do conhecimento pode ser organizado em fases distintas.

As primeiras contribuições ao conhecimento geológico da região, (Castelnuau 1851, Oliveira 1915, Cunha 1943 *in* Barros *et al.* 1982), caracterizam-se pelas citações de caráter generalista. Entre os anos 60 e 80, ocorreram os principais projetos de mapeamento regional desenvolvidos pela CPRM/DNPM e o Projeto RADAMBRASIL. Destacam-se os trabalhos de caracterização preliminar de Almeida (1964, 1967), Vieira (1965), LASA (1968), seguidos pela cartografia geológica sistemática na escala 1:1.000.000 (Figueiredo *et al.* 1974, Padilha *et al.* 1974, Santos *et al.* 1979, Barros *et al.* 1982 e Del`Arco *et al.* 1982).

Lacerda Filho *et al.* (2004) apresentam no texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso (1:1.000.000) a área de abrangência dos principais trabalhos de cartografia geológica e levantamentos geofísicos realizados. Na Tabela 3 estão relacionadas contribuições relevantes para a definição da litoestratigrafia do SW do Cráton Amazônico, em Mato Grosso.

**Tabela 3.** Quadro-sumário com propostas de divisão litoestratigráfica para o pré-cambriano do SW de MT (S.I.–suíte intrusiva, Gn.–gnaisse, Gr.–granito, AGM.-associação gnáissico-migmatítica, Form.-Formação, Bem.–embasamento, CMV.–complexo metavulcano-sedimentar, CM.–complexo metamórfico, CAG–complexo anfíbolítico granulítico e C.–complexo).

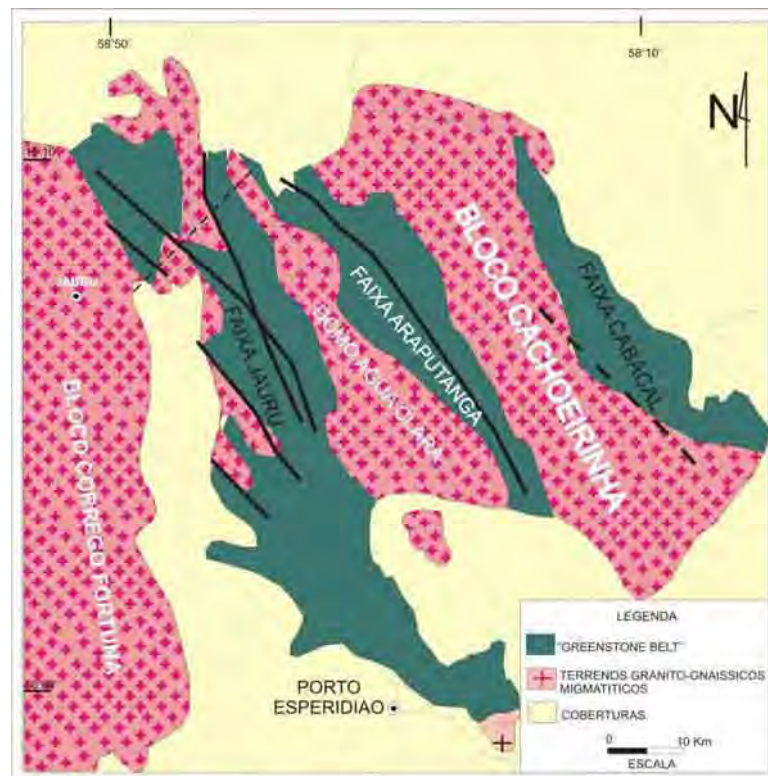
<b>Figueiredo <i>et al.</i> (1974)</b>	<b>Barros <i>et al.</i> (1982)</b>	<b>Saes <i>et al.</i> (1984)</b>	<b>Leite <i>et al.</i> (1985)</b>	<b>Monteiro <i>et al.</i> (1986)</b>	<b>Matos &amp; Ruiz (1991)</b>	<b>Carneiro <i>et al.</i> (1992)</b>
		S.I.Guapé		Gr. Alvorada		
	S.I. Guapé	S.I. Figueira		Tonalito		Grupo Rio

		Branca		Cabaçal		Branco
	Grupo Branco Rio	S.V.S. Quatro Meninas		S.I. Alegre Rio	Grupo Aguapeí	S.I. Jaboti
Rochas Graníticas	Grupo Aguapeí	Gr. Água Clara	Grupo Aguapeí	Batólito Água Clara	Gr. Lajes	Grupo Quatro Meninas
Intr. Básico-ultrabásica	S.I. Alegre Rio	Granito Santa Helena	S.I. Branco Rio	Greenstone Belt Alto Jauru	Form. São Fabiano	Gn. Santa Fé
Complexo Basal	Complexo Xingu	AGM Brigadeirinho	Complexo Xingu	Complexo Xingu	Emb. Metamórfico	Gn. S.J. Quatro Marcos
<b>Ruiz (1992)</b>	<b>Menezes et al. (1993)</b>	<b>Matos (1995) Matos et al. 2004</b>	<b>Saes (1999)</b>	<b>Geraldes (2000)</b>	<b>Araújo-Ruiz (2003)</b>	<b>Matos et al. 2003</b>
				Gr. São Domingos		
				S.I. Guapé		
			Grupo Aguapeí	Grupo Aguapeí		
			Gr. Guapé	S.I. Branco Rio		
			Suite Intrusiva Rio Branco	S.I. Santa Helena		
	S.I. Guapé		Gr. Alvorada	Intr. SMVS Rio Alegre		
	Grupo Aguapeí		Granodiorito Água Clara	SMVS Rio Alegre		
	S.I. Rio do Cágado		Gr.-Gn. Santa Helena	A. Anf. Gran. S. Bárbara		
Gr. Alvorada	Gr. S. Domingos	Grupo Aguapeí	Metamáficas / serpentinitos	S.I. Cachoeirinha	Gr. Sararé	Gr. Lucialva
S.I. Santa Cruz	Gr.-Gn. Santa Helena	Suíte Santa Helena	Gnaisses Tonalíticos	Gr. (Fazenda Reunidas)	Gr. Sapé	Gr. Santa Helena
Tonalito Cabaçal	CMVS Pontes e Lacerda	Complexo Pensamento	Complexo Gnáissicos Migmatíticos e Tonalito Cabaçal	C. Figueira Branca	Gn. Anhanguera	S.I. Figueira Branca
Gn. Aliança /S. Domingos	C. Gran-Anf. Santa Bárbara	Intr. Félsicas e Máficas	SI. Figueira Branca	Greenstone Belt Alto Jauru	C. M. Alto Guaporé	C.M. Taquarussu
Grupo Alto Jauru	CMVS Alto Guaporé	SVS Rio Alegre	CMV Quatro Meninas	Emb. Indiferenciado	CMV Pontes e Lacerda	CMV Quatro Meninas

### 2.3.3. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

A partir da segunda metade dos anos 80 foram publicadas algumas tentativas de compartimentação tectônica para o SW do Cráton Amazônico, que refletem a documentação geológica disponível e os conceitos tectônicos em voga.

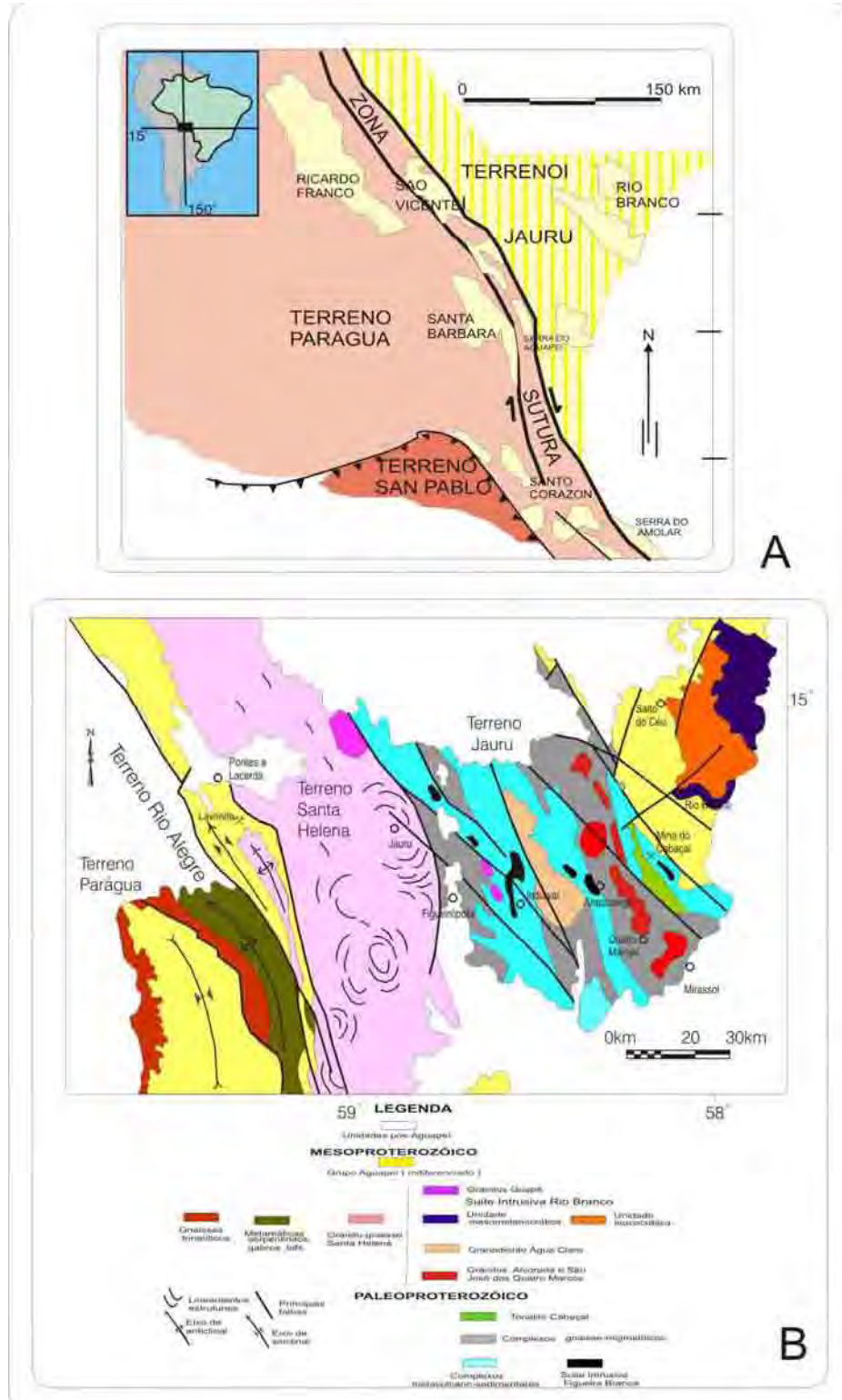
Monteiro *et al.* (1986), definiram três calhas sinformais (Faixa Cabaçal, Araputanga e Jauru) constituídas por seqüências supracrustais do *Greenstone Belt* do Alto Jauru, separadas pelos terrenos gnáissico-migmatíticos com intrusões graníticas denominadas, de leste para oeste, de Bloco Cachoeirinha, Domo Água Clara e Bloco Córrego Fortuna (Figura 7).



**Figura 7.** Proposta pioneira de compartimentação lito-tectônica do SW do Cráton Amazônico em Mato Grosso (extraído de Monteiro *et al.* 1986).

Na década de 90 o emprego do conceito de terrenos e dos processos envolvidos na interação desses fragmentos crustais, foi amplamente utilizado na região. Saes & Fragoço César (1996) apresentam o arranjo tectônico (Figura 8A), onde se destacam três terrenos (Jauru, Paraguá e San Pablo) e uma zona de sutura. Saes (1999) modifica parcialmente a proposta de Saes & Fragoço César (1996), discriminando, de oeste para leste, os seguintes terrenos: Paraguá (TP), Rio Alegre (TRA), Santa Helena (TSH) e Jauru (TJ) (Figura 8B).

Matos *et al.* (2004) apresentam o SW do Cráton Amazônico como um amálgama de orógenos justapostos: Orógeno Alto Jauru (1,79 a 1,74 Ga), Cachoeirinha (1,58 a 1,52 Ga), Santa Helena, Rio Alegre e San Ignacio.



**Figura 8.** Compartimentação em terrenos litoestratigráficos. A) Proposição de Saes & Fragoso César 1996 e B) Saes, 1999.

### **2.3.4. SW DO CRÁTON AMAZÔNICO EM MATO GROSSO – ATUALIZAÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA**

O termo Domínio Tectônico será utilizado para designar um trato geológico particular, delimitado por zonas de cisalhamento de expressão regional, que apresenta um acervo de registros litológicos, estruturais e geocronológicos, que contrasta com os segmentos imediatamente justapostos. A base geológica empregada para a compartimentação em domínios está expressa no mapa geológico 1:1.000.000 (Anexo I).

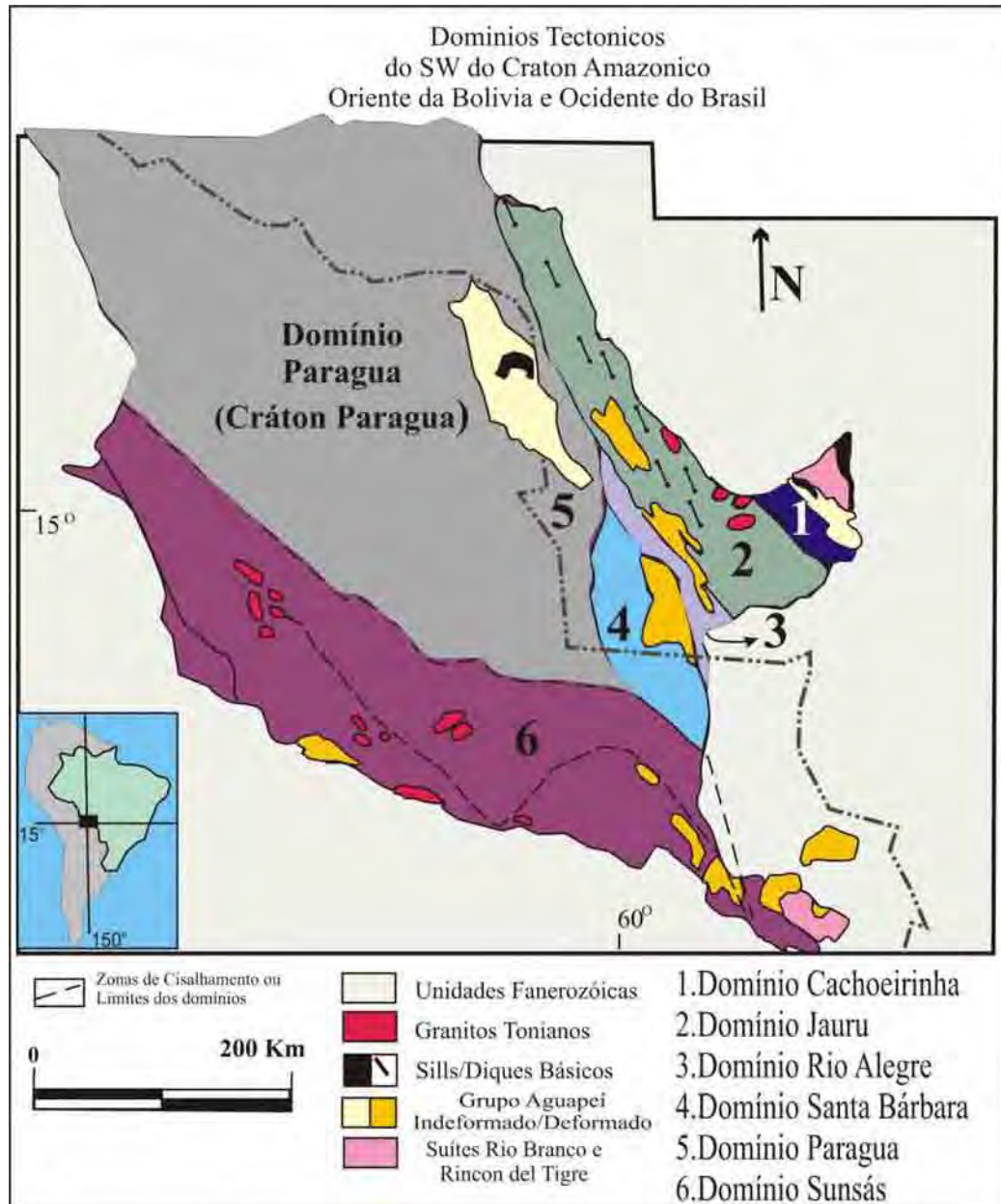
Com base nos novos dados de campo, geocronológicos (U-Pb, Ar-Ar e Sm-Nd) e geoquímicos e informações pré-existent, sugere-se, para o SW do Cráton Amazônico, a divisão em cinco Domínios Tectônicos (Figura 9): Cachoeirinha, Jauru, Rio Alegre, Santa Bárbara e Paragua.

Os quadros-sumários (Tabelas 3, 4, 5, 6 e 7) destacam a constituição litoestratigráfica, os dados geocronológicos e isotópicos e os episódios/eventos tectono-metamórficos que afetaram cada domínio proposto. A seguir serão apresentadas as principais informações geológicas disponíveis para cada domínio proposto, particularmente no que concerne aos aspectos litoestratigráficos, tectono-metamórficos e geocronológicos.

#### **2.3.4.1. DOMÍNIO TECTÔNICO PARAGUA**

Por definição o Cráton Paragua (Klinck & Litherland 1982) agrupa os tratos geológicos pré-cambrianos do oriente boliviano que foram poupados pela Orogenia Sunsás. Neste sentido, a região de Vila Bela da Santíssima Trindade/Serra de Ricardo Franco corresponde à continuidade, em território brasileiro, deste segmento crustal.

O Domínio Paragua (Figura 9 e Tabela 4), cuja proposição assenta-se na ausência de registros deformacionais e metamórficos relacionados ao Evento Sunsás, é o menos estudado em território brasileiro e têm seus limites recobertos pelos sedimentos quaternários do Pantanal do Guaporé. Excetuando-se os estudos em andamento, a documentação geológica à disposição resume-se aos resultados publicados pelos Projetos RADAMBRASIL e Pré-cambriaco. Assim, os escassos dados existentes apontam para a seguinte constituição litoestratigráfica: Complexo Pensamiento, Suíte Intrusiva Guará, Granito Vila Bela, Grupo Aguapeí e Suíte Intrusiva Huanchaca. O quadro-sumário (Tabela 4) destaca as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o domínio.



**Figura 9.** Compartimentação em Domínios Tectônicos para o SW do Cráton Amazônico, abrangendo o SW de Mato Grosso e o leste da Bolívia (Modificado de Litherland *et al.* 1986).

**Tabela 4.** Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o Domínio Paragua (Referências no texto).

Unidades Litoestratigráficas	Descrição Resumida	K-Ar (Ma)	Deformação Evento	Fácies Metamórfica
Suíte Intrusiva Huanchaca	Sills e diques de diabásio	918 ±20 888±20 845±19		
Grupo Aguapeí	Sedimentos clásticos			
Suíte Intrusiva Guará	Intrusões Máficas			
Complexo Pensamiento (Granito Vila Bela)	Granitos foliados e maciços gnaisses.	1380± 19	San Ignácio	Anfibolito

Aplica-se o termo **Complexo Pensamiento** (Litherland *et al.* 1986) para as rochas gnáissicas e graníticas que compõem o embasamento regional, correlatas às descritas em território boliviano. A unidade é composta por biotita gnaisses, biotita anfibólio gnaisses, granitos foliados, róseos a cinza, de granulação grossa e composição monzogranítica (granitóides sin-tardi cinemáticos) e granitóides maciços, de granulação média a grossa, composição sienogranítica a granodiorítica (granitóides tardi-pós cinemáticos) Litherland *et al.* (1986). O Granito Vila Bela, aqui considerado parte do Complexo Pensamiento, exhibe rochas leucocráticas, cinza rosadas, de granulação grossa, maciças, composição monzogranítica e bolsões e diques pegmatóides.

A **Suíte Intrusiva Guarú** corresponde a um batólito, composto por rochas melanocráticas, maciças, cinza escuras a negras, equigranulares, granulação fina a média e composição dominante gabróica.

O **Grupo Aguapeí** (Formação Fortuna), que na região define um relevo de chapadões, assenta-se em discordância erosiva e litológica sobre o embasamento gnáissico-granítico e constitui-se, na base, por bancos de conglomerados oligomíticos com seixos centimétricos de quartzo leitoso, com intercalações de arenitos quartzosos finos e siltitos; em direção ao topo da seqüência predominam os termos arenosos e siltosos, com discretas ocorrências de argilitos. Os estratos horizontais a inclinados, por efeito de falhas subverticais, não apresentam registros de deformação penetrativa.

A **Suíte Intrusiva Huanchaca** refere-se a um conjunto de diques e sills de diabásio e gabros alojados nos estratos do Grupo Aguapeí e embasamento, que apresentam idades K-Ar (RT) entre 845 a 918Ma (Litherland *et al.* 1986).

#### **2.3.4.2. DOMÍNIO TECTÔNICO SANTA BÁRBARA**

O Domínio Santa Bárbara (Figura 9 e Tabela 5), situa-se na região da Serra de Santa Bárbara/Destacamento Fortuna, a sul e oeste estende-se para o território boliviano, a leste justapõe-se ao Domínio Rio Alegre pela Zona de Cisalhamento Santa Rita e a norte, faz contato com o Domínio Paragua.

Os escassos dados geológicos destacam a seguinte constituição litoestratigráfica: Complexo Metavulcano-sedimentar Ascension, Suíte Intrusiva Serra do Baú, Granitos Lajes e Tarumã e Grupo Aguapeí. O quadro-sumário a seguir (Tabela 5), destaca as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos.

**Tabela 5.** Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termotectônicos que afetaram o Domínio Santa Bárbara (Referências no texto).

Unidades Litoestratigráficas	Descrição Resumida	Idades U-Pb (Ma)	T <sub>DM</sub>	ε <sub>Nd</sub> (t)	Fácies Metamórfica
Grupo Aguapeí	Metassedimentares clásticas				Xisto verde
Granito Lajes	Sienogranitos finos foliados	1310±34	1.69	0.0	
Granito Tarumã	Granito porfirítico foliados				
Suíte Intrusiva Serra do Baú	Ortognaisses monzograníticos				Anfibolito
Complexo Metavulcano-sedimentar Ascension	Sedimentos químicos e clásticos e vulcânicas básicas e intermediárias				Anfibolito

O **Complexo Metavulcano-sedimentar Ascension** é definido por um conjunto de discretas ocorrências de seqüências metavulcano-sedimentares intercaladas em ortognaisses da Suíte Serra do Baú. A unidade agrupa as formações Ascension (Pitfield *et al.* 1979) e São Fabiano (Matos & Ruiz 1991), é composta por metarcóseos, anfibolitos, talco xistos, filitos sericíticos.

A **Suíte Intrusiva Serra do Baú** corresponde ao Embasamento Metamórfico (Matos & Ruiz 1991) e compreende um conjunto de ortognaisses, bandados, de cor rosa, granulação grossa, multideformados e composição dominante monzogranítica.

O **Granito Lajes** (Matos & Ruiz 1991) é uma intrusão rasa, constituída por rochas de granulação fina a média, leucocráticas, cinza esbranquiçadas, discretamente foliadas e composição sienogranítica a monzogranítica. São comuns enclaves angulosos de gnaisses e anfibolitos. Idade U-Pb em zircão de 1310±34Ma (Geraldés 2000).

O **Granito Tarumã** trata-se de um batólito alojado nos ortognaisses e supracrustais, exhibe rochas leucocráticas, rosa esverdeadas, porfiríticas, com fenocristais de feldspato alcalino imersos em matriz quartzo-feldspática epidotizada. A composição é sienogranítica, a foliação, de orientação NW, é marcada pelo alinhamento dos fenocristais, sendo comuns os enclaves gnáissicos e anfibolíticos.

Na seção-tipo do **Grupo Aguapeí** (Serra de Santa Bárbara) descrita por Souza & Hildred (1980), a espessa cobertura siliciclástica resta em discordância erosiva sobre as unidades gnáissicas-graníticas e constitui-se, da base ao topo, pelas formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalina. A Formação Fortuna mostra espessos pacotes de

conglomerados oligomíticos e arenitos quartzosos, com intercalações, em direção ao topo, de metassiltitos e metargilitos, depositados em um ambiente de mares rasos e correntes de marés; a Formação Vale da Promissão exibe um contato transicional interdigitado com a unidade sotoposta e compreende uma seqüência dominada por metargilitos e metassiltitos e raros metarenitos depositados em um ambiente marinho profundo, sob ação de ondas de tempestades; uma espessa seqüência fluvial encerra a deposição do Grupo, com o registro de areias de corrente da Formação Morro Cristalina (Saes 1999). A idade máxima da deposição é estimada em 1230 Ma, com base na datação de zircões detríticos pelo método U-Pb (SHRIMP) (Santos *et al.* 2001).

Enquanto os conjuntos ortognáissicos e metavulcano-sedimentares exibem complexa história deformacional e metamórfica, caracterizando-os como litotipos policíclicos, os granitóides Tarumã e Lajes apresentam uma única foliação penetrativa que coincide com a orientação da xistosidade plano-axial observada no Grupo Aguapeí, N05-20W, com mergulhos altos (65-85°) para SW. Dobras simétricas, abertas, com comprimento de onda quilométrico e eixos com caimento entre 5 a 10° para SE caracterizam a deformação da cobertura, que mostra paragênese metamórfica de fácies xisto verde.

#### **2.3.4.3. DOMÍNIO TECTÔNICO RIO ALEGRE**

O Domínio Rio Alegre (Figura 9 e Tabela 6), definido originariamente como uma zona de sutura (Saes & Fragoso César 1996), foi posteriormente designado como Terreno Rio Alegre (Saes 1999 e Geraldés 2000) e Orógeno Rio Alegre (Matos *et al.* 2004).

Os limites norte e sul mostram-se recobertos pelos sedimentos holocênicos, o contato ocidental com o Domínio Santa Bárbara é determinado pela Zona de Cisalhamento Santa Rita e a leste, com o Domínio Jauru, é balizado pela Zona de Cisalhamento Piratininga (Ruiz *et al.* 2005).

O limite oeste, segundo Ruiz *et al.* (2004, 2005) e Almeida *et al.* (2005), é definido por zona de cisalhamento dúctil, com geração de milonitos e ultramilonitos, cujos indicadores cinemáticos e trama de eixo-c de quartzo mostram um movimento normal de topo para SW, alçando o batólito Santa Helena (Domínio Jauru) em relação ao conjunto metavulcano-sedimentar (Domínio Rio Alegre).

Os dados geológicos e geocronológicos sugerem a superposição de eventos tectônicos e a seguinte seqüência litoestratigráfica: Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Alegre,

Complexo Granulítico Santa Bárbara, Suíte Intrusiva Vale do Alegre, Suíte Intrusiva Santa Rita, Granito Ellus e Grupo Aguapeí.

O **Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Alegre** representa a unidade mais antiga do domínio, dispendo-se ao longo da estreita faixa com direção NNW. Matos (1995) e Matos *et al.* (2004) subdividem a unidade em três associações litológicas: na base dominam metabasaltos melanocráticos, equigranulares, finos, associados a metacherts e metabifs, ambos foliados; a unidade intermediária é constituída por metadacitos, metarriolitos e metapiroclásticas em menor proporção e, a porção de topo constituída por muscovita xistos, metacherts e formações ferríferas bandadas. O metamorfismo é de baixo grau, de fácies xisto verde e, localmente, epidoto anfíbolito. O quadro-sumário (Tabela 6) destaca as unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o domínio.

**Tabela 6.** Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o Domínio Rio Alegre (Referências no texto).

Unidades Litoestratigráficas	Descrição Resumida	Idades U-Pb (Ma)	T <sub>DM</sub> (Ga)	ε <sub>Nd</sub> (t)	K-Ar Ar-Ar (Ma)	Fácies Metamórfica
Grupo Aguapeí	Rocha metassedimentar clástica	U/Pb (SHRIMP) >1210			926±1 927±1	Xisto verde
Suíte Intrusiva Santa Rita	Intrusivas félsicas a ultramáficas (predomínio de tonalitos e gabros)	1400±24	1.5	+3.6		
		1384±40	1.5	+3.6		
		1379±3	1.5	+3.6		
		1412±5				
Granito Ellus	Monzogranitos	1430±20	1.5	+3.7		
		1444±15	1.5	+3.6		
Complexo Granulítico Santa Bárbara	Granulitos máficos e anfíbolitos	1494±11		+2.5		Granulito
Complexo Metavulcano-Sedimentar Rio Alegre	Sedimentos químicos e clásticos e vulcânicas básicas e intermediárias	1503±14	1.5	+4.3	1378±4	Xisto verde a anfíbolito inferior
		1509±10	1.5	+4.7	1322±2	
		1494±11	1.7	+2.5		

Geraldes *et al.* (2001) e Matos *et al.* (2004) apresentam idades U-Pb em zircão de anfíbolitos ( $1494 \pm 11$  Ma) e metadacitos ( $1503 \pm 14$  Ma). Idades-platôs apresentadas por De Paulo (2004) em cristais de hornblenda e biotita de anfíbolitos, indicam valores de resfriamento regional de  $1378 \pm 4$  Ma e  $1322 \pm 2$  Ma, respectivamente.

Ferreira Filho & Bizzi (1985) relatam cumulados máficos granulitizados nas imediações da Serra de Santa Bárbara. Menezes *et al.* (1993) descrevem a **Suíte Granulítica**

**Santa Bárbara** como rochas de cor cinza esverdeada, mesocráticas, equigranulares, finas a médias, com discreta trama planar, bimodalidade composicional, com termos enderbíticos e noríticos. Geraldes (2000) obteve resultado de  $1494 \pm 11$  Ma pelo método U-Pb em zircão em anfíbolitos.

A **Suíte Intrusiva Santa Rita** é a denominação empregada para descrever um conjunto de corpos plutônicos de composição tonalítica-diorítica a monzogranítica, encaixados na assembléia metavulcano-sedimentar. Ocorrências suobrdinadas de intrusões máficas e ultramáficas completam a suíte intrusiva. As rochas predominantes são leucocráticas a mesocráticas, de cor cinza escuro a rosa acizentado, equigranular média a porfirítica, foliadas. Em menor proporção destacam-se os corpos de rochas ultramelanocrática a melanocráticas, de cor verde escura a negra, granulação grossa a média, foliadas, variando em composição de peridotitos-harzburgitos, serpentinitos e gabros

São reconhecidas seis intrusões granodioríticas-dioríticas agrupadas nesta suíte - os Tonalitos Rio Aguapeí (Pinho 1990), Rio do Cágado (Menezes *et al.* 1993) e São José, o Diorito Furna, o Granodiorito Rio Alegre e o Granito Carrapato (Geraldes 2000).

Os dados geocronológicos disponíveis para a suíte, U-Pb em zircão (Geraldes 2000 e Geraldes *et al.* 2001), indicam os valores: para o Tonalito Rio Aguapeí,  $1384 \pm 40$  Ma, o Granodiorito Rio Alegre,  $1412 \pm 05$  Ma e o Granito Carrapato,  $1400 \pm 24$  Ma. O resultado K-Ar de  $1245 \pm 35$  Ma obtido em plagioclásio do Tonalito Rio Alegre (Barros *et al.* 1982), indica a idade do resfriamento do metamorfismo regional.

O **Granito Ellus** (Geraldes 2000 e Geraldes *et al.* 2001) é uma intrusão composta por rochas gnáissicas de composição monzogranítica a granodiorítica, de cor rosa a cinza clara, que exibem complexo padrão de deformação. Resultados U-Pb em zircão (Geraldes 2000), indicam idade entre  $1437 \pm 12$  Ma e  $1444 \pm 21$  Ma para o batólito.

O **Grupo Aguapeí**, nas serras do Caramujo e Salto do Aguapeí, é representado pela Formação Fortuna, que caracteriza-se como uma seqüência siliciclástica dominada por metarenitos quartzosos e metaconglomerados monomíticos, que em direção ao topo, cedem lugar a metargilitos laminados e raras grauvacas.

As rochas metassedimentares exibem paragênese metamórfica de baixo grau, fácies xisto verde, e desenham uma estrutura regional do tipo sinformal, isoclinal, com eixo caindo suavemente ( $5^\circ$  a  $10^\circ$ ) para o quadrante NW. Análises Ar-Ar em cristais de sericita (Fernandes *et al.* 2003) indicam valores entre 927 a 926 Ma, interpretado como episódio de resfriamento da Orogênese Sunsás.

#### **2.3.4.4. DOMÍNIO TECTÔNICO JAURU**

O Domínio Jauru (Figura 9 e Tabela 7) compreende o Terreno Santa Helena (Saes 1999) ou Pontes e Lacerda (Geraldos 2000) e parte do Terreno Jauru de Saes (1999) e Alto Jauru de Geraldos *et al.* (2001). A oeste limita-se com os domínios Rio Alegre e Paragua, no primeiro caso, o contato se faz por zonas de cisalhamentos dúcteis normais, entretanto, no segundo caso, sedimentos holocênicos do Pantanal do Guaporé, recobrem o limite com o Domínio Paragua, impedindo sua caracterização.

O limite leste, com o Domínio Cachoeirinha é tentativamente posicionado na Zona de Cisalhamento Pitas, um conjunto de faixas miloníticas, subverticais, implantadas em gnaisses cinza bandados.

Convém destacar que o Lineamento Indiavaí-Lucialva admitido como limite entre os Terrenos Jauru e Santa Helena (*sensu* Saes 1999), configura importante zona de cisalhamento regional, mas não se trata de um limite de terrenos, como indicam os dados de campo e geocronológicos (Ar-Ar). A Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva exhibe uma cinemática claramente normal, com movimento de topo para NE, justapondo o Batólito Santa Helena aos conjuntos metavulcano-sedimentares e ortognaisses cinzas do embasamento do Domínio Jauru.

Feições de campo como, enclaves de anfíbolitos e metagabros das encaixantes e diques pegmatíticos do batólito recortando as supracrustais, evidenciam a natureza intrusiva do contato. As idades Ar-Ar (916 e 915Ma) sugerem que a deformação cisalhante verificada no Lineamento Indiavaí-Lucialva, provavelmente é um rearranjo crustal ocorrido durante a Orogênese Sunsás e não por aglutinação de fragmentos crustais no Mesoproterozóico.

As unidades estratigráficas que constituem o Domínio Jauru apresentam a seguinte ordem cronoestratigráfica: Complexos Metavulcano-sedimentares (Pontes e Lacerda e Rio Galera), Suítes Intrusivas Máfico-ultramáficas (Córrego Dourado, Salto Grande e Figueira Branca), Ortognaisses (Suíte Intrusiva Rio Novo, Alto Guaporé, Retiro, Taquarussu e Brigadeirinho), Batólitos polideformados (Santa Helena e Água Clara), granitos cálcio-alcalinos, foliados (Suíte Intrusiva Pindaituba), Grupo Aguapeí, granitos cálcio-alcalinos, isotrópicos a discretamente foliados (Suíte Intrusiva Guapé) e enxames de diques máficos (Suíte Intrusiva Rancho de Prata).

O quadro-sumário (Tabela 7) destaca as unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos.

**Tabela 7.** Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o Domínio Jauru (Referências no texto).

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	DESCRIÇÕES RESUMIDAS	IDADES U-Pb (Ma)	T <sub>DM</sub> (Ga)	ε <sub>Nd</sub> (t)	K-Ar Ar-Ar (Ma)
Suíte Intrusiva Rancho de Prata	Enxame de diques básicos				
Suíte Intrusiva Guapé	Granitos maciços, sienograníticos (Guapé, São Domingos, Guaporé e Sararé)	930± 12 917± 18		-02 -14	906± 03 950± 03
Grupo Aguapeí Granito Banhado	Rochas metassedimentares	1230-zircão detrítico-SHRIMP			
Granito Praia Alta Suíte Intrusiva Nova Alvorada	Batólito sienogranítico a granodiorítico Gnaisses e granitos granodioríticos.	1423 ± 11			
Suíte Intrusiva Pindaituba	Granitóides foliados (Granodioríticos a Sienograníticos)	1420 a 1450 1450 a 1470	1,5 a 1,9	+1,18 a +4,00	924± 03 – Lucialva a 1027± 02 -Pedra Branca
Suíte Intrusiva Santa Helena	Gnaisse monzogranítico a tonalítico	1419 a 1456 1481± 07	1,5 1,6		996± 68 a 920± 03
Batólito Água Clara	Gnaisse granodiorítico	1468 ± 35			1266± 21
Suíte Intrusiva Rio Novo, Alto Guaporé, Taquarussu	Ortognaisses tonalíticos a monzograníticos	1552 ± 03 1586 ± 31 1568 ± 43	1.8 a 1.9	+0.00 +2.5	1188± 03
Suíte Salto Grande, Córrego Dourado e Figueira Branca	Rochas plutônicas máficas e ultramáfica				
Complexo Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda e Rio Galera	Assembléias Metavulcano-sedimentares		1.8	+3.68	1208± 02

O *Complexo Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda* (Menezes *et al.* 1993) aflora a sul da Zona de Cisalhamento Anhambiqüara e é subdividido em três unidades: Unidade São José, formada por metabasitos e anfíbolitos de natureza toleítica associados a rochas metassedimentares químico-exalativas (BIFs e cálcio-silicatadas); Unidade Triângulo, composta por muscovita xistos, biotita muscovita xistos, sendo comum a granada e cianita como acessórios e raras intercalações de anfíbolitos; a Unidade Paumar, de topo, é composta essencialmente por xistos e quartzitos. O metamorfismo orogênico caracteriza-se pela paragênese de fácies xisto verde superior a anfíbolito inferior.

O *Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Galera* (Ruiz *et al.* 2003) é formado por um conjunto litológico heterogêneo, exibindo intercalações, provavelmente tectônicas, entre diversos tipos litológicos. As litologias comuns são biotita muscovita xistos, biotita gnaisses, hornblenda biotita gnaisses, diopsídio hornblenda gnaisses, sillimanita quartzo xistos e

hornblenda anfíbolitos. A paragênese mineral encontrada indica condições metamórficas de fácies anfíbolito superior, com reações retrometamórficas para a fácies xisto verde.

Nas regiões de Lucialva e Nova Lacerda encontram-se expostas rochas plutônicas máficas-ultramáficas, denominadas respectivamente como Suíte Intrusiva Salto Grande e Córrego Dourado. Tais unidades são compostas por rochas melanocráticas, cor cinza-esverdeada, granulação média a grossa, foliadas.

As suítes são compostas essencialmente por metagabros, anfíbolitos e metaperidotitos. Os metagabros foram subdivididos em dois grupos: o primeiro com granulação entre fina e média, exibindo texturas que variam de nematoblástica a granoblástica e, o segundo grupo apresenta granulação grossa, textura nematoblástica. Os anfíbolitos têm granulação fina e textura nematoblástica a granoblástica constituídos, por hornblenda, plagioclásio e quartzo. Os metaperidotitos são constituídos, por olivina, piroxênio, serpentina, talco e opacos.

Tanto as suítes máfica-ultramáficas como as assembléias vulcano-sedimentares são recortadas por diversos corpos intrusivos, caracterizados como ortognaisses cinzas de composição tonalítica a monzogranítica. São reconhecidas, atualmente, as seguintes suítes intrusivas compostas por gnaisses cinza tonalíticos: **Rio Novo** (Ruiz *et al.* 2004), **Alto Guaporé** (Menezes *et al.* 1993), **Taquarussu** (Matos *et al.* 2003), **Brigadeirinho** (Saes *et al.* 1984) e **Retiro** (Araújo-Ruiz 2003). De uma maneira geral, os ortognaisses são rochas, leucocráticas a mesocráticas, bandadas, de cor cinza claro a escuro, exibem complexo padrão de deformação e a composição varia entre tonalitos a granodioritos, e raros monzogranitos. Exibem bandamento composicional dobrado, cuja superfície envoltória mostra direção NEE e mergulhos íngremes para NW e SE. Foliação penetrativa e zonas de cisalhamento com direção NNW reorientam as foliações segundo esta direção. Os Gnaisses Rio Novo e Retiro apresentaram idades, U-Pb em zircão, de  $1552\pm 03$  Ma e  $1567\pm 07$  Ma.

A **Suíte Intrusiva Água Clara**, definida inicialmente como Granodiorito Água Clara (Saes *et al.* 1984), foi descrita por Matos *et al.* (1996) como uma suíte plutônica composta por litotipos de cor cinza claro e cinza escuro; de granulação fina a grossa, com fácies porfírica subordinada, e discretas variações mineralógicas. Sendo evidenciados dois tipos litológicos: um peraluminoso, constituído por granitóides granatíferos e outro metaluminoso. Análises modais indicam a composição granítica (3a e 3b) e granodiorítica. O batólito exhibe foliação contínua EW, dobrada e localmente transposta por zonas de cisalhamentos NW, subverticais. O resultado U-Pb em zircão  $1485\pm 04$  Ma, (Gerald 2000) indica a provável idade da cristalização da intrusão.

Emprega-se o termo **Suíte Intrusiva Santa Helena** para designar um corpo ígneo batolítico, com aproximadamente 4500 km<sup>2</sup>, cujo eixo maior orienta-se segundo a direção NNW. Descrito inicialmente por Saes *et al.* (1984), como Granito Santa Helena, essa unidade representa a maior manifestação plutônica ácida da região SW de Mato Grosso. A suíte exibe uma diversidade composicional e textural, passíveis de serem individualizadas como fácies petrográficas distintas, além disso, as rochas mostram registros tectônicos que indicam pelo menos três fases de deformação dúctil a dúctil-rúptil, sugerindo uma história mais complexa que a maioria dos corpos ígneos relacionados à Orogenia San Ignácio – Rondoniana (Ruiz *et al.* 2005 e Almeida *et al.* 2005).

Segundo Sousa *et al.* (2005) o batólito é constituído por rochas de foliação proeminente, equi e inequigranulares a porfiríticas, de granulação, preferencialmente, grossa até fina, leucocráticas a mesocráticas, com colorações variando entre cinza e rosa-avermelhado, tendo biotita como principal máfico e, subordinadamente, hornblenda e granada. Foram divididas, em base textural e mineralógica, em quatro principais associações de fácies petrográficas, apresentam estruturas gnáissicas e composição sieno a monzogranitos.

Quanto à caracterização petrotectônica, Menezes *et al.* (1993) afirmam que o batólito é constituído por granitos com tendência alaskítica, foliados, cinza-avermelhados a róseos, portadores de uma assinatura geoquímica típica de granitos alcalinos do tipo A. Geraldes (2000) define a unidade como uma suíte de rochas cálcio-alcalinas geradas em uma margem continental ativa, onde as composições tonalíticas e granodioríticas (metaluminosas) indicam um ambiente de arco magmático e as graníticas (peraluminosas), entre arco e intra-placa. Sousa *et al.* (2005) destacam que o batólito apresenta típicas características de Granitóides do tipo I, tais como, altos teores de K<sub>2</sub>O e Rb, enriquecimento em Ce e baixos valores de Zr, Nb e Sm, grande volume de rochas félsicas e menor quantidade de dioritos e gabros e a biotita como mineral máfico dominante.

Os resultados U-Pb disponíveis (Geraldes 2000 e Geraldes *et al.* 2001) referem-se ao setor ocidental do batólito, onde houve intenso efeito tectônico da Orogenia Sunsás. Os valores observados, 1422 ± 4 Ma e 1419 ± 9 Ma para os gnaisses porfiríticos e, 1423 ± 15 Ma, para os diques de biotita gnaisses leucocráticos, finos, sugerem a sincronicidade das duas fácies petrográficas. Resultados Ar-Ar para cristais de biotita extraídos do mesmo afloramento, indicam valores de 921 ± 3 Ma e 920 ± 3 Ma, evidenciando o efeito termo-tectônico do Evento Sunsás. A fácies Pau-a-Pique, de composição tonalítica, apresenta idade U-Pb em zircão de 1481 ± 47 Ma (Geraldes *et al.* 2001).

A **Suíte Intrusiva Pindaituba** (Ruiz *et al.* 2004) constitui um conjunto de intrusões graníticas alojadas nos terrenos supracrustais e ortognáissicos do Domínio Jauru. Os granitóides formam um conjunto de *plutons* e batólitos claramente orientados segundo a direção média de N20-40W, as rochas exibem granulação média a grossa, com freqüência apresentam textura porfírica, são leucocráticas (cinza claro a rosa) a mesocráticas (cinza escuro), composicionalmente variam desde termos tonalíticos a sienograníticos. As intrusões mostram foliação orogênica penetrativa, por vezes milonítica, sendo que alguns corpos apresentam foliação apenas em suas bordas.

O **Granito Praia Alta** trata-se de um batólito exposto nas folhas Vila Oeste e Colorado do Oeste, constituído por rochas graníticas, leucocráticas, de cor rosa, inequigranulares grossas e porfíricas, de composição monzogranítica. O padrão estrutural difere das unidades a sul do Rio Novo, pois exhibe uma foliação contínua de direção N60°-40°W e mergulhos suaves (20° a 30°NE), nas zonas de alta deformação, quando se desenvolve a trama milonítica, a foliação exhibe direção entre N40° - 20°W e elevados mergulhos (60° a 80°NE). Resultado U-Pb em zircão (Ruiz dados inéditos), indica valor de  $1423 \pm 11$  Ma, provável idade de formação do batólito.

Nas folhas Colorado do Oeste e Vila Oeste, em contato com o Granito Praia Alta, pela Zona de Cisalhamento do Rio Vermelho, encontra-se a **Suíte Intrusiva Nova Alvorada**, uma associação de rochas granito-gnáissicas de composição granodiorítica a monzogranítica, mesocráticas, cinza escuras a claras, inequigranulares finas a grossas, foliadas.

O **Grupo Aguapeí** aflora na Serra de São Vicente e em um alinhamento de pequenas serras, na altura do Posto Sapé (BR-174). Nesta serras é representado pela formação Fortuna, principalmente metaconglomerados e metarenitos quartzosos, e quartzo-feldspáticos, deformados e o com metamorfismo regional na fácies xisto verde. Resultado Ar-Ar, idade platô, obtida em cristais de muscovita indicam valores do resfriamento regional da ordem de  $903 \pm 3$  Ma e  $899 \pm 3$  Ma (Ruiz dados inéditos).

O **Granito Banhado** corta o Grupo Aguapeí, com diques tabulares, paralelos à foliação principal das rochas metassedimentares. O corpo intrusivo é composto por rochas monzograníticas, mesocráticas, cinzas, inequigranulares média e porfíricas, recortadas por termos mais diferenciados, de cor rosa, inequigranulares, média a grossa e composição sienogranítica a monzogranítica.

A **Suíte Intrusiva Guapé** agrupa um conjunto de intrusões graníticas tarde-pós cinemáticas situadas ao longo de importantes zonas de cisalhamentos da Orogenia Sunsás. Três intrusões maiores – Granito Guapé, São Domingos e Guaporé – relacionam-se com a

Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva, enquanto o Granito Sararé, ocorre na área de influência da Zona de Cisalhamento Anhambiquara.

O **Granito Sararé** (Araújo-Ruiz 2003) trata-se de um leucogranito róseo, maciço, de composição monzogranítica, hospedado em ortognaisses e rochas metassedimentares, exibindo formato elíptico, orientado conforme o *trend* regional NNW. O mapeamento faciológico definiu de três variedades petrográficas: a mais jovem, Fácies Monzogranito, constitui intrusões localizadas e circunscritas, tendo sua principal ocorrência, no extremo norte da área, seguida pela Fácies Muscovita Monzogranito, predominante na porção norte-central do corpo e, a mais antiga, representada pela Fácies Biotita Monzogranito, se encontra na porção sul do maciço. Idade de cristalização U-Pb em zircão é de  $917\pm 18$  Ma e de resfriamento Ar-Ar, idades platôs, em torno de 903 a 906 Ma (Araújo-Ruiz 2003).

O **Granito São Domingos** (Menezes *et al.* 1993) trata-se de um granito granatífero, situado ao norte do Distrito de São Domingos. São rochas leucocráticas a hololeucocráticas, cor rosa clara a cinza rosada, equigranulares, granulação média a fina, isotrópicas a localmente orientadas, sendo constituído essencialmente por microclinio, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada. Os dados de campo indicam que a intrusão é rasa e as características mineralógicas e químicas sugerem que se trata de um granito tipo S (Menezes *et al.* 1993). Dados U-Pb em zircão,  $930\pm 12$ Ma e  $936\pm 26$ Ma (Geraldês 2000), indicam a cristalização do granito.

O **Granito Guapé** (Barros *et al.* 1982, Menezes *et al.* 1993) aflora no limite NE da Folha Pontes e Lacerda, nos contrafortes da Chapada dos Parecis. Constitui um corpo subcircular, parcialmente recoberto pelos sedimentos do Grupo Parecis, composto por rochas leucocráticas, de granulação fina a média, freqüentes pegmatitos, cor rosa clara, maciças, e composição monogranítica a sienogranítica. Resultado isocrônico Rb-Sr de  $950\pm 40$ Ma (Menezes *et al.* 1993) é tido como a idade de cristalização da intrusão.

O **Granito Guaporé** corresponde a uma intrusão similar ao São Domingos e Guapé, é constituído por rochas leucocráticas, equigranulares finas a médias, rosas a cinza rosadas, maciças a levemente foliadas e exibe composição monzogranítica.

A **Suíte Intrusiva Rancho de Prata** (Ruiz *et al.* 2003, Ruiz *et al.* 2005) retrata, provavelmente, o último episódio magmático no Domínio Jauru. Trata-se de um enxame de diques máficos que estende-se por uma faixa de aproximadamente 100 km de comprimento e 20km de largura, ao longo de um *trend* NNW. Os diques são tabulares, paralelos, com espessura variando de 0,5m a 5m, e atitudes médias de N20°- 40°W com mergulhos íngremes 80° a 90°. Petrograficamente são diabásios e microgabros com textura ofítica a subofítica e

intercrescimento granofíricos, constituídos essencialmente por plagioclásio, orto e clinopiroxênio, olivina e anfibólio em pouca quantidade.

#### **2.3.4.5. DOMÍNIO TECTÔNICO CACHOEIRINHA**

O Domínio Cachoeirinha limita-se a oeste com o Domínio Jauru pela Zona de Cisalhamento Pitas; a sul é recoberto pelos sedimentos da cobertura de plataforma da Faixa Paraguai (Formações Araras, Puga e Bauxi) e pelos sedimentos do Pantanal; a norte é recoberto pelo Grupo Parecis e, a leste, com os sedimentos inconsolidados do Pantanal.

As unidades geológicas que constituem o Domínio Cachoeirinha (Figura 9 e Tabela 8) apresentam a seguinte ordem crono-estratigráfica: assembléias metavulcano-sedimentares (Complexo Quatro Meninas), suítes intrusivas máfico-ultramáficas (metagabros Canã e Araputanga), unidades ortognaíssicas (Suítes Intrusivas Quatro Marcos, Aliança e São Domingos), granitos sin-cinemáticos, tipo I, foliados (Suíte Intrusiva Santa Cruz), granitos tardi a pós-cinemáticos, maciços a discretamente foliados (Suíte Intrusiva Alvorada), suíte bimodal, pós-cinemática (Suíte Intrusiva Rio Branco), Grupo Aguapeí e *sills* e diques máficos (Suíte Intrusiva Salto do Céu). O quadro-sumário (Tabela 8) destaca as unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos.

O *Complexo Metavulcano-sedimentar Quatro Meninas*, corresponde, em parte, a Sequência Vulcanossedimentar Quatro Meninas de Saes *et al.* (1984). Trata-se de uma assembléia de rochas supracrustais, multideformadas, expostas em calhas tectonicamente edificadas, com direção NNW – as faixas Araputanga e Cabaçal de Monteiro *et al.* (1986).

Ocorrências de suítes plutônicas máficas alojadas nas calhas supracrustais, exibem o registro de múltiplas deformações e metamorfismo. Essas intrusões, representadas pelos metagabros Araputanga e Canã, são compostas por rochas melanocráticas, cinza escura, composicionalmente correspondem a gabros anfibolitizados, portadores de uma foliação contínua, dobrada.

Os ortognaisses, comumente cinza escuros a cinza rosados, ocorrem como intrusões nas rochas metavulcanossedimentares do Complexo Quatro Meninas. Foram destacados até o momento as seguintes unidades gnáissicas ortoderivadas – Suítes Intrusivas Quatro Marcos e Santa Fé (Carneiro *et al.* 1992), São Domingos e Aliança (Ruiz 1992). Os ortognaisses são rochas meso a leucocráticas, de cor cinza escura a cinza rosado, granulação média a grossa, comumente exibem o bandamento gnáissico, com dobras e foliações superpostas. A

composição varia entre tonalito a monzogranito, com predomínio dos termos menos diferenciados. Idades U-Pb relatadas por Geraldès (2000) indicam que tais rochas cristalizaram-se em torno de 1750 Ma (Aliança) e 1550 Ma (São Domingos e Quatro Marcos).

A *Suíte Intrusiva Santa Cruz* (Ruiz 1992) coincide parcialmente com a Suíte Cachoeirinha de Geraldès *et al.* (2001), trata-se de um batólito com direção NNW, que estende-se desde a Reserva do Cabaçal (N) até Mirassol do Oeste (S). Ruiz (1992) distingue duas fácies petrográficas, na região de Cachoeirinha: uma fácies dominante, composta por rochas leucocráticas, de cor rosa, inequigranulares grossas a médias, foliadas, classificadas como biotita monzogranitos e biotita sienogranitos; a fácies subordinada corresponde a ocorrências menores de rochas mesocráticas, de cor cinza escura, faneríticas, equigranulares, de granulação grossa, foliadas, classificadas como hornblenda granodioritos.

A norte de Araputanga e em Mirassol do Oeste distingue-se vastas ocorrências da fácies porfirítica, constituída por rochas leuco a mesocráticas, cinza rosadas, foliadas, composta por biotita monzogranitos e, a norte da Reserva do Cabaçal, observa-se exposições da fácies constituída por rochas meso a leucocráticas, de cor cinza clara, inequigranulares grossas, foliadas, composta por biotita hornblenda granodioritos e monzogranitos. Geraldès (2000) reporta resultados entre  $1587 \pm 04$  Ma a  $1549 \pm 10$  Ma, obtidos pelo método U-Pb em zircões, indicam a provável idade de cristalização da unidade.

A *Suíte Intrusiva Alvorada* (Monteiro *et al.* 1986, Ruiz 1992), constitui um conjunto de *plutons* graníticos alongados e subcirculares, com área de exposição restrita ao trecho entre as cidades de Mirassol do Oeste e Reserva do Cabaçal. Inicialmente definidos como Suíte Intrusiva Guapé (Barros *et al.* 1982), coube a Monteiro *et al.* (1986), com base na idade de referência de  $1440 \pm 80$  Ma (Rb/Sr), individualizarem estas intrusões como uma unidade mais antiga, empregando o termo Granito Alvorada. Ruiz (1992) designou como Suíte Intrusiva Alvorada ao conjunto de granitos comumente equigranulares, granulação média a fina, cor cinza clara a rósea, isotrópicos a levemente orientadas e de composição dominante monzogranítica, que afloram como pequenos corpos (*plugs e stocks*) irregulares a subelípticos ou como *plutons* subarredondados a elípticos.

Geraldès (2000) e Ruiz *et al.* (2004) reportam resultados U-Pb em zircão para esses granitos, as idades de  $1440 \pm 06$  Ma e  $1389 \pm 03$  Ma são consideradas como da cristalização da suíte.

**Tabela 8.** Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o Domínio Cachoeirinha (Referências no texto).

Unidades Estratigráficas	Descrições	Idades (Ma) U-Pb	T <sub>DM</sub> (Ga)	ε <sub>Nd</sub> (t)	Idades(Ma) K-Ar e Ar-Ar
Suíte Intrusiva Salto do Céu	Diabásios/Gabros	-	-	-	915
Grupo Aguapeí		U/Pb-SHRIMP >1210			
Suíte Intrusiva Rio Branco	Granófiros	1423 ± 2		-13.1	
	Gabros	1469 ± 31		-15.2 -8.3 -10.4	
Suíte Intrusiva Alvorada	Granitos, isotrópicos, finos, sieonograníticos	1483 ± 10	1.7	-0.2	
		1440 ± 6	1.8	-1.3	
		1394 ± 37			
Suíte Intrusiva Santa Cruz	Granitos foliados (monzogranitos a granodioritos)	1562 ± 36	1.2	+0.9	1539 -1524
		1549 ± 10	1.8	+1.0	
		1546 ± 15	1.8	+0.9	
Suítes Intrusivas São Domingos, Santa Fé, Aliança e Quatro Marcos	Ortognaisses tonalíticos a granodioríticos	1795 ± 10	1.9	+2.2	1472 ± 2
		1746 ± 20	1.9	+2.4	1462 ± 4
		1587 ± 4	2.0	-0.8	1516 ± 1
		1522 ± 11	1.8	+0.9	1517 ± 1
Complexos Metavulcano-sedimentares Quatro Meninas e Cabaçal	Assembléias Metavulcano-sedimentares e Intrusões Máficas	1747 ± 17			1502 ± 17
			1.8	+2.6	1513 ± 8
			1.8	+2.7	1515 ± 2
					1495 ± 2

A *Suíte Intrusiva Rio Branco* ocorre em uma faixa de direção norte-sul, com aproximadamente 75 km de comprimento e 30 km de largura e, segundo as descrições de Barros *et al.* (1982), Leite *et al.* (1985), Geraldés (2000) e Geraldés *et al.* (2001,2004) caracteriza-se por um magmatismo bimodal, anorogênico.

As rochas máficas plutônicas da suíte situam-se nas bordas da intrusão e são caracterizadas petrograficamente por litotipos meso a melanocráticos, de cor cinza esverdeada a negra, equigranulares médias a grossas, estrutura maciça e composição gábrica. A maior parte da suíte é constituída por rochas ácidas, os granitos pórfiros, granofíricos (granitos com textura rapakivi), isotrópicos, porfiríticos de cor vermelha a rosa, com matriz de granulação fina a média e os fenocristais, às vezes arredondados, de até 5 cm de comprimento. Geraldés *et al.* (2004) descrevem rochas híbridas, monzosienitos com textura rapakivi, indicando *commingling e mixing* entre os magmas félsicos e máficos. Geraldés *et al.* (2004) apresentam resultados U-Pb em zircão de 1471 ± 18 Ma para as rochas básicas e 1427 ± 10 Ma para embasamento regional, é constituído pelas formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalina e não exibe registros de deformação dúctil. A *Suíte Intrusiva Salto do Céu* (Araújo-Ruiz *et al.* 2005) corresponde a sills e diques de composição basáltica, constituído por rochas melanocráticas, equigranulares finas a médias, maciças, alojadas entre os estratos da Formação Vale da Promissão.

## **CAPÍTULO III – DOMÍNIO TECTÔNICO CACHOEIRINHA**

### **3.1. INTRODUÇÃO**

O Domínio Tectônico Cachoeirinha conforme proposto por Ruiz *et al.* (2005) corresponde ao setor oriental dos terrenos pré-cambrianos do sudoeste do Cráton Amazônico em Mato Grosso (Figura 9). Um dos critérios utilizados para definir esta unidade lito-tectônica é o fato de que tais rochas não exibem registros da ação termal e deformacional da Orogênese Sunsás, conforme indicam os dados K-Ar e Ar-Ar disponíveis.

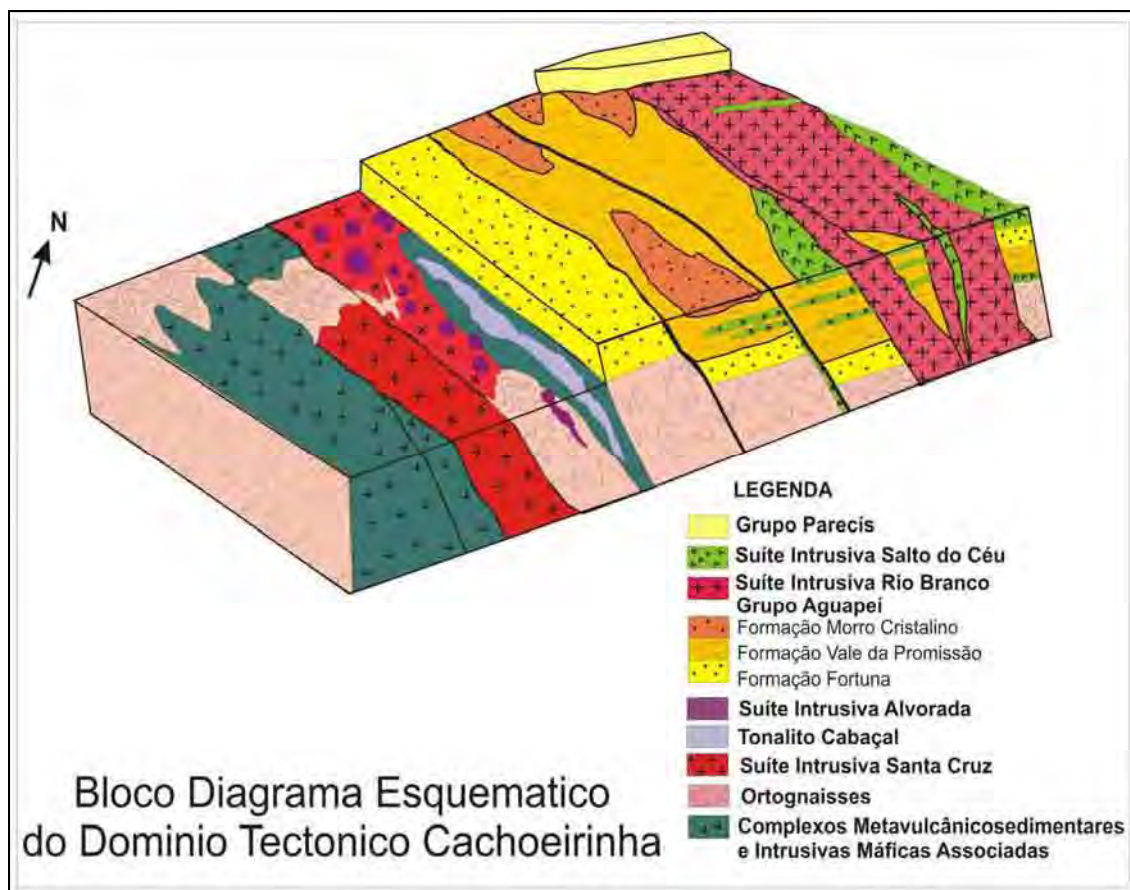
Os mapas geológicos apresentados nos Anexos 1 e 2 expressam a distribuição das unidades litoestratigráficas que constituem o Domínio Cachoeirinha, o bloco-diagrama esquemático ilustra a relação espacial entre as unidades geológicas (Figura 10).

Os limites deste domínio são definidos a leste e sul pelas coberturas quaternárias da Formação Pantanal, sendo que, em parte, o limite sul é descrito pelas rochas siliciclásticas e químicas da cobertura plataformar da Faixa de Dobramentos Paraguai, ou seja, as Formações Puga, Bauxi e Araras. A norte o Domínio Cachoeirinha é recoberto pelas rochas sedimentares clásticas da Formação Salto das Nuvens (Grupo Parecis) e, a leste, mantém contato tectônico com o Domínio Jauru, através da Zona de Cisalhamento Pitas, uma faixa de alta deformação dúctil singularmente registrada em ortognaisses cinza na região a norte de Farinópolis.

### **3.2. LITOESTRATIGRAFIA**

Com base nos dados apresentados no trabalho de revisão regional de Ruiz *et al.* (2005), o Domínio Cachoeirinha é constituído pelas seguintes unidades litoestratigráficas, em ordem cronológica decrescente: Complexos Metavulcano-sedimentares Cabaçal e Quatro Meninas, Suíte Intrusiva Máfica-ultramáfica, Unidades Ortognáissicas, Tonalito Cabaçal, Suíte Intrusiva Santa Cruz, Suíte Intrusiva Alvorada, Grupo Aguapeí, Suíte Intrusiva Rio Branco e Suíte Intrusiva Salto do Céu. A seguir será apresentado um sumário descritivo das características litológicas e petrográficas de cada uma das unidades litoestratigráficas que compõem o arcabouço geológico do Domínio Cachoeirinha.

O bloco diagrama esquemático (Figura 10) ilustra as relações de campo entre as unidades litoestratigráficas e a coluna estratigráfica proposta para o Domínio Cachoeirinha.



**Figura 10.** Bloco diagrama esquemático ilustrando as relações de campo entre as unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Tectônico Cachoeirinha.

### 3.2.1. COMPLEXOS METAVULCANO-SEDIMENTARES CABAÇAL E QUATRO MENINAS

As rochas pertencentes a esta unidade litoestratigráfica ocorrem sob a forma de cinturões alongados segundo a direção N30°- 40°W, as Faixas Cabaçal e Araputanga, de Monteiro *et al.* (1986), e, também, como mega enclaves distribuídos aleatoriamente no interior das unidades gnáissicas e graníticas.

Pelas observações de campo tais assembléias vulcano-sedimentares correspondem ao conjunto litológico mais antigo em todo o Domínio Cachoeirinha, como demonstra a existência de enclaves, principalmente de anfibolitos, nas demais unidades mapeadas.

A complexa variação litológica, associada à superposição de consecutivas fases de deformação e metamorfismo, resulta num quadro lito-estrutural de difícil compreensão que apenas o mapeamento em escala de detalhe poderá trazer respostas mais efetivas. De toda

forma, é possível, no atual estágio de conhecimento, descrever um arcabouço litoestratigráfico geral para os Complexos Cabaçal e Quatro Meninas.

O Complexo Metavulcano-sedimentar Cabaçal é constituído principalmente por rochas metassedimentares clásticas e, em menor proporção, metavulcânicas básicas com subordinada participação de manifestações ácidas.

As rochas metassedimentares estão representadas principalmente por muscovita-quartzo-xistos, biotita-muscovita-granada xistos/gnaisses, granada muscovita sillimanita xistos e, mais raramente, clorita-sericita-quartzo xistos. Os litotipos dominantes apresentam coloração cinza clara e marrom avermelhada, estrutura xistosa e/ou bandada, sendo comum a alternância de níveis quartzo-feldspáticos e biotíticos, intensamente microcorrugados e transpostos/reorientados. Prevalece a granulação média a grossa, são inequigranulares e exibem textura granolepidoblástica.

As rochas metavulcânicas básicas são representadas por anfibolitos que, em geral, exibem cor cinza escura a verde escura, granulação variando entre fina e média, são inequigranulares e mostram marcante estrutura orientada, definida por uma xistosidade ou fino fitamento composicional.

As litologias que caracterizam o conjunto metavulcânico são tremolita-clorita-anfibolitos, tremolita-actinolita-anfibolitos e tremolita-actinolita-granada anfibolitos. As metavulcânicas ácidas, descritas por Monteiro *et al.* (1986), são subordinadas, apresentam composição predominantemente dacítica a riodacítica e apresentam-se como lavas, tufos e vulcanoclásticas.

O Complexo Metavulcano-sedimentar Quatro Meninas caracteriza-se pela predominância de metassedimentos clástico-pelíticos representados por muscovita xistos, muscovita quartzo xistos, grafita xistos e lentes de quartzitos grafitosos e de metavulcânicas básicas (anfibolitos) (Figura 11) com pillow-lavas, brechas de fluxo e metassedimentos químicos subordinados (cherts e formações ferríferas bandadas).

### **3.2.2. SUÍTE INTRUSIVA MÁFICA-ULTRAMÁFICA**

São ocorrências localizadas de intrusões de natureza máfica a ultramáfica, alojadas nas assembléias metavulcano-sedimentares Cabaçal e Quatro Meninas, são exemplos dessa unidade de rochas plutônicas os Metagabros da Fazenda Canaã e de Araputanga e exposições menores na altura da Fazenda Cabaçal e região na região de Santa Fé.



**Figura 11.** Blocos de anfibolitos com bandamento composicional dobrado e boudinado do Complexo Metavulcano-sedimentar Quatro Meninas, a norte do Distrito de Farinópolis. A) Nota-se o dobramento e boudinagem da foliação  $S_{1C}$  e B) Dobras fechadas  $D_{2C}$  desenhadas pelo bandamento  $S_{1C}$  e intrusões de diques graníticos róseos. Vista para SSE.

As rochas formadoras dessa suíte são meso a melanocráticas, de coloração cinza escura a cinza esverdeado, granulação média a grossa, comumente inequigranulares, fortemente foliadas a irregularmente bandadas, exibindo, aparentemente, os mesmos registros de deformação e metamorfismo das seqüências metavulcano-sedimentares (Figura 12).



**Figura 12.** Aspectos de campo da unidade plutônicas máfico-ultramáficas. Ocorrências de metagabros. A) Fazenda Canaã e B) Imediações de Araputanga. Na foto A, a posição da caneta vermelha indica  $S_{1C}$  e da azul  $S_{2C}$ .

As ocorrências de rochas plutônicas máficas-ultramáficas apresentam-se em corpos alongados com direção NW e na forma de *stocks* de composição gabróica. Foram identificados os seguintes litotipos máficos: metagabros, anfíbolitos e metaperidotitos. Os metagabros apresentam granulação entre grossa e média, exibindo texturas que variam de nematoblástica a granoblástica, e alterações hidrotermais tais como: saussuritização, cloritização e clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, epidoto e clorita.

Os anfíbolitos têm granulação fina e textura nematoblástica a granoblástica constituídos, por hornblenda, plagioclásio e quartzo, que ocorrem deformados, tendo como acessórios zircão, apatita e opacos. Os metaperidotitos são constituídos, essencialmente, por olivina, piroxênio, serpentina, talco e opacos.

### **3.2.3. UNIDADES ORTOGNÁISSICAS (SUÍTES INTRUSIVAS ALIANÇA E CACHOEIRINHA)**

Os ortognaisses, comumente cinza escuros a cinza rosados, ocorrem como intrusões nas rochas metavulcanossedimentares dos Complexos Quatro Meninas e Cabaçal. Foram individualizadas, até o momento, as seguintes unidades gnáissicas ortoderivadas – Gnaisses Quatro Marcos e Santa Fé (Carneiro *et al.* 1992), São Domingos e Aliança (Ruiz 1992) e os Gnaisses da Fazenda Quatro Meninas.

Os ortognaisses são rochas meso a leucocráticas, de cor cinza escura a cinza rosado, granulação média a grossa, comumente exibem o bandamento gnáissico, ( $S_{1C}$ ) definido pela intercalação de níveis descontínuos e irregulares ou bandas contínuas e paralelas de agregados máficos (biotita  $\pm$  hornblenda) e félsicos (quartzo-feldspático). A estrutura gnáissica mostra-se deformada, com superposição de pelo menos duas foliações. A composição varia de tonalito a monzogranito, com predomínio dos termos menos diferenciados. A natureza intrusiva é atestada pela ocorrência de enxames de enclaves de rochas máficas dos Complexos Cabaçal e Quatro Meninas e das intrusões máficas-ultramáficas (Figura 13). Os xenólitos exibem formas elípticas a arredondadas e, com frequência, mostram-se alongados segundo o bandamento composicional. É comum, nas zonas de cisalhamento regionais, Zona de Cisalhamento Pitas, por exemplo, apresentarem forma ocelar assimétrica, indicando o movimento provocado pelo cisalhamento simples não-coaxial, observado em tais zonas de alta deformação dúctil.

Com base nas idades U-Pb em zircão, obtidas por Geraldès (2000), separam-se as assembléias de ortognaisses em duas suítes distintas: a Suíte Aliança, que agrupa os Gnaisses Aliança e Santa Fé, com idades U-Pb entre 1790 Ma a 1745 Ma, e a Suíte Cachoeirinha, que se refere aos Gnaisses São Domingos e Quatro Marcos, com idades U-Pb entre 1590 Ma e 1560 Ma.



**Figura 13.** Aspectos de campo dos ortognaisses do Domínio Cachoeirinha. A) Gnaisses cinzas com enclaves máficos estirados e dobrados ( $D_{2C}$ ) e B) Gnaissse rosa, São Domingos, com dobramentos e foliação ( $S_{2C}$ ). Vista para NNW em A e B.

#### **3.2.4. TONALITO CABAÇAL**

Inicialmente descrito como rochas tonalíticas metamorfasadas do Complexo Xingu (Barros *et al.* 1982), coube a Monteiro *et al.* (1986) individualizar a intrusão de composição tonalítica, exposta ao longo do curso médio do Rio Cabaçal, região do Distrito de Cachoeirinha, como unidade litoestratigráfica, designada Tonalito Cabaçal.

Trata-se de um corpo intrusivo em rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Cabaçal e gnaisses e migmatitos dos Gnaisses Aliança, exhibe uma forma alongada, que acompanha o trend regional NNW e marcada foliação tectônica ( $S_{2C}$ ), comumente uma xistosidade, mas que, em sítios de alta deformação, adquire o aspecto milonítico típico de zonas de cisalhamento (Figura 14). O batólito alongado é constituído por rochas mesocráticas, cinza escuras, de granulação média a grossa, comumente inequigranulares.

Ao microscópio nota-se o predomínio da textura granonematoblástica ou granolepidoblástica, resultante do arranjo preferencial dos cristais de hornblenda e biotita, alternados aos níveis ricos em plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. O plagioclásio (andesina e raramente oligoclásio) é o constituinte principal da rocha, sendo comum apresentar-se, com o quartzo, em arranjos do tipo mosaico e, também, como porfiroclastos, nas faixas milonitizadas. O quartzo, sempre xenomórfico, é dos principais componentes da matriz com o plagioclásio e o feldspato alcalino (microclínio). A hornblenda é o principal máfico, comumente subidiomórfica, mantém contatos retos e abruptos com os félsicos e a biotita, esta por sua vez, apresenta-se com hábito ripiforme e, com o anfibólio, destaca a trama planar.



**Figura 14.** Tonalito Cabaçal na região de Santa Fé. Neste afloramento a foliação  $S_{2C}$  mostra suave mergulho para o quadrante SW. Vista para SSE.

### ***3.2.5. SUÍTE INTRUSIVA SANTA CRUZ***

A designação Suíte Intrusiva Santa Cruz foi proposta por Ruiz (1992) para referir-se a um corpo de dimensão batolítica, com direção NNW, exposto entre as localidades de Reserva do Cabaçal e São José dos Quatro Marcos. Inicialmente foram descritas duas fácies

petrográficas distintas, no entanto, os trabalhos de campo demonstraram a ocorrência de pelo menos mais duas fácies petrográficas cartografáveis na escala de semi-detalle.

As relações de campo indicam seguramente que o batólito Santa Cruz encontra-se alojado em um arcabouço lito-estrutural constituído pelas seqüências metavulcano-sedimentares e ortognaisses, previamente deformados e metamorfisados, que exibem complexa história tectônica precedente à colocação do corpo batolítico.

A partir do mapeamento regional do batólito, foram reconhecidas pelo menos quatro fácies petrográficas distintas, que carecem de detalhamento cartográfico e geoquímico. A fácies dominante é composta por rochas leucocráticas, vermelhas a rosas, granulação grossa a média, orientadas, de composição monzogranítica a, subordinadamente, sienogranítica. Exibe textura hipidomórfica, equigranular, o feldspato alcalino e o plagioclásio são normalmente subidiomórficos, o quartzo é xenomórfico e intersticial e a biotita, pouco abundante, ocorre isolada ou em agregados com minerais máficos e acessórios.

A fácies porfirítica, datada pelo método U-Pb e Sm-Nd nesta tese, é definida pela ocorrência de litotipos porfiríticos, leuco a mesocráticos, cinza rosados, foliados, faneríticos com textura porfirítica, exibem composição essencialmente monzogranítica. Esta fácies é observada na estrada que liga Araputanga à Cachoeirinha e, nas proximidades da Fazenda Pitomba e em Mirassol D'Oeste.

Na região de Reserva do Cabaçal, no extremo norte do batólito, predomina a fácies composta por rochas inequigranulares, de granulação média a grossa, leuco a mesocráticas, de cor cinza a cinza esbranquiçada, foliadas, de composição granodiorítica a tonalítica. Exibem textura hipidiomórfica equigranular e são formadas essencialmente por plagioclásio, pequena proporção de microclínio e quartzo intersticial e os máficos são representados pela hornblenda e biotita.

Na região de Cachoeirinha foi observada uma quarta fácies, pouco expressiva em área de exposição, é caracterizada por diques subverticais, de largura média de 2 m, composto por rochas equigranulares, mesocráticas, cinza escuras, de granulação média a grossa, orientadas e composição variando de granodiorito a tonalito.

Os diques alojam-se nos gnaisses ortoderivados São Domingos. A figura 15 ilustra diferentes conjuntos petrográficos da Suíte Santa Cruz, bem como alguns aspectos de campo, como xenólitos e forma de ocorrência.



**Figura 15.** Aspectos de campo da Suíte Santa Cruz. A) Xenólitos de anfibolitos do Complexo Cabaçal, B) Granitóides foliados, cinza claro, de composição tonalítica, região da Reserva do Cabaçal, C) Diques irregulares do Granito Alvorada recortando os granitos porfiríticos Santa Cruz e D) Granitos porfiríticos foliados, de composição monzogranítica.

### **3.2.6. SUÍTE INTRUSIVA ALVORADA**

A Suíte Intrusiva Alvorada (Monteiro *et al.* 1986 e Ruiz 1992), constitui um conjunto de *plutons* graníticos subcirculares a elípticos, com área de exposição restrita ao trecho entre as cidades de Mirassol D'Oeste e Reserva do Cabaçal. Inicialmente foram definidos como pertencentes a Suíte Intrusiva Guapé por Barros *et al.* 1982 e, posteriormente, Monteiro *et al.* (1986), com base na idade de referência de  $1440 \pm 80$  Ma (Rb/Sr), individualizaram e caracterizaram estas intrusões como uma unidade mais antiga, utilizando a designação de Granito Alvorada.

A definição aqui utilizada para a Suíte Alvorada está de acordo com a proposta de Ruiz (1992), que engloba os plutons graníticos isotrópicos descritos por Monteiro *et al.* (1986) como participantes da Suíte Intrusiva Alvorada, separando-os das intrusões graníticas marcadamente foliadas pertencentes e designadas de Suíte Intrusiva Santa Cruz.

Os granitóides que compõem essa unidade litoestratigráfica são comumente equigranulares, exibem granulação média a fina, cor cinza clara a rósea, isotrópicos a levemente orientadas e de composição dominante monzogranítica e, em menor proporção, granodiorítica. Afloram ora como pequenos corpos (*plugs e stocks*) irregulares a subelípticos que cortam discordantemente as unidades mais antigas, ora como corpos maiores, caracterizando *plutons* subarredondados a elípticos. A figura 16 ilustra a forma de ocorrência e alguns aspectos mesoscópicos dos granitos em foco.



**Figura 16.** Aspectos de campo da Suíte Alvorada. A) Morrotes arredondados isolados, B) Ocorrência em blocos e lajedos, C) Aspecto maciço e granulação dos granitóides e D) Xenólitos de gnaisses da Suíte Santa Cruz e de anfibolitos das metasupracrustais.

Há o predomínio da textura hipidomórfica equigranular e raramente hipidiomórfica inequigranular. O plagioclásio e o feldspato alcalino são subidiomórficos, sendo comum o primeiro apresentar zonação normal descontínua. O quartzo é xenomórfico e intersticial e as lamelas biotita, distribui-se homogênea, exceto nos exemplares levemente foliados.

### 3.2.7. GRUPO AGUAPEÍ

O Grupo Aguapeí é uma espessa cobertura siliciclástica depositada sobre as unidades descritas e tem sua principal área de ocorrência nas serra de Monte Cristo e Roncador, na região de Rio Branco e Salto do Céu. No Domínio Cachoeirinha são reconhecidas as três formações (Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalino) (Figura 17).



**Figura 17.** Formas de ocorrência e aspectos de campo do Grupo Aguapeí no Domínio Cachoeirinha. A) Chapadões de arenitos conglomeráticos e conglomerados da Formação Fortuna nas imediações do rio Cabaçal, B) Argilitos e siltitos laminados, subhorizontalizados, da Formação Vale da Promissão, C) Arenitos e conglomerados ortoquartzíticos da Formação Morro Cristalino e D) Contato entre as soleiras máficas/ argilitos e Granito Rio Branco.

A Formação Fortuna constitui-se por espessos pacotes de conglomerados oligomíticos e arenitos quartzosos, com intercalações, em direção ao topo, de metassiltitos e metargilitos. A Formação Vale da Promissão exibe um contato transicional interdigitado com a unidade sotoposta e compreende uma seqüência dominada por metargilitos e metassiltitos e raros metarenitos depositados provavelmente em um ambiente marinho profundo. Espessa seqüência fluvial é definida por um pacote de arenitos finos quartzosos com intercalações subordinadas de conglomerados oligomíticos quartzosos da Formação Morro Cristalino, que constitui o topo da seqüência.

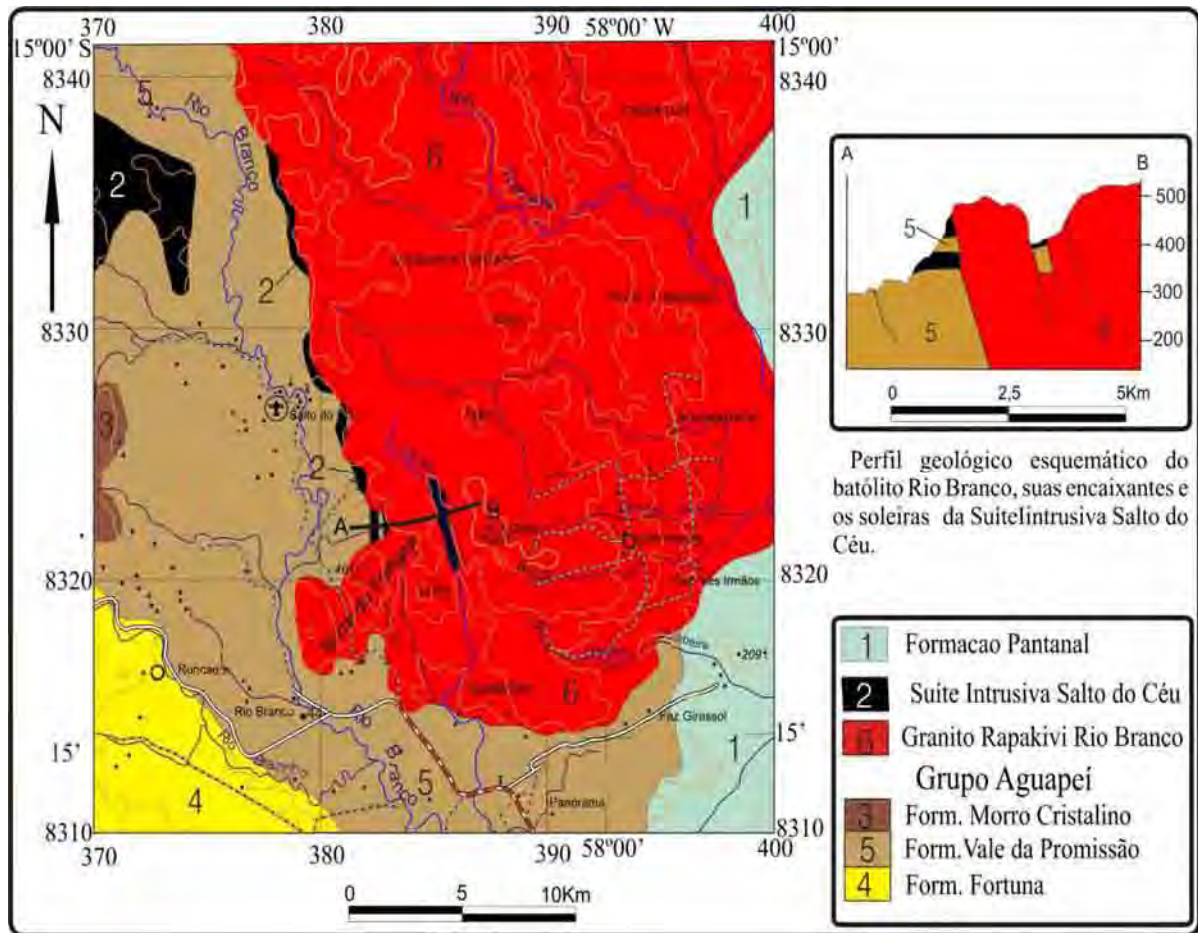
### **3.2.8. SUÍTE INTRUSIVA RIO BRANCO**

As rochas que constituem a Suíte Intrusiva Rio Branco foram estudadas inicialmente por Oliva *et al.* (1979) sendo denominadas de Complexo Serra de Rio Branco. Barros *et al.* (1982), utilizam o termo Grupo Rio Branco e definem esta unidade como uma seqüência plutovulcânica constituída por rochas básicas (diabásios e gabros) e ácidas (riolitos, granitos pórfiros, andesitos e dacitos) que ocorrem na região da serra homônima. Leite *et al.* (1985) aplicam o termo Suíte Intrusiva Rio Branco e, a partir do mapeamento da porção sul do batólito, modificam a posição estratigráfica da unidade, situando-a como embasamento do Grupo Aguapeí, adicionalmente, afirmam que a intrusão trata-se de um complexo ígneo estratiforme diferenciado. Geraldés *et al.* (2001,2004) descrevem rochas híbridas, monzosienitos com textura rapakivi, indicando *commingling* e mistura entre os magmas félsicos e máficos.

Com base em recentes trabalhos de mapeamento geológico, Araújo-Ruiz *et al.* (2005a,b) redefinem a área de ocorrência e a constituição litológica da Suíte Intrusiva Rio Branco. A partir da caracterização de campo foi possível discriminar as rochas máficas da região de Salto do Céu e Rio Branco, em duas unidades distintas: 1) as rochas básicas plutônicas (gabros e quartzo-dioritos) pertencentes à borda da Suíte Intrusiva Rio Branco e, 2) os litotipos hipoabissais, diabásios e microgabros de idade toniana ( $\pm 950$  Ma), alojados concordantemente aos estratos do Grupo Aguapeí e agrupados sob a designação Suíte Intrusiva Salto do Céu.

O mapa geológico e a seção esquemática (Figura 18) destacam a forma do granito rapakivi Rio Branco e sua relação de contato com o Grupo Aguapeí e as soleiras máficas

Salto do Céu. A Figura 18D ilustra a relação entre as rochas plutônicas da suíte Rio Branco e as soleiras máficas tonianas encaixadas no Grupo Aguapeí.



**Figura 18.** Mapa geológico do Batólito Rio Branco e seção geológica no contato entre a Suíte Rio Branco e as soleiras máficas, Suíte Salto do Céu, alojadas no Grupo Aguapeí (Extraído de Araújo-Ruiz *et al.* 2005).

As rochas máficas plutônicas da Suíte Rio Branco situam-se nas bordas da intrusão e são caracterizadas petrograficamente por litotipos meso a melanocráticos, de cor cinza esverdeada a negra, equigranulares médias a grossas, estrutura maciça e composição gábrica.

A maior parte da suíte, acima de 95%, é constituída por rochas ácidas, os granitos pórfiros, granofíricos (granitos com textura rapakivi), isotrópicos, porfiríticos de cor vermelha a rósa, com matriz de granulação fina a média e os fenocristais, às vezes arredondados, de até 5 cm de comprimento. O feldspato alcalino é constituído por fenocristais subédricos, pertíticos, com inclusões de quartzo e discreta corrosão em suas bordas. Os plagioclásios exibem grãos euédricos a subédricos, freqüentemente parcialmente

alterados e, às vezes, ocorrem como coroas nos feldspatos alcalinos. A figura 19 ilustra a forma de ocorrência e detalhes texturais e de campo do granito.



**Figura 19.** Aspectos de campo da Suíte Intrusiva Rio Branco. A) Contato entre os argilitos da Formação Vale da Promissão e o granito rapakivi, B) Forma de ocorrência comum das rochas graníticas, C) Fenocristais arredondados de feldspato potássico e quartzo, textura rapakivi e D) Xenólito de argilito do Grupo Aguapeí no granito rapakivi.

Todo o conjunto plutônico não exhibe evidências de deformação dúctil e metamorfismo, sendo apenas recortado por falhas normais de direção NNW e NEE que afetam também suas encaixantes.

A constatação da ocorrência de xenólitos de argilitos da Formação Vale da Promissão nas bordas da suíte intrusiva (Figura 19 D) e indícios de metamorfismo de

contato de discreta expressão em pelitos da mesma formação, indicam que o Batólito Rapakivi Rio Branco é mais jovem que o Grupo Aguapeí.

Resultados apresentados por Geraldés *et al.* (2001,2004) pelo método U-Pb em cristais de zircão,  $1423\pm 02$  Ma para os granófiros e  $1469\pm 31$  Ma para os gabros da Suíte Rio Branco.

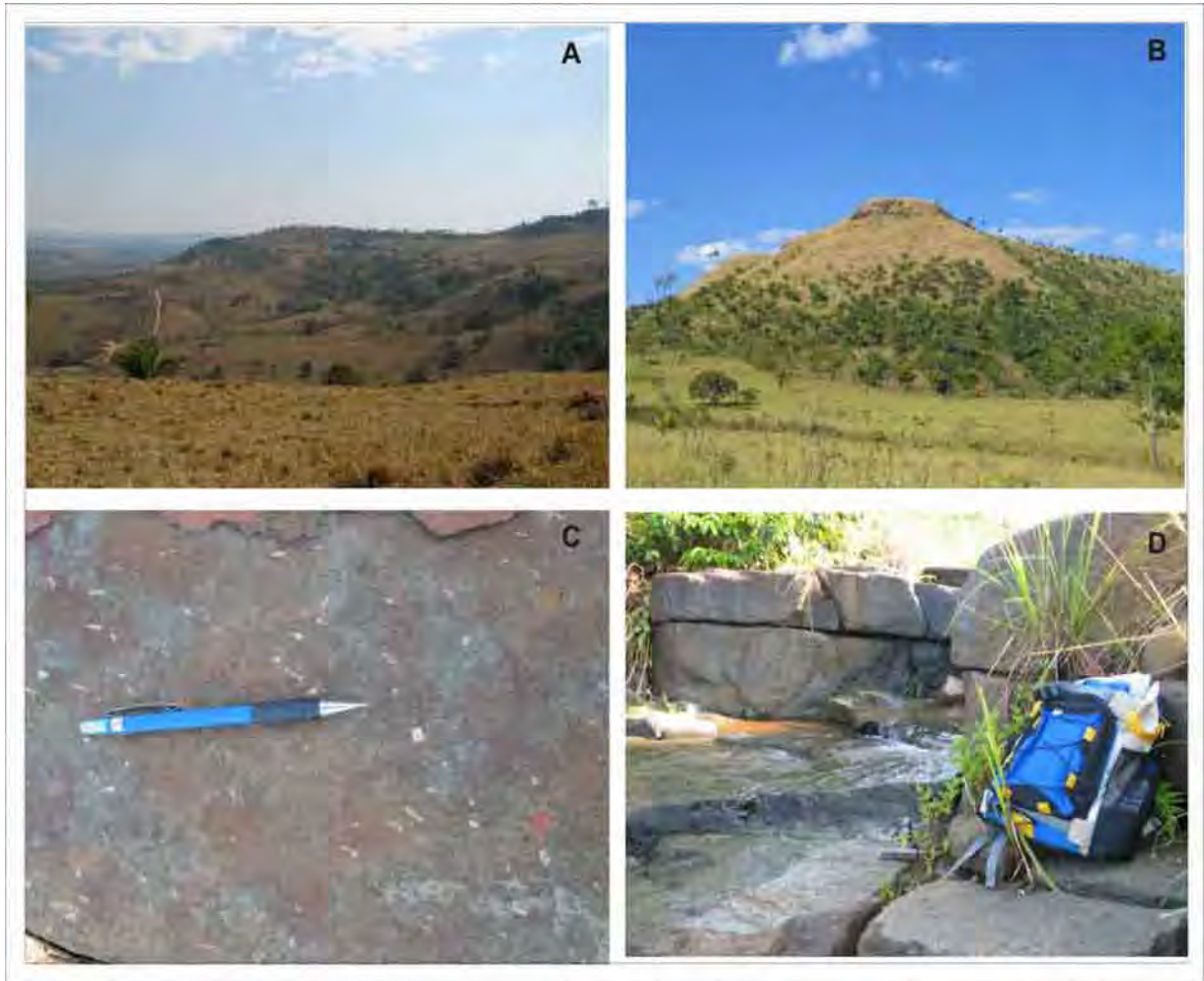
Santos *et al* (2001) apresentam idade máxima da deposição estimada em 1230 Ma, com base na datação de zircões detríticos do Grupo Aguapeí pelo método U-Pb (SHRIMP).

Resultados geocronológicos Rb-Sr reportados por Barros *et al.* (1982) e Ruiz (1992) assinalam idade de cristalização para o granito rapakivi em torno de  $1130\pm 72$  Ma. Esse valor mostra-se coerente com o contexto geológico caracterizado pelo mapeamento, que indicam a natureza intrusiva do batólito Rio Branco em rochas sedimentares do Grupo Rio Branco.

### **3.2.9. SUÍTE INTRUSIVA SALTO DO CÉU**

A Suíte Intrusiva Salto do Céu (Araújo-Ruiz *et al.* 2005) é composta por dezenas de soleiras máficas, com espessura variando entre 1 a 5 m, paralelas ao acamamento dos pelitos e psamitos da formação Vale da Promissão.

Os *sills* são constituídos por rochas mesocráticas, cinza escuras a negras, equigranulares de granulação fina a média, raramente porfiríticas, maciças, composicionalmente variam de gabros a quartzo-monzodioritos (Figura 20). O plagioclásio (labradorita-andesina) ocorre comumente na matriz como cristais euédricos a subédricos, tabulares, e menos frequentemente, como fenocristais de até 5 cm de comprimento. A matriz é composta por plagioclásio, hornblenda, biotita, ortoclásio, quartzo e, muito raramente, olivina. As texturas cumulática e ofítica são comuns e os minerais acessórios são representados pelo zircão, titanita, magnetita, ilmenita e pirita.



**Figura 20.** Aspectos geomorfológicos e topográficos fotos (A e B) e de ocorrência das soleiras máficas e aspectos macroscópicos dos diabásio e microgabros da Suíte Salto do Céu fotos (C e D).

Barros *et al.* (1982) descrevem os gabros e diabásios como parte do Grupo Rio Branco e Leite *et al.* (1985) interpretaram essas ocorrências de soleiras como exposições da unidade meso-melanocrática (basal) da Suíte Intrusiva Rio Branco, exposta em janelas erosivas da Formação Vale da Promissão.

### 3.3. DEFORMAÇÃO

Os dados estruturais referem-se, em parte, aos obtidos no levantamento regional realizado atualmente e, aos publicados por Ruiz (1992) na região do Distrito de Cachoeirinha, obviamente seguidos da checagem e reavaliação.

Apesar da escassez de informações pôde ser definida a existência de pelo menos três fases de deformação de caráter regional, aqui designadas por Fases  $F_{1C}$ ,  $F_{2C}$  e  $F_{3C}$ , responsáveis pela geração de estruturas tectônicas vinculadas à evolução do Domínio Cachoeirinha. A seguir estão relacionadas as principais características do conjunto de elementos estruturais formados em cada uma das fases de deformação.

A fase  $F_{1C}$  é responsável pelo desenvolvimento da foliação penetrativa  $S_{1C}$ , identificada como um bandamento composicional ou xistosidade.

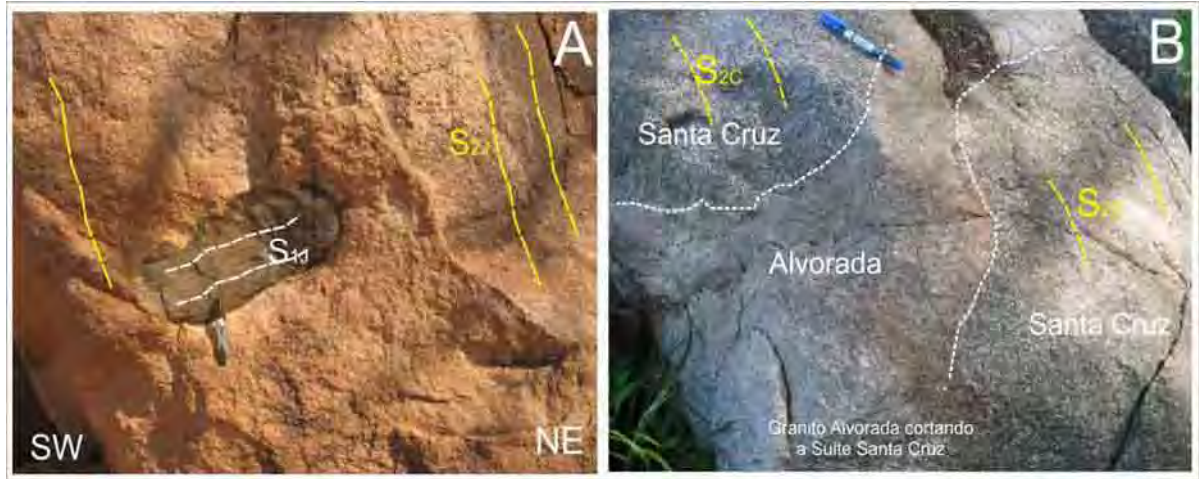
O bandamento composicional/gnáissico  $S_{1C}$  é definido pela alternância de bandas ou níveis enriquecidos em minerais máficos, principalmente anfibólio e biotita, e bandas félsicas, constituídas essencialmente por quartzo e feldspato, tais estruturas são proeminentes nos ortognaisses (São Domingos, Aliança e Quatro Marcos) e nos paragnaisses das assembléias metavulcano-sedimentares (Cabaçal e Quatro Meninas). A xistosidade  $S_{1C}$  define-se pela orientação preferencial dos constituintes minerais dos xistos (sillimanita, muscovita, granada, quartzo e feldspato) e anfibolitos (hornblenda, actinolita, granada, plagioclásio e quartzo), que confere a tais rochas uma destacada trama mesoscópica planar (Figura 21).



**Figura 21.** Relação de superposição entre as foliações  $S_{1C}$  e  $S_{2C}$  em anfibolitos e ortognaisses e aspecto geral das dobras  $D_{2C}$ , do Domínio Tectônico Cachoeirinha.

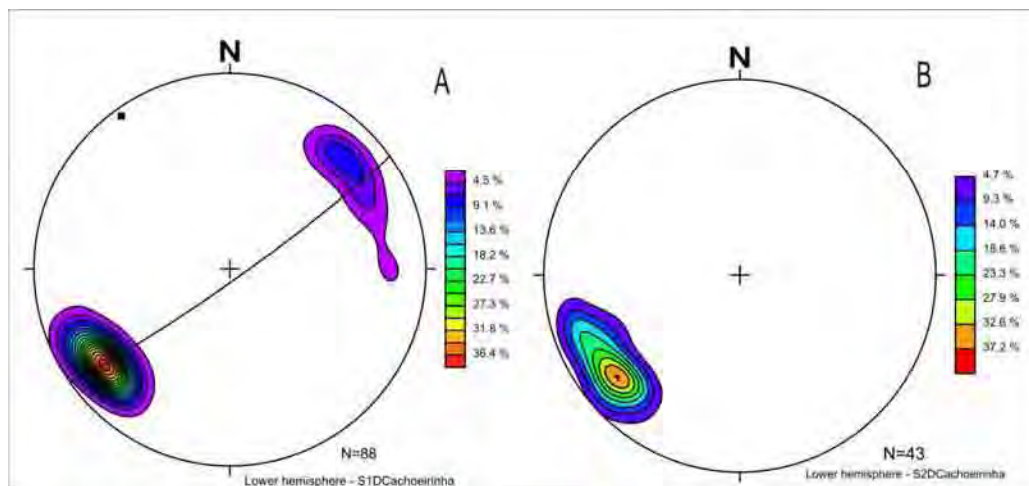
As dobras mesoscópicas  $D_{2C}$  (Figura 22), observadas tanto nos ortognaisses como nas assembléias metavulcano-sedimentares, são desenhadas pelas superfícies de  $S_{1C}$  (bandamento e xistosidade), apresentam dimensão quilométrica a centimétrica, são com frequência assimétricas, apertadas, embora exemplares relativamente abertos possam ser observados.

Variam entre dobras normais com caimento a dobras reversas com caimento, cuja superfície axial mergulha de maneira íngreme, entre  $60^\circ$  e  $80^\circ$ , para o azimute  $40^\circ$  a  $60^\circ$ , predominantemente e a linha de charneira exibe caimento entre  $30^\circ$  e  $50^\circ$  para  $310^\circ$  a  $320^\circ$ .



**Figura 22.** Batólito Santa Cruz exibindo foliação penetrativa  $S_{2C}$ , em A) destaca-se xenólito com foliação  $S_{1C}$  discordante da foliação externa, em B) a fácies porfirítica da suíte Santa Cruz destacando a orientação dos fenocristais de feldspato potássico.

O estereograma para pólos da foliação  $S_{1C}$  (Figura 23), construído com atitudes medidas nos ortognaisses e rochas metavulcano-sedimentares, ressalta o efeito do dobramento da foliação  $S_{1C}$  pela segunda fase de deformação,  $F_{2C}$ , registrada no domínio Cachoeirinha.



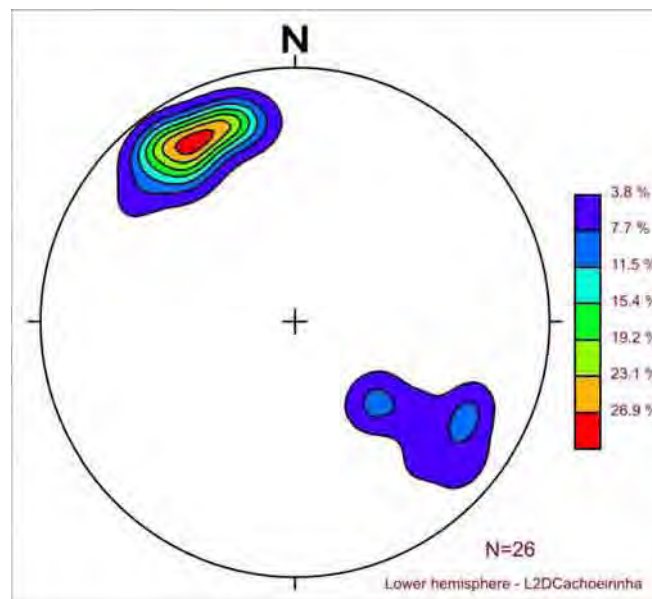
**Figura 23.** Estereogramas para os pólos das foliações  $S_{1C}$  (A) e  $S_{2C}$  (B) do Domínio Tectônico Cachoeirinha. A) Medidas de flancos  $D_{2C}$ , atitude média de  $S_{1C}$   $240/70$  (Máxima Densidade 36,4 %) eixo construído de  $D_{2C}$ ,  $230/10$ . B) Atitude média  $230/70$  (Máxima Densidade 37,2 %).

A fase de deformação  $F_{2C}$  é definida pela formação de dobras desenhadas pela foliação  $S_{1C}$ , além de foliações plano-axiais e lineações associadas aos dobramentos de  $S_{1C}$ .

A foliação  $S_{2C}$ , plano-axial às dobras  $D_{2C}$ , apresenta-se como uma clivagem de crenulação nos ortognaisses, xistos, anfíbolitos e paragnaisses bandados ou como uma foliação contínua do tipo xistosidade na Suíte Santa Cruz, no Tonalito Cabaçal e nos ortognaisses.

Com certa frequência observa-se uma justaposição entre a  $S_{2C}$  e a  $S_{1C}$ , nos flancos das dobras  $D_{2C}$ , tornando-se difícil a distinção entre ambas as foliações.

Lineações  $l_{2C}$  vinculadas à fase  $F_{2C}$  são definidas, predominantemente, pelas microcorrugações da foliação  $S_{1C}$ , pela intersecção das foliações  $S_{2C}$  e  $S_{1C}$  e, também, pela lineação mineral observada na foliação penetrativa da Suíte Santa Cruz, Tonalito Cabaçal e nas zonas de cisalhamentos relacionadas à  $F_{2C}$ . Os diagramas de frequência para as lineações relacionadas ao eixo das dobras  $D_{2C}$ , microcorrugações e de intersecção, e lineações de estiramento associadas à foliação  $S_{2C}$  estão representados na Figura 24.



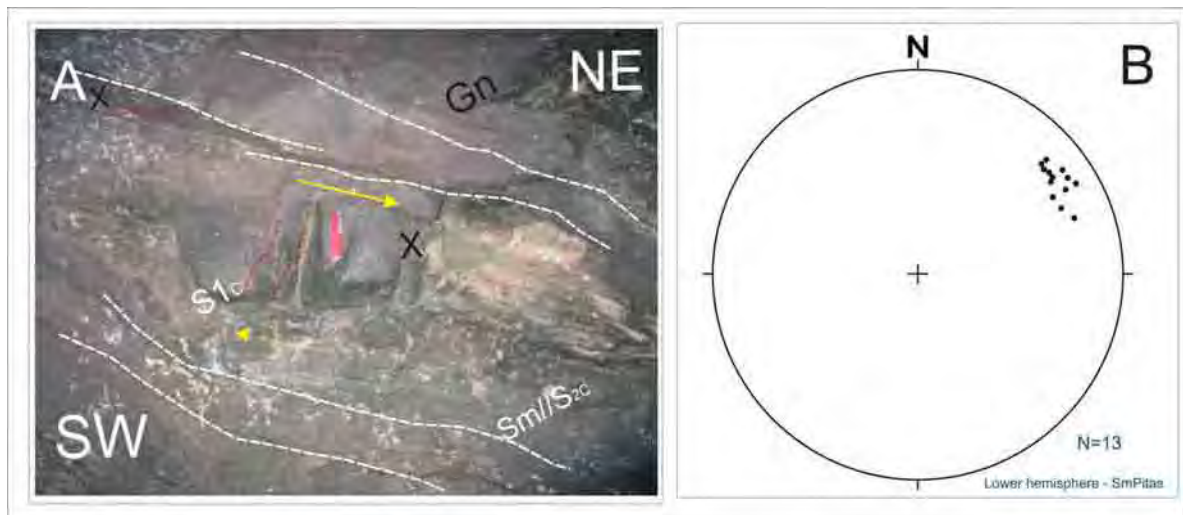
**Figura 24.** Estereograma com as lineações  $l_{2C}$  paralelas aos eixos das dobras  $D_{2C}$  do Domínio Tectônico Cachoeirinha. Atitude média de  $l_{2C}$  330/15 (Máxima densidade 26,9%).

A Zona de Cisalhamento Pitas, tentativamente definida como o elemento tectônico que delimita o Domínio Cachoeirinha, corresponde a uma faixa de alta deformação não-coaxial observada principalmente nas litologias gnáissicas, ortoderivadas, situadas na Fazenda Quatro

Meninas e nas imediações do Distrito de Farinópolis. A zona de cisalhamento é caracterizada pelo desenvolvimento de uma trama milonítica destacada, onde porfiroclastos de feldspato exibem um formato amendoado assimétrico (*augen*) e encontram-se imersos em uma matriz recristalizada de menor granulação. Xenólitos de litologias metamáficas e metaultramáficas, exibem a mesma geometria assimétrica dos porfiroclastos, sendo importantes indicadores cinemáticos para essa faixa de cisalhamento.

A lineação de estiramento associada a foliação milonítica é da ordem de  $220^{\circ}/60^{\circ}$ , enquanto a foliação apresenta atitude média de  $230^{\circ}/75^{\circ}$  (Figura 25 A e B).

As figuras 21 e 22 ilustram as principais feições estruturais observadas nas fases  $F_{1C}$  e  $F_{2C}$  e o bloco-esquemático (Figura 10) destaca as relações de campo entre as estruturas tectônicas e as unidades lito-estratigráficas.



**Figura 25.** Zona de Cisalhamento Pitas. A) Xenólitos máficos assimétricos indicando a movimentação horária (Vista em planta); B) Estereograma para a foliação milonítica, atitude média  $230^{\circ}/75^{\circ}$ , alinação estiramento é obliqua, com caimento em torno de  $60^{\circ}$  para SW.

A fase de deformação  $F_{3C}$ , descrita por Ruiz (1992), mostra-se localizada e menos marcante que as demais, seus registros tectônicos são caracterizados por discretos dobramentos das foliações  $S_{2C}$  e  $S_{1C}$ , clivagens disjuntivas e de crenulação plano-axiais  $S_{3C}$  e raras lineações de intersecção  $I_{3C}$ .

A foliação  $S_{3C}$  é representada por clivagem de crenulação de ocorrência localizada, orientada segundo o plano-axial das dobras abertas, levemente assimétricas a simétricas  $D_{3C}$ . A orientação dominante da  $S_{3C}$  é definida por mergulhos altos, entre  $65^{\circ}$  e  $75^{\circ}$ , para os

azimutes  $120^\circ$  a  $140^\circ$ . As lineações  $I_{3C}$ , de intersecção e eixos de microcorrugações  $D_{3C}$ , geometricamente relacionadas ao eixo dessas dobras, exibem uma atitude dominada por caimentos medianos a altos ( $50^\circ$  a  $75^\circ$ ) para o primeiro quadrante, entre  $30^\circ$  e  $50^\circ$ .

A orientação dos elementos estruturais associados à fase  $F_{3C}$  é sub-ortogonal às estruturas geradas em  $F_{2C}$ , sugerindo uma alteração no campo de esforços compressivos regionais.

A deformação rúptil,  $F_{4C}$ , é particularmente destacada nas rochas sedimentares do Grupo Aguapeí e na Suíte Intrusiva Salto do Céu, indicando um regime de franca extensão crustal acomodado por basculamento de blocos e falhas normais de expressão regional, com atitude dominante  $75^\circ/80^\circ$ , entretanto estruturas rúpteis, falhas e fraturas, de direção NE, mostram-se igualmente importantes.

O quadro sinóptico (Figura 26) relaciona os principais elementos estruturais identificados preliminarmente no Domínio Cachoeirinha e apresenta uma tentativa de correlação estrutural para a região.

Quadro Sinóptico dos Elementos Estruturais do Domínio Cachoeirinha				
Fase de Deformação	Unidades Geológicas	Estruturas Tectônicas	Atitudes	Regime Cinemático
$F_{1C}$	CMVSQM/C SIQM,SF,SD,A	$S_{1C}$	Variável Não documentado	Regime Compressivo Formação de bandamento gnáissico.
$F_{2C}$	CMVSQM/C SIQM,SF,SD,A	$D_{2C}/ S_{2C}/I_{2C}$ (Clivagem crenulação)	$040^\circ - 060^\circ/60^\circ - 80^\circ$ $S_{2C}$	Regime Compressivo Dobras normais, com plano axial mergulhando para NE e SW.
	SISC / TC SIA	$S_{2C}$ (Xistosidade)	$040^\circ - 060^\circ/60^\circ - 80^\circ$ $S_{2C}$	
	ZC Pitas	$S_{m2C}$ $L_{m2C}$	$230^\circ/75^\circ$ $220^\circ/60^\circ$	Regime Transpressivo Transporte para NE
$F_{3C}$	CMVSQM/C SIQM,SF,SD,A	$D_{3C}/ S_{3C}/I_{3C}$	$120^\circ - 140^\circ/65^\circ 75^\circ$	Suaves Dobras ortogonais às estruturas anteriores.
	SISC / TC SIA	$D_{3C}/ S_{3C}/I_{3C}$	$120^\circ - 140^\circ/65^\circ 75^\circ$	
$F_{4C}$	Grupo Aguapeí S.I. Salto do Céu Embasamento	Falha/Fratura	$75^\circ/80^\circ$	Falhas normais

**Figura 26.** Quadro sinóptico dos principais elementos estruturais caracterizados no Domínio Cachoeirinha e a tentativa de correlação estrutural entre as fases de deformação. Abreviações: CMVSQM/C (Complexo Metavulcano-sedimentar Quatro Meninas e Cabaçal), SIQM, SF, SD, A (Suíte Intrusiva Quatro Marcos, Santa Fé, São Domingos e Aliança), SISC (Suíte Intrusiva Santa Cruz), TC (Tonalito Cabaçal) e SIA (Suíte Intrusiva Alvorada).

### 3.4. LITOGEOQUÍMICA

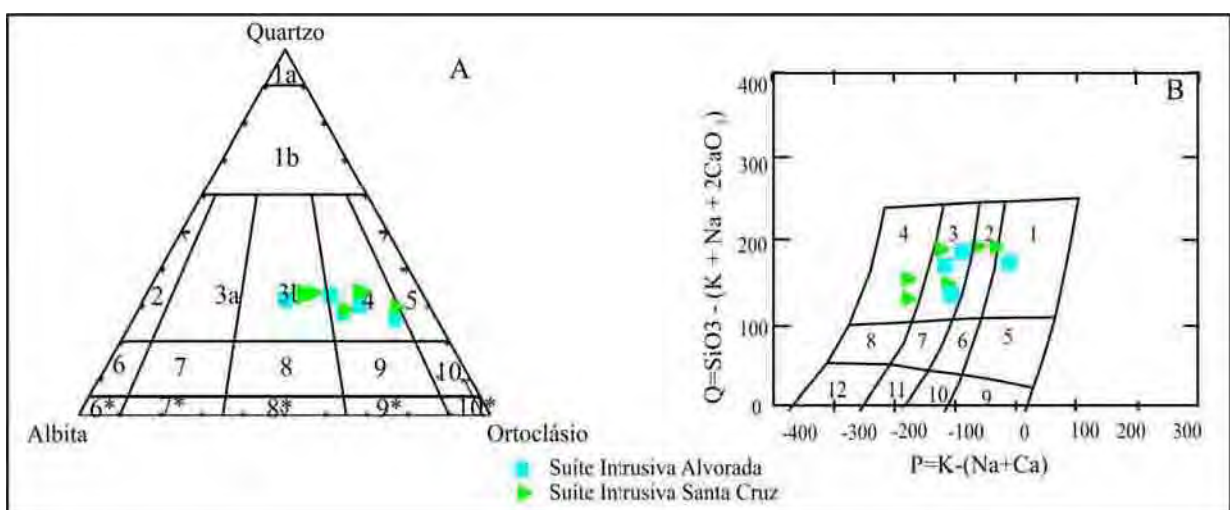
No que se refere ao estudo do comportamento geoquímico das unidades geológicas do Domínio Cachoeirinha, foram analisadas amostras das Suítes Intrusivas Santa Cruz, Alvorada e Salto do Céu, com o propósito precípua de caracterizar a natureza do magmatismo e o ambiente geodinâmico a que se vincularam.

Os dados geoquímicos (elementos maiores, traços e menores) para rochas estudadas estão relacionados no Anexo 6.

#### 3.4.1. SUÍTE INTRUSIVA SANTA CRUZ

Para a caracterização geoquímica da Suíte Intrusiva Santa Cruz foram selecionadas 13 amostras de rochas, coletadas ao longo do eixo maior (NS) do batólito, desde a região da Reserva do Cabaçal até Santa Fé.

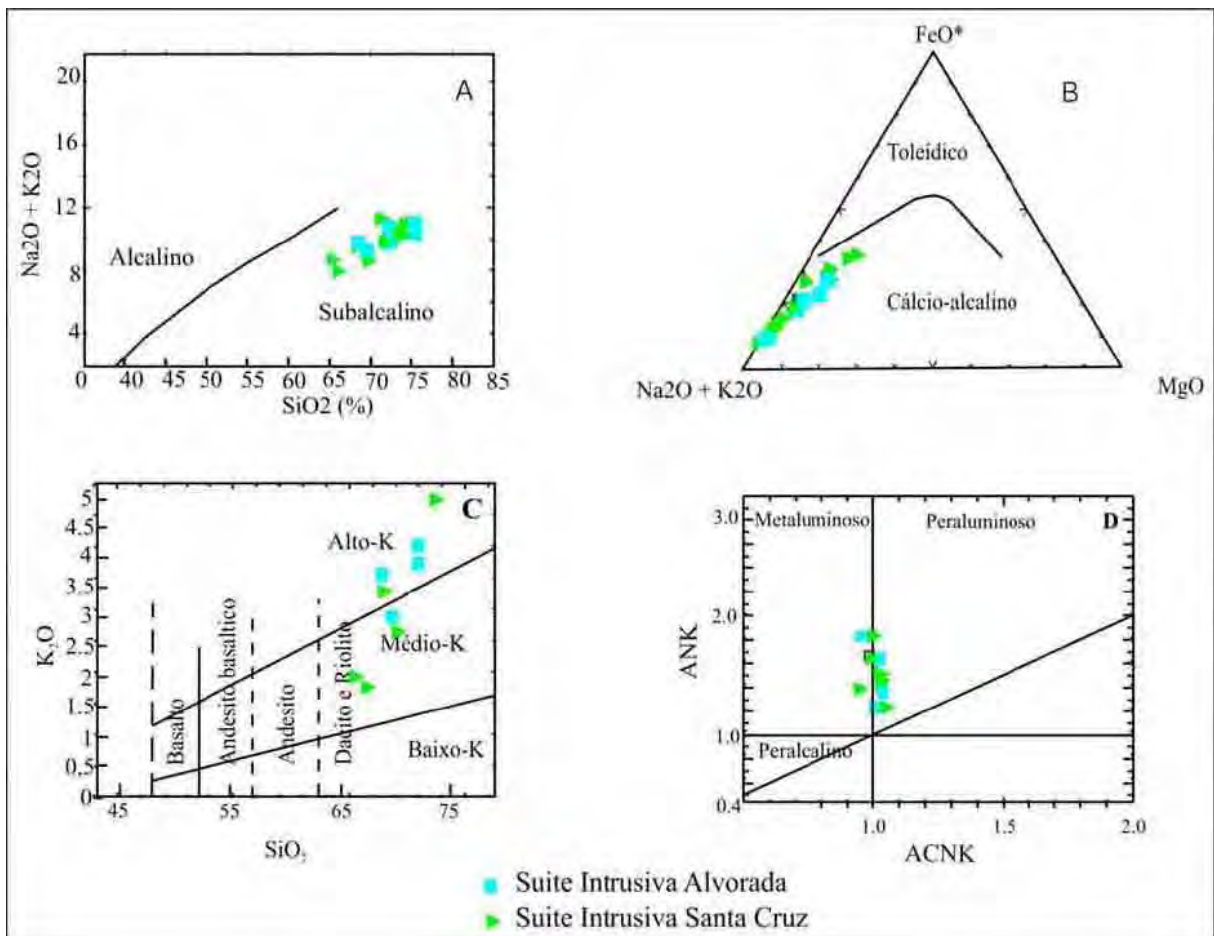
Com relação ao diagrama de classificação petrográfica, o diagrama QAP (Le Maitre 1989) (Figura 27A), se evidencia que as rochas da suíte posicionam-se nos campos dos granodioritos/tonalitos e monzogranitos. Quando se considera os parâmetros multicatiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988) (Figura 27B), as rochas da suíte exibem uma grande variação composicional situando-se nos campos dos monzogranitos aos tonalitos.



**Figura 27.** Diagramas de classificação petrográfica para as rochas das suítes intrusivas Santa Cruz e Alvorada. A) Diagrama QAP (Le Maitre 1989), B) Diagrama de parâmetros catiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988).

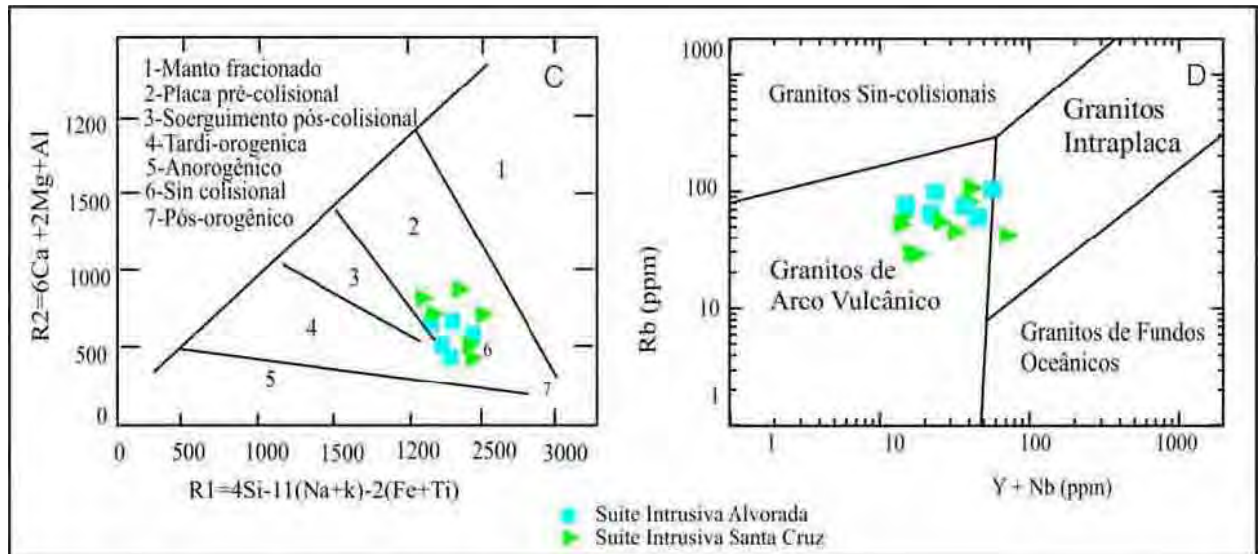
O diagrama de classificação serial de Irvine & Baragar (1971) (Figura 28A) discrimina as rochas graníticas estudadas como subalcalinas, enquanto no diagrama  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{FeO}^*/\text{MgO}$  de Irvine & Baragar (1971) (Figura 28B), as rochas da suíte posicionam-se no campo cálcio-alcalino.

O diagrama de Le Maitre 1989,  $(\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O})$  e Maniar e Picolli 1989,  $(\text{ANK} \text{ vs } \text{ACNK})$  (Figura 28C e D), evidenciam que as rochas da suíte Alvorada caracterizam uma suíte perluminosas, cálcio-alcalinas de médio a alto-K.



**Figura 28.** Diagramas de classificação serial para rochas das Suítes Intrusivas Santa Cruz e Alvorada. A e B) diagramas de Irvine & Baragar (1971), C) Diagramas de Le Maitre 1989,  $(\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O})$  e D) Maniar e Picolli 1989,  $(\text{ANK} \text{ vs } \text{ACNK})$ .

No diagrama discriminante de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1985), que utiliza os parâmetros catiônicos  $R_1 \times R_2$  (Figura 29A), indica que as intrusões graníticas em estudo foram geradas em um ambiente tectônico pré a sin colisional. Quando lançadas no diagrama de Pearce (1996),  $\text{Rb} \times (\text{Y} + \text{Nb})$  (Figura 29B) as amostras da ocupam os campos dos granitos de arco magmático e sin-colisionais.



**Figura 29.** Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985) e B) Pearce (1996).

### 3.4.2. SUÍTE INTRUSIVA ALVORADA

Para a caracterização geoquímica da Suíte Intrusiva Alvorada foram selecionadas 7 amostras de rochas, coletadas em diferentes intrusões da suíte, nas regiões de Cachoeirinha e Santa Fé.

Com relação ao diagrama de classificação petrográfica, o diagrama QAP (Le Maitre 1989) (Figura 27A), se evidencia que as rochas da suíte posicionam-se nos campos dos granodioritos e monzogranitos.

Quando se considera os parâmetros multicatiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988) (Figura 27B), as rochas da Suíte Alvorada situam-se preferencialmente no campo dos monzogranitos.

O diagrama de classificação serial de Irvine & Baragar (1971) (Figura 28A) discrimina as rochas graníticas estudadas como subalcalinas, enquanto no diagrama  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{FeO}^*/\text{MgO}$  de Irvine & Baragar (1971) (Figura 28B), as rochas da suíte posicionam-se no campo cálcio-alcálico.

O diagrama de Le Maitre 1989,  $(\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O})$  e Maniar e Picolli 1989, (ANK vs ACNK) (Figura 28C e D), evidenciam que as rochas da suíte Alvorada caracterizam uma suíte peraluminosa, cálcio-alcálica de médio a alto-K.

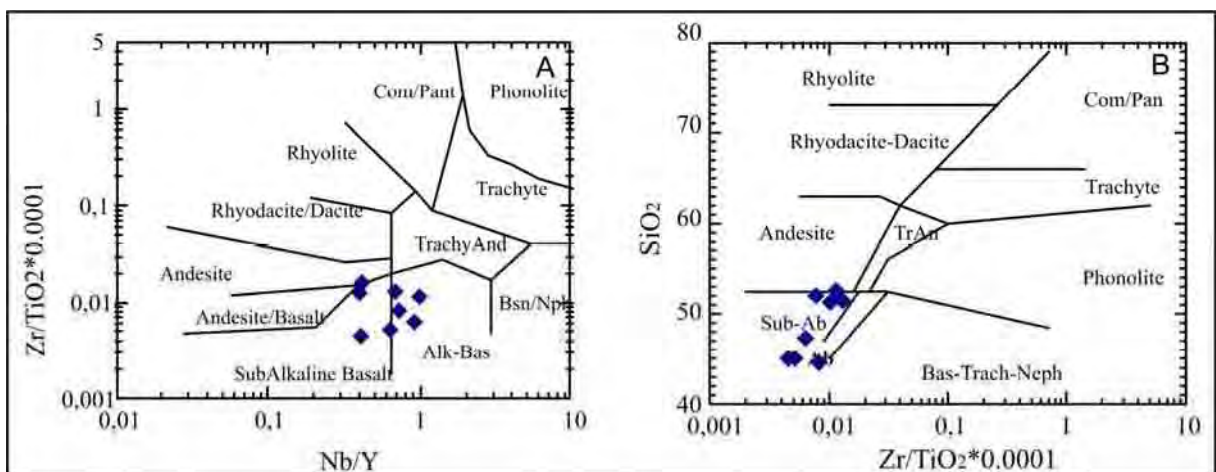
No diagrama discriminante de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1985), que utiliza os parâmetros catiônicos  $R_1$  x  $R_2$  (Figura 29A), indica que as intrusões graníticas em estudo foram geradas em um ambiente tectônico pré a sin colisional.

As amostras da Suíte Intrusiva Alvorada quando lançadas no diagrama  $Rb$  x  $(Y+Nb)$  de Pearce (1996), (Figura 29B) ocuparam os campos dos granitos de arco magmático e sin-colisionais.

### 3.4.3. SUÍTE INTRUSIVA SALTO DO CÉU

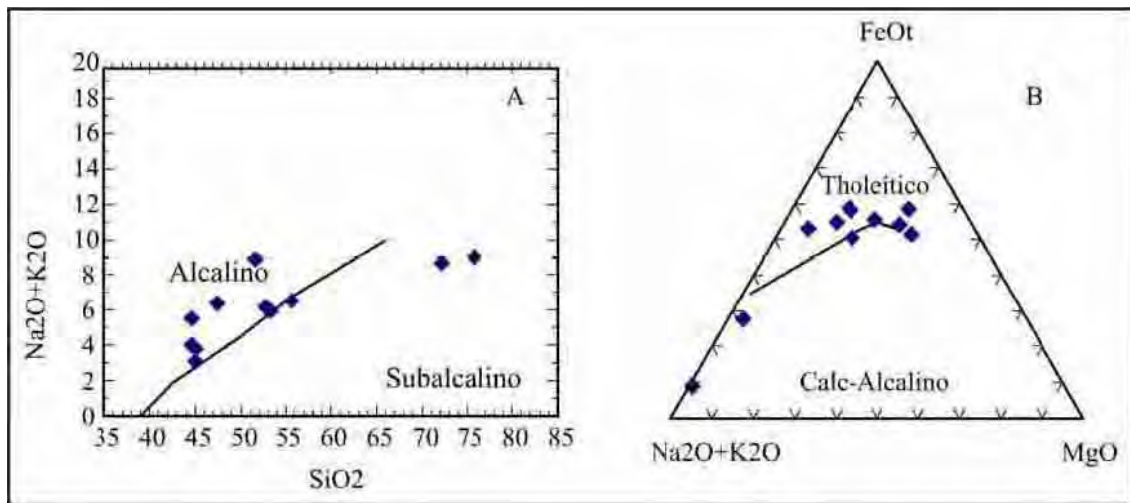
Para a caracterização geoquímica da Suíte Intrusiva Salto do Céu foram selecionadas 7 amostras de rochas, coletadas em diversas soleiras máficas intrusivas na Formação Vale da Promissão nas regiões de Rio Branco, Salto do Céu, Vila Progresso e Fazenda Rio Preto.

Nos diagramas de classificação petrográfica de Winchester & Floyd (1977)  $Zr/TiO_2$ - $Nb/Y$  (Figura 30A) e  $SiO_2$  vs  $Zr/TiO_2*0.0001$  (Figura 30B) as amostras analisadas posicionam-se no campo dos basaltos sub-alcálicos e álcali-basaltos.



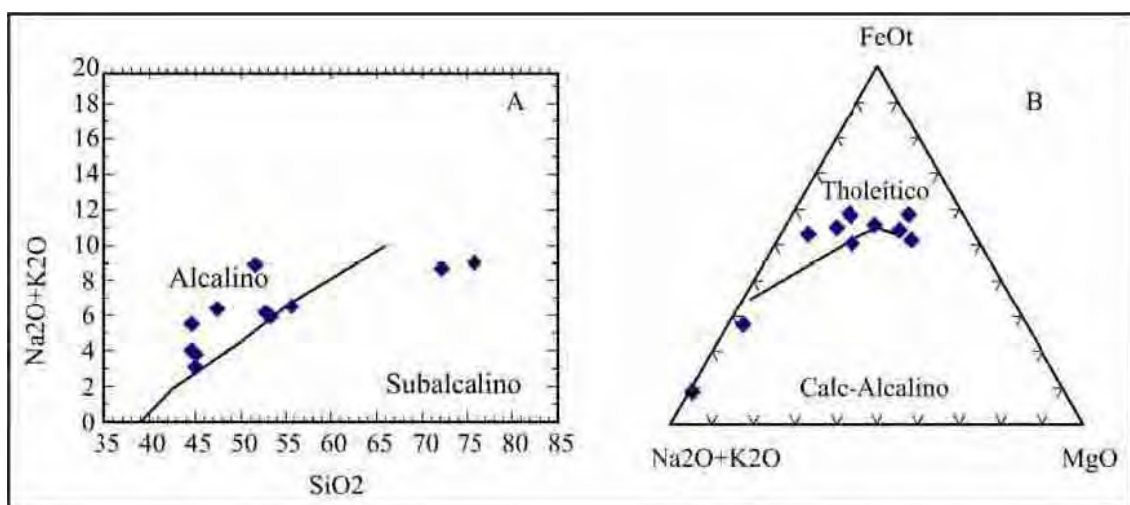
**Figura 30.** Diagramas de Winchester & Floyd (1977) para a classificação geoquímica das soleiras máficas da Suíte Intrusiva Salto do Céu; A)  $Zr/TiO_2$ - $Nb/Y$  e B)  $SiO_2$  vs  $Zr/TiO_2*0.0001$ .

Quando lançadas no diagrama sílica vs álcalis de Irvine & Baragar (1971) (Figura 31A) as amostras de soleiras máficas evidenciam um magmatismo básico alcalino, enquanto no diagrama AFM (Figura 31B), as amostras situam-se no campo das rochas toleíticas.



**Figura 31.** Classificação serial das rochas máficas da Suíte Intrusiva Salto do Céu diagramas de Irvine & Baragar (1971) A) sílica vs álcalis e B) diagrama triangular AFM.

Quanto à discriminação do ambiente tectônico, o diagrama de Pearce & Norry (1979), Zr/Y vs Zr (Figura 32) indica que a maioria das amostras de gabros e diabásios posicionaram-se no campo dos basaltos intraplacas, indicando que as rochas das soleiras máficas da Suíte Intrusiva salto do Céu são exemplares típicos de rochas formadas em ambiente intraplaca, de ruptura continental.



**Figura 32.** Diagrama tectônico de Pearce & Norry (1979), Zr/Y vs Zr, evidencia que as soleiras máficas posicionam-se no campo dos basaltos intraplacas.

### 3.5. ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

Neste item serão apresentados novos dados isotópicos obtidos (U-Pb e Sm-Nd) para rochas do Domínio Cachoeirinha, assim como o acervo de dados geocronológicos previamente divulgados (Ar-Ar, K-Ar, U-Pb e Sm-Nd) na literatura especializada.

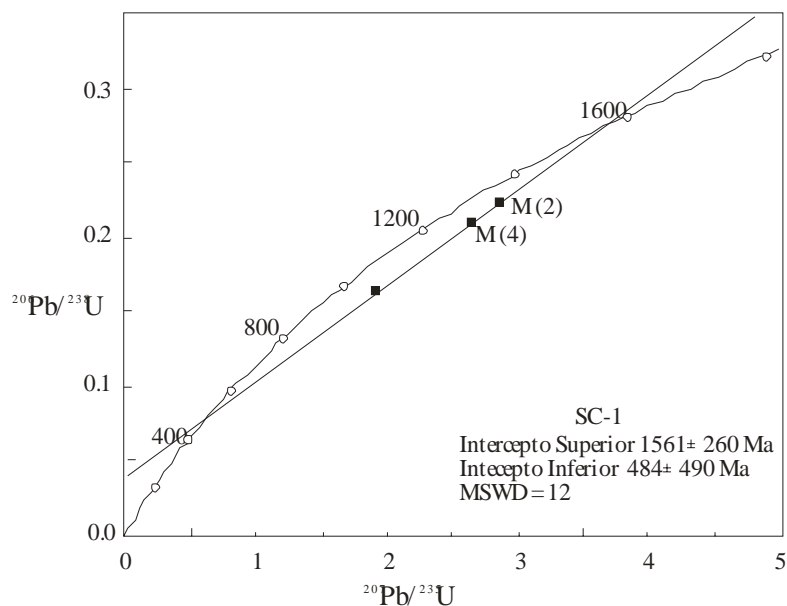
Os resultados analíticos inéditos U-Pb e Sm-Nd, obtidos para amostra de granito porfirítico da Suíte Intrusiva Santa Cruz estão relacionados nos Anexos 7 e 8.

#### 3.5.1. RESULTADO U-Pb

A amostra SC01, coletada na estrada entre Araputanga e Cachoeirinha, a cerca de 5 km a norte de Araputanga, corresponde à fácies porfirítica, rosa da Suíte Intrusiva Santa Cruz. A amostra estudada trata-se de um granito leucocrático, de cor rosa, inequigranular, porfirítico, com fenocristais de feldspato alcalino de até 5 cm e composição monzogranítica.

Os cristais de zircão analisados são prismáticos, incolores a amarelados, com raras inclusões fluidas e fraturas e a razão eixo maior: eixo menor é de 3,5 : 1. De acordo com Pupin (1980) os cristais estudados são do tipo P2 ou P3.

O resultado obtido para o intercepto superior,  $1561 \pm 260$  Ma (Figura 33), é similar aos valores obtidos para os granitóides foliados da região de Cachoeirinha, as rochas da Suíte Santa Cruz ( $\approx 1540$  Ma), entretanto o erro de  $\pm 260$  Ma é bastante elevado.



**Figura 33.** Diagrama concórdia da amostra SC01, monzogranito rosa, porfirítico, foliado, da Suíte Intrusiva Santa Cruz.

### 3.5.2. RESULTADO Sm-Nd

Os dados obtidos pelo método Sm-Nd (Tabela 9) para a amostra do granito porfirítico da Suíte Santa Cruz, amostra SC01, indicam idade modelo  $T_{DM}$  de 1.9 Ga e valor negativo de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , -0,90.

A idade  $T_{DM}$  sugere que o protólito magmático sofreu o fracionamento mantélico por volta de 1900 Ma, durante o período Orosiriano, enquanto o valor levemente negativo de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , indica que os litotipos porfiríticos, uma fácies petrográfica tardia da Suíte Santa Cruz, assinalam uma natureza híbrida do magma parental, indicando a participação de pouco material crustal na formação do magma.

**Tabela 9.** Dados analíticos Sm-Nd para a fácies monzogranítica porfirítica da Suíte Intrusiva Santa Cruz.

Unidade Litoestratigráfica	Amostra	U-Pb (Ma)	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	$T_{DM1}$
S.I. Santa Cruz (fácies porfirítica)	SC-01	1560	-20.70	-0.90	1.9 Ga

### 3.5.3. RESULTADOS GEOCRONÓLOGICOS PRÉVIOS

Com o propósito de definir a seqüência de eventos geológicos que afetaram o Domínio Cachoeirinha foram relacionados nas Tabelas (10, 11 e 12) parte do acervo de dados geocronológicos previamente publicados.

#### 3.5.3.1. COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR CABAÇAL

O resultado U-Pb (Tabela 10) em monocristais de zircão de metadacitos (Geraldés 2000), indica que a cristalização de parte da assembléia vulcano-sedimentar Cabaçal ocorreu a cerca de 1770 Ma. A idade modelo  $T_{DM}$  para esta unidade vulcânica, evidencia um episódio de fracionamento do manto em torno de 1.8 Ga. O valor positivo de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , de +2,6, sugere que os protólitos vulcânicos apresentam uma assinatura isotópica Sm-Nd típica de materiais juvenis, derivados do manto. O acervo de dados Ar-Ar (Tabela 10) obtidos em biotitas de anfíbolitos, definiram um intervalo consistente de tempo entre 1495 a 1515 Ma, tais valores são interpretados como um marco temporal do resfriamento metamórfico regional, provavelmente em seguida ao desenvolvimento da foliação regional  $S_{2C}/F_{2C}$ .

### 3.5.3.2. ORTOGNAISSES (S.I. SANTA FÉ E CACHOEIRINHA)

Os resultados U-Pb em monocristais de zircão indicam que a cristalização da ortognaisses da Suíte Intrusiva Santa Fé ocorreu entre 1795 a 1746 Ma. As idades modelo  $T_{DM}$ , evidenciam um episódio de fracionamento do manto em torno de 1.9 Ga. Os valores positivo de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , de 2,4 e 2,2, sugerem que os protólitos intrusivos apresentam uma assinatura isotópica Sm-Nd típica de materiais juvenis, derivados do manto.

Os resultados U-Pb (Tabela 11) em monocristais de zircão indicam que a cristalização da ortognaisses da Suíte Intrusiva Cachoeirinha ocorreu entre 1540 a 1590 Ma. As idades modelo  $T_{DM}$ , evidenciam um episódio de fracionamento do manto em torno de 1.8 Ga. Os valores positivo de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , de +0,5, sugere que os protólitos intrusivos apresentam uma assinatura isotópica Sm-Nd típica de materiais juvenis, derivados do manto.

O acervo de dados Ar-Ar (Tabela 11) obtidos em biotita de ortognaisses, definiram uma concentração de dados em torno de 1517 Ma, tais valores são interpretados como um marco temporal do resfriamento metamórfico regional, provavelmente associado ao desenvolvimento da foliação regional  $S_{2C}/F_{2C}$ .

**Tabela 10.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Complexo Metavulcano-sedimentar Cabaçal. Material analisado: (M) muscovita, (B) biotita, (Z) zircão, (A) anfibólio e (RT) rocha total.

Unidades Litoestratigráficas	Referências	U-Pb	Sm-Nd	Ar-Ar	K-Ar
		Idade( Ma)	Idade (Ma) (Isócrona)	Idade (Ma)	Idade(Ma)
Complexo Metavulcano-sedimentar Cabaçal	Carneiro (1985)				(A)1535±47 (A) 1503±79 (A) 1463±41 (A) 1453±50 (A) 1503±82 (A) 1527±35 (A) 1516±40 (A) 1404±42 (A) 1507±37
	Pinho (1996) <i>In</i> Geraldès (2000)	1769±29 1724±30 (SHRIMP)			
	Toledo (1998)		1581±71		
	Geraldès (2000)	1747±17			
	De Paulo (2005)			(B)1515±02 (B)1494±02 (B)1502±17 (B)1513±08	

### **3.5.3.3. SUÍTE INTRUSIVA SANTA CRUZ**

Os resultados U-Pb (Tabela 11) obtidos em monocristais de zircão indicam que a cristalização do batólito Santa Cruz ocorreu entre 1550 a 1560 Ma. As idades modelo  $T_{DM}$ , evidenciam um episódio de fracionamento do manto em torno de 1.8 Ga. Os valores positivo de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , de +0,9 a +1,0, evidenciam que os protólitos intrusivos apresentam uma assinatura isotópica típica de materiais juvenis, derivados do manto. Tais dados contrastam com o valor levemente negativo, - 0,9, obtido para a fácies porfirítica, tardia, apresentado anteriormente.

Os dados Ar-Ar (Tabela 11) obtidos em biotita e anfibólio definiram uma concentração de dados em torno de 1540 a 1525 Ma, esses resultados devem representar o resfriamento metamórfico regional, provavelmente associado ao desenvolvimento da foliação regional  $S_{2C}/F_{2C}$ , no batólito Santa Cruz.

### **3.5.3.4. SUÍTE INTRUSIVA ALVORADA**

Os resultados U-Pb (Tabela 11) obtidos em monocristais de zircão indicam que a cristalização do da suíte Alvorada em um amplo intervalo de tempo, entre 1537 a 1440 Ma. As idades modelo  $T_{DM}$ , evidenciam um episódio de fracionamento do manto em torno de 1.7 a 1.8 Ga. Os valores positivos e negativos dos litótipos estudados de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , de +0,5 a -1,3, evidenciam que os protólitos intrusivos apresentam uma assinatura isotópica mista, com participação de material juvenil, derivado do manto e material retrabalhado, de fonte crustal.

### **3.5.3.5. SUÍTE INTRUSIVA RIO BRANCO**

Os resultados U-Pb (Tabela 12) obtidos em monocristais de zircão indicam que a cristalização dos gabros da suíte Rio Branco ocorreu por volta de 1470 Ma, as idades modelo  $T_{DM}$ , evidenciam um episódio de fracionamento do manto em torno de 1.8 Ga. Os valores positivos dos litótipos estudados de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , de +1,9 a +8,9, evidenciam que os protólitos intrusivos apresentam uma assinatura isotópica juvenil, de protólito manto derivado.

O resultado U-Pb obtido em zircão dos granófiros da suíte Rio Branco indica idade de cristalização por volta de 1420 Ma, as idades modelo  $T_{DM}$ , evidenciam um episódio de fracionamento do manto em torno de 1.8 Ga. Os valores negativos de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , de -0,1 a -1,0, sugerem a participação de material crustal na formação do magma.

Os dados isocrônicos Rb-Sr (Tabela 12) reportados por Barros *et al.* (1982) de  $1130 \pm 72$  Ma e Ruiz (1992)  $1126 \pm 39$  indicam, por outro lado, um período de cristalização do

magma rapakivi no Período Esteniano. As razões iniciais elevadas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , 0,708 e 0,7165, divulgadas por Barros *et al.* (1982) e Ruiz (1992), respectivamente, assinalam uma natureza crustal ou evoluída para o magma parental.

**Tabela 11.** Síntese do acervo de dados isotópicos para os ortognaisses São Domingos e Quatro Marcos, Suíte Intrusiva Santa Cruz e Suíte Intrusiva Alvorada. Material analisado: (M) muscovita, (B) biotita, (Z) zircão, (A) anfibólio e (RT) rocha total.

Unidade Litoestratigráfica	Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd			Ar-Ar
		Idade( Ma)	Idade( Ma)	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$T_{DM}$ (Ga)	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	Idade ( Ma)
Ortognaisses Santa Fé Cachoeirinha	Carneiro (1985)		(RT)1971±70	0,7017				
	Geraldes <i>et al.</i> (2001) Ruiz <i>et al.</i> (2004)	(Z)1536±11			1.8	-14.2	+0.5	
		(Z)1587±04			2.0	-15.0	-0.8	
		(Z)1795±21			1.9	-18,1	+2.2	
		(Z)1746±20			1.8	-18.1	+2.4	
De Paulo (2005)							(B) 1517±1,9 (B) 1516±1,4 (B) 1517±1,4	
Tonalito Cabaçal	Leite & Saes <i>In</i> Ruiz (1992)		(RT)1558±250	0,70444				
Suíte Intrusiva Santa Cruz	Ruiz (1992)		(RT)1488±30	0,703				
	Geraldes <i>et al.</i> (2001) Ruiz <i>et al.</i> (2004)	(Z)1549±10			1.8	-14.7	+1.0	
		(Z)1522±12			1.8	-19.6	+0.9	
		(Z)1562±36			1.8	-20.2	+0.9	
De Paulo (2005)							(B)1530±1,5 (A)1539±2,0 (B)1523±1,6	
Suíte Intrusiva Alvorada	Carneiro (1985)		(RT)1472±19	0,7037				
	Geraldes <i>et al.</i> (2001) Ruiz <i>et al.</i> (2004)	(Z)1537±06 (Santa Fé)			1.75	-22.2	+0.5	
		(Z)1440±06 Araputanga			1.74	-20.2	-0.2	
		(Z)1389±03 (Alvorada)			1.77	-20.3	-1.3	

### 3.5.36. SUÍTE INTRUSIVA SALTO DO CÉU

Os resultados K-Ar (Tabela 12) obtidos em plagioclásio dos diabásio e gabros da suíte Salto do Céu, indicam um episódio de resfriamento das soleiras máficas, entre 1015 Ma a 875 Ma, e os valores médios em torno de 950 Ma.

**Tabela 12.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas da Suítes Intrusivas Rio Branco e Salto do Céu. Material datado: (Z) zircão, (P) plagioclásio e (RT) rocha total.

Unidades Litoestratigráficas	Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd			K-Ar
		Idade( Ma)	Idade( Ma)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	T <sub>DM</sub>	ε <sub>Nd(0)</sub>	ε <sub>Nd(t)</sub>	Idade(Ma)
Suíte Intrusiva Rio Branco	Saes & Leite <i>In</i> Ruiz (1992)		(RT)1126±39 (félsica)	0,7165				
	Barros <i>et al.</i> (1982)		(RT)1130±72 (félsica)	0,708				
	Geraldés <i>et al.</i> (2001, 2004)	(Z)1423±02 (Granófiro)			1.8	-14.8	-0.1	
		(Z)1469±31 (Gabro)			1.9	-15.2	-1.0	
Suíte Intrusiva Salto do Céu	Hama (1976)							(P)1006±16
	Barros <i>et al.</i> (1982)							(RT)875±21 (P) 878±10 (P) 930±14 (P) 960±21
	Leite & Saes <i>In</i> Ruiz (1992)							(P)1015±17

## CAPÍTULO IV – DOMÍNIO TECTÔNICO JAURU

### 4.1. INTRODUÇÃO

O Domínio Tectônico Jauru conforme proposto por Ruiz *et al.* (2005) (Figura 9), compreende o Terreno Santa Helena (Saes 1999) ou Pontes e Lacerda (Geraldés 2000) e parte

do Terreno Jauru de Saes (1999) e Alto Jauru de Geraldtes *et al.* (2001). Limita-se a oeste com os domínios Rio Alegre e Paragua, no primeiro caso, o contato se faz por zonas de cisalhamento dúcteis normais, entretanto, sedimentos holocênicos do Pantanal do Guaporé, recobrem o limite com o Domínio Paragua, impedindo sua caracterização. O limite leste, com o Domínio Cachoeirinha, é tentativamente posicionado na Zona de Cisalhamento Pitas, um conjunto de faixas miloníticas, subverticais, implantadas em ortognaisses cinzas bandados, da Fazenda Quatro Meninas.

Convém destacar que o Lineamento Indiavaí-Lucialva previamente admitido como limite entre os Terrenos Jauru e Santa Helena (*sensu* Saes 1999), configura importante zona de cisalhamento regional, mas não se trata de um limite de terrenos, como indicam os dados de campo e geocronológicos (Ar-Ar). A Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva exibe uma cinemática normal, com movimento de topo para NE, justapondo o Batólito Santa Helena aos conjuntos metavulcano-sedimentares e ortognaisses cinzas do embasamento do Domínio Jauru.

Feições de campo como, enclaves de anfibolitos e metagabros das encaixantes e diques pegmatíticos do batólito recortando as supracrustais, evidenciam a natureza intrusiva do contato, além do que idades Ar-Ar em cristais de muscovitas extraídos dos milonitos apresentam valores de 916 e 915Ma. As idades Ar-Ar indicam que a deformação cisalhante verificada no Lineamento Indiavaí-Lucialva, trata-se de um rearranjo crustal ocorrido durante a Orogênese Sunsás e não por aglutinação de fragmentos crustais no Mesoproterozóico, durante a Orogenia San Ignácio-Rondoniano.

Os mapas geológicos apresentados nos Anexos 1, 2 e 4 expressam a distribuição das unidades litoestratigráficas que constituem o Domínio Jauru e, na Figura 34, o bloco-diagrama esquemático ilustra a relação temporal entre as unidades geológicas e as principais zonas de cisalhamento.

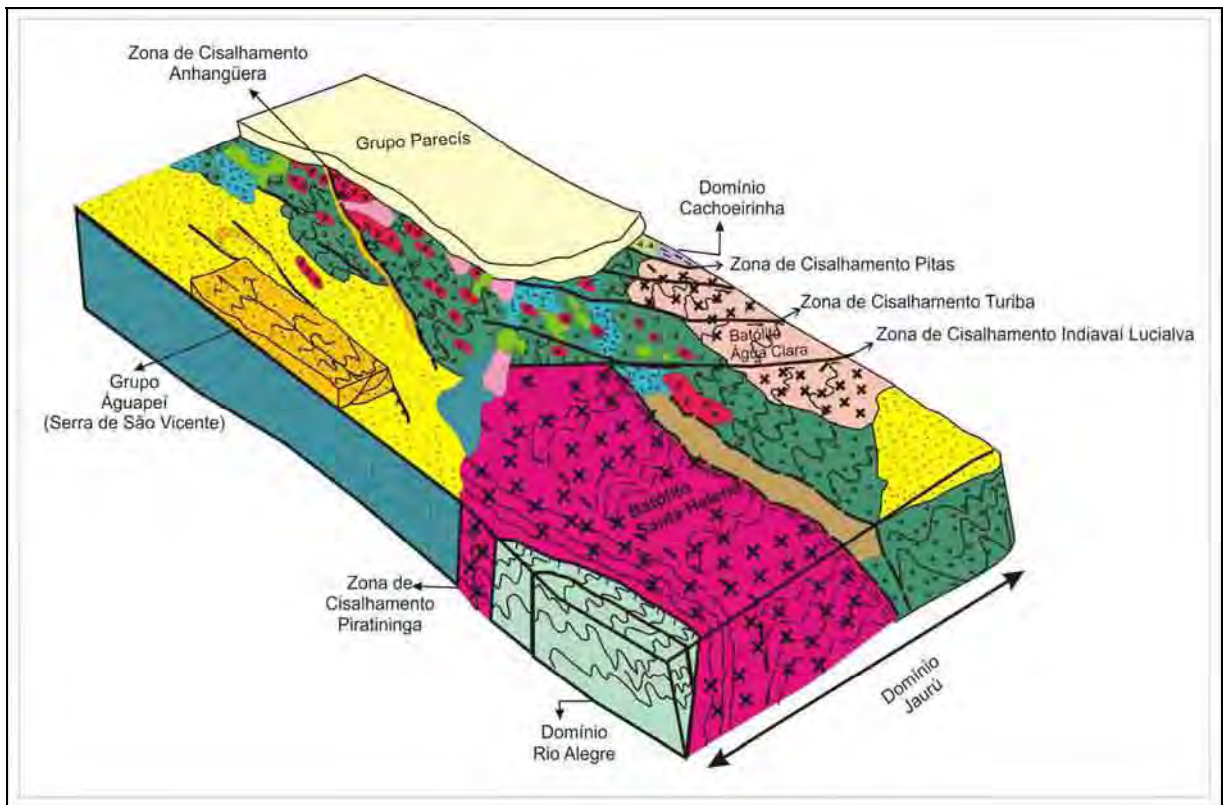
Os Anexos 10, 11 e 13 ilustram, respectivamente, os aspectos deformacionais do Batólito Santa Helena e os resultados geocronológicos U-Pb e Ar-Ar o Domínio Jauru.

#### **4.2. LITOESTRATIGRAFIA**

Com base nos dados apresentados no trabalho de revisão regional de Ruiz *et al.* (2005), o Domínio Jauru é constituído pelas seguintes unidades lito-estratigráficas, em ordem cronológica decrescente: Complexos Metavulcano-sedimentares (Pontes e Lacerda e Rio Galera), Suítes Intrusivas Máfico-ultramáficas (Córrego Dourado, Salto Grande e Figueira Branca), Ortognaisses (Suíte Intrusiva Rio Novo, Alto Guaporé, Retiro, Taquarussu e

Brigadeirinho), Batólitos cálcio-alcálinos polideformados (Santa Helena e Água Clara), granitos cálcio-alcálinos, foliados (Suíte Intrusiva Pindaituba), Grupo Aguapeí, granitos cálcio-alcálinos, isotrópicos a discretamente foliados (Suíte Intrusiva Guapé) e enxames de diques máficos (Suíte Intrusiva Rancho de Prata).

O bloco diagrama esquemático (Figura 34) e os mapas geológicos (Anexos 3 e 4) ilustram as relações de campo entre as unidades litoestratigráficas e a coluna estratigráfica proposta para o Domínio Jauru.



**Figura 34.** Bloco diagrama esquemático ilustrando as relações geológicas entre as unidades litoestratigráficas que compõe o Domínio Tectônico Jauru.

#### **4.2.1. COMPLEXOS METAVULCANO-SEDIMENTARES PONTES E LACERDA E RIO GALERA**

O Complexo Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda aflora a sul da Zona de Cisalhamento Anhangüera e é subdividido em três unidades segundo (Menezes *et al.* 1993): Unidade São José, formada por metabasitos e anfibolitos de natureza toleítica associados a rochas metassedimentares químico-exalativas (BIFs e cálcio-silicatadas); Unidade Triângulo,

composta por muscovita xistos, biotita-muscovita xistos, sendo comum a granada e cianita como acessórios e raras intercalações de anfibolitos; a Unidade Paumar, de topo, é composta essencialmente por xistos e quartzitos (Figura 35). O metamorfismo regional caracteriza-se pela paragênese de fácies xisto verde superior a anfibolito superior.



**Figura 35.** Aspectos de campo das assembléias metavulcano-sedimentares Rio Galera e Pontes e Lacerda. A) Rocha cálcio-silicática (diopsídio-hornblenda gnaïsse) com dobras  $D_{2J}$  na região do Assentamento Santa Clara, B) Sillimanita quartzo xistos do Complexo Pontes e Lacerda, C) Anfibolitos bandados ( $S_{1J}$ ), exibindo restos de zonas de charneiras  $D_{2J}$ , região de Taquarussu e D) Metassedimentos (muscovita-quartzo xistos) e anfibolitos com relictos de bandamento composicional ( $S_{1J}$ ) dobrados por  $D_{2J}$ , Fazenda Salto Grande.

O Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Galera (Ruiz *et al.* 2003) é formado por um conjunto litológico heterogêneo, exibindo intercalações, provavelmente tectônicas, entre diversos tipos litológicos. As litologias comuns são biotita-muscovita xistos, biotita gnaïsses, hornblenda-biotita gnaïsses, diopsídio-hornblenda gnaïsses, sillimanita-quartzo xistos e hornblenda anfibolitos (Figura 35). A paragênese mineral encontrada indica condições metamórficas de fácies anfibolito superior, com retrometamorfismo para a fácies xisto verde.

#### **4.2.2. SUÍTE INTRUSIVA MÁFICA-ULTRAMÁFICA**

São reconhecidas três principais áreas de ocorrência desses corpos plutônicos de natureza máfica a ultramáfica: nas cercanias do Rio Novo, onde recebe a designação Suíte Intrusiva Córrego Dourado e na região de Taquarussu, onde foi sugerido a denominação Suíte Intrusiva Salto do Céu e a intrusão observada na Fazenda Figueira Branca, a Suíte Intrusiva Figueira Branca.

A Suíte Córrego Dourado tem suas principais ocorrências situadas no alto curso do Rio Novo, nos domínios da Área Indígena Vale do Guaporé, Fazenda São Miguel e Gleba Bacurizal. As informações disponíveis indicam que a unidade é constituída por corpos extensos, aparentemente alojados em seqüências metavulcano-sedimentares (Complexo Rio Galera), compostos por rochas melanocráticas, cinza escuras a verde escuras, que exibem granulação grossa, complexo padrão de deformação, provavelmente o mesmo observado nos ortognaisses cinzas e associações metavulcano-sedimentares e, composicionalmente, variam de metagabros a serpentinitos (Figura 36).

A Suíte Intrusiva Salto do Céu apresenta as mesmas relações de campo observadas na unidade Córrego Dourado. Ocorrem como corpos intrusivos ultrabásicos e básicos expostos no vale do Rio Jauru e a leste, alojados nas unidades metavulcano-sedimentares e gnáissico-migmatíticas, e correspondem, em parte, às Intrusivas Básico-ultrabásicas de Figueiredo *et al.* (1974) e à Suíte Intrusiva Rio Alegre de Barros *et al.* (1982).

A Suíte Intrusiva Salto do Céu, recentemente estudada por Corrêa da Costa *et al.* (2005), é composta por várias intrusões parcialmente reorientadas ao longo do *trend* regional NW, sendo constituída por uma associação de rochas cuja composição varia de básica (metagabros e metatroctolitos) a ultrabásica (tremolititos e serpentinitos) (Figura 36), sendo notável, em intrusões maiores, o desenvolvimento de complexos diferenciados, formados por meta-anortositos, meta-gabros, meta-peridotitos, serpentinitos, e meta-microgabros.

O estudo petrográfico permitiu a individualização de diversos tipos litológicos: os gabros e os noritos são os tipos petrográficos dominantes, apresentam cor cinza, castanho acinzentado e preto, granulação geralmente grossa, e foliados. Metaolivina gabros, metanortositos e metadunitos são menos comuns.



**Figura 36.** Aspectos de campo, das suítes máfica-ultramáficas, exibindo a foliação dominante ( $S_{1J}$ ) (A) e as dobras  $D_{2J}$  (B) que afetam a foliação  $S_{1J}$ .

#### **4.2.3. UNIDADES ORTOGNÁISSICAS (SUÍTES INTRUSIVAS RIO NOVO, RETIRO, TAQUARUSSU E VILA OESTE)**

Aspectos geológicos observados no levantamento de campo asseguram a natureza ortoderivada dos gnaisses cinza e, também, sustentam a colocação de tais produtos ígneos em uma crosta ancestral, constituída pelas suítes plutônicas de caráter máfico-ultramáfico, os Complexos Córrego Dourado e Salto Grande, e assembléias supracrustais metamorfisadas, os Complexos Rio Galera e Pontes e Lacerda.

Os ortognaisses cinzentos do Domínio Jauru, que intrudem as unidades supramencionadas, são conhecidos regionalmente pelas seguintes designações: Alto Guaporé (Menezes *et al.* 1993), Taquarussu (Matos *et al.* 2003), Retiro (Araújo-Ruiz 2003), Rio Novo (Ruiz *et al.* 2004) e Vila Oeste.

Os litotipos estudados, biotita-hornblenda-gnaisses e biotita-gnaisses são ortognaisses mesocráticos, de cor cinza a cinza escura, granulação média a grossa, apresentando destacada foliação contínua comumente um bandamento gnáissico, definido pela intercalação de níveis descontínuos e irregulares ou bandas contínuas e paralelas de agregados máficos (biotita  $\pm$

hornblenda) e félsicos (quartzo e feldspato). A estrutura gnáissica mostra-se intensamente deformada, com superposição de pelo menos duas foliações (Figura 37).



**Figura 37.** Aspectos de campo do Gnaiss Rio Novo. A) Granitóide porfirítico da Suíte Pindaituba alojado paralelamente à foliação  $S_{2J}$ , B) Xenólitos de rochas ultramáficas da Suíte Intrusiva Córrego Dourado, parcialmente estirados segundo a direção de  $S_{2J}$ .

Os biotita-hornblenda-gnaisses são rochas cinza escuras, grossas, bandadas ( $S_{1J}$ ) e apresentam composições tonalíticas e granodioríticas. As bandas escuras são constituídas principalmente por hornblenda e biotita, que apresentam-se na forma de cristais subheudrais, orientados, comumente em associação com apatita, zircão.

A foliação espaçada  $S_{2J}$  é definida pela orientação dos cristais subheudrais de (biotita, clorita e epidoto – paragênese retrometamórfica da hidratação das hornblendas. O plagioclásio, subheudral a anedral, é o principal constituinte das bandas félsicas, os cristais maiores apresentam inclusões de biotita, anfibólio e quartzo e bordas arredondadas em contato com agregado quartzo-feldspático recristalizado dinamicamente.

O quartzo, anedral, forma arranjo interlobado-seriado com os feldspatos, sendo comum a formação de subgrãos alongados e domínios de pequenos cristais orientados recristalizados dinamicamente.

O feldspato potássico é anedral, com geminação albita-periclina e forma agregados de grãos dinamicamente recristalizados. Os minerais acessórios são epidoto, apatita, allanita, zircão e opacos e os minerais de alteração são clorita, epidoto e sericita.

Os biotita-gnaisses são rochas cinza a cinza escuras, granulação grossa a média, com bandas bem desenhadas a irregulares e descontínuas ( $S_{1J}$ ), apresentam composição granodiorítica, com menor proporção de monzogranitos e tonalitos. O aspecto textural é semelhante ao dos biotitas-hornblenda-gnaisses, variando a proporção dos constituintes minerais. Bandas miloníticas com textura oclar/em moldura são associadas à foliação  $S_{2J}$  (Figura 38).

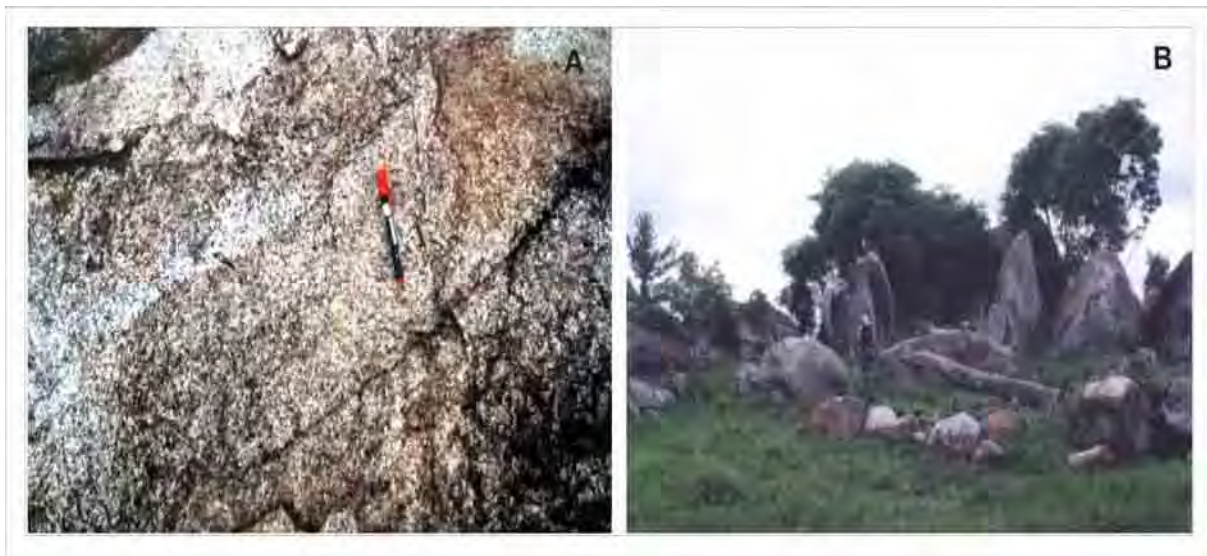


**Figura 38.** Diferentes aspectos dos ortognaisses cinza do Domínio Jauru. A) Gnaiss Taquarussu, com destacado desenvolvimento das dobras  $D_{2J}$  e transposição localizada das bandas  $S_{1J}$ , B) Gnaiss Taquarussu, as bandas  $S_{1J}$ , reorientadas segundo a direção de  $S_{2J}$ , C) Hornblenda gnaiss Rio Novo, exibindo injeções graníticas (S.I. Pindaituba?) paralelas às foliações  $S_{2J}$  e D) Gnaiss Retiro, com destaque para as bandas  $S_{1J}$ , dobradas irregularmente em  $D_{2J}$ .

#### **4.2.4. SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA CLARA**

Descrito inicialmente como Granodiorito Água Clara (Saes *et al.* 1984, Matos *et al.* 1986), esta intrusão ocorre na porção meridional do Cráton Amazônico, constituindo um corpo de dimensões batolíticas que se estende por 160 Km<sup>2</sup>, no Distrito de Farinópolis, Município de Araputanga. As rochas encaixantes deste corpo estão representadas por litotipos pertencentes ao Complexo Meta-vulcano-sedimentar Pontes e Lacerda tais como, anfíbolitos, metabasaltos porfiríticos e metassedimentos clásticos e químicos (*Banded Iron Formation*).

Os litotipos que constituem o Batólito Água Clara possuem aspecto relativamente homogêneo caracterizando-se mesoscopicamente por exibirem, predominantemente, cores cinza claro e cinza escuro; granulação variando de média até grossa; ocorrendo, localmente, com textura porfirítica (Figura 39).



**Figura 39.** Exposições do batólito Água Clara na porção central da intrusão. A) Destaca-se a foliação dominante  $S_{1J}$  com suaves ondulações  $D_{2J}$  e B) A forma de ocorrência comum da fácies dominante, granodiorítica/tonalítica.

Seu caráter intrusivo é evidenciado pela presença de enclaves de dimensões variadas (desde centimétricas até quilométricas) de composição máfico-ultramáfica. Sob o ponto de vista estrutural, constatou-se que os litotipos deste Batólito apresentam o registro de pelo menos duas foliações tectônicas ( $S_{1J}$  e  $S_{2J}$ ).

Os estudos petrográficos realizados indicam pequenas variações petrográficas no batólito, há um acentuado predomínio de uma fácies dominada por rochas leucocráticas a mesocráticas, equigranulares, de granulação média a grossa, de cor cinza clara a levemente

escura, exibem destaca foliação  $S_{1J}$  e, de maneira localizada, registros da foliação  $S_{2J}$ , os litotipos estudados evidenciaram composição granodiorítica com discreta tendência para o campo dos tonalitos.

A fácies porfirítica, observada na porção centro-sul do batólito, é pouco expressiva, provavelmente mais jovem que a fácies dominante, e constitui-se essencialmente por litotipos, leucocráticos, porfiríticos, com fenocristais de feldspato de até 5 cm de comprimento maior e matriz de granulação média, de cor cinza cinza clara, orientados e composição variando entre granodiorito a monzogranito.

A análise petrográfica da fácies destaca como constituintes essenciais o quartzo, K-feldspato (ortoclásio ou microclina), plagioclásio ( $An_8$  a  $An_{20}$ ), a biotita primária e hornblenda e, em alguns exemplares, observam-se cristais euédricos de granada. Os minerais acessórios estão representados pelo zircão, opacos, titanita e apatita, os minerais de alteração pelo epídoto, biotita, muscovita, sericita, calcita e argilo-minerais.

#### **4.2.5. SUÍTE INTRUSIVA SANTA HELENA**

Originariamente Saes *et al.* (1984) empregaram a designação de Granito Santa Helena para descrever as rochas graníticas, foliadas, em contato abrupto com os gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu, que afloravam de SE a N da cidade de Jauru.

Menezes *et al.* (1993) anexaram o termo gnaisse ao nome da unidade - Granito Gnaisse Santa Helena - para ressaltar a foliação milonítica marcante nos domínios da Folha Pontes e Lacerda. De acordo com os autores esta unidade apresenta pequena diversidade composicional, sendo constituída por granitos de tendência alaskítica, foliados, cinza-avermelhados a róseos, médios a grossos, porfiríticos, que exibem uma assinatura geoquímica dos elementos maiores, traços e terras-raras típica dos granitos alcalinos tipo A.

Geraldes (2000) situa as rochas do Granito Santa Helena como parte da Suíte Santa Helena, um corpo de dimensões batolíticas, composicionalmente variando de tonalitos (Tonalitos Lavrinha e Pau-a-Pique), granodioritos (Granodiorito Guapé, Granodiorito Gnáissico Guapé) a graníticos (Granito-gnaisse Santa Helena, Granito Maraboa, Granito Fazenda Ellus, Granito Garimpo Ellus, Granito Cardoso, Granito Santa Elina).

Nesta tese restringe-se a definição da Suíte Intrusiva Santa Helena ao corpo batolítico, excluindo o Tonalito Lavrinha e as intrusões graníticas/granodioríticas adjacentes (Granito Maraboa, Granodiorito Gnáissico Guapé, Granito Ellus e Santa Elina), da

proposição de Geraldès (2000), parte delas interpretados como pertencentes à Suíte Intrusiva Pindaituba.

Segundo Ruiz *et al.* (2004,2005), esta unidade corresponde a um corpo de dimensões batolíticas, com aproximadamente 4.500 Km<sup>2</sup> (90 x 50km), cujo eixo maior orienta-se segundo a direção NS (Figura 40). Seus limites orientais e sul são marcados pelo recobrimento de pacotes sedimentares representados, respectivamente, pela Formação Jauru, depósitos glaciogênicos carboníferos e Formação Pantanal, depósitos de sedimentos inconsolidados do Quaternário.

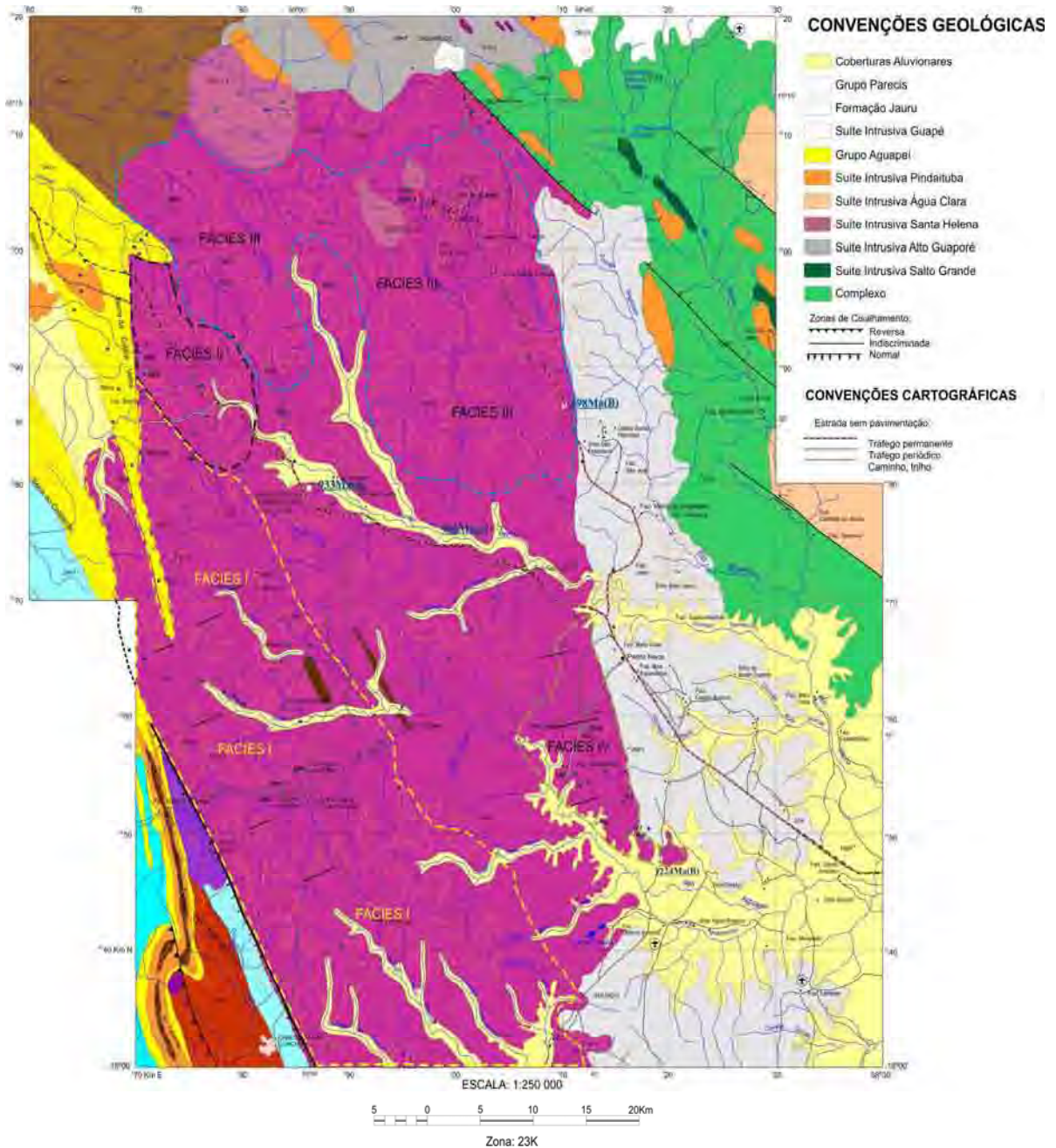
A borda norte é claramente intrusiva nos metassedimentos (Complexo Pontes e Lacerda), sendo intrudida pelo Granito São Domingos. Contatos tectônicos estão bem documentados no extremo NE, através da Zona de Cisalhamento Indíavaí-Lucialva, que justapõe ao Complexo Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda ao batólito e no limite ocidental, onde as Zonas de Cisalhamento Piratininga e Estiva Velha colocam o Santa Helena em contato, respectivamente, com a Seqüência Metavulcano-Sedimentar Rio Alegre e o Grupo Aguapeí.

A suíte exibe uma diversidade composicional e textural, passíveis de serem individualizadas como fácies petrográficas distintas, além disso, as rochas exibem registros tectônicos que indicam a ocorrência de pelo menos três fases de deformação dúctil a dúctil-rúptil, sugerindo uma história mais complexa que a maioria dos corpos ígneos relacionados à Orogenia San Ignácio – Rondoniana (Ruiz *et al.* 2005).

Apesar de pouco conhecido o Batólito Santa Helena tem sido alvo de controvérsias. As divergências mais relevantes estão relacionadas à constituição litológica do edifício plutônico, área de abrangência geográfica da unidade e, principalmente, sobre a caracterização geoquímica e de ambiente geotectônico. Enquanto Menezes *et al.* (1993) afirmam que o batólito apresenta pequena diversidade composicional, sendo constituído por granitos de tendência alaskítica, foliados, cinza-avermelhados a róseos, portadores de uma assinatura geoquímica (elementos maiores, traços e terras-raras) típica de granitos alcalinos do tipo A; Geraldès (2000) o define como uma suíte de rochas graníticas, tonalíticas e granodioríticas, cujos dados isotópicos e geoquímicos, caracterizam uma suíte cálcio-alcalina gerada em uma margem continental ativa, onde as composições tonalíticas e granodioríticas (metaluminosas) representam um ambiente de arco magmático e as graníticas (peraluminosas) um sítio intermediário, entre arco e intra-placa.

Com base no levantamento de campo e nas análises petrográficas em lâminas delgadas, pôde-se compartimentar o batólito em quatro fácies petrográficas preliminares, cada

qual podendo ser dividida em subfácies, à medida que se amplie o detalhamento geológico-petrográfico (Figura 40).



**Figura 40.** Batólito Santa Helena e a compartimentação preliminar em quatro fácies petrográficas. Fácies I, Fácies II, Fácies III e Fácies IV.

A fácies petrográfica I ocorre em toda porção oriental da intrusão. É composta principalmente por gnaisses mesocráticos a leucocráticos, de composição monzogranítica, inequigranulares, porfíricos (fenocristais reliquias), de cor rosa a rosa acinzentada, sendo que os porfiroclastos de feldspato potássico, de tonalidade rosada. Em amostra de mão a

trama principal da rocha é dada pela foliação, que se mostra com diferentes graus de intensidade, e exibe a matriz dominada por máficos isorientados (biotitas e anfibólitos) isolados ou em agregados placóides/prismáticos e agregados recristalizados de quartzo e feldspatos (alcalino e plagioclásio). Há ocorrência localizada de exemplares portadores de granada, no entanto, ainda não é possível individualizá-la das demais.

É relativamente comum a ocorrência neste setor de diques graníticos tabulares, com espessura variando de centímetros a alguns metros, discordantes a raramente concordantes com a foliação principal (Figura 41A). Tais manifestações magmáticas tardias são representadas por rochas leucocráticas, monzograníticas, equigranulares, de granulação fina, cor cinza rosada, foliadas.

Restitos máficos microgranulares, parcialmente assimilados, exibem formas alongadas ou elípticas, orientadas conforme a foliação tectônica imposta, tais enclaves foram observados nos litotipos porfiríticos e alguns exposições de anfibólitos foram cartografadas como *roof pendants* no interior do batólito (Figura 40).



**Figura 41.** Aspectos de campo da fácies petrográfica I. A) Diques de monzogranitos rosa, foliados, recortando os litotipos porfiríticos a foliação penetrativa recorta as duas rochas. B) Enclaves máficos, anfibólitos, parcialmente assimilados pelo magma e orientados segundo a foliação penetrativa  $S_{21}$ .

A fácies petrográfica II situa-se a norte da fácies I, no entanto o limite entre as duas não foi reconhecido em campo, estando provisoriamente inferido no mapa de fácies (Figura 40). A oeste a fácies II mantém contato tectônico com o Grupo Aguapeí, através da Zona de Cisalhamento Estiva Velha, e a norte com fácies III, também não definida em campo.

A fácies caracteriza-se pela ocorrência de rochas leucocráticas, de granulação média a grossa, inequigranulares, de cor rosa pálida e intensa foliação tectônica, similar à observada na fácies I. A composição monzogranítica predomina e, em termos de composição mineralógica é semelhante à fácies I, diferindo principalmente pela ausência do anfibólio e granada e pela diminuta proporção de biotita, em torno de 5 a 10%. Exemplares porfiríticos são extremamente raros, pouco expressivos.

A fácies petrográfica III é composta principalmente por gnaisses leuco a mesocráticos, de composição monzogranítica, inequigranulares, de granulação grossa a porfiríticos, exibem cor rosa a rosa avermelhada, sendo comum os porfiroclastos de feldspato potássico alcancem até 4 cm de comprimento. A trama principal da rocha é dada pela foliação penetrativa, que se mostra bem desenvolvida, chegando, às vezes a apresentar-se como um bandamento composicional, caracterizado pela alternância de níveis máficos (biotita e anfibólio) e félsicos (quartzo-feldspático). Em alguns sítios do limite norte do batólito constata-se o desenvolvimento de textura milonítica, onde os porfiroclastos de microclínio exibem textura em moldura e destacada assimetria, indicando o sentido do movimento tectônico associado à formação da foliação dominante, penetrativa. É notável nesta fácies o desenvolvimento de dobras da foliação  $S_{1J}$ , evidenciando o caráter polifásico do batólito Santa Helena (Figura 43).



**Figura 42.** Aspectos da fácies petrográfica II. A) Forma de ocorrência comum á fácies II. B) Aspectos mesoscópicos dos gnaisses rosa pálidos, com destacada foliação penetrativa.

Ao contrário da fácies I, não foram descritos exemplares portadores de granada, nem tampouco a ocorrência de diques graníticos mais jovens. Nota-se a presença de pequenos corpos graníticos, subelípticos a arredondados, compostos por rochas leucocráticas, de granulação fina, de cor rosa clara a cinza rosada, que exibem discreta foliação tectônica de

direção NS. Enclaves dos litotipos porfíricos, exibindo foliação pretérita ( $S_{1J}$ ), indicam que a colocação dos corpos graníticos menores precedeu a formação da foliação dominante.

A fácies petrográfica IV foi reconhecida nas imediações do Posto Neca, estendendo-se até a região do Rio Aguapeí, todavia seus limites não estão estabelecidos (Figura 40). Foram definidos dois tipos litológicos que se associam ao longo de todo o trecho mapeado há, no entanto o predomínio de rochas inequigranulares, grossas e, em proporção subordinada, litologias, equigranulares, de granulação média a fina (Figura 43).



**Figura 43.** Aspectos da fácies petrográfica III. A) Hornblenda gnaisses exibem dobras suaves  $D_{2J}$ , com discreta foliação  $S_{2J}$ , B) Seção vertical, com vista para NE, onde destaca-se a foliação milonítica  $S_{1J}$ , com transporte de topo SSE (lado esquerdo da foto), C) Vista para Sul, do limite oriental do batólito, a  $S_{1J}/S_{2J}$ , exhibe orientação submeridiana, com mergulhos íngremes e D) Dique de granito rosa, equigranular fino, foliado, com enclave de gnaisse porfírico, a foliação do enclave é subortogonal à do dique.

Predominam nesta fácies, os gnaisses leucocráticos a mesocráticos, inequigranulares, de granulação média a grossa, de cor rosa escura a vermelho intenso, foliados, prevalecendo a composição monzogranítica.

Petrograficamente são classificados como granada hornblenda gnaisses e granada biotita gnaisses, sendo que em alguns exemplares a proporção de porfiroblastos de granada supera a porcentagem dos 15%, conferindo à rocha uma tonalidade vermelho escura (Figura 44).

Os granitos de granulação média a fina são, comumente, equigranulares, de cor rosa a rosa avermelhado, exibem destacada foliação penetrativa ( $S_{1J}$ ) e, embora sejam portadores de granadas, estas ocorrem de maneira muito subordinada, e as rochas são essencialmente de composição monzograníticas (Figura 44).



**Figura 44.** Aspectos da fácies petrográfica IV. A e C) Forma de ocorrência e detalhe de amostra de mão do conjunto equigranular, fino a médio. B e D) Forma de ocorrência e aspecto em amostra de mão da fácies inequigranular, grossa, rica em granada.

#### **4.2.6. SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA**

Denominação proposta por Ruiz *et al.* (2005) para designar um conjunto de rochas graníticas hospedadas nos Complexos Metavulcano-sedimentares Pontes e Lacerda e Rio Galera e ortognaisses das Suítes Intrusivas Rio Novo e Taquarussu (Figura 45).

Esta unidade é constituída por granitóides foliados, às vezes miloníticos, e raramente isotrópicos, que exibem composição muito variada, de tonalitos a sienogranitos, e ocorrem sob a forma de batólitos, *plutons* e *stocks*, sempre orientados e controlados pelas estruturas regionais de direção N30° a 50°W

As figuras 45 e 46 apresentam o aspecto de campo de alguns dos corpos que constituem a Suíte Intrusiva Pindaituba. Dada a diversidade textural e composição apresentada pelos granitóides que compõem essa unidade, é certo que a partir de estudos mais detalhados devam ser reconhecidas subdivisões dessa suíte. A seguir será apresentado um resumo com os principais elementos identificadores das intrusões mapeadas, de norte (Gleba dos Mineiros) para sul (Indiavaí).

O Granito Mineiros corresponde a um corpo cuja forma e dimensão permanecem imprecisas, necessitando de cartografia geológica mais adequada, todavia com as informações obtidas, pode-se caracterizar o *pluton*, que ocorre na Gleba dos Mineiros, como composto por rochas, leucocráticas a mesocráticas, inequigranulares, grossas, comumente porfiríticas, de cor rosa acinzentada a cinza rosada, foliadas, e com destacada foliação tectônica, definida pelo alinhamento dos fenocristais de feldspato potássico e a matriz. Destaca-se na composição dessas rochas a biotita como máfico principal e a presença marcante de cristais bem formados de titanita. A composição dominante desse corpo é monzogranítica e as encaixantes foram caracterizadas como ortognaisses da Suíte Intrusiva Rio Novo.

Entre a cidade de Nova Lacerda e a Gleba dos Mineiros, a norte da Área Indígena Vale do Guaporé, há inúmeras ocorrências atribuídas a esta suíte intrusiva, como pequenos corpos graníticos não cartografados no mapa geológico 1:250.000, que apresentam-se ora como stocks, ora como diques tabulares alojados segundo a direção N30°-40°W, como observado na antiga pedreira da Fazenda São Miguel (Figuras 37 e 38).

O *Granito* Nossa Senhora da Conceição aflora na encosta da Chapada dos Parecis e corresponde a uma intrusão de pequena dimensão, subelíptica, encaixada em rochas do Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Galera. Exibe duas fácies, uma dominante que corresponde a rochas leucocráticas, grossas, porfiríticas, cor cinza claro, composição monzo a granodiorítica, textura protomilonítica; e outra subordinada, mais jovem, ocorre sob a forma de diques centimétricos, caoticamente distribuídos, formado por rochas equigranulares, fina a média, cor cinza clara, foliadas e de composição monzogranítica (Figura 45A).

O Granito Santa Inês (Figura 45B) ocorre na sede da fazenda homônima, também no limite sul da Folha Pindaituba e assemelha-se muito em caracteres petrográficos ao Granito Pindaituba. Exibe as mesmas relações de contato com as encaixantes metassedimentares,

exibe destacada foliação penetrativa que, em alguns sítios, adquire um aspecto ocelar/milonítico. As rochas que constituem a intrusão são leucocráticas, portadoras de biotita, como máfico principal, mas em proporção diminuta e composição dominante monzogranítica.

O Granito Pedra Branca (Figura 45C) exhibe duas fácies distintas: a mais antiga é constituída por litótipos leucocráticos, porfiríticos, de cor rosa a cinza rosado, localmente pegmatíticos, com marcada textura ocelar e composição monzogranítica; a fácies mais jovem ocorre sob a forma de veios e diques, dispostos concordantes à foliação, constitui-se por rochas foliadas, de granulação fina, equigranulares, cor rosa clara e composição monzogranítica.

O Granito Santa Elina (Geraldes 2000) é um corpo intrusivo fortemente foliado, composto por rochas leucocráticas, inequigranulares, médias a grossas que exibem cor rosa e composição monzogranítica (Figura 45D).

O Granito Córrego Claro (Figura 45E) exhibe excelentes exposições a norte do Distrito de Lucialva, e foi inicialmente denominado Granodiorito Gnássico Guapé por Geraldes (2000), todavia a designação Guapé foi aplicada anteriormente por Menezes *et al.* (1993), para uma intrusão granítica de idade toniana situada no limite NE da folha Pontes e Lacerda. O Granito Guaporé é composto por duas fácies petrográficas cujos contatos orientam-se conforme a foliação tectônica dominante N30°-40°W (Figura 45E). A fácies dominante é constituída por rochas mesocráticas, cinza rosadas, inequigranulares, porfirítica, exibindo porfiroclastos alinhados de microclínio de até 4 cm de comprimento imersos em matriz cinza escura de granulação média a grossa. Nestas rochas os máficos principais são hornblenda e biotita e a composição é essencialmente granodiorítica a monzogranítica. A fácies menos representativa é composta por litotipos mesocráticos, cinza escuros, de granulação fina a média, inequigranulares, com raros fenocristais de microclínio alinhados segundo a direção da foliação, a composição é semelhante a da fácies porfirítica.

O Granito Indiavaí (Figura 45F), situa-se a norte da cidade de Indiavaí, aloja-se em anfibolitos e xistos da assembléia metavulcano-sedimentar de baixo grau metamórfico, é constituído por duas fácies petrográficas marcantes. A fácies principal e mais antiga é definida por rochas leucocráticas a mesocráticas, de granulação grossa, por vezes porfiríticas, de cor rosa escura a vermelho, foliadas, composição monzogranítica e os máficos principais são hornblenda e biotita. A fácies menor é composta por rochas, leucocráticas, inequigranulares, porfiríticas, de cor cinza rosada, caracterizadas pela matriz fina a muito fina

e fenocristais euédricos de plagioclásio e microclinio, normalmente exibindo zoneamento composicional.

Granito Sapé (Araújo-Ruiz 2003) é um corpo intrusivo deformado e metamorfoisado, de dimensão batolítica, orientado segundo a direção NNW, alojado em xistos do Complexo Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda e composto por duas fácies petrográficas: uma mais antiga, dominada por rochas cinza escuras, granodioríticas e outra, a mais jovem, composta por rochas cinza claras, granodioríticas a monzograníticas. A fácies mais velha exibe composição granodiorítica a monzogranítica, cinza escura, restringe-se à borda NE do batólito, em uma faixa alongada na direção NNW, com aproximadamente 10 km de comprimento. Constitui-se de rochas mesocráticas, cinza escuras a médias, granulação média a grossa, foliadas, sendo comum estrutura ocelar, típicas de cisalhamento. A composição mineralógica essencial dessa fácies é dada por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, clorita, zircão, apatita e opacos. A fácies mais jovem é composta por rochas leucocráticas, de cor cinza clara, granulação média, foliada e composição variando de biotita monzogranitos e, mais raramente, biotita granodioritos. É composta por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, clorita, epidoto, zircão, apatita (Figura 45G).

O Granito Tupã é composto por uma fácies petrográfica constituída por rochas leucocráticas, de cor cinza esbranquiçadas, porfiríticas, grossas, foliadas, de composição monzogranítica a sienogranítica. A estrutura foliada prevalece, no entanto, em estreitas faixas paralelas à foliação regional, formam-se gnaisses ocelares, sugerindo zonas de alta deformação plástica. São notáveis, na borda da intrusão, os registros de assimilação parcial de gnaisses ortoderivados e xenólitos de litotipos ultramáficos, certamente das unidades plutônicas mafica-ultramáficas (Suíte Intrusiva Córrego Dourado) (Figura 45H).

O Granito Pindaituba ocorre nos contrafortes da Chapada dos Parecis, no limite SE da Folha Pindaituba. É um corpo ígneo alojado nos metassedimentos do Complexo Pontes e Lacerda, constituído por rochas leucocráticas a mesocráticas, de cor cinza a cinza escura, inequigranulares, grossas e foliadas. O mineral máfico dominante é a biotita e a composição que prevalece é monzogranítica. Destacamos que nas imediações deste corpo maior, observam-se diversos corpos menores, igualmente controlados e orientados segundo a direção N30°-40°W, que não foram discriminados no mapa geológico regional.



**Figura 45.** Aspectos de campo dos granitóides da Suíte Pindaituba. A) Nossa Sra. da Conceição, B) Santa Inês, C) Pedra Branca, D) Santa Elina, E) Córrego Claro, F) Indiavaí, G) Sapé e H) Tupã.

O Granito Lucialva (Figura 46I) corresponde a um corpo intrusivo controlado pelas estruturas regionais NNW, composto por rochas leucocráticas a mesocráticas, equigranulares a inequigranulares, de granulação média a fina, de cor cinza clara a cinza escura, e mais

raramente com tonalidade rósea, com foliação tectônica heterogeneamente impressa, gradando de exemplares quase isotrópicos a intensamente foliados. O máfico dominante é a biotita, em alguns casos são notáveis a ocorrência de cristais de ilmenita euédrica, e a composição dominante é monzogranítica.

O Granito Anhangüera (Araújo-Ruiz 2003) corresponde a um corpo intrusivo, alongado segundo a direção NNW, alojado em gnaisses e migmatitos do Complexo Alto Guaporé, é marcado por intensa foliação penetrativa, A homogeneidade petrográfica dessa unidade é quebrada pela ocorrência de níveis subvulcânicos e por sítios muito restritos de rochas poupadas da deformação dúctil, geradora do principal elemento estrutural, a foliação penetrativa. O corpo ígneo é constituído por rochas leucocráticas, de granulação grossa, porfirítica, coloração variando de rósea a cinza rosada, exibem intensa anisotropia manifesta por uma foliação milonítica, com estrutura ocelar típica. Composicionalmente são classificados como biotita monzogranitos e apresentam quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, granada, zircão, apatita, allanita e opacos (Figura 46J).

O Granito Santa Clara corresponde a um corpo intrusivo em rochas polideformadas e metamorfisadas na fácies anfibolito do Complexo Metamórfico Rio Galera, estando parcialmente recoberto pelos sedimentos siliciclásticos do Grupo Parecis. Expõe-se, aproximadamente, por 20 Km<sup>2</sup>, constituindo um corpo de formato ligeiramente elíptico a subcircular, orientado segundo o *trend* estrutural regional N30°-40°W. É constituído de rochas leucocráticas, cinza-claras, que têm biotita como único máfico, e no diagrama QAP situam-se no campo dos sienogranitos e monzogranitos, pertencentes ao domínio dos granitos crustais. O mapeamento deste corpo e os aspectos texturais identificados permitiram a separação de suas rochas em duas fácies petrográficas de composições mineralógicas semelhantes. A fácies mais abundante é porfirítica de matriz grossa e corresponde à cerca de 95% da área aflorante e a outra é equigranular média a média-fina, foliada, e ocorre em proporção reduzida, apenas como diques centimétricos. A suíte é definida por uma associação de rochas ígneas, félsicas, leucocráticas, de cor variando desde o cinza claro ao rosa pálido, exibindo granulação variável, desde membros equigranulares, médios a grossos, e mais raramente finos, a inequigranulares, porfiríticos. A feição marcante desta intrusão é a estrutura foliada de origem tectônica, que se apresenta comumente como uma xistosidade e, em alguns sítios, definem planos sub-paralelos de milonitização (Figura 46L).

O Granito Nova Lacerda (Figura 46M) corresponde a um corpo irregular, levemente orientado segundo o *trend* regional NNW, alojado em rochas do Complexo Rio Galera. É considerado tardi cinemático por exibir estrutura maciça nas porções internas do corpo e

foliação nas bordas. Exibe duas fácies distintas: a dominante, mais de 95% do corpo, é composta por rochas maciças ou orientadas, leucocráticas, inequigranulares, grossas a médias, cor cinza, composição variando de monzogranito a granodiorítica, enclaves de anfibolitos e gnaisses são comuns; a fácies mais jovem é representada por diques centimétricos, compostos por rochas leucocráticas, equigranulares, finas a médias, maciças, exibem cor rosa, composição monzogranítica a tonalítica.



**Figura 46.** Aspectos de campo dos granitóides da Suíte Pindaituba. I) Lucialva, J) Anhanguera, L) Santa Clara e M) Nova Lacerda.

Imediatamente a norte do Granito Indiavaí, ocorre um pequeno corpo de biotita monzogranito, designado como Granito Oruam, por situar-se nos domínios da fazenda homônima, e que se constitui por rochas mesocráticas, inequigranulares, de granulação média, exibem cor vermelho escura e são foliadas.

#### **4.2.7. GRUPO AGUAPEÍ**

O conjunto de serras alinhadas na direção N20-30W (Serras do Caldeirão, do Cágado e Azul) que se destaca na paisagem plana dos arredores da cidade de Pontes e Lacerda, descrevem um segmento de dobramento, sinformal-antiformal, desenhado nas rochas metassedimentares do Grupo Aguapeí

Nesta área, a porção basal da Formação Fortuna assenta-se em discordância tectônica e erosiva sobre o embasamento gnáissico-granítico, constituído pelo Tonalito Lavrinha, Batólito Santa Helena, Granito Maraboa e raras ocorrências de gnaisses bandados indivisos. O contato com o embasamento, observada na base do Morro Solteiro, é caracterizado por uma importante superfície de cavalgamento com transporte de topo para NE (Zona de Cisalhamento Morro Solteiro), sítio de intensa deformação dúctil-rúptil, acentuada alteração hidrotermal e geração de depósitos auríferos associados a veios de quartzo.

Na lapa da Zona de Cisalhamento Morro Solteiro, ou seja, sotopostos aos típicos conglomerados monomíticos da porção inferior da Formação Fortuna, distingue-se uma assembléia psamo-pelítica parcialmente grafitosa, que em nada se assemelha às tradicionais descrições da Formação Fortuna exigindo, portanto, uma avaliação mais detalhada.

A porção basal do Grupo Aguapeí nesta região, caracteriza-se pela ocorrência de espesso pacote de uma associação rudácea-psamítica, muito matura e relativamente homogênea. Nos níveis mais inferiores dominam os conglomerados monomíticos, suportados pela matriz arenosa, ambos essencialmente quartzosos. Os clastos, comumente na granulação de seixos, são compostos por quartzo leitoso e, mais raramente, quartzitos; apresentado-se comumente subarredondados a arredondados. A matriz é composta por areia média a grossa, quartzosa e exibe, tanto como a fração rudácea, maturidade textural e mineralógica. Estes litótipos intercalam-se com quartzo arenitos, exibem níveis granodecrescentes ascendentes, formam leitões de até 1m, que podem ser tabulares ou lenticulares.

Os quartzos arenitos interdigitam-se com as camadas de conglomerados monomíticos e, em direção ao topo da seqüência, são proporcionalmente mais abundantes que estes. São rochas cinza amareladas, com tonalidades róseas, a granulação varia de fina a muito grossa, chegando mesmo a microconglomerática, a composição é ortoquartzítica, formam bancos tabulares ou lenticulares, exibem estratificação plano-paralela e cruzada de pequeno porte.

Em direção ao topo, a intercalação de arenitos e conglomerados cede lugar a arenitos mais finos, quartzo arenitos, que se arranjam em bancos tabulares com espessura média de 20 cm e interdigitam-se a camadas pelíticas, siltitos e argilitos laminados, de cor marrom a cinza escura. Esta assembléia psamo-pelítica caracteriza um contato tipicamente transicional entre a

base rica em conglomerados monomíticos e o pacote essencialmente pelítico, imediatamente sobreposto.

Sobrepondo-se aos litótipos que constituem o nível transicional, encontra-se uma notável associação pelítico-psamítica que se destaca na zona periclinal da Antiforma do Cágado (Garimpo do Japonês). Esta associação é dominada por metassiltitos cinza esverdeados a cinza escuros, sericíticos, finamente laminados e, invariavelmente, intercalam-se a metargilitos, laminados, de cor marrom avermelhado. São comuns leitões tabulares de quartzo arenitos e quartzo grauvas finos, com espessura variando entre 0,5 e 15 cm, em direção ao topo aumenta a espessura e granulação dos bancos de arenitos.

O topo da Formação Fortuna, na Serra do Cágado, é composto por um horizonte com aproximadamente uns 20 m de espessura, de quartzo arenitos finos de cor cinza amarelada, cujo traço marcante é os estratos tabulares com espessura em torno de 15 cm, combinando estratificação plano paralela e níveis dominados por estratos cruzados de pequeno porte.

Vale ressaltar que todas as rochas descritas, pertencentes à Formação Fortuna e a Vale da Promissão, encontram-se deformadas e metamorfisadas na fácies xisto verde.

As figuras 59A a 59E, ilustram os principais tipos litológicos identificados no Grupo Aguapeí no Domínio Jauru, nas serras de São Vicente, do Cágado e Caldeirão.

#### **4.2.8. SUÍTE INTRUSIVA RANCHO DE PRATA**

Os diques foram identificados ao longo de uma faixa com direção N30°-40°W, com aproximadamente 30 km de largura e 150 km de extensão. As ocorrências mapeadas encontram-se no Domínio Jauru, alojadas em rochas metamórficas policíclicas (xistos, anfibólitos, ortognaisses e granitos foliados), cujos elementos estruturais orientam-se segundo o *trend* N30°-50°W. A espessura dos diques varia entre 50 cm e 30 m, predominando os diques de 3 m.

No contato dique-encaixante verifica-se, com frequência, que a parede da intrusão é paralela às foliações e zonas de cisalhamento NNW. Nos granitóides foliados os dique encaixam-se concordantes a foliação S<sub>2J</sub> enquanto, nos gnaisses aproveitam as zonas de cisalhamento ou foliação paralelas ao plano axial das dobras desenhadas no bandamento gnáissico D<sub>2J</sub>.

As bordas dos diques são retas e abruptas e orientam-se segundo a direção preferencial N30-50W, com mergulhos, sempre íngremes, da ordem de 65 a 85°NE e menos comumente

para SW. Os diques máficos são tabulares, compostos por rochas maciças, isentas de deformação no estado sólido e metamorfismo.

Os diques são constituídos essencialmente por rochas melanocráticas, negras a cinza escuras, equigranulares, afaníticas a faneríticas, com a granulação variando entre muito fina e média, exibem estrutura maciça, embora em alguns casos, note-se uma foliação primária discreta paralela às paredes do dique (Figura 47).



**Figura 47.** Aspectos de campo dos diques máficos da Suíte Rancho de Prata. A) Contato entre a parede do dique com a foliação do Granito Pedra Branca ( $S_{2J}$ ), à esquerda. B) Estrutura maciça dos diques de composição gábrica, Fazenda Rancho de Prata.

Com base nos aspectos petrográficos os diques máficos são classificados como diabásios e microgabros. Estas rochas exibem textura ofítica a subofítica e intercrescimento granofírico, são constituídas por andesina, olivina, piroxênio augítico e hornblenda subordinada. Como minerais acessórios comuns têm-se biotita, apatita, zoizita, zircão e opacos.

#### **4.2.9. SUÍTE INTRUSIVA GUAPÉ**

A Suíte Intrusiva Guapé, conforme definição de Ruiz *et al.* (2005), agrupa um conjunto de intrusões graníticas tarde-pós cinemáticas situadas ao longo de importantes zonas de cisalhamentos da Orogenia Sunsás. Três intrusões maiores – Granito Guapé, São Domingos e Guaporé – relacionam-se à Zona de Cisalhamento Indiaivaí-Lucialva, enquanto

o Granito Sararé, ocorre na área de influência da Zona de Cisalhamento Anhambiquara (Figura 48).



**Figura 48.** Aspectos de campo da Suíte Intrusiva Guapé. A) Forma de ocorrência em blocos e lajeados, B) Diques pegmatíticos subhorizontais no Granito São Domingos, C) Dique do Granito São Domingos recortando os gnaisses porfiríticos do Batólito Santa Helena e D) Aspecto maciço do Granito Guaporé.

O Granito Sararé (Araújo-Ruiz 2003) trata-se de um leucogranito róseo, maciço, de composição monzogranítica, hospedado em ortognaisses e metassedimentos, exibindo formato elíptico, orientado conforme o *trend* regional NNW. O mapeamento faciológico do granito definiu três variedades petrográficas. A mais jovem - Fácies Monzogranito, constitui intrusões localizadas e circunscritas, tendo sua principal ocorrência, no extremo norte da área, seguida pela Fácies Muscovita Monzogranito, predominante na porção norte-central do corpo e, a mais antiga, é representada pela Fácies Biotita Monzogranito que se encontra na porção sul do maciço.

O Granito São Domingos (Menezes *et al.* 1993) é um granitóide granatífero, situado ao norte do Distrito de São Domingos. São rochas leucocráticas a hololeucocráticas, cor rosa clara a cinza rosada, equigranulares, granulação média a fina, isotrópicas a localmente orientadas, sendo constituído essencialmente por microclinio, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada.

O Granito Guapé (Barros *et al.* 1982, Menezes *et al.* 1993) aflora no limite NE da Folha Pontes e Lacerda, nos contrafortes da Chapada dos Parecis. Constitui um corpo subcircular, parcialmente recoberto pelos sedimentos do Grupo Parecis, composto por rochas leucocráticas, de granulação fina a média, freqüentes pegmatitos, cor rosa clara, maciças, e composição monogranítica a sieonogranítica.

O Granito Guaporé corresponde a uma intrusão similar a São Domingos e Guapé, é constituído por rochas leucocráticas, equigranulares finas a médias, rosas a cinza rosadas, maciças a levemente foliadas e exibe composição monzogranítica.

Petrograficamente, os granitos da Suíte Intrusiva Guapé são leucocráticos a hololeucocráticos, cor rosa clara a cinza rosada, equigranulares, granulação média a fina, isotrópica a localmente orientada, sendo constituído essencialmente por microclinio, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada (Tabela 13).

**Tabela 13.** Características petrográficas e geoquímicas dos granitos da Suíte Intrusiva Guapé.

FEIÇOES DESCRITIVAS	GRANITO SARARÉ	GRANITO SÃO DOMINGOS	GRANITO GUAPÉ
FORMATO do CORPO	Subelíptico, com corpos satélites.	Subcircular, com intrusões satélites.	Subelíptico.
TEXTURA	Fanerítica. Inequigranular média a fina, raramente porfirítica. Pegmatitos raros.	Fanerítica. Equigranular média a fina. Pegmatitos freqüentes.	Fanerítica. Equigranular fina a média. Pegmatitos comuns.
ESTRUTURA	Maciça a foliada nas bordas.	Maciça a foliada	Maciça a foliada nas bordas
ÍNDICE de COLORAÇÃO - COR	Leucocrática. Rosa a rosa avermelhada	Holo a leucocrática. Rosa esbranquiçada	Leucocrática. Vermelha rosada a rosa.
ÍNDICE de ALUMINA SATURAÇÃO	Peraluminoso	Peraluminoso	Peraluminoso
COMPOSIÇÃO	Monzogranítica	Monzogranítica	Monzogranítica
MINERAIS MÁFICOS e VARIETAIS	Biotita	Biotita e granada	Biotita e granada
ENCLAVES	Não documentado.	Xenólitos angulosos de gnaisses, anfibolitos e metassedimentos(?)	Xenólitos subarredondados a fusiformes.

A granulação fina e a presença comum de pegmatitos, que recortam o próprio granito, sugerem uma profundidade de colocação bastante rasa, para tais granitos

O exame em seção delgada revela que tais rochas exibem textura granular, xenomórfica, granulação variando de fina a média e estrutura isotrópica. O feldspato potássico, microclínio, usualmente geminado e límpido é o principal constituinte da rocha, sendo seguido pelo plagioclásio e quartzo, o primeiro subédrico a anédrico, com intensa saussuritização e zoneamento composicional, o quartzo é usualmente xenomórfico, intersticial, exibindo freqüentes sinais de deformação em estado sólido, especialmente a extinção ondulante. A biotita é o máfico dominante, exibindo-se em aglomerados de cristais ou grão isolados e intimamente relacionada aos cristais de muscovita. A muscovita apresenta-se como cristais bem desenvolvidos, às vezes com inclusões de biotita e plagioclásio, que sugerem uma origem primária. Minerais acessórios são zircão, fluorita e epidoto.

### **4.3. DEFORMAÇÃO**

Diferentemente do Domínio Cachoeirinha, o Domínio Jauru mostra-se extensivamente afetado pelas deformações dúcteis de expressão regional que atuaram no Grupo Aguapeí, além disso, o efeito metamórfico, associado à deformação, abriu os sistemas isotópicos K-Ar e Ar-Ar, provocando um *reseting* parcial ou total das idades obtidas no embasamento por esses métodos geocronológicos.

A superposição de eventos tectônicos, como observado neste domínio, resulta em um arranjo estrutural comumente complexo, aumentando a dificuldade em distinguirem-se os elementos estruturais gerados em distintas fases de deformação. Neste caso, especificamente, torna-se imprescindível reconhecer e separar as estruturas tectônicas antigas do embasamento, daquelas impressas pela deformação toniana do Evento Sunsás/Aguapeí.

Com o objetivo de distinguir e caracterizar os elementos estruturais que afetaram as diferentes unidades geológicas desse domínio, o acervo de dados estruturais levantados será apresentado por conjuntos litológicos da seguinte maneira:

- a) caracterização estrutural das encaixantes dos batólitos Santa Helena e Água Clara,
- b) caracterização estrutural dos batólitos Santa Helena e Água Clara,
- c) caracterização estrutural da suíte granítica Pindaituba,
- d) caracterização estrutural do Grupo Aguapeí,
- e) caracterização estrutural das zonas de cisalhamento regionais.

#### **4.3.1. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DAS ENCAIXANTES DOS BATÓLITOS SANTA HELENA E ÁGUA CLARA**

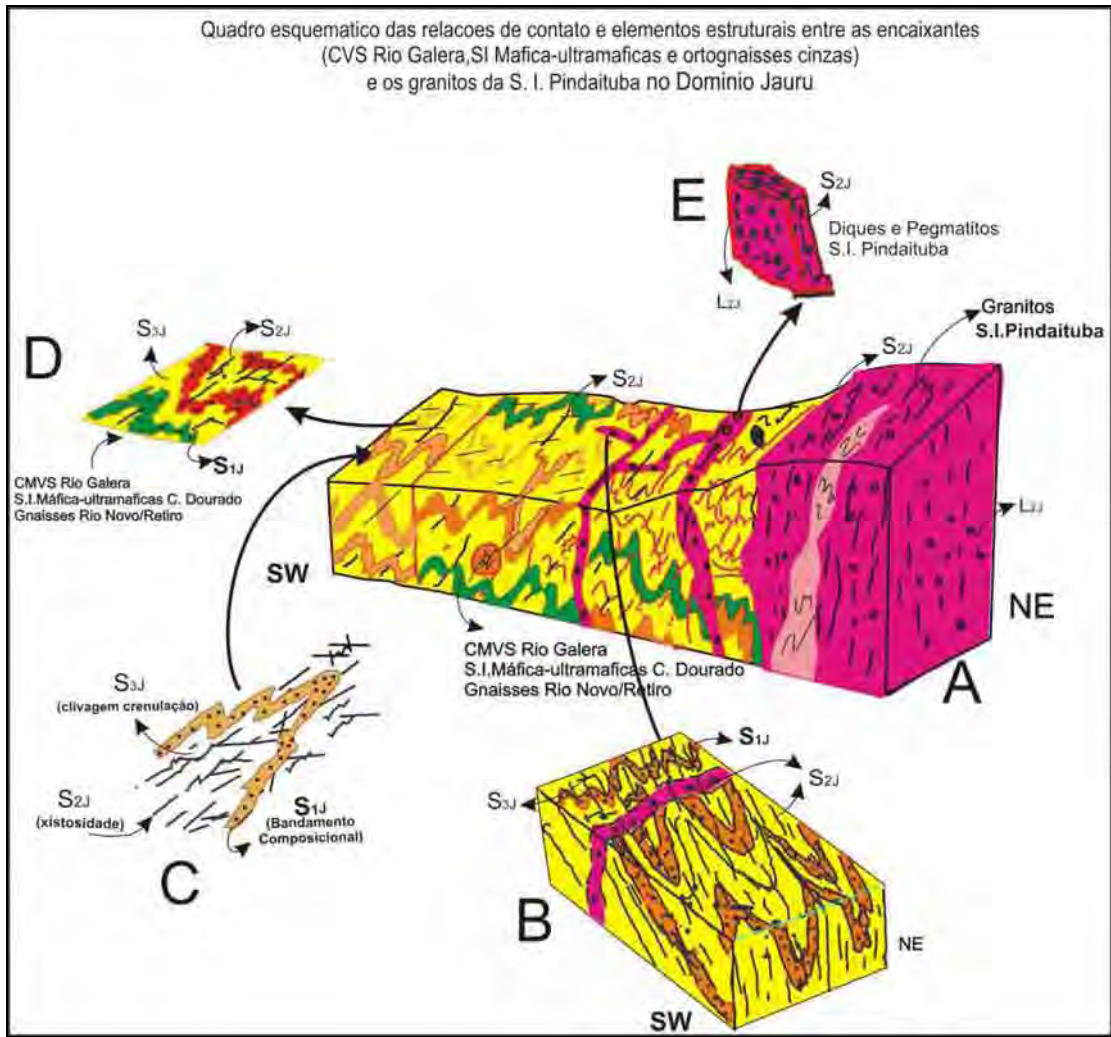
Neste item serão tratados os dados estruturais observados nas unidades geológicas que alojaram as intrusões graníticas das suítes, Santa Helena, Água Clara e Pindaituba. Os elementos estruturais identificados nos três grandes conjuntos litológicos, Complexos Metavulcano-sedimentares (Pontes e Lacerda e Rio Galera), Suítes Intrusivas Máfica-ultramáficas (Salto do Céu e Córrego Dourado) e suítes ortognáissicas (Rio Novo, Retiro, Taquarussu e Vila Oeste), foram agrupados em três fases de deformações identificadas pelos índices  $F_{1J}$ ,  $F_{2J}$ ,  $F_{3J}$  e  $F_{4J}$ . Cada fase de deformação é caracterizada por um conjunto de elementos estruturais – foliações ( $S_J$ ), lineações ( $L_J$ ), dobras ( $D_J$ ) – próprios que caracterizam um regime cinemático e profundidade crustal específicos. Um esquema ilustrativo (Figura 49) destaca as relações de campo e os principais elementos estruturais observados nas rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba e em suas encaixantes. Esse esquema é válido principalmente para o Domínio Jauru na folha Uirapuru (1:250.000), distante do efeito tectônico provocado pela Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva.

A fase  $F_{1J}$  é responsável pelo desenvolvimento da foliação penetrativa  $S_{1C}$ , identificada como um bandamento composicional ou xistosidade, dependendo do tipo de rocha afetado.

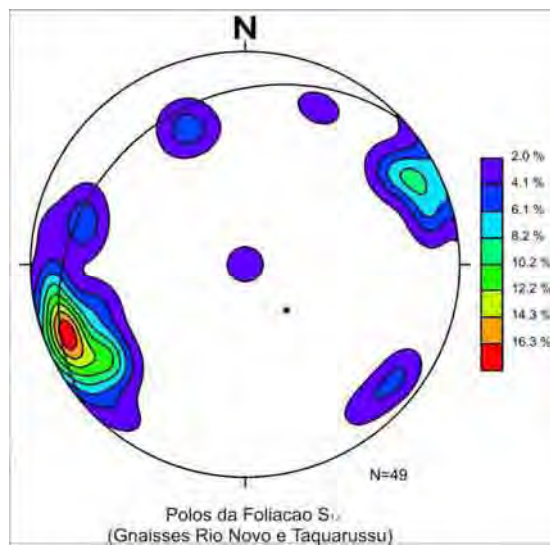
A foliação mais antiga ( $S_{1J}$ ) corresponde a um bandamento composicional nos orto e paragneisses e a uma xistosidade contínua nos litotipos máfico-ultramáficos plutônicos. A direção da foliação  $S_{1J}$  é irregular em alguns setores, em razão da superposição de dobramentos mais jovens, no entanto há um predomínio de direção entre N30-60W, com mergulhos variando principalmente entre 60° a 80° para os quadrantes SW a NE. Apesar de prevalecer esse intervalo de medidas, em zonas de charneiras das dobras  $D_{2J}$  ou áreas com superposição de estruturas mais complexas, a variação das atitudes é maior.

Na maioria dos afloramentos observam-se dobras  $F_{2J}$ , cuja envoltória mostra atitudes N40 – 60 E/ subvertical, indicando que esta deve ser a orientação preferencial de  $S_{1J}$  antes do dobramento  $D_{2J}$ . O aspecto mesoscópico da foliação  $S_{1J}$  nos diversos litotipos afetados pode ser verificado nas figuras 35, 36 e 37.

O estereograma para pólos da foliação  $S_{1J}$  (Figura 50) construído com atitudes medidas em ortogneisses, metavulcano-sedimentares e metaplutônicas máfica-ultramáficas, destaca o efeito dos redobramentos da foliação  $S_{1J}$ , observados no domínio Jauru.



**Figura 49.** Quadro esquemático ilustrando as relações de campo entre as encaixantes da Suíte Intrusiva Pindaituba e os elementos estruturais característicos dessas unidades geológicas.

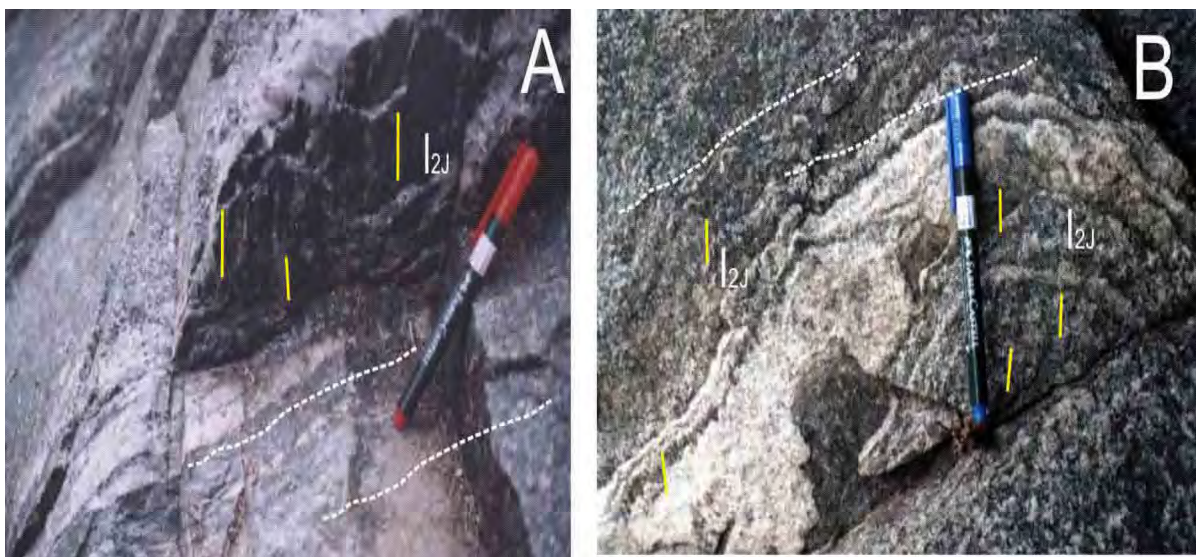


**Figura 50.** Estereograma de pólos da foliação  $S_{1J}$ , dados coletados nos Gnaisses Rio Novo e Taquarussu.

A fase de deformação  $F_{2J}$  é definida pela formação de dobras da foliação  $S_{1J}$ , além de foliações plano-axiais e lineações associadas aos dobramentos de  $S_{1J}$ .

A foliação  $S_{2J}$  orienta-se segundo o plano axial das dobras  $D_{2J}$ , são desenhadas pela foliação  $S_{1J}$  e, comumente, são representadas por clivagens de crenulação e xistosidade contínua. A  $S_{2J}$  orienta-se, principalmente, segundo a direção N30-50W, com mergulhos normalmente elevados (65 a 85) para os quadrantes SW e NE. A reorientação (transposição) do bandamento  $S_{1J}$  é relativamente comum, dificultando a distinção entre a  $S_{1J}$  e a  $S_{2J}$ , que se tornam concordantes ou paralelas (Figuras 35, 36 e 37).

Lineação de estiramento e mineral  $l_{2J}$ , *down dip*, são comuns na superfície de  $S_{2J}$ . Essa relação é especialmente notada nos ortognaisses da Suíte Rio Novo e Taquarussu, onde as paredes dos diques de granitóides porfíricos foliados exibem marcada lineação de estiramento caindo segundo o sentido do mergulho da foliação de transposição  $S_{2J}$  (Figuras 51A e B).

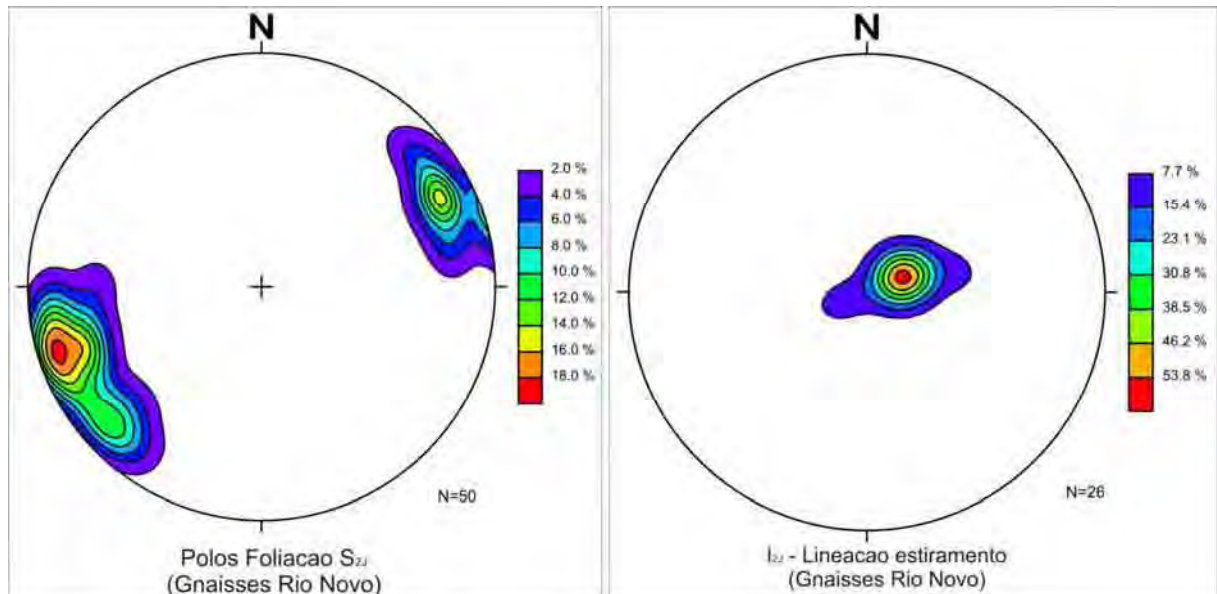


**Figura 51.** Lineações de estiramento  $l_{2J}$  observada na foliação composta  $S_{1J}/S_{2J}$  nos gnaisses Rio Novo (A) e Taquarussu (B). Ambos os cortes são verticais, vistos de SW para NE.

Os estereogramas para pólos da foliação  $S_{2J}$  e da lineação de estiramento/mineral  $l_{2J}$  (Figuras 52) foram construídos com atitudes medidas nos ortognaisses Rio Novo, Taquarussu e assembléias metavulcano-sedimentares.

É importante destacar que embora prevaleçam valores de lineação de estiramento/mineral que acompanham o sentido de mergulho da foliação  $S_{2J}$ , em alguns raros

sítios nota-se a presença de  $l_{2J}$  oblíqua e, muito raramente, posiciona-se quase paralela ao *strike* da foliação. Todavia deve-se ressaltar que cerca de 90% das exposições onde se verificou as lineações  $l_{2J}$ , estas são claramente *down dip*, como indica o estereograma da figura 52.



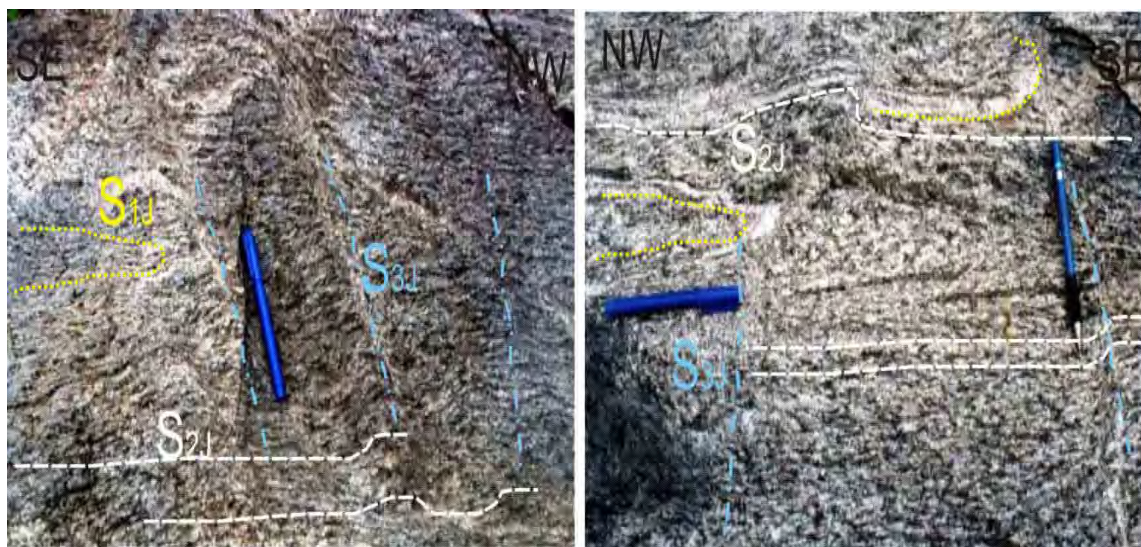
**Figura 52.** Estereogramas de pólos da foliação  $S_{2J}$  (A) e lineação de estiramento e mineral  $l_{2J}$  (B), medidas em ortognaisses cinzentos Rio Novo. Atitude dominante de  $S_{2J}$ , 65/75 (Máxima densidade 18,0%) e de  $l_{2J}$ , 60/70 (Máxima densidade 53,8%).

A fase de deformação  $F_{3J}$  é definida pela formação de dobras abertas da foliação  $S_{1J}$ // $S_{2J}$ , além de foliações plano-axiais e lineações associadas aos dobramentos de  $D_{3J}$ .

Em raros afloramentos de ortognaisses Rio Novo e das rochas metavulcano-sedimentares Rio Galera foram observadas dobras de pequeno porte  $D_{3J}$  impressas nas foliações  $S_{1J}$  e  $S_{2J}$ , com discreta clivagem de crenulação ( $S_{3J}$ ) orientada segundo N20-50E/65-80SE (Figura 53).

Ao contrário das fases de deformações anteriores, a fase  $F_{3J}$  mostrou-se muito localizada, provavelmente como resposta a um campo de esforços secundário, sem expressão regional.

Provavelmente essa fase de deformação preceda a colocação dos granitóides da suíte Pindaituba, uma vez que tais rochas não exibem qualquer registro desses elementos estruturais.



**Figura 53.** Ortognaisses Rio Novo, na Gleba Bacurizal. Destaque para o bandamento ( $S_{1J}$ ) em dobras cerradas, com os flancos paralelos a  $S_{2J}$ . A foliação distingue-se pela discreta clivagem de crenulação, bastante espaçada, que ondula suavemente  $S_{1J}$  e  $S_{2J}$ .

#### 4.3.2. DEFORMAÇÃO NO BATÓLITO SANTA HELENA

Com base na caracterização descritiva dos elementos estruturais identificados sugere-se a compartimentação preliminar do batólito em cinco domínios estruturais (Figura 54). As feições estruturais observadas em campo e que se destacam cada domínio, estão assinaladas no Anexo X.

O Domínio I caracteriza-se pelo desenvolvimento de intensa xistosidade contínua ( $S_{1J}$ ), definida pelo arranjo regular e descontínuo de agregados máficos, em geral biotita e/ou hornblenda, intercalados a bandas milimétricas a centimétricas constituídas por agregados policristalinos de quartzo e feldspatos. A lineação  $l_{1J}$  é definida pelo arranjo das ripas de biotita ou prismas de hornblenda e pelos agregados quartzo-feldspáticos estirados. Em geral os grãos ripiformes e prismáticos das bandas máficas dispõem-se paralelamente ao plano de achatamento geral (plano XY), enquanto os níveis félsicos exibem claros registros de recristalização e deformação plástica (lamelas de deformação, formação de subgrãos, extinção ondulante). A textura de  $S_{1J}$  é, em parte, semelhante à descrita por Almeida *et al.* (2005) para a porção NE do batólito, indicando condições de temperatura da ordem de 650°C.

A atitude da xistosidade contínua  $S_{1J}$  apresenta direção média EW, com valores variando entre N85° a 70°E e N85° a 70°W e mergulhos íngremes, entre 65° a 85°, para os

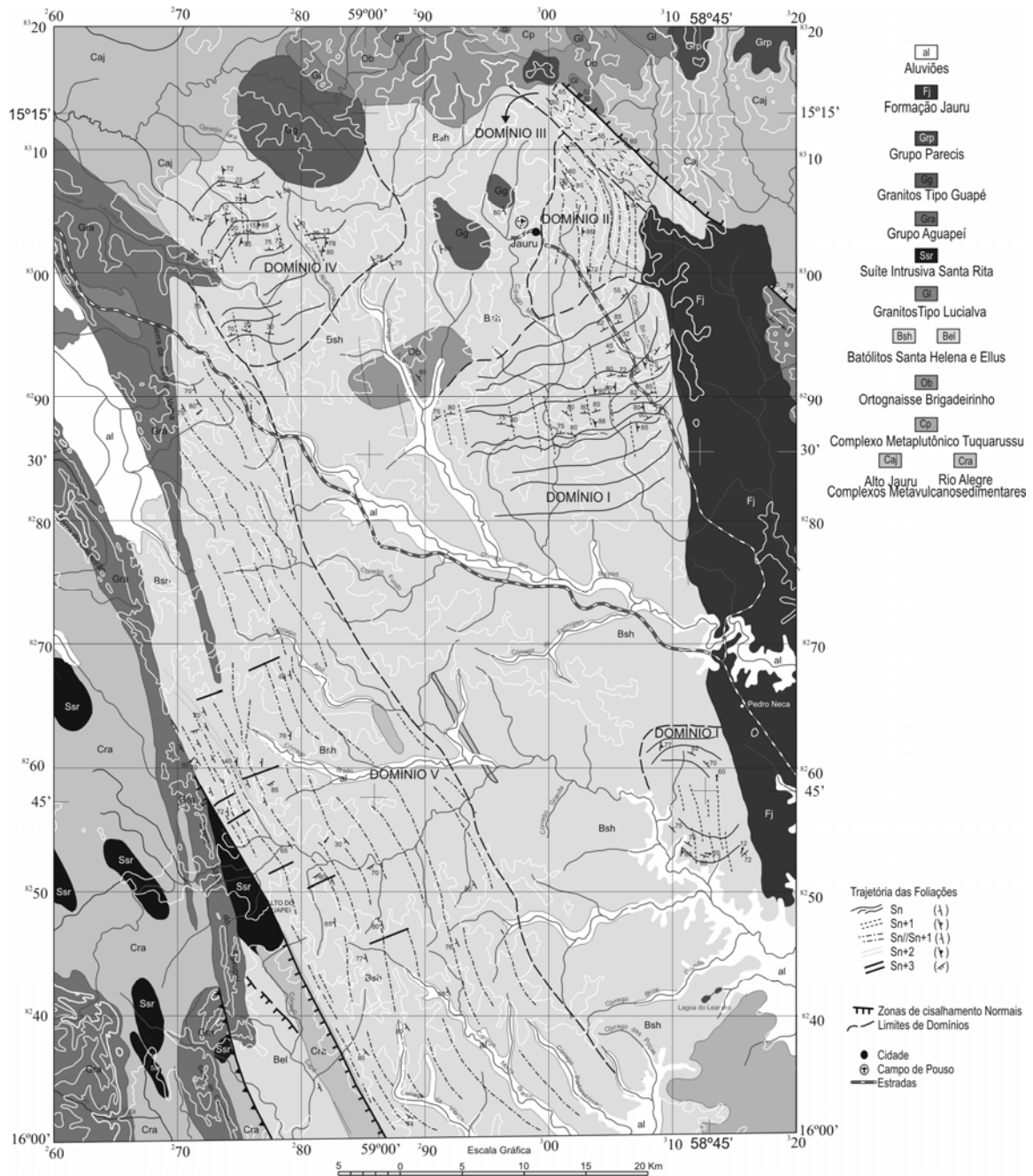
quadrantes NW e NE. Na zona de transição para o Domínio II, nota-se que a  $S_{1J}$  é rotacionada segundo a direção da foliação superposta  $S_{2J}$ , como destaca a trajetória da foliação e os estereogramas de  $S_{1J}$  para o Domínio I (Figuras 54 e 55). As lineações  $l_{1J}$  são incipientes ( $S>L$ ) e, quando visíveis, dispõem-se com alto *rake*,  $85^\circ$  a  $75^\circ$ , em relação à  $S_{1J}$  e caimentos entre  $60$  a  $80^\circ$  para NE e NW.

Neste Domínio I a foliação  $S_{2J}$  é definida por uma xistosidade espaçada, paralela a levemente anastomosada, disposta paralelamente aos plano-axiais das dobras suaves da  $S_{1J}$ , dobras  $D_{2J}$ . A orientação da  $S_{2J}$  varia entre N10W a N10E e mergulhos íngremes  $75$  a  $85$  para NE e SW-NW, não foram identificadas lineações minerais ou de estiramento associadas à  $S_{2J}$  (Figura 54).

O Domínio II é caracterizado pela reorientação da foliação  $S_{1J}$  segundo a atitude de  $S_{2J}$ , neste caso há um somatório das tramas de  $S_{1J}$  com as de  $S_{2J}$ , no entanto, destaca-se a feição textural de  $S_{1J}$ , uma vez que a foliação mais jovem implantou-se em níveis crustais mais rasos. A foliação composta  $S_{1J}/S_{2J}$  é texturalmente idêntica a  $S_{1J}$ , no entanto, a direção é essencialmente submeridiana (NS a N15°W) e mostra mergulhos elevados, de  $65^\circ$  a  $85^\circ$  para NE/E (Figura 54).

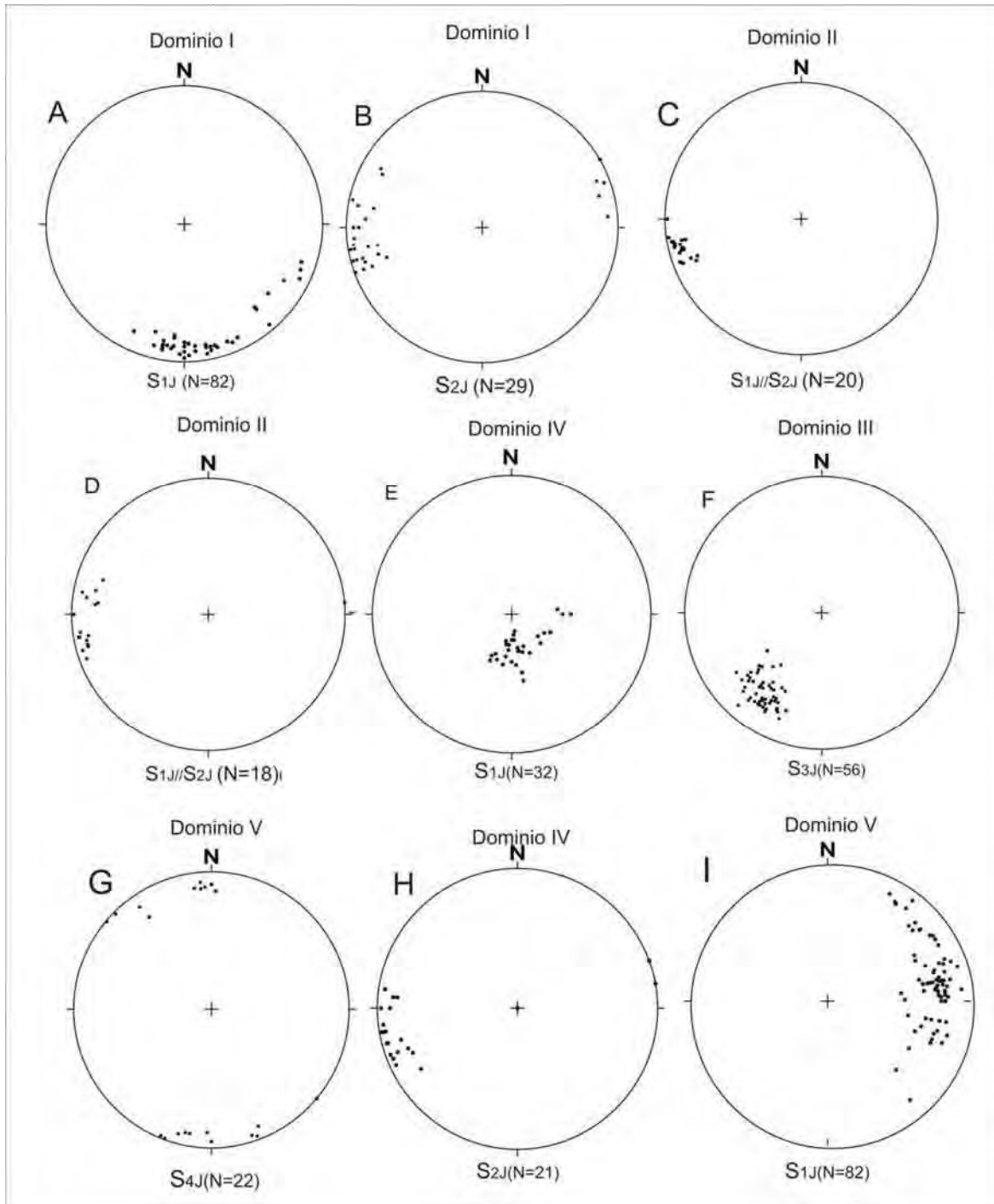
O Domínio III corresponde à área de influência da Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva. A foliação composta  $S_{1J}/S_{2J}$  é reorientada e dobrada, definindo trens de dobras cerradas ou fechadas, com charneiras subverticais e plano-axiais paralelos às foliações  $S_{3J}$ . A foliação  $S_{3J}$  caracterizada por Almeida *et al.* (2005) é com frequência associada ao desenvolvimento de faixas miloníticas, subparalelas a anastomosadas, que exibem destacada lineação de estiramento  $l_{3J}$  e indicadores cinemáticos (micafish, porfiroclastos manteados, foliação s-c) que indicam um movimento de topo para NE, caracterizando uma cinemática extensional. A  $S_{3J}$  exibe direção em torno de N70°-55°W e mergulhos entre  $55^\circ$  e  $75^\circ$  para NE e as lineações de estiramento e mineral (agregados quartzo-feldspáticos e muscovitas), sempre down-dip, apresentam caimentos preferencialmente entre  $55^\circ$  e  $70^\circ$  para NE (Figura 54).

O Domínio IV situa-se na porção NW do batólito, caracteriza-se por apresentar a foliação  $S_{1J}$ , descrita no domínio I, com direção semelhante (EW), no entanto, os mergulhos são suaves ( $15^\circ$  e  $25^\circ$ ) para NNE e NNW. Ao contrário do Domínio I, a lineação de estiramento  $l_{1J}$  apresenta-se como agregados quartzo-feldspáticos muito estirados, com orientação variando entre N10°W a N10°E e caimento baixo, entre  $10^\circ$  e  $20^\circ$ . Indicadores cinemáticos (porfiroclastos rotacionados e assimétricos) descrevem um movimento de topo para SSE/SSW, em uma tectônica francamente tangencial. A foliação  $S_{2J}$  é semelhante à descrita no Domínio I quanto à textura e direção.



**Figura 54.** Compartimentação em domínios estruturais do Batólito Santa Helena. Foram reconhecidos quatro domínios com base na orientação e natureza das estruturas tectônicas (foliações e lineações). Equivalência de notação:  $S_n = S_{1J}$ ,  $S_{n+1} = S_{2J}$ ,  $S_{n+2} = S_{3J}$ ,  $S_{n+3} = S_{5J}$ .

O Domínio V corresponde à porção ocidental do batólito, caracteriza-se pela superposição mais intensa das deformações relacionadas ao evento Aguapeí-Sunsás. A foliação  $S_{1J}$  encontra-se rotacionada, assumindo orientação pouco homogênea, variando a direção entre N10°E a N45°W, enquanto os mergulhos variam entre 50° a 85° para SW e raramente para NW. A lineação de estiramento  $l_{1J}$  exhibe rake elevado, entre 90° a 70°, e caimentos íngremes 65° a 80° principalmente para SW.



**Figura 55.** Estereogramas dos pólos das foliações  $S_{1J}$ ,  $S_{2J}$ ,  $S_{3J}$  e  $S_{4J}$  para os domínios estruturais do Batólito Santa Helena.

O contato com as rochas do Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Alegre é definido pela Zona de Cisalhamento Dúctil Piratininga, com cinemática claramente extensional, transporte tectônico de topo para SW, alcançando o batólito Santa Helena. Os efeitos mais evidentes provocados pela zona de cisalhamento é a geração de faixas subparalelas de

milonitos e ultramilonitos, que exibem foliação milonítica  $S_{4J}$  com direção constante entre  $N30^{\circ}$ - $40^{\circ}W$  e mergulhos elevados de 60 a 80 para SW (Figura 54) e a reorientação da foliação composta  $S_{1J}/S_{2J}$ , segundo os planos de cisalhamento dúctil  $S_{4J}$ .

Clivagem de crenulação  $S_{5J}$  desenvolve-se preferencialmente nas faixas miloníticas enriquecidas em sericita/muscovita, enquanto nos litotipos menos deformados pelo cisalhamento, notam-se suaves ondulações da foliação composta  $S_{1J}/S_{2J}$ . A atitude preferencial da foliação  $S_{5J}$  situa-se entre  $N65^{\circ}$  a  $85^{\circ}W$  com mergulhos íngremes (70 a 85) para NE ou SW ou entre  $N65$  a  $85E$  com mergulhos médios de  $80^{\circ}$  para NW / SE (Figura 54).

A partir da análise estrutural constata-se que o principal elemento tectônico mapeado, a xistosidade contínua  $S_{1J}$ , exibe direção preferencial EW, sendo girada para posições submeridianas por efeito da superposição da deformação ( $F_{2J}$ ) na porção oriental e a  $F_{3J}$  no lado ocidental do batólito. A orientação original das estruturas tectônicas geradas na fase  $F_{1J}$  ( $S_{1J}$  e  $I_{1J}$ ) indica que o *trend* regional mais antigo é a aproximadamente, EW/subvertical com lineação de estiramento *down dip* e, por consequência, sugere que os esforços compressivos na direção N-S, são os geradores de  $S_{1J}$ .

A forma atual do batólito, alongado segundo a direção NNW, é produto da superposição de eventos deformacionais mais jovens ( $F_{2J}$  e  $F_{3J}$ ), cujo sentido dominante dos esforços é EW a SWW/NEE sendo, portanto, responsável pelo *trend* estrutural regional NW.

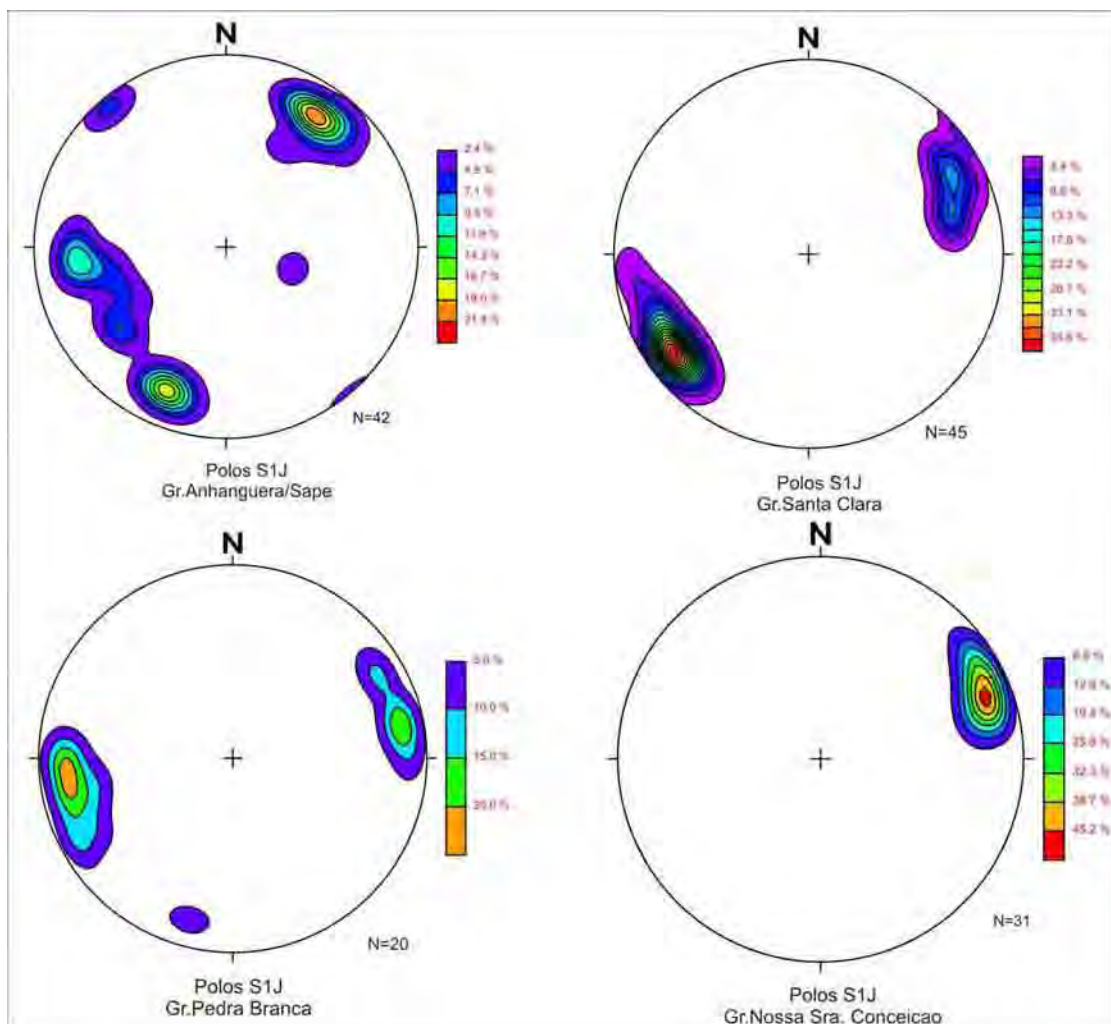
### **4.3.3 CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA**

Para distinguir as estruturas tectônicas descritas nas rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba das relatadas anteriormente, acrescentaremos a letra *p* nos índices identificadores, por exemplo, foliação da primeira fase de deformação será indicada como  $S_{1JP}$  e assim por diante.

Quanto à trama tectônica impressa nos granitóides da Suíte Pindaituba são claros os registros de um evento compressivo posterior à sua cristalização, como indica a foliação contínua de estado sólido,  $S_{1JP}$ , verificada em todas as intrusões, exceto no Granito Nova Lacerda, que se mostra foliado apenas nas margens laterais ao comprimento maior do corpo. Lineações de estiramento e mineral  $I_{1JP}$  contidas na foliação  $S_{1JP}$  são relativamente comuns e apresentam-se comumente com caimento acompanhando o mergulho da foliação  $S_{1JP}$ , nas

faixas miloníticas paralelas à foliação regional, acentua-se a formação de lineações de estiramento relacionadas ao processo de cisalhamento/milonitização.

Em amostra de mão a foliação  $S_{1JP}$  apresenta aspectos morfológicos distintos, dependendo das características do protólito deformado. Nos granitos com textura porfirítica a foliação  $S_{1JP}$  é definida pela orientação planar dos megacristais de feldspato potássico e das plaquetas de biotita, além dos cristais de quartzo, comumente achatados, formando *ribbons*. Há predomínio da textura protomilonítica, onde se preserva parcialmente a forma original dos megacristais de feldspato alcalino e plagioclásio, mas, em alguns sítios, desenvolvem-se faixas miloníticas, paralelas à foliação contínua, com texturas das rochas miloníticas (Figura 46I e L) e estereogramas (Figura 56).

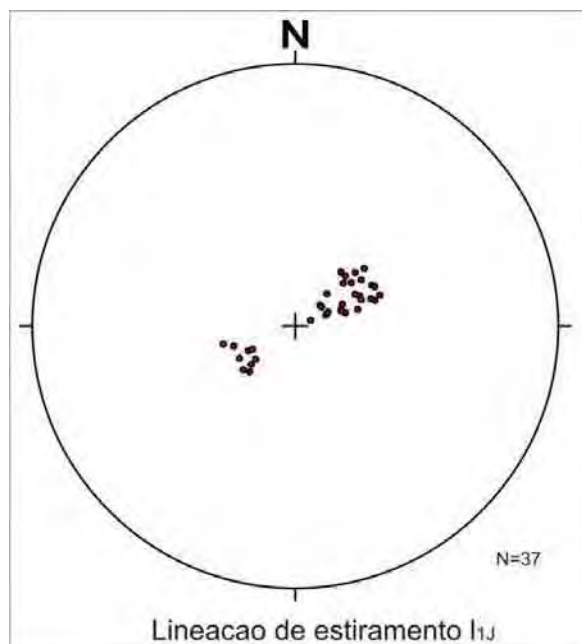


**Figura 56.** Estereogramas de pólos da foliação  $S_{1JP}$  para os Granitos Anhangüera e Sapé (A), Santa Clara (B), Pedra Branca (C) e N. Sra. Conceição (D), indicando a direção  $N25^{\circ}$  a  $55^{\circ}W$  e mergulhos elevados para SW e NE.

Ao microscópio a foliação  $S_{1JP}$  é definida pelo arranjo de cristais de quartzo orientados neoformados, subgrãos e raros *ribbons*, pela biotita, em ripas isoladas ou em agregados poliminerálicos, orientada segundo o plano de foliação e, finalmente, pelos feldspatos, ora como fenocristais subídiomórficos alinhados ou como porfiroclastos com textura mortar assimétrica nas faixas miloníticas.

Os estereogramas de pólos da foliação ( $S_{1JP}$ ) para os granitos da suíte Pindaituba mostram que a atitude mantém-se praticamente idêntica em todos os corpos, como demonstram, os estereogramas construídos para os Granitos Santa Clara, Tupã e Nossa Senhora da Conceição.

Os estereogramas de lineações de estiramento e mineral  $I_{1JP}$ , indica uma grande regularidade de valores, concentrando-se principalmente no quadrante NE, muito embora em todos os granitóides encontrem-se lineações com caimento para NE e SW, todavia os valores são comumente altos, sendo frequentemente *down dip* (Figura 57).



**Figura 57.** Estereograma para a lineação de estiramento  $I_{1JP}$ , medidas obtidas em diversos corpos graníticos da Suíte Pindaituba.

#### **4.3.4. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO GRUPO AGUAPEÍ**

Os registros tectono-metamórficos observados nas ocorrências Grupo Aguapeí situadas no Domínio Jauru, Serras de São Vicente, do Cágado e Caldeirão, são similares aos

descritos no Domínio Rio Alegre, exceto pelo registro de zonas de cavalgamento na interface cobertura-embasamento (Zona de Cisalhamento Morro Solteiro).

Para distinguir as estruturas tectônicas descritas nas rochas do Grupo Aguapeí das relatadas anteriormente, acrescentaremos a letra  $A$  nos índices identificadores, por exemplo, dobras da primeira fase de deformação serão designadas e indicadas como  $D_{1JA}$  e assim por diante.

#### *Primeira Fase de Deformação ( $F_{1JA}$ )*

Esta fase de deformação, a mais intensa na história tectônica da Orogenia Sunsás, é responsável pelo desenvolvimento das dobras em escala regional  $D_{1JA}$ , o par sinformal do Caldeirão – antiformal do Cágado (Figura 58) e o Anticlinório da Serra de São Vicente.

O par sinformal-antiformal Caldeirão-Cágado e a Serra de São Vicente  $D_{1JA}$  é caracterizado como dobras abertas a apertadas, normais com caimento, cuja atitude média do plano-axial é de  $240^{\circ}/65^{\circ}$  e a linha de charneira mostra caimento suave, em torno de  $15^{\circ}$ - $20^{\circ}$  para  $330^{\circ}$ .

A foliação plano-axial ( $S_{1JA}$ ) é penetrativa e apresenta-se como xistosidade nos metapsamitos e metaruditos e clivagem ardosiana nas rochas metapelíticas. A atitude da foliação  $S_{1JA}$ , embora possa mostrar variações em razão das diferenças reológicas das rochas afetadas, coincide com a atitude média do plano-axial do dobramento regional, ou seja,  $240^{\circ}/65^{\circ}$ .

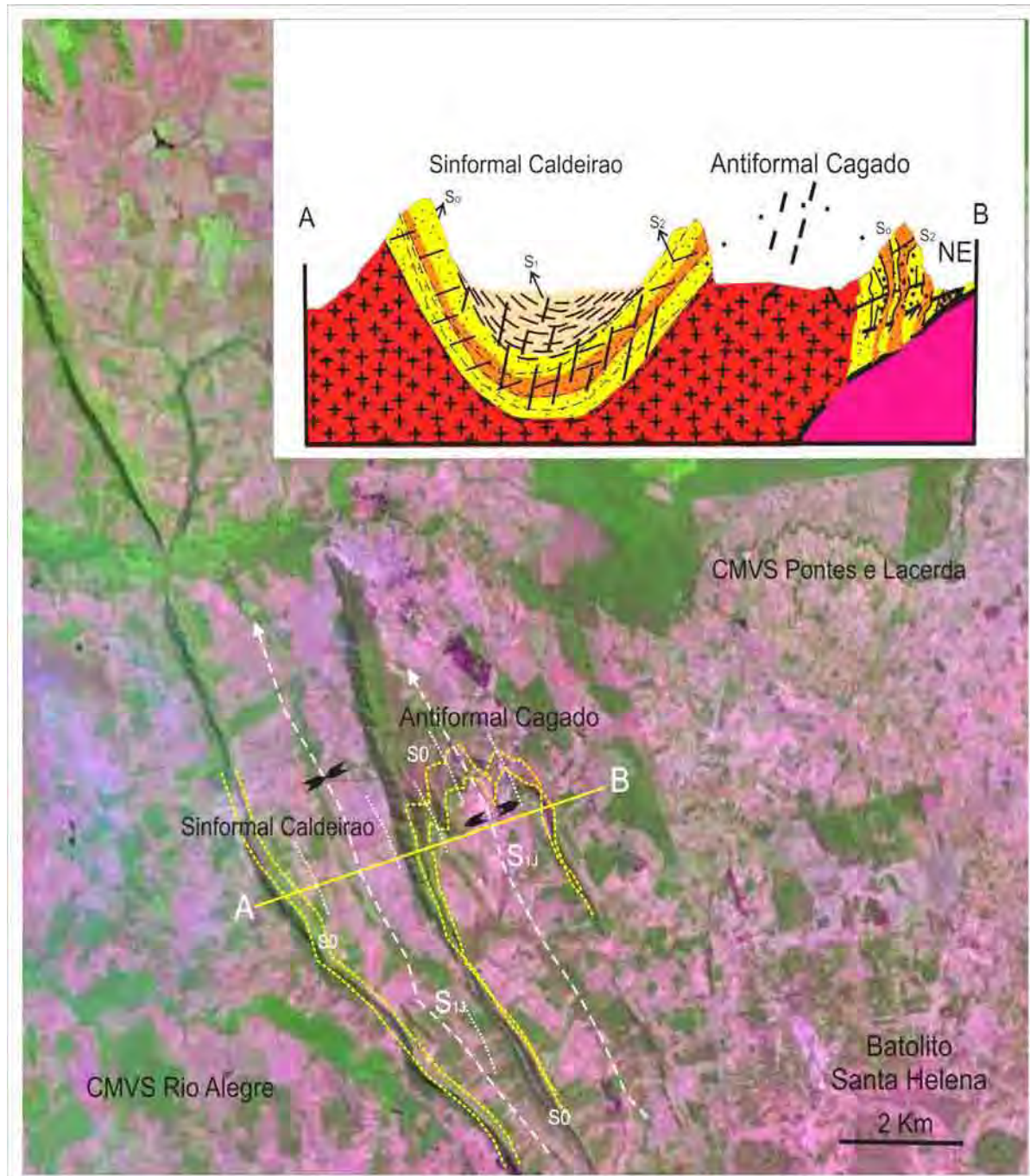
As lineações  $L_{1JA}$ , são definidas pela intersecção  $S_0 \times S_{1JA}$ , pelas charneiras de dobras parasíticas exibem caimentos suaves, entre  $5^{\circ}$  a  $15^{\circ}$  para  $330^{\circ}/350^{\circ}$ .

#### *Segunda Fase de Deformação ( $F_{2JA}$ )*

É evidenciada pela formação de dobras inclinadas ( $D_{2JA}$ ), assimétricas, centimétricas a métricas, com plano-axial exibindo mergulho suave,  $20^{\circ}$  a  $40^{\circ}$  para  $250^{\circ}/230^{\circ}$ , e as linhas de charneiras caem suavemente,  $5^{\circ}$  a  $10^{\circ}$  para NNW.

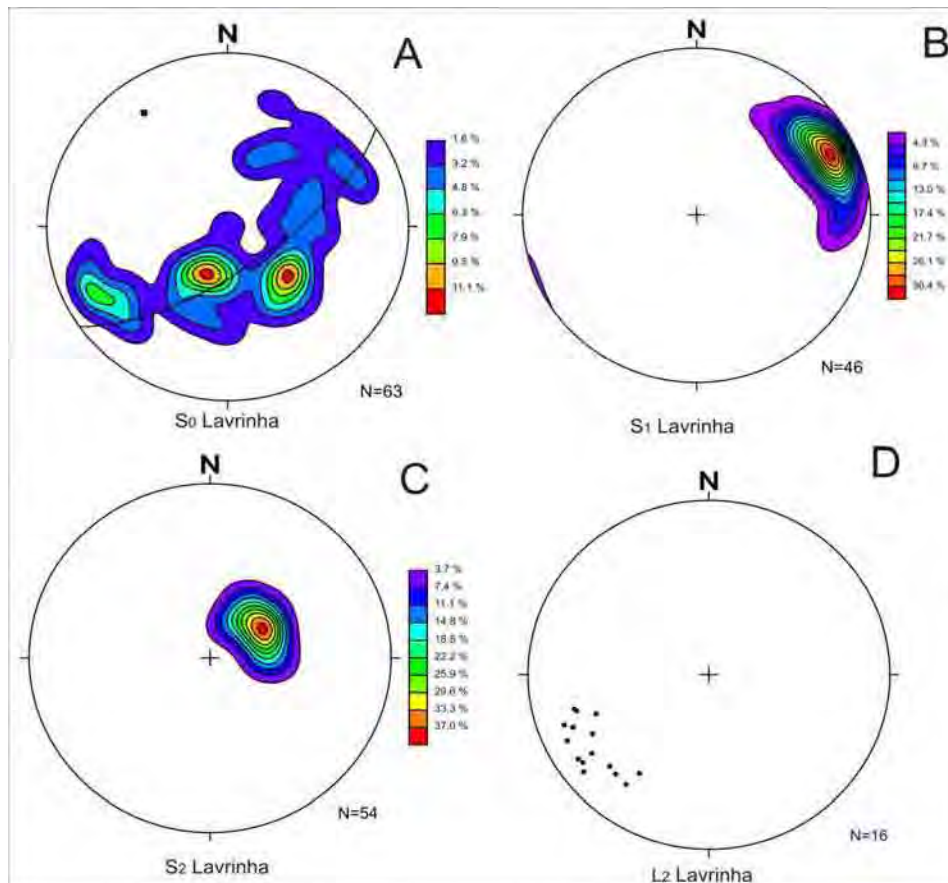
Foliação  $S_{2JA}$ , típica clivagem de crenulação, é reconhecida em todos os tipos litológicos, dos metaruditos aos metapelitos e, nas duas serras, orientações próximas de  $255/30$ .

Zonas de cisalhamento tangenciais como a Morro Solteiro, parecem estar genética e cinematicamente vinculadas ao desenvolvimento desta fase de deformação.



**Figura 58.** Padrão de deformação do Grupo Aguapeí nas Serras do Cágado e do Caldeirão. Seção geológica esquemática do par sinformal-antiformal do Cágado e Caldeirão

A lineação  $I_{2JA}$  é caracterizada pela intersecção  $S_0/S_{1JA} \wedge S_{2JA}$  e pelas linhas de charneiras das microdobras (crenulações  $D_{2JA}$ ), atitude média da lineação de inteseccção  $I_{2JA}$  é de  $15^\circ - 25^\circ / 10^\circ - 20^\circ$ . Lineação de estiramento  $I_{2JA}$  (Figura 58A) é notada principalmente nas imediações e nas zonas de cisalhamentos tangenciais, o eixo maior dos clastos mostram caimento suaves, entre  $20^\circ$  e  $40^\circ$ , para  $250^\circ$  a  $280^\circ$  (Figura 58 e 58A).



**Figura 58A.** Estereogramas de pólos do acamamento do Grupo Aguapeí e eixo de dobras  $D_{1JA}$  (A) e das foliações  $S_{1JA}$  e  $S_{2JA}$  (B e C) e da lineação estiramento  $L_{2JA}$  (D). Região da Lavrinha/Pontes e Lacerda.

### *Terceira Fase de Deformação ( $F_{3JA}$ )*

Esta fase de deformação, pouco expressiva em termos de abrangência e intensidade, é responsável pelo desenvolvimento de dobras suaves a abertas  $D_{3JA}$ , em escala métrica a centimétrica, com plano-axial com mergulhos íngremes, entre  $75^\circ$  a  $85^\circ$  para SE e NW. A foliação plano-axial ( $S_{3JA}$ ), definida por uma clivagem de crenulação, apresenta com atitude média de  $160^\circ/80^\circ$  e  $340^\circ/80^\circ$ .

Zona de Cisalhamento Morro Solteiro coloca em contato a base da formação Fortuna com os granitos e gnaisses do embasamento. A zona de alta deformação tem aproximadamente 2 m de espessura, é caracterizada pela presença de ultramilonitos e indicadores cinemáticos, clastos com sombra de pressão assimétricas e lineação de estiramento, que indicam um transporte de topo para NE. A foliação milonítica apresenta atitude média  $260^\circ/30^\circ$  e as lineações de estiramento relacionados ao cisalhamento orientam-se segundo o sentido do mergulho.

A Zona de Cisalhamento Morro Solteiro e a Zona de Cisalhamento do Cágado situada no flanco leste da Antiformal do Cágado (Serra Azul), relacionam-se à segunda fase de deformação e promovem o movimento tangencial de baixo ângulo, em média 30°, com transporte para NE (Figura 59).



**Figura 59.** Padrão de deformação do Grupo Aguapeí nas Serras do Cágado, do Caldeirão e São Vicente. A e B) Dobras  $D_{1JA}$  em metarenitos na Serra de São Vicente, C) Conglomerados acamadados com foliação  $S_{1JA}$  oblíqua ao  $S_0$ , Lavrinha, D) Camadas de metarenitos com foliação  $S_{1JA}$  paralela, dobradas por  $D_{2JA}$  com foliação  $S_{2JA}$  plano-axial, E) Relação idêntica a ilustrada na foto D, em metapelitos laminados e F) Clastos estirados de quartzo, contidos na foliação  $S_{2JA}$ .

### 4.3.5. SUMÁRIO E CORRELAÇÃO DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIS

No quadro abaixo (Figura 60) apresenta-se uma tentativa de correlação entre os elementos estruturais descritos anteriormente e seu provável significado cinemático.

Quadro Sinóptico dos Elementos Estruturais do Domínio Jauru				
Fase de Deformação	Unidades Geológicas	Estruturas Tectônicas	Atitudes	Regime Cinemático
F <sub>1J</sub>	CMVSPL/RG SICD/SG SIRN/T/R	S <sub>1J</sub>		Regime Compressivo Zonas miloníticas (S <sub>1J</sub> ) na SISH, indica movimento tangencial, com topo para SSE.
	SISH/AC	S <sub>1J</sub> /I <sub>1J</sub> ZC Tangenciais	320-10/15-65(S <sub>1J</sub> ) 320-10/10-20(I <sub>1J</sub> )	
F <sub>2J</sub>	CMVSPL/RG SICD/SG SIRN/T/R/VO	D <sub>2J</sub> / S <sub>2J</sub> /I <sub>2J</sub>	50-70/60-80 (S <sub>1JP</sub> ) 230-260/60-80(S <sub>1JP</sub> ) I <sub>1JP</sub> (down dip)	Regime Compressivo Dobras normais, com plano axial sub-vertical, Z.C. Reversas, com mergulhos para SW com lineação de estiramento subvertical. Transporte principal SW para NE.
	SISH/AC	D <sub>2J</sub> / S <sub>2J</sub>		
	SIP	S <sub>1JP</sub> /I <sub>1JP</sub> ZC Reversas		
	GA	D <sub>1JA</sub> /S <sub>1JA</sub> /I <sub>1JA</sub> D <sub>2JA</sub> /S <sub>2JA</sub> /I <sub>2JA</sub> Z.C. Tangenciais (Morro Solteiro, Serra Azul)	240°/65° (S <sub>1JA</sub> ) 330°/15° (I <sub>1JA</sub> ) 255/30 (S <sub>2JA</sub> ) 25°/10° (I <sub>2JA</sub> ) 255/30 (S <sub>mA</sub> ) 260°/30° (I <sub>2JA</sub> )	Regime Compressivo Dobras normais com caimento, com plano axial para SW. Vergência de SW para NE. Z.C. Tangenciais com transporte de topo para NEE.
F <sub>3J</sub>	CMVSPL SISG / SIRT	S <sub>3J</sub> /I <sub>3J</sub>	40°/70°(S <sub>4J</sub> ) 35°/65°(I <sub>4J</sub> )	Regime Extensional Zonas de Cisalhamentos Dúcteis Normais. ZC Indaiavai-Lucialva ZC Piratininga ZC Corredor
	SISH	S <sub>3J</sub> /I <sub>3J</sub> (ZC Indaiavai-Lucialva) S <sub>4J</sub> /I <sub>4J</sub> (ZC Piratininga e Corredor)	40°/70°( S <sub>3J</sub> ) 35°/65°(I <sub>4J</sub> ) 250°/70° (S <sub>4J</sub> /I <sub>4J</sub> )	
	SIP	S <sub>2JP</sub> /S <sub>1JP</sub> (Impraticável separar as duas foliações)	55°/75°	
	GA	ZC Normais (Corredor/Piratininga)	250°/70°	
F <sub>4J</sub>	CMVSPL/RG SICD/SG/ SIRN/T/R	S <sub>4J</sub> /I <sub>4J</sub>	160°/80° e 340°/80°	Suaves Dobras ortogonais às estruturas anteriores.
	SISH	S <sub>5J</sub> /I <sub>5J</sub>		
	GA	S <sub>3JA</sub> /I <sub>3JA</sub>		

**Figura 60.** Quadro sinóptico dos principais elementos estruturais caracterizados no Domínio Santa Bárbara e a tentativa de correlação estrutural entre as fases de deformação. Abreviações: CMVSPL/RG (Complexos Metavulcano-sedimentares Pontes e Lacerda, Rio Galera), SICD/SG (Suíte Intrusiva Córrego Dourado, Salto Grande), SIRN/T/R (Suíte Intrusiva Rio Novo, Taquarussu, e Retiro), SISH/AC (Suíte Intrusiva Santa Helena e Água Clara), SIP (Suíte Intrusiva Pindaituba) e GA (Grupo Aguapeí).

Há enorme dificuldade em estabelecer uma correlação estrutural segura entre as estruturas do embasamento e as observadas no Grupo Aguapeí, excetuando-se o bandamento composicional/gnáissico ( $S_{1J}$ ), que claramente precede a deformação da cobertura supracrustal.

Todas as demais foliações identificadas no embasamento apresentam direção geral NW, muito próxima à orientação geral das dobras e foliações descritas no Grupo Aguapeí. O critério essencial para definir as estruturas  $S_{2J}$  do embasamento como pós-Aguapeí, foram as idades Ar-Ar (1120 Ma e 1020 Ma, obtidas nos ortognaisses e granitos foliados) que serão apresentadas nos itens posteriores.

Provavelmente a estruturação geral NW já estivesse estabelecida antes da deposição do Grupo Aguapeí, uma vez que os grandes falhamentos que controlaram a instalação e evolução do aulacógeno/rifte Aguapeí tinham essa orientação preferencialmente. Todavia os valores obtidos pelo método Ar-Ar indicaram que todas as foliações NW são essencialmente pós-Aguapeí.

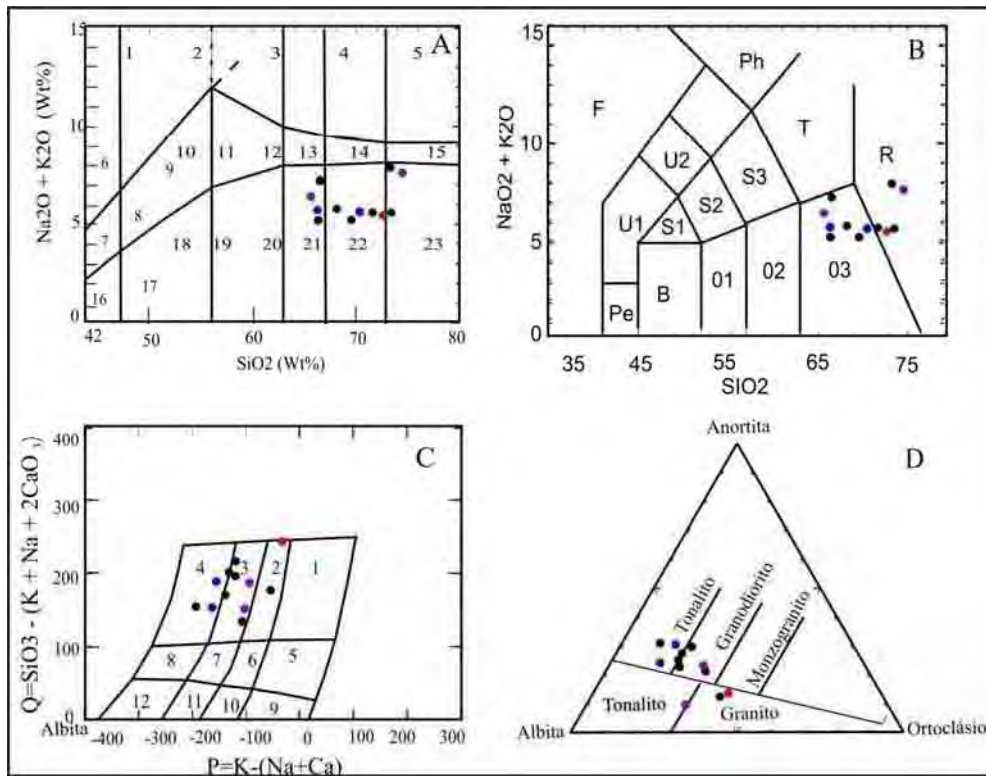
#### **4.4. LITOGEOQUÍMICA**

No que se refere ao estudo do comportamento geoquímico das unidades geológicas do Domínio Jauru, foram analisadas amostras das Suítes Intrusivas Rio Novo, Santa Helena, Pindaituba, Guapé e Rancho de Prata, com o propósito de caracterizar a natureza do magmatismo e o ambiente geodinâmico a que se vincularam. Os dados geoquímicos (elementos maiores e traços) para rochas estudadas encontram-se no Anexo 6.

##### ***4.4.1. UNIDADES ORTOGNÁISSICAS (SUÍTE INTRUSIVA RIO NOVO, VILA OESTE, RETIRO E TAQUARUSSU)***

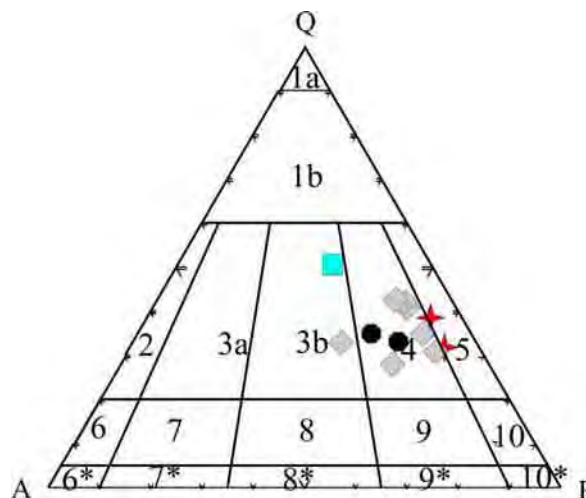
Foram analisadas do ponto de vista da geoquímica de rocha total, principalmente amostras dos Gnaisses Rio Novo e, em menor quantidade, exemplares dos Gnaisses Vila Oeste, Retiro e Taquarussu.

Confirmando a contagem modal realizada, os diagramas de classificação petrográfica de Middlemost (1985) (Figura 61A), Le Maitre (1989) (Figura 61B), Debon *et al.* (1988) (Figura 61C) e O'Conner (1965) (Figura 61D), destacam a predominância de gnaisses tonalítico-trondjemíticos a granodioríticos, com raras ocorrências de litotipos monzograníticos.



**Figura 61.** Diagramas de classificação petrográfica para as rochas ortognaíssicas do Domínio Jauru de A) Middlemost (1985); B) Le Maitre (1989); C) Debon *et al.* (1988) e D) O'Conner (1965).

Quando lançados no diagrama de Le Maitre (1989), QAP (% modal) (Figura 62), os dados analíticos descrevem uma distribuição que permite relacionar o conjunto de ortognaisses cinzas à série cálcio-alcalina tonalítica-trondjemítica.

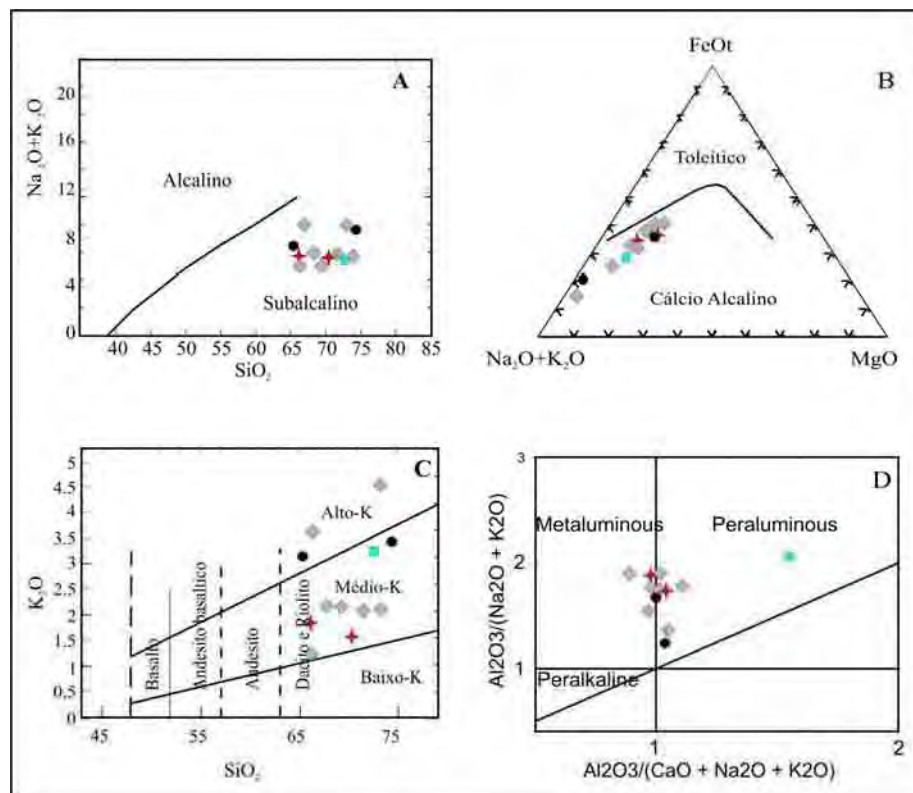


**Figura 62.** Diagrama QAP, de Le Maitre (1989), ilustrando a composição dos ortognaisses cinzas do Domínio Jauru.

O caráter subalcalino dos gnaisses é evidenciado no diagrama de Irvine & Baragar (1971) que considera a relação  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Figura 63A), enquanto o diagrama AFM (Figura 63B) (Irvine & Baragar 1971), que leva em conta a relação  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}_{\text{total}}$  e o somatório dos álcalis,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , indica a natureza cálcio-alcalina dos litotipos.

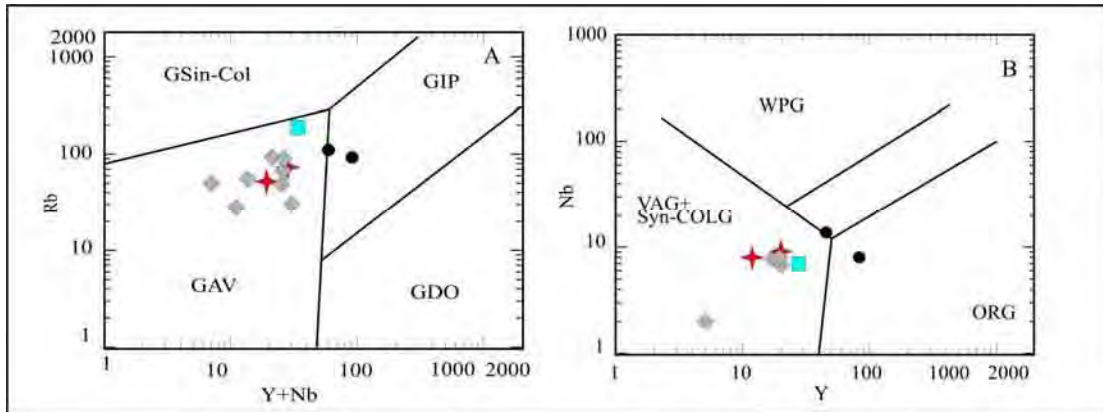
De acordo com o diagrama de Diagramas de Le Maitre (1989) que apresenta os valores de  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Figura 63C), as amostras de ortognaisses mostram uma distribuição preferencial no campo das rochas cálcio-alcalinas de médio-K. Os gnaisses cinza rosados (duas amostras) posicionam-se no campo relativo a serie de alto-K.

No que concerne à saturação em alumina e álcalis, o diagrama de Maniar & Piccoli (1989) (Figura 63D) que considera as proporções moleculares das razões  $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  vs  $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , evidencia que os gnaisses situam-se próximo ao limite entre os campos peraluminoso e metaluminoso, havendo um predomínio ligeiro de rochas de caráter peraluminoso. A amostra do Gnaiss Retiro destoa do padrão geral, exibindo um caráter fortemente peraluminoso, provavelmente porque a biotita é o máfico dominante.



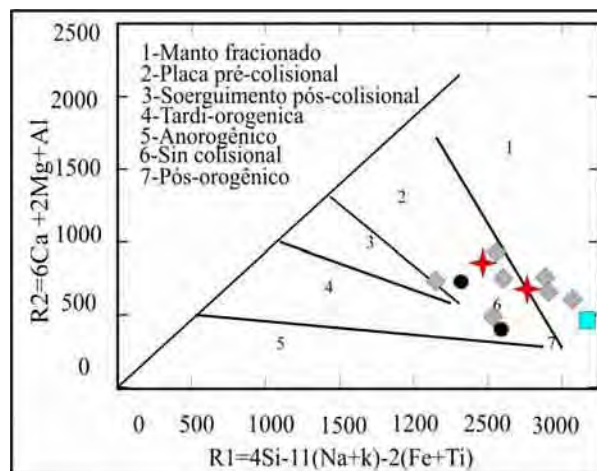
**Figura 63.** Diagramas de classificação serial para as rochas ortognaissicas do Domínio Jauru: A) e B) Irvine & Baragar (1971); C) Diagramas de Le Maitre 1989 e D)  $(\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O})$  e Maniar e Piccoli 1989, (ANK vs ACNK).

Os diagramas discriminantes de ambientes tectônicos propostos por Pearce *et al.* (1984), Rb vs Y+Nb (Figura 64A) e Nb vs Y (Figura 64B) indicam que os ortognaisses foram gerados em um ambiente tectônico dominada pela subducção de litosfera oceânica ao longo de arcos vulcânicos. Duas amostras de gnaisses cinza rosados, geoquimicamente mais diferenciados e relativamente mais jovens que os gnaisses cinza escuros, posicionam-se no campo dos granitos/ortognaisses intraplacas, indicando, provavelmente, uma evolução do processo de consolidação cratônica.



**Figura 64.** Diagramas de classificação tectônica de Pearce *et al.* (1984) para as rochas ortognaissicas do Domínio Jauru.

Quando lançados no diagrama multicatiônico  $R_1$ - $R_2$  (Batchelor e Bowden 1985) (Figura 65) as amostras situam-se preferencialmente no campo dos litotipos fracionados do manto (1) e pré-colisionais (2), duas amostras, no entanto, posicionaram-se no campo reservado aos litotipos sin-colisionais.



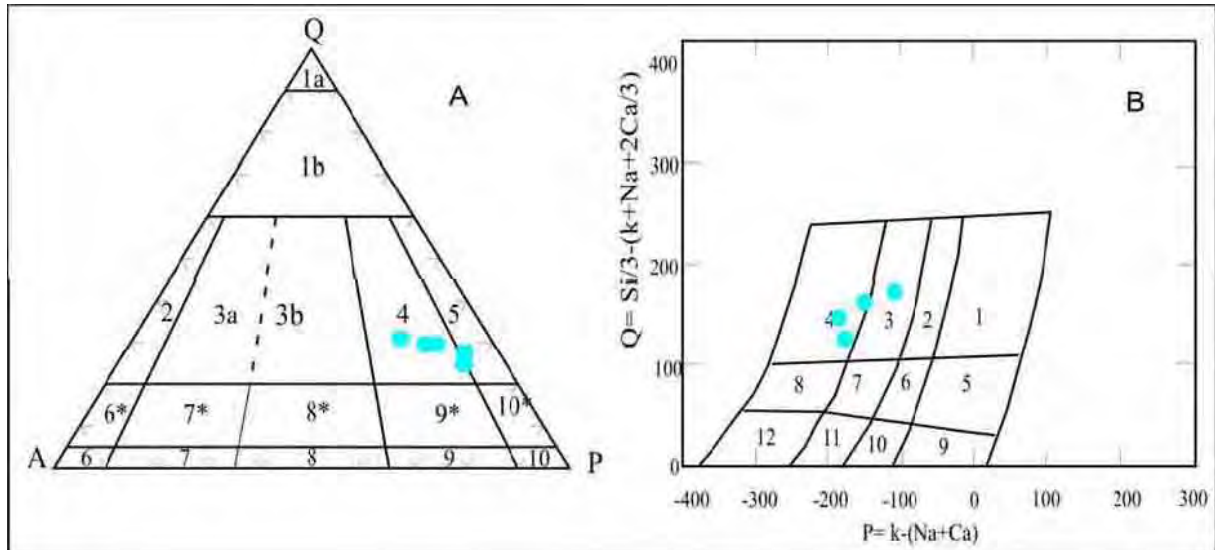
**Figura 65.** Distribuição dos ortognaisses no diagrama multicatiônico  $R_1$  x  $R_2$  de Batchelor e Bowden (1985), evidenciando a natureza pouco diferenciada dos protólitos ígneos e o ambiente tectônico.

A distribuição das amostras observada pode evidenciar uma evolução do magmatismo, partindo dos termos mais primitivos (campos 1 e 2) até os mais diferenciados (6), refletindo, provavelmente, a evolução orogênica.

#### 4.4.2. SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA CLARA

Para a caracterização geoquímica da Suíte Intrusiva Água Clara foram selecionadas 5 amostras de rochas, coletadas na porção noroeste e central do batólito, nas regiões de Indaiavaí e da Fazenda Cristal.

Com relação ao diagrama de classificação petrográfica, o diagrama QAP (Le Maitre, 1989) (Figura 66A), se evidencia que as rochas da suíte posicionam-se nos campos dos granodioritos/tonalitos e monzogranitos. Quando se considera os parâmetros multicatiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988) (Figura 66B), as rochas da suíte exibem uma grande variação composicional situado-se nos campos dos monzogranitos aos tonalitos.

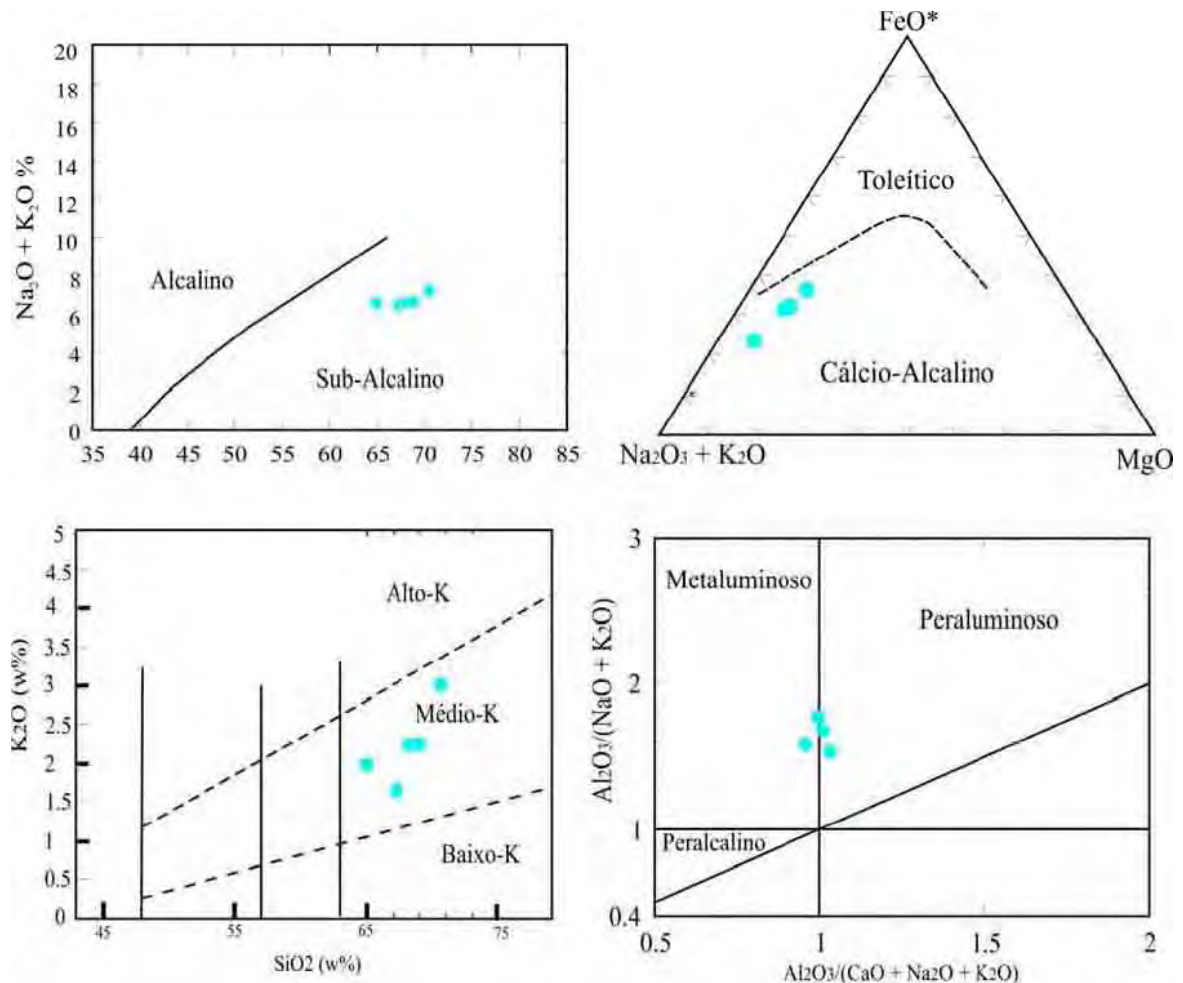


**Figura 66.** Diagramas de classificação petrográfica para as rochas da suíte intrusiva Água Clara. A) Diagrama QAP (Le Maitre, 1989), B) Diagrama de parâmetros catiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988).

O diagrama de classificação serial de Irvine & Baragar (1971) (Figura 67A) discrimina as rochas graníticas estudadas nos campos discriminatórios do diagrama, como de natureza subalcalinas, enquanto no diagrama  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{FeO}^*/\text{MgO}$  de Irvine & Baragar (1971)

(Figura 67B), as rochas da suíte Água Clara posicionam-se no campo cálcio-alcálico, dispondo-se no intervalo de médio potássio.

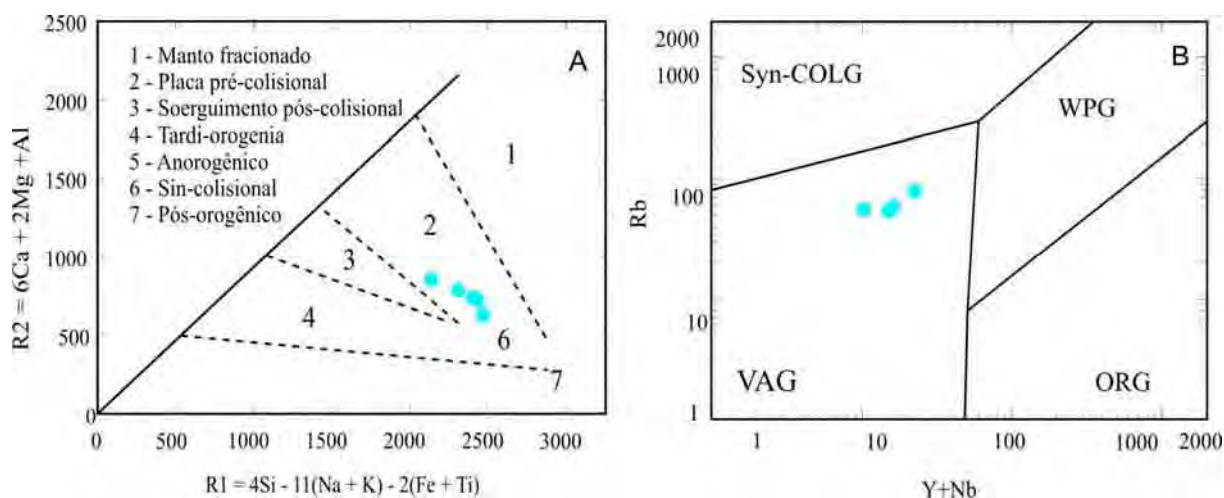
O diagrama de Le Maitre 1989, ( $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ ) e Maniar e Picolli 1989, ( $\text{ANK}$  vs  $\text{ACNK}$ ) (Figura 67C e D), evidenciam quanto a relação de alumínio, que as rochas da suíte Água Clara caracterizam uma suíte de caráter metaluminosa a peraluminosa de natureza cálcio-alcálicas de médio K.



**Figura 67.** Diagramas de classificação serial para rochas das Suítes Intrusivas Santa Cruz e Alvorada. A e B), Diagramas de Irvine & Baragar (1971), C) Le Maitre 1989, ( $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ ) e D) Maniar e Picolli 1989, ( $\text{ANK}$  vs  $\text{ACNK}$ ).

No diagrama discriminante de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1985), que utiliza os parâmetros catiônicos  $R_1 \times R_2$  (Figura 68A), indica que as intrusões graníticas em estudo foram geradas em um ambiente tectônico pré colisional.

Quando lançadas no diagrama de Pearce *et al.* (1984), Rb x (Y+Nb) (Figura 68B) as amostras da ocupam os campos dos granitos de arco magmático.



**Figura 68.** Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985) e B) Pearce *et al.* (1984).

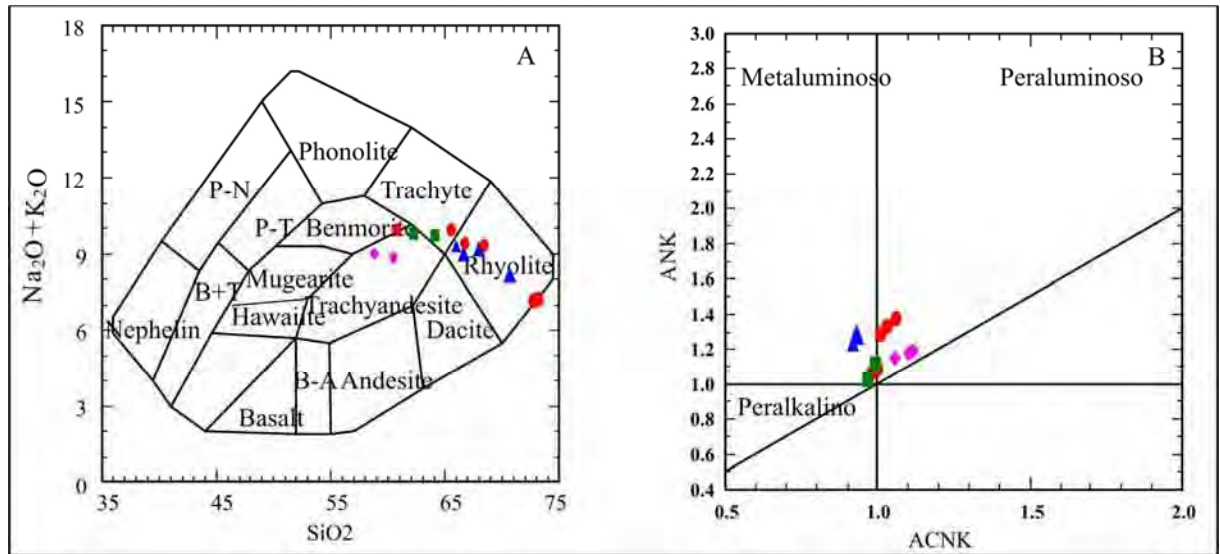
#### 4.4.3. SUÍTE INTRUSIVA SANTA HELENA

Para a caracterização geoquímica da Suíte Intrusiva Santa Helena foram selecionadas amostras de rochas das quatro fácies discriminadas no mapa geológico (Figura 40). Para identificar as amostras estudadas foram usados os seguintes símbolos: Fácies I – triângulo azul, Fácies II – quadrado verde, Fácies III – losango rosa e Fácies IV – círculo vermelho. O Anexo VI relaciona os dados de elementos maiores e traços para rochas estudadas.

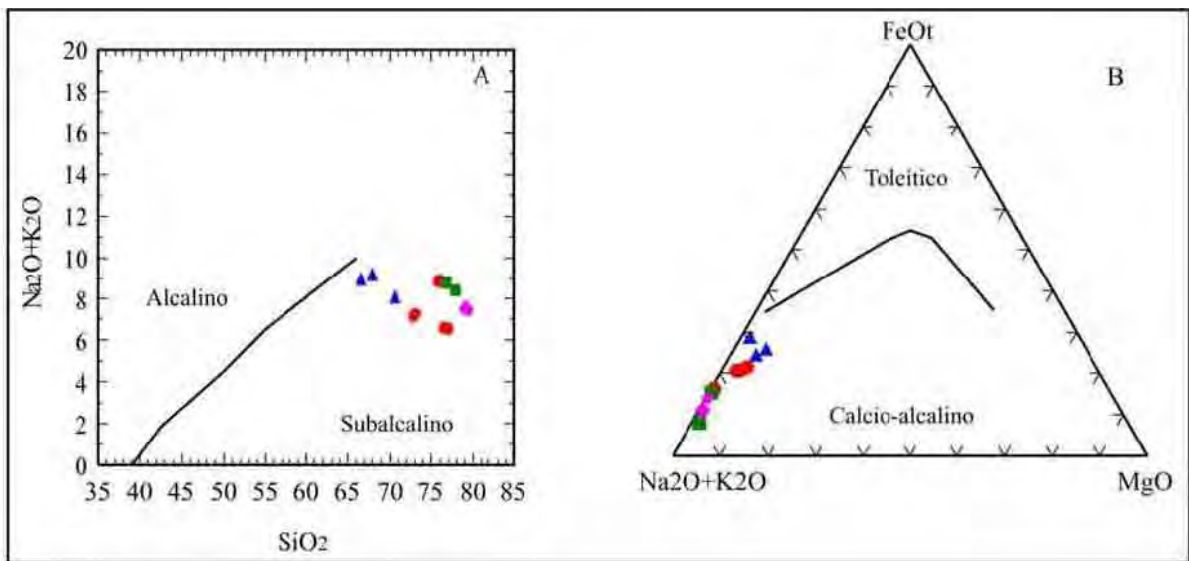
Modalmente as rochas da suíte são classificadas como sienos a monzogranitos, e caracterizam-se, quimicamente, no diagrama TAS, Cox *et al.* (1979) como granitos (Figura 69A).

No diagrama de Maniar & Piccoli (1989) (Figura 69B), destaca-se o caráter levemente metaluminoso das rochas menos diferenciadas, ricas em máficos (biotita e anfibólio) pertencentes à Fácies I; e discretamente peraluminosos daquelas das Fácies III e IV.

Apesar dos altos valores do somatório dos álcalis, as rochas que constituem as quatro fácies petrográficas do batólito podem ser classificadas nos diagramas alcalis *versus* SiO<sub>2</sub> e AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 70A e B) como litotipos sub-alcálicos, do tipo cálcio-alcálico.



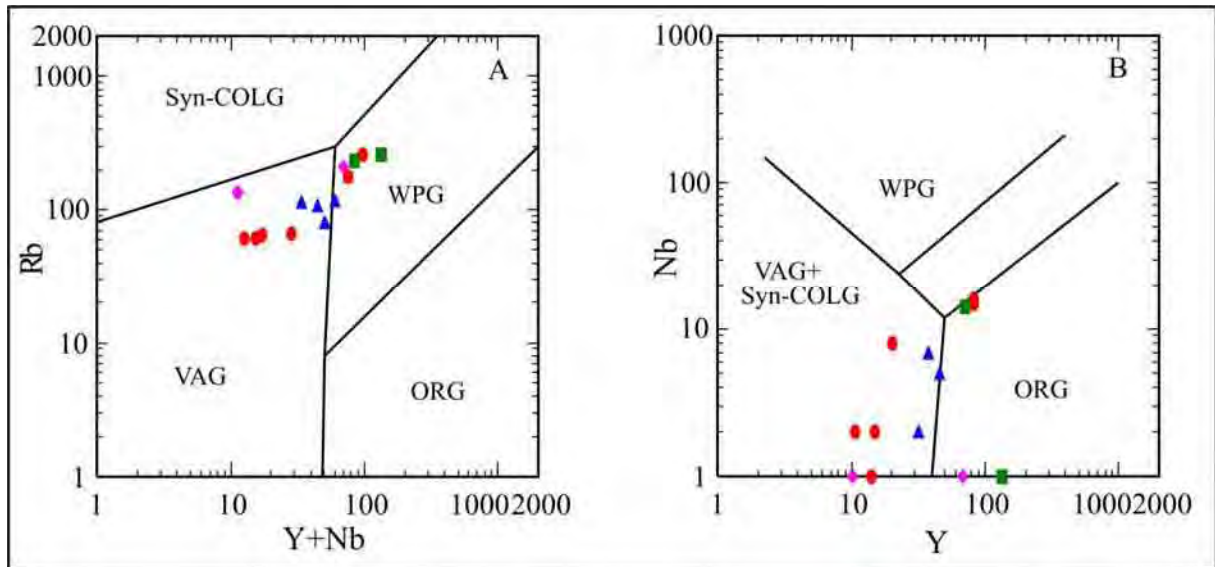
**Figura 69.** Amostras da Suíte Santa Helena lançadas no diagrama TAS, Cox *et al.* (1979) (A) e Maniar & Piccoli (1989) (B).



**Figura 70.** Amostras da Suíte Santa Helena lançadas nos diagramas de Irvine & Baragar (1971) (A) alcalis *versus* SiO<sub>2</sub> e (B) AFM.

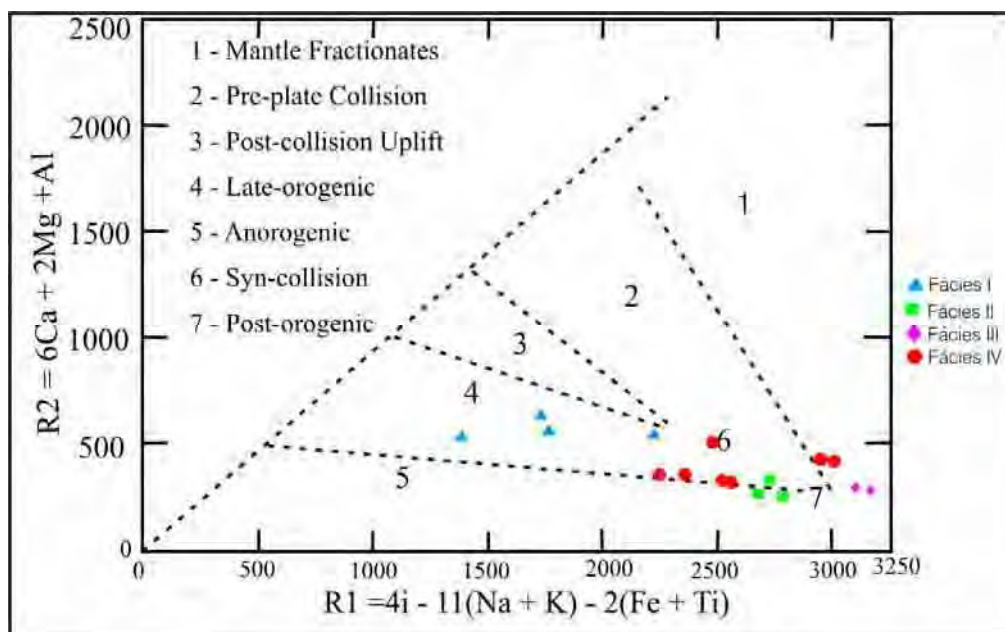
O caráter de alto potássio, definido a partir da tendência modal das rochas estudadas (porcentagens expressivas de feldspatos potássicos e biotita), sendo que os litotipos estudados caracterizam-se como de filiação shoshonítica.

A investigação do ambiente geotectônico no qual se insere este magmatismo Santa Helena foi feita a partir dos diagramas discriminantes Rb *versus* (Y+Nb) e Nb *versus* Y, Pearce *et al.* (1984), (Figuras 71A e B).



**Figura 71.** Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984), para as rochas da Suíte Santa Helena. A) Rb vs Y+Nb e B) Nb vs Y.

Os pontos representativos dessas rochas coincidem tanto com o domínio definido para granitóides intra-placa (WPG) (amostras da Fácies II, III e parte da Fácies IV) quanto com aquele proposto para granitóides de arco vulcânico (VAG) (amostras da Fácies I e parte da Fácies IV), concentrando-se no campo correspondente aos granitóides intraplacas sugerido por Pearce *et al.* (1996). O diagrama discriminante de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1985), que utiliza os parâmetros catiónicos  $R_1 \times R_2$  (Figura 72) indica que suíte Santa Helena é constituída por rochas geradas, principalmente, em um ambiente tectônico tarde orogênico a sincolisional.



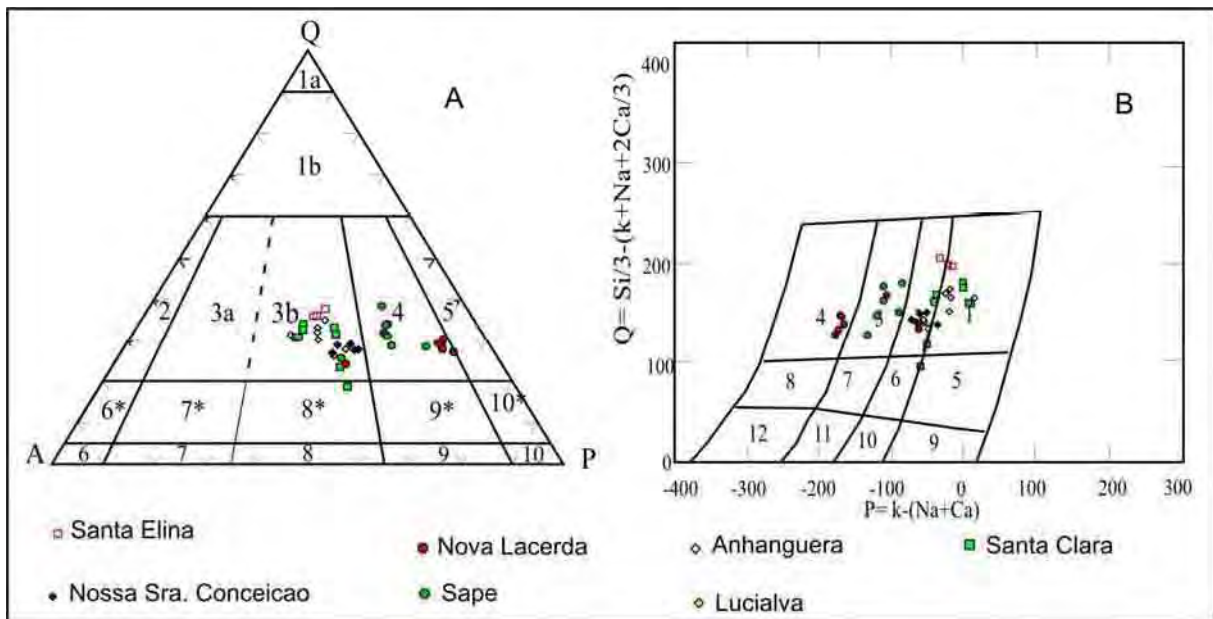
**Figura 72.** Diagramas discriminantes de ambiente tectônico  $R_1 \times R_2$  (Batchelor & Bowden 1985).

#### 4.4.4. SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA

Para a caracterização geoquímica da Suíte Intrusiva Santa Cruz foram selecionadas amostras de rochas, de diversas intrusões graníticas que constituem a Suíte Intrusiva Pindaituba.

O Anexo VI apresenta a discriminados os valores das análises geoquímicas, apresentando os valores de elementos maiores e traços para rochas estudadas, referentes a Suíte Intrusiva Pindaituba.

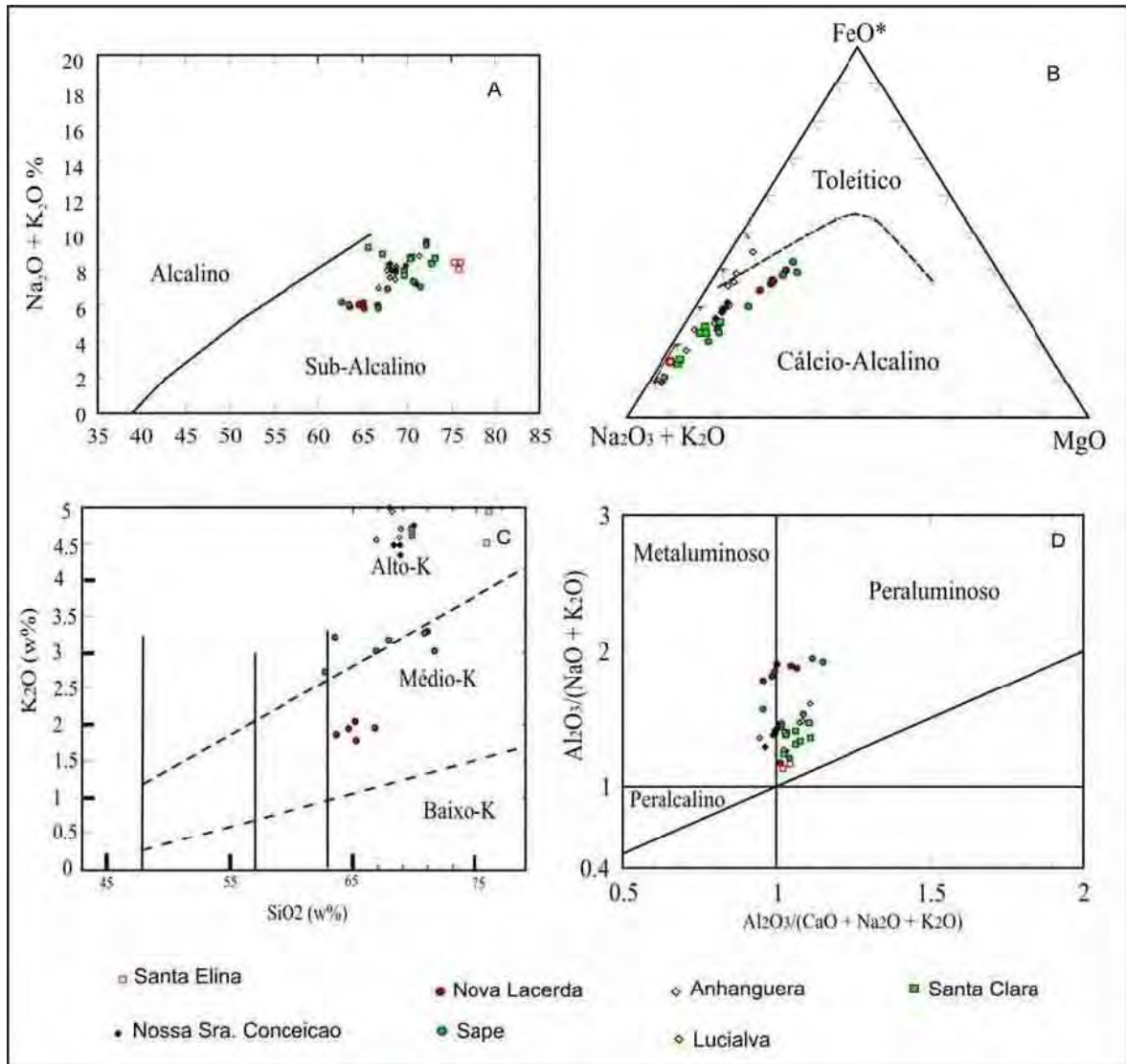
Com relação ao diagrama de classificação petrográfica, o diagrama QAP (Le Maitre 1989) (Figura 73A), se evidencia que as rochas da suíte posicionam-se nos campos dos granodioritos, tonalitos e monzogranitos. Quando se considera os parâmetros multicatiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988) (Figura 73B), as rochas da suíte exibem uma grande variação composicional situado-se nos campos dos monzogranitos aos tonalitos.



**Figura 73.** Diagramas de classificação petrográfica para as rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba. A) Diagrama QAP (Le Maitre, 1989), B) Diagrama de parâmetros catiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988).

Os diagramas de Irvine & Baragar (1971), ( $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) e AFM ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) /  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (Figura 74A e 74 B), evidenciam que as rochas da suíte Pindaituba caracterizam uma suíte subalcalina á cálcio-alcalina. No diagrama de Le Maitre 1989, ( $\text{SiO}_2 \times$

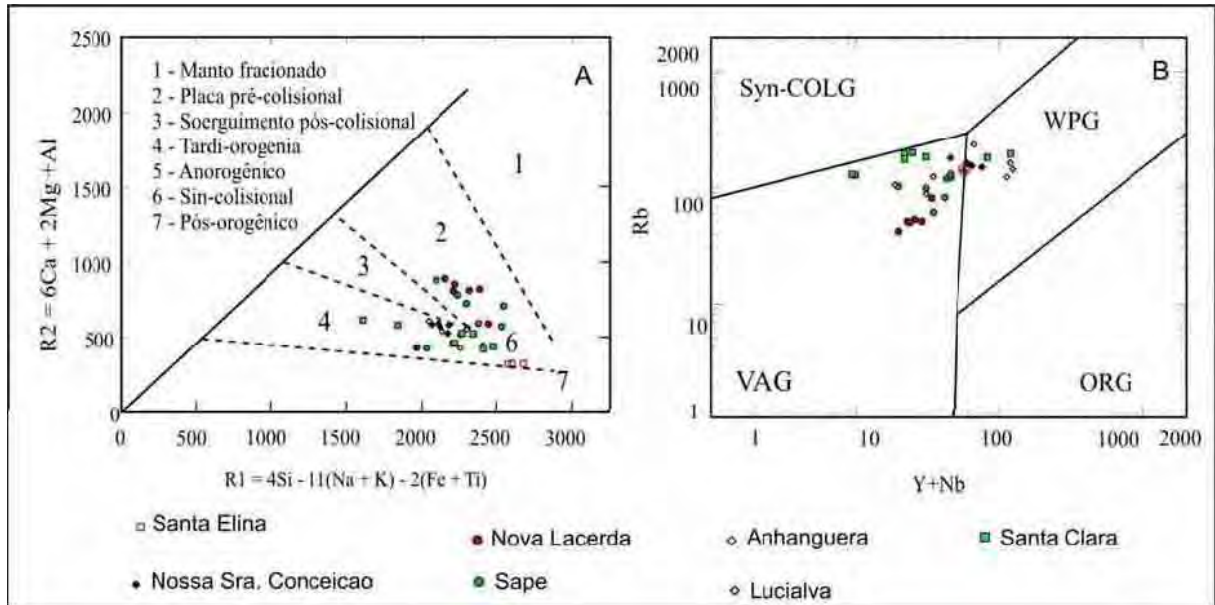
K<sub>2</sub>O) (Figuras 74 C) e no diagrama de Maniar e Picolli 1989 (ANK vs ACNK) (Figura 74D) definem uma suíte cálcio-alcálica de média a alto K de natureza peraluminosa a metaluminosa.



**Figura 74.** Diagramas de classificação petrográfica para as rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba. A e B), Diagramas de Irvine & Baragar 1971, C) Le Maitre 1989, ( $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ ) e D) Maniar e Picolli 1989, (ANK vs ACNK).

O diagrama discriminante de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1985), que utiliza os parâmetros catiônicos  $R_1 \times R_2$  (Figura 75A), indica que as intrusões graníticas em estudo foram geradas em um ambiente tectônico que varia dos estágios pré a sin colisional, até tarde orogênico. Quando lançadas no diagrama de Pearce *et al.* (1984),  $\text{Rb} \times (\text{Y} + \text{Nb})$

(Figura 75B) as amostras da ocupam os campos dos granitos de arco magmático e intra-placas.



**Figura 75.** Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985) e B) Pearce *et al.* (1984).

#### 4.4.5. SUÍTE INTRUSIVA GUAPÉ

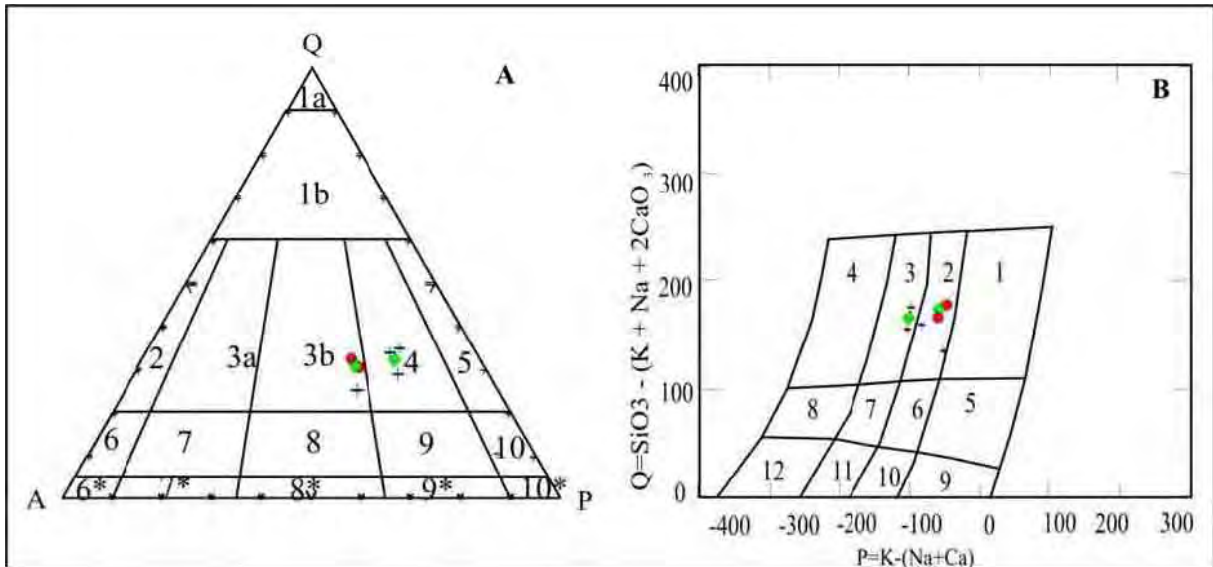
Para a caracterização geoquímica da Suíte Intrusiva Guapé foram selecionadas amostras dos Granitos São Domingos, Sararé e Guaporé. Os dados do Granito Sararé serão apresentados separadamente das análises dos Granitos São Domingos e Guaporé, considerando que aquela intrusão não ocorre geograficamente associada as demais.

O Anexo VI apresenta a discriminação dos valores das análises geoquímicas de elementos maiores e traços para rochas da Suíte Intrusiva Guapé.

#### *Granitos São Domingo e Guaporé*

Com relação ao diagrama de classificação petrográfica, o diagrama QAP (Le Maitre 1989) (Figura 76A), se evidencia que as rochas da suíte posicionam-se nos campos dos granodioritos (Guaporé) e monzogranitos (São Domingos).

Quando são considerados os parâmetros multicatiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988) (Figura 76B), as rochas da suíte exibem uma pequena variação composicional situando-se nos campos dos monzogranitos e granodioritos.



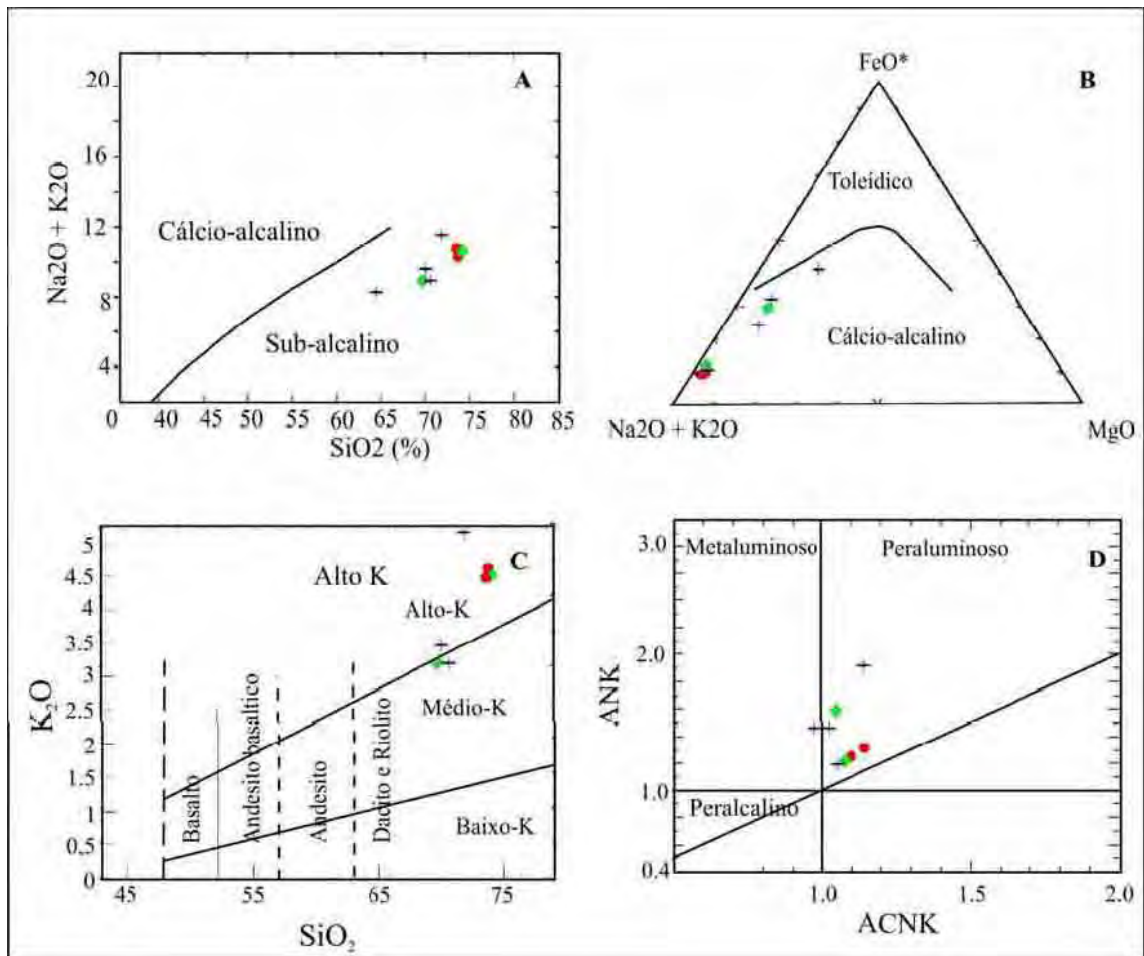
**Figura 76.** Diagramas de classificação petrográfica para as rochas da Suíte Intrusiva Guapé. A) Diagrama QAP (Le Maitre 1989), B) Diagrama de parâmetros catiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988).

O diagrama de classificação serial de Irvine & Baragar (1971) (Figura 77A) discrimina as rochas graníticas estudadas, entre os possíveis campos definidos neste diagrama, como subalcalinas, enquanto no diagrama  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{FeO}^* / \text{MgO}$  de Irvine & Baragar (1971) (Figura 77B), as rochas dos granitos São Domingos e Guaporé posicionam-se no campo cálcio-alcálico.

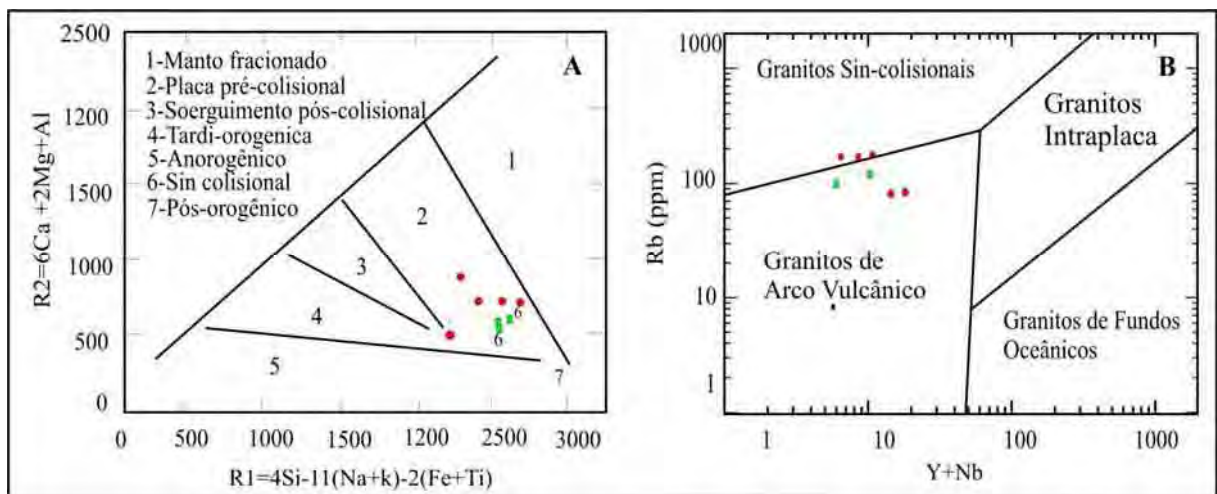
O diagrama de Le Maitre 1989,  $(\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  e Maniar e Picolli 1989, (ANK vs ACNK) (Figura 77C e D), evidenciam que as rochas caracterizam uma associação peraluminosa, de natureza cálcio-alcálica de médio potássio (Granito Guaporé) a alto-K (Granito São Domingos).

O diagrama discriminante de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1985), que utiliza os parâmetros catiônicos  $R_1 \times R_2$  (Figura 78A), indica que as intrusões graníticas São Domingos e Guaporé foram geradas em um ambiente tectônico sin colisional a tarde orogênico.

Quando lançadas no diagrama de Pearce *et al.* (1984),  $\text{Rb} \times (\text{Y} + \text{Nb})$  (Figura 78B) as rochas dos granitos São Domingos e Guaporé ocupam os campos dos granitos de arco magmático e sin-colisionais.



**Figura 77.** Diagramas de classificação serial para rochas das Suítes Intrusivas Santa Cruz e Alvorada. A e B) Diagramas de Irvine & Baragar (1971), C) Le Maitre 1989, ( $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ ) e D) Maniar e Picolli 1989, (ANK vs ACNK).

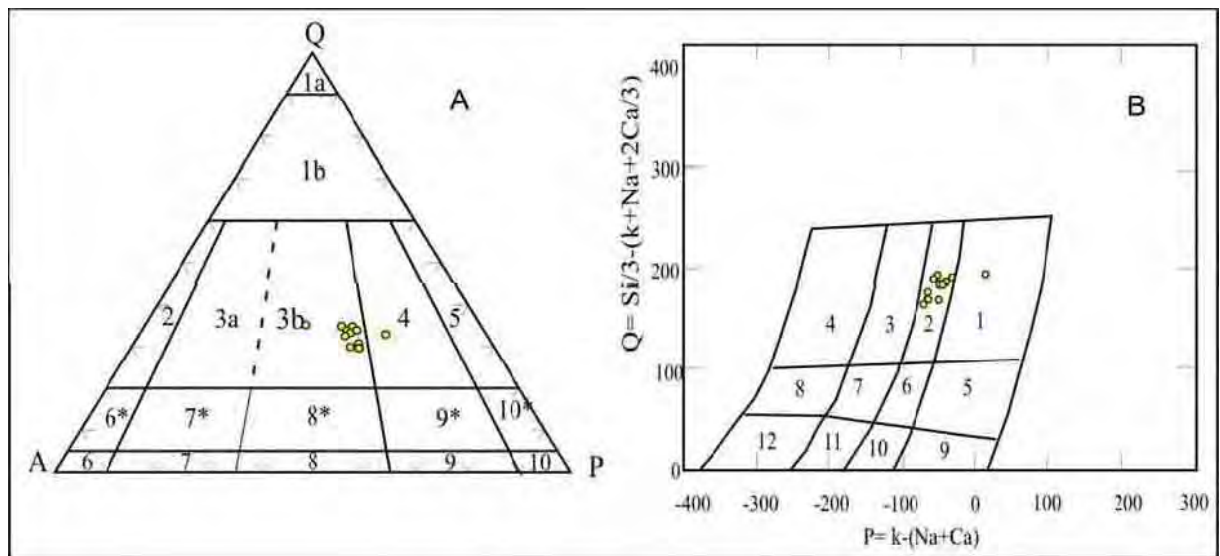


**Figura 78.** Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985) e B) Pearce *et al.* (1984).

### Granito Sararé

Com relação ao diagrama de classificação petrográfica, o diagrama QAP (Le Maitre, 1989) (Figuras 79A), se evidencia que as rochas do Granito Sararé posicionam-se essencialmente no campos dos monzogranitos.

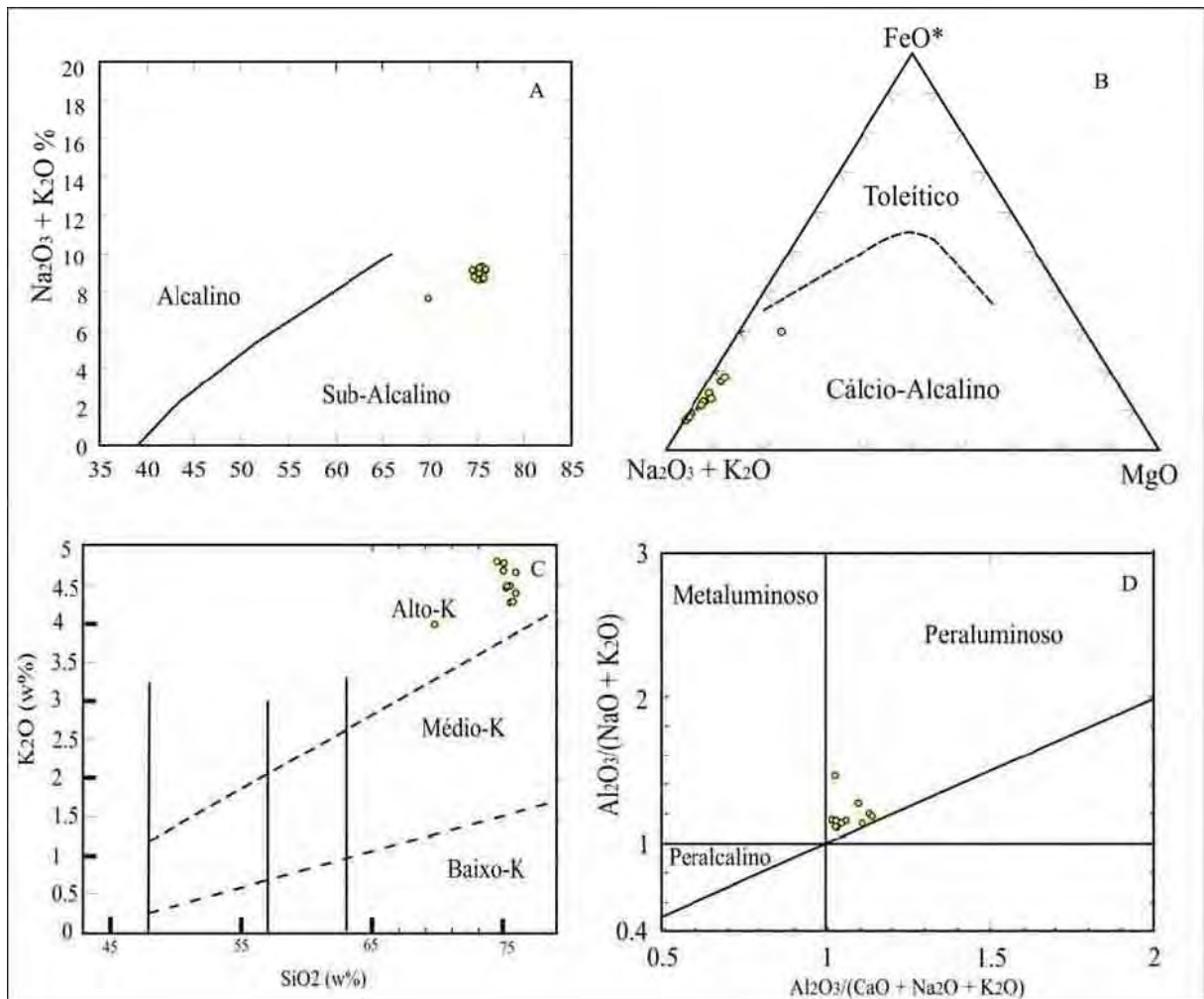
Quando se considera os parâmetros multicatiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988) (Figura 79B), as rochas do granito situam-se no campo predominantemente de composição monzograníticas.



**Figura 79.** Diagramas de classificação petrográfica para as rochas da Suíte Intrusiva Santa Guapé – Granito Sararé. A) Diagrama QAP (Le Maitre 1989), B) Diagrama de parâmetros catiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988).

O diagrama de Maniar e Picolli 1989, (ANK vs ACNK) (Figura 80A), evidenciam que as rochas do Granito Sararé caracterizam uma suíte de natureza basicamente peraluminosa. O diagrama de Le Maitre 1989, ( $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) (Figura 80B), evidenciam que as rochas do Granito Sararé caracterizam rochas de natureza predominantemente cálcio-alcálicas de alto-K.

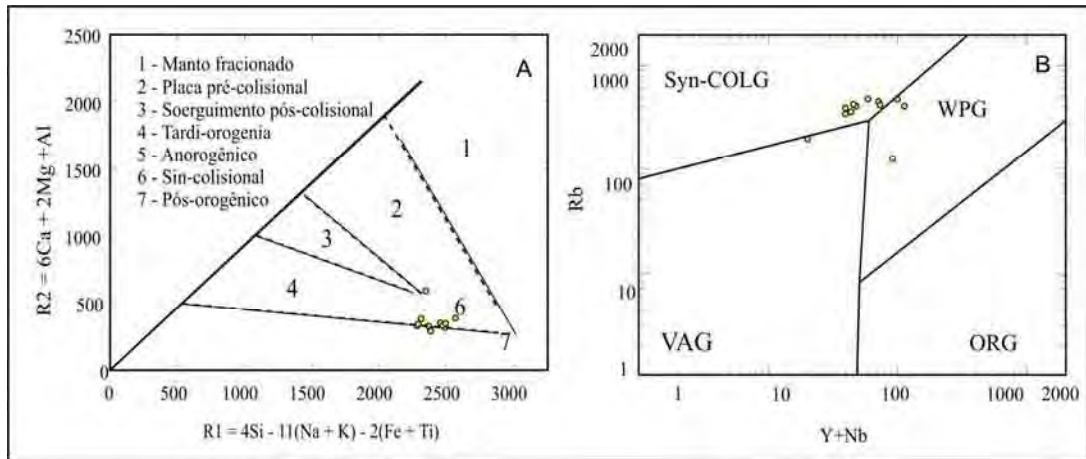
O diagrama de classificação serial de Irvine & Baragar (1971) (Figura 80C) discrimina as rochas graníticas nos campos possíveis em subalcalinas, enquanto no diagrama  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{FeO}^* / \text{MgO}$  de Irvine & Baragar (1971) (Figura 80B), as rochas da suíte posicionam-se no campo cálcio-alcálico, apresentando os litotipos com alta concentração no vértice alcálico e uma pequeno *trend* retilíneo.



**Figura 80.** Diagramas de classificação serial para rochas da Suíte Intrusiva Guapé – Granito Sararé. A e B), Diagramas de Irvine & Baragar (1971), C) Le Maitre 1989, ( $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) e D) Maniar e Picolli 1989, (ANK vs ACNK).

No diagrama discriminante de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1985), que utiliza os parâmetros catiônicos  $R_1 \times R_2$  (Figura 81A), apresenta as amostras geoquímicas analisadas concentradas e aglutinadas no campo 6, indicando que a intrusão do Granito Sararé foi gerada em um ambiente tectônico de natureza principalmente sin colisional, tardio a pós-tectônico.

Quando lançadas no diagrama de Pearce *et al.* (1984),  $\text{Rb} \times (\text{Y} + \text{Nb})$  (Figura 81B) as amostras do Granito Sararé ocupam os campos tectônicos dos granitos sin-colisionais, apresentando para alguns litotipos uma tendência a granitos de ambiente de intraplacas (anorogênicos).

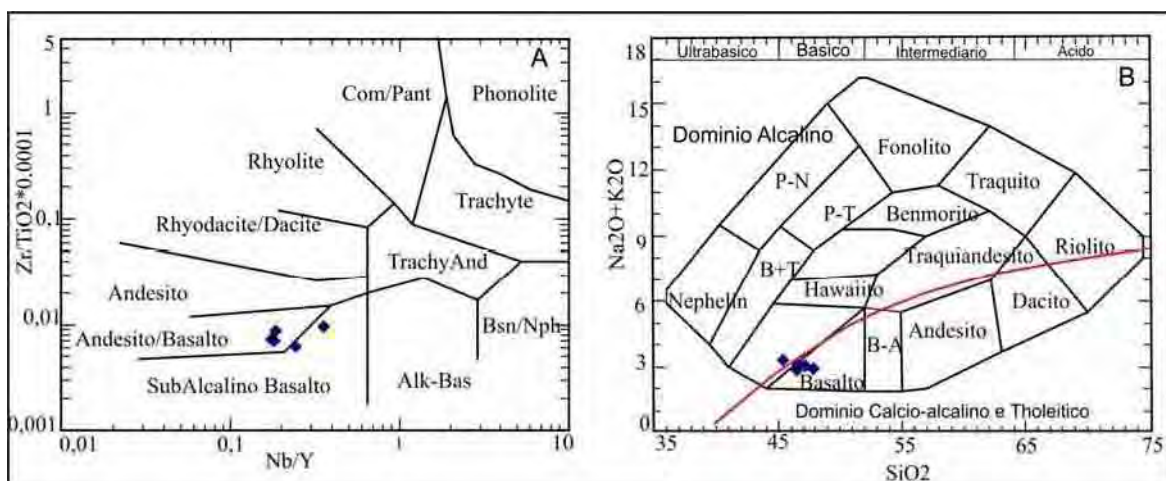


**Figura 81.** Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985) e B) Pearce *et al.* (1984).

#### 4.4.6. SUÍTE INTRUSIVA RANCHO DE PRATA

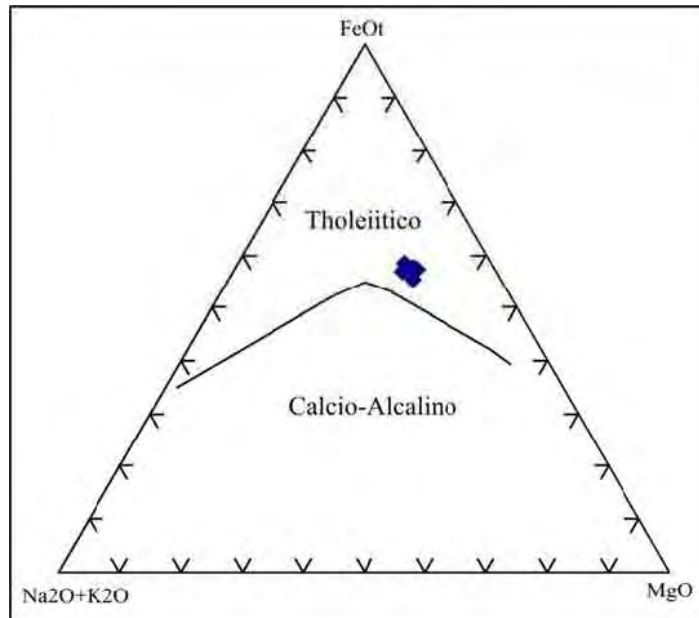
Os diques básicos da Suíte Rancho de Prata apresentam composição basáltica, com teores de  $\text{SiO}_2$  variando entre 45,39 e 47,84 (%peso) e o valores médios de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{MgO}$  são ,respectivamente, 15,2, 14,74, 1,56 e 6,81 (%peso). Com respeito ao teor de  $\text{TiO}_2$  (1,13 a 1,8 - %peso), os diques máficos investigados são classificados como diques de com baixo teor de  $\text{TiO}_2$  (baixo  $\text{TiO}_2$ ).

No diagrama  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  (Winchester & Floyd 1977) (Figura 82A) as amostras posicionam-se nos campos dos basaltos toleíticos, transicionando para basaltos sub-alcalinos, quando lançadas no diagrama de Cox *et al.* (1979) (Figura 82B) evidencia-se que as amostras concentram-se no campo dos basaltos da série sub-alcalina.



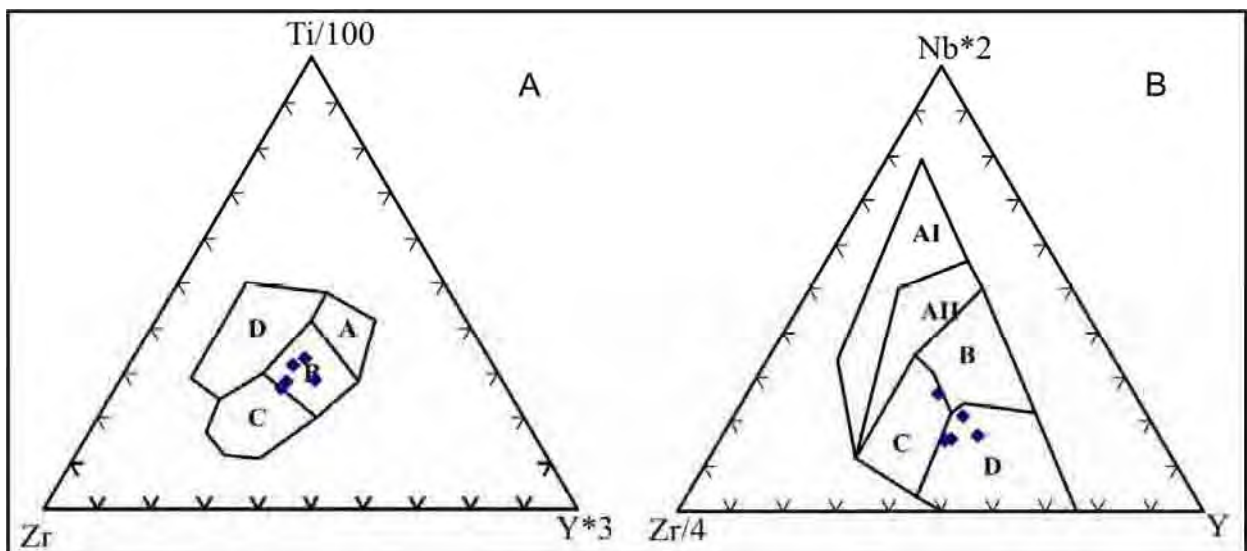
**Figura 82.** Distribuição das amostras de diques básicos: A) no diagrama  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  (Winchester & Floyd 1977) e B) no diagrama (TAS) de Cox *et al.* 1979.

O caráter toleítico da Suíte Intrusiva Rancho da Prata é destacado no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 83), onde todas as amostras das soleiras máficas posicionaram-se no campo dos magmas toleíticos, dispendo as análises geoquímicas na vertente do diagrama para amostras mais enriquecida em FeO e MgO.



**Figura 83.** Distribuição das amostras de diques básicos no diagrama AFM (Irvine e Baragar 1971), evidencia o caráter toleítico das soleirs máficas.

O diagrama Ti-Zr-Y (Pearce & Cann 1973) (Figura 84A), indica que magmatismo básico da Suíte Intrusiva Rancho da Prata relaciona-se a processos geodinâmicos relativos à margem de placas.



**Figura 84.** Distribuição das amostras de diques básicos nos diagramas: A) Diagrama Ti-Zr-Y (Pearce & Cann 1973) e B) Diagrama Zr-Nb-Y (Meschede 1986).

Da mesma forma o diagrama Zr-Nb-Y (Meschede 1986) (Figura 84B), assinala que as amostras das soleiras máficas da Suíte Intrusiva Rancho da Prata posicionam-se no campo D, definido para basaltos N-MORB.

#### **4.5. ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS**

Neste item serão apresentados novos dados isotópicos obtidos para rochas do Domínio Jauru, assim como o acervo de dados geocronológicos previamente divulgados (Ar-Ar, K-Ar, U-Pb e Sm-Nd) na literatura especializada. Os dados analíticos inéditos, U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar, estão relacionados respectivamente nos Anexos VII, VIII e IX.

##### **4.5.1. RESULTADO U-Pb**

Serão apresentados os diagramas de concórdia obtidos a partir da seleção prévia das populações de zircões, para cada unidade litoestratigráfica. Os dados analíticos U-Pb estão relacionados no Anexo VII a localização dos corpos datados, os diagramas concórdia obtidos e o aspecto mesoscópico da amostra datada está ilustrado no Anexo 11.

##### **4.5.1.1. UNIDADES ORTOGNÁISSICAS (SUÍTES INTRUSIVAS RIO NOVO, RETIRO, TAQUARUSSU E VILA OESTE)**

Foram analisados zircões de quatro amostras de ortognaisses do Domínio Tectônico Jauru, sendo dois exemplares da Suíte Rio Novo (RN159, ASR3), um da Suíte Vila Oeste (RN23) e outro da Suíte Retiro (RP14).

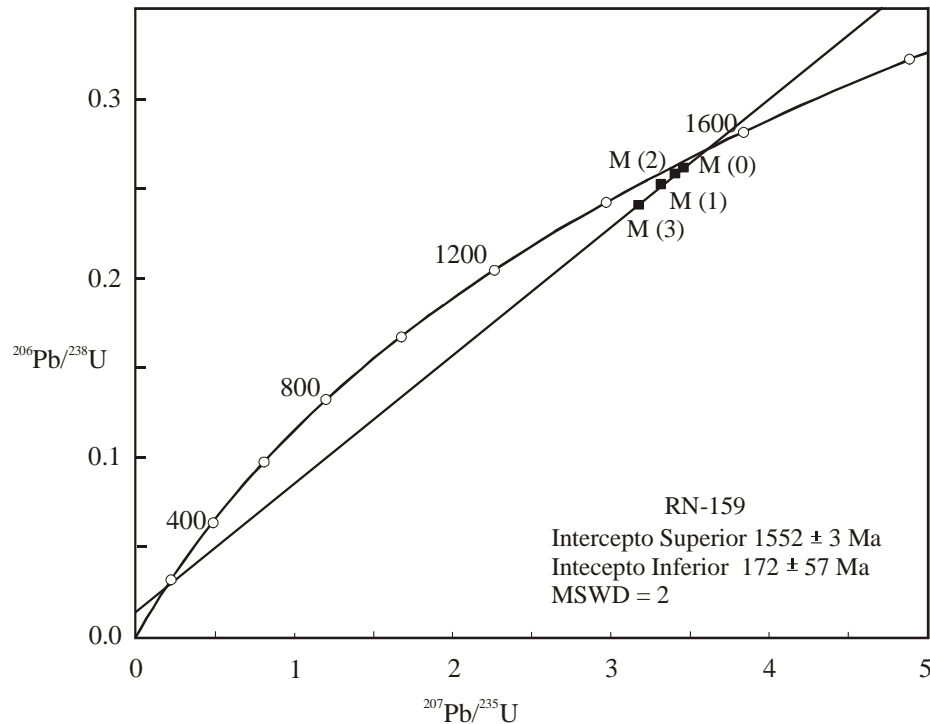
##### *Suíte Intrusiva Rio Novo - Amostra RN159 (Folha Rio Novo)*

A amostra RN 159, coletada em uma pedreira abandonada na Fazenda São Miguel, corresponde ao litotipo comumente encontrado na Suíte Intrusiva Rio Novo, trata-se de hornblenda ortognaisse, cinza escuro, mesocrático, granulação grossa, exibindo marcante bandamento composicional e composição tonalítica a granodiorítica (Figura 37).

Os cristais de zircão analisados são de cor amarela clara, com poucas inclusões, prismáticos e mostram uma razão de 2,5: 1. Segundo a classificação de Pupin (1980) os zircões analisados da Suíte Intrusiva Rio Novo pertencem ao tipo S24 ou S1.

Foram analisadas quatro frações de zircões que descreveram um bom alinhamento dos pontos analíticos (MSWD 1,5), interceptando a curva concórdia em  $1552 \pm 03$  Ma (intercepto

superior) (Figura 85). Este valor deve corresponder à idade de cristalização do hornblenda ortognaisse da Suíte Intrusiva Rio Novo, marcando um evento magmático no início do período calimmiano.



**Figura 85.** Diagrama concórdia para amostra RN159, ortognaisse cinza da Suíte Intrusiva Rio Novo.

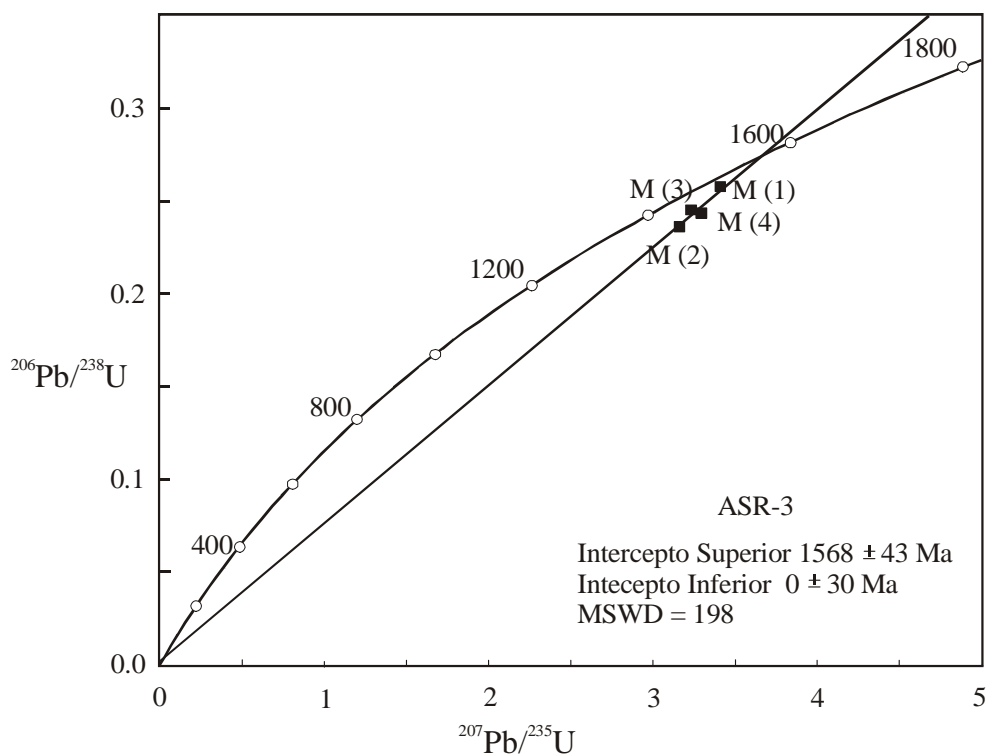
#### *Suíte Intrusiva Rio Novo - Amostra ASR3 (Folha Rio Novo)*

A amostra ASR3, coletada nas imediações da ponte sobre o Rio Novo, trata-se de um ortognaisse cinza escuro, mesocrático, granulação grossa, exibindo bandamento composicional e composição granodiorítica a tonalítica, semelhante à amostra definida anteriormente RN159.

Os cristais de zircão analisados apresentam cor amarela, são prismáticos e a razão do eixo maior/eixo menor é de 2,5: 1. Segundo a tipologia de zircões de Pupin (1980), os cristais analisados enquadram-se no tipo P1 ou P2.

Foram analisadas quatro frações magnéticas de zircões que, quando lançadas no diagrama concórdia, não apresentaram um bom alinhamento (MSDW = 198) (Figura 86). O valor obtido para o intercepto superior ( $1568 \pm 43$ Ma) é similar ao observado para a amostra

RN-159, da mesma suíte de ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, e deve refletir a época de cristalização do protólito magmático.



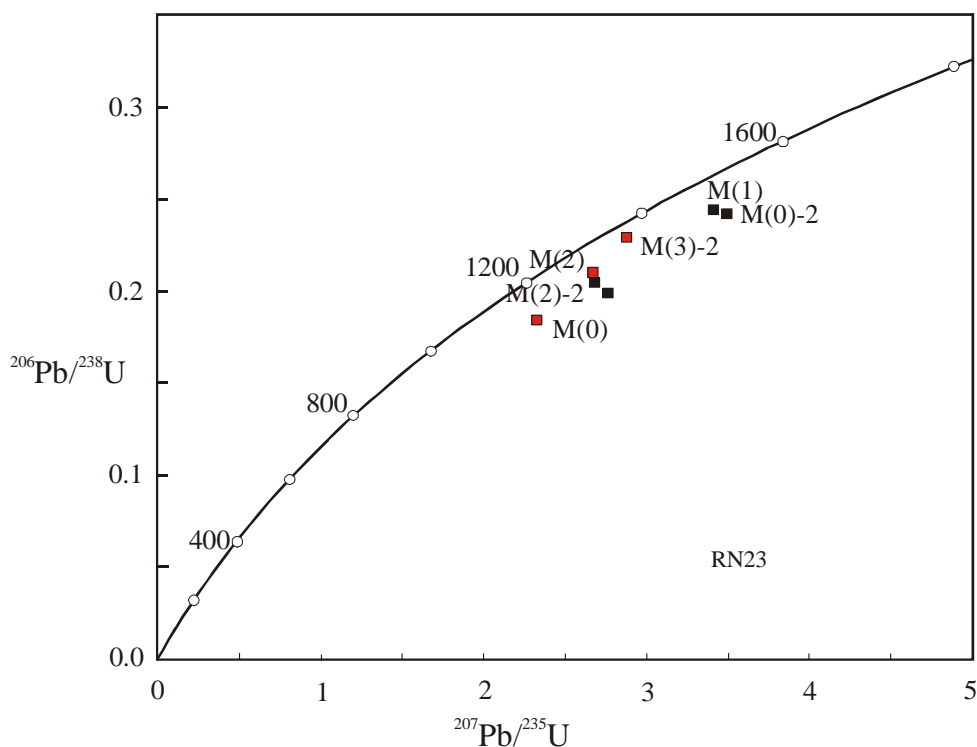
**Figura 86.** Diagrama concórdia da amostra ASR-3, ortognaisse granodiorítico da Suíte Intrusiva Rio Novo.

#### *Gnaiss Vila Oeste - Amostra RN23 (Folha Vila Oeste)*

A amostra RN23, coletada na estrada de acesso à Gleba dos Mineiros, trata-se de um ortognaisse, de composição monzogranítica, cor cinza rosada, meso a leucocrático, de granulação média e bandamento composicional. Apesar das diferenças petrográficas, em relação às amostras RN159 e ASR03, os gnaisses rosa foram preliminarmente correlacionados aos Gnaisses Rio Novo.

Foram identificadas e analisadas duas populações de zircão da amostra de gnaiss rosa (RN23). A primeira população é composta por cristais com poucas inclusões, amarelos, prismáticos e alongados (razão 4:1), do tipo P1 de Pupin (1980); a segunda população analisada é formada por zircões amarelados, prismáticos e curtos (razão 2:1), do tipo S9 ou S24 de Pupin (1980).

No diagrama concórdia abaixo (Figura 87) estão lançados todos os pontos analíticos (duas famílias de zircões) da amostra RN23.

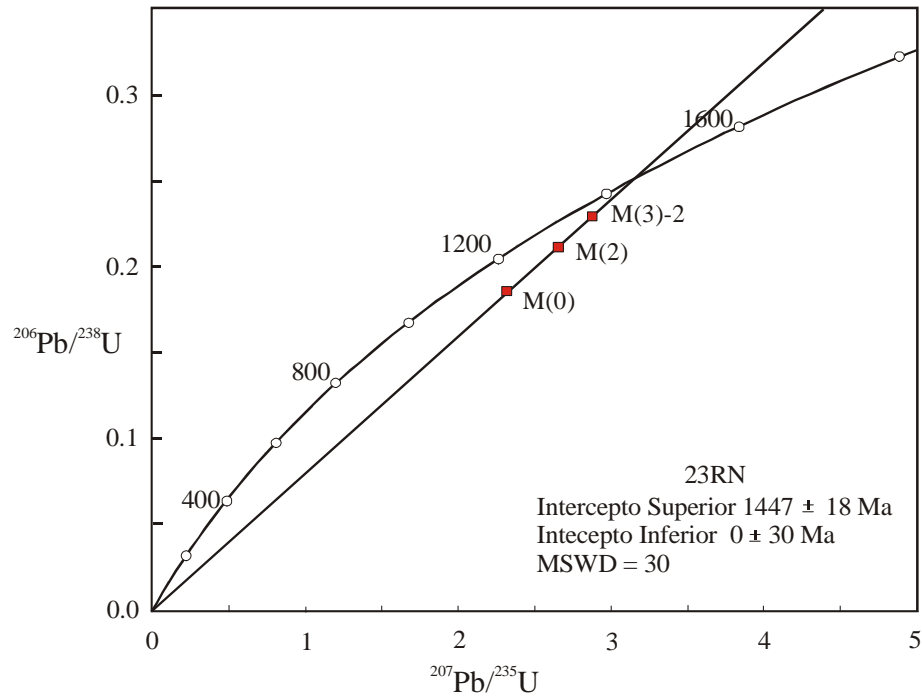


**Figura 87.** Diagrama concórdia da amostra RN23, ortognaisse monzogranítico da Suíte Intrusiva Rio Novo. Com os pontos analíticos das duas populações de zircões: zircões longos (4:1), quadrados pretos; zircões curtos (2:1), quadrados vermelhos.

O diagrama concórdia (Figura 88), construído para a população de zircões curtos (2:1) mostra um razoável alinhamento dos pontos analíticos (MSWD = 30).

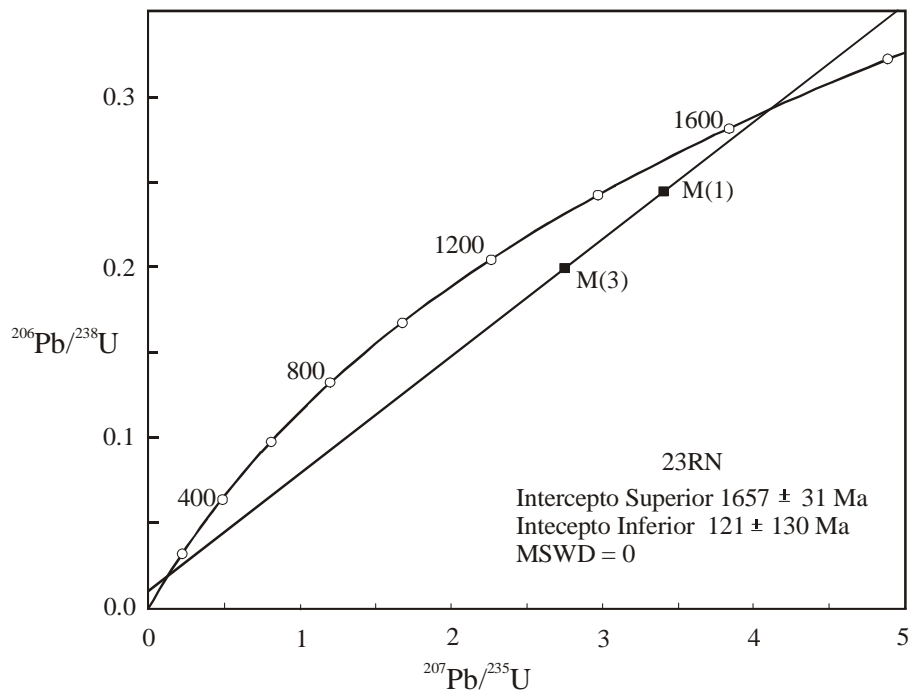
O valor obtido para o intercepto superior ( $1447 \pm 18$  Ma) pode refletir uma idade mista ou intermediária, entre a idade de formação/cristalização do protólito e o efeito metamórfico que provoca sobre-crescimento nos grãos de zircão, com outra assinatura isotópica U-Pb, mais jovem.

Essa hipótese é respaldada pelas informações de campo, uma vez que notadamente os gnaisses bandados Vila Oeste, serviram de encaixantes para o Granito Mineiros, que apresenta idade U-Pb em zircão de  $1455 \pm 12$  Ma.



**Figura 88.** Diagrama concórdia da amostra RN23, ortognaisse monzogranítico Vila Oeste. Dados analíticos referem-se à família de zircões prismáticos curtos (2:1).

O diagrama concórdia (Figura 89) construído para duas frações de zircões da população de cristais prismáticos e longos (4:1), apresenta um valor de  $1657 \pm 31$  Ma para o intercepto superior. O valor obtido para esta população de zircões é interpretado como um valor próximo à idade de formação do protólito ígneo.



**Figura 89.** Diagrama concórdia da amostra RN23, ortognaisse monzogranítico Vila Oeste. Dados analíticos referem-se à família de zircões prismáticos longos (4:1).

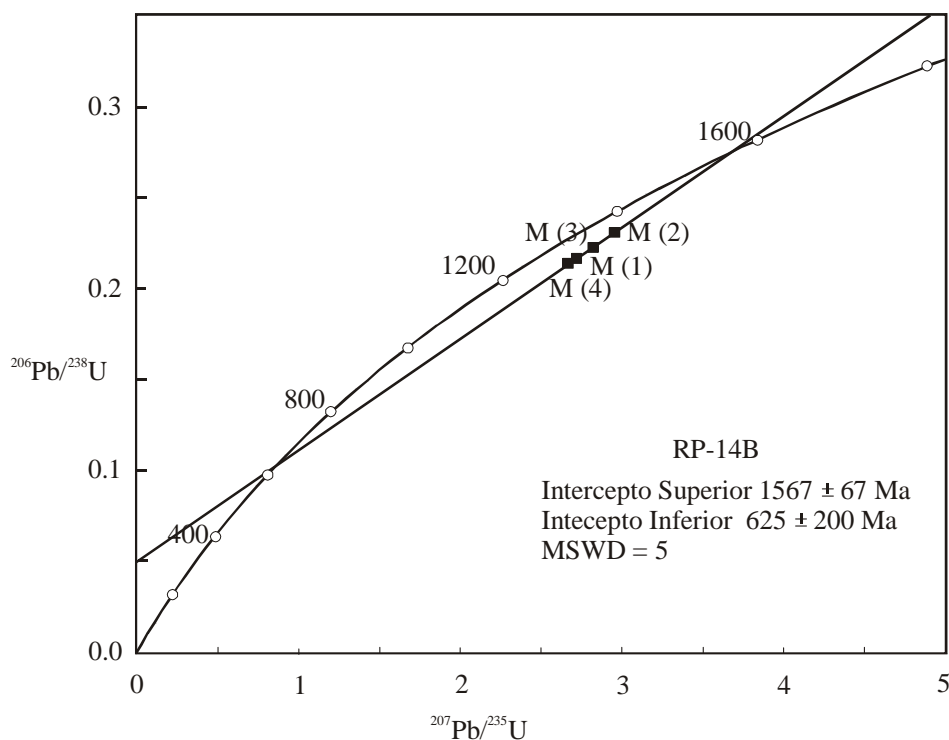
*Gnaiss Retiro – Amostra RP14B (Folha Rio Pindaituba)*

A amostra RP14B, coletada no Retiro da Fazenda Sapé, trata-se de ortogneiss cinza, mesocrático, granulação grossa, bandado, com composição granodiorítica, comumente associado à migmatitos. Apresenta-se como um corpo isolado, intrusivo nas supracrustais do Complexo Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda, com inúmeros xenólitos de anfibolitos das encaixantes (Figura 90).

Os cristais analisados são amarelos, com raras inclusões, prismáticos, com faces bem delineadas e razão eixo maior : eixo menor de 2,5 : 1. Correspondem ao tipo R2 ou S12 segundo a classificação de Pupin (1980).

Foram analisadas quatro frações de zircões magnéticos da amostra RP14B, que descrevem um bom alinhamento (MSWD 5,0) e se concentram próximas ao intercepto superior, indicando idades de  $1567 \pm 67$  Ma (intercepto superior) e  $625 \pm 200$  Ma (intercepto inferior) (Figura 90).

O valor obtido para o intercepto superior deve corresponder à idade de cristalização do protólito ígneo. O resultado obtido para o intercepto inferior é muito impreciso e não representa um significado geológico claro.



**Figura 90.** Diagrama concórdia da amostra RP14B, ortogneiss granodiorítico Retiro.

#### 4.5.1.2. SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA

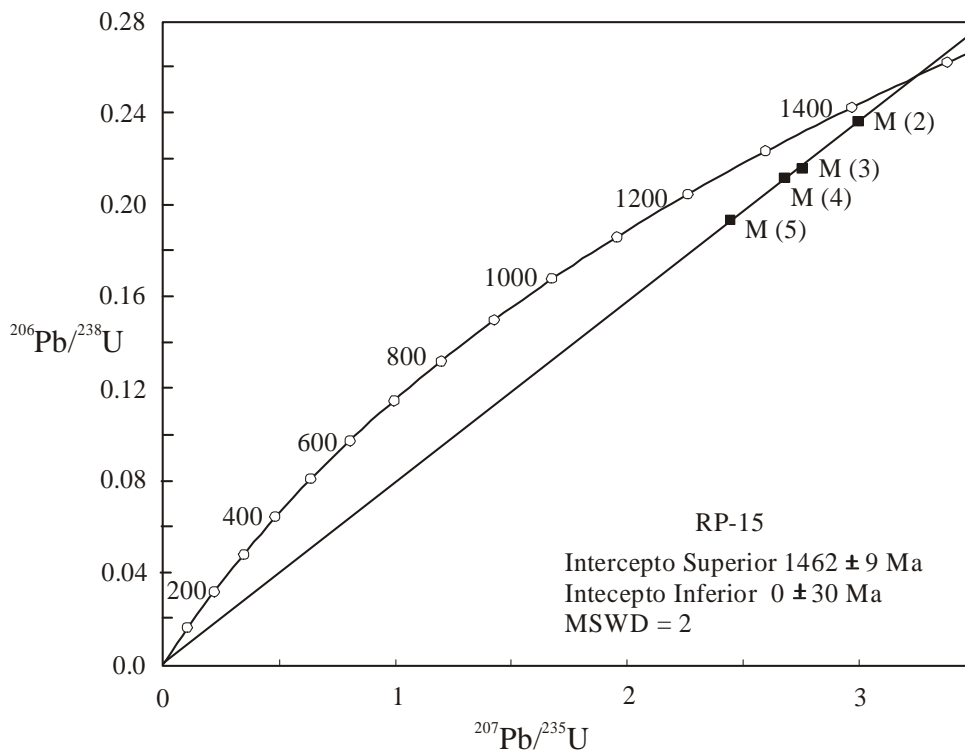
##### *Granito Sapé – Amostra RP15 (Folha Rio Pindaituba)*

A amostra RP15, coletada nas proximidades da sede da Fazenda Sapé, pertence a fácies mais antiga do Granito Sapé e trata-se de uma rocha granodiorítica, cinza escura, mesocrática, de granulação grossa, exibindo destacada foliação tectônica, sendo comum o desenvolvimento de uma trama milonítica paralela à foliação regional.

A intrusão granítica hospeda-se em rochas metamórficas, de fácies anfíbolito, do Complexo Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda e apresenta-se orientada segundo a direção média N35W, similar à orientação da foliação metamórfica evidenciada no interior do corpo.

Os cristais de zircão são amarelos escuros, prismáticos, mostram poucas inclusões e a relação eixo maior : eixo menor é de 4:1. Segundo a classificação de Pupin (1980) os zircões analisados são do tipo P1.

Foram analisadas quatro frações de zircões magnéticos que descreveram um bom alinhamento dos pontos analíticos (MSWD = 2) (Figura 91).



**Figura 91.** Diagrama concórdia da amostra RP15, rocha granodiorítica foliada do Granito Sapé, Suíte Intrusiva Pindaituba.

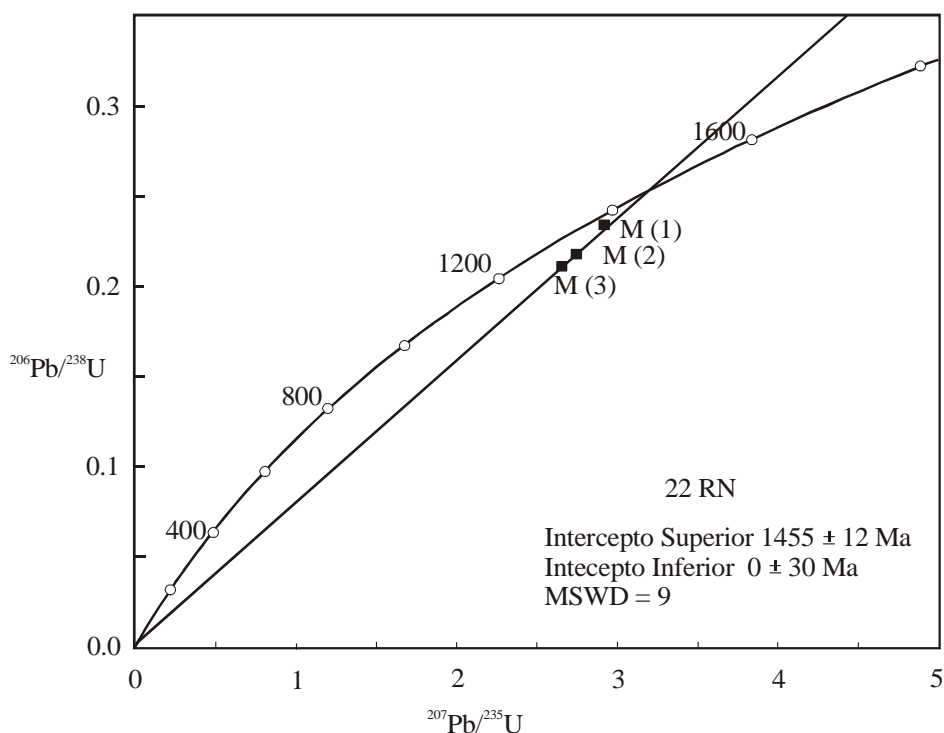
O resultado obtido para o intercepto superior,  $1462 \pm 09$  Ma, indica a idade de cristalização dos zircões analisados e, portanto, a época de formação da intrusão granítica.

*Granito Mineiros – Amostra RN22 (Folha Vila Oeste)*

A amostra RN22 do Granito Mineiros, coletada na Gleba dos Mineiros, trata-se de uma rocha ígnea metamorfisada, fanerítica, de granulação média a grossa, leucocrática, de cor cinza rosada, foliada e composição monzogranítica.

Os cristais de zircão analisados são incolores a amarelados, prismáticos, longos, com raras inclusões e razão eixo maior: eixo menor de 4:1. Segundo a classificação de Pupin (1980) as frações de zircão analisadas pertencem à classe P1.

O Diagrama Concórdia (Figura 92) um razoável alinhamento das três frações magnéticas de zircão analisadas (MSWD = 9), que se concentram próximas ao intercepto superior. O resultado obtido para o intercepto superior,  $1455 \pm 12$  Ma, reflete a idade da formação dos cristais de zircão e, por consequência, do corpo ígneo.



**Figura 92.** Diagrama concórdia da amostra RN22, rocha monzogranítica foliada do Granito Mineiros, Suíte Intrusiva Pindaituba.

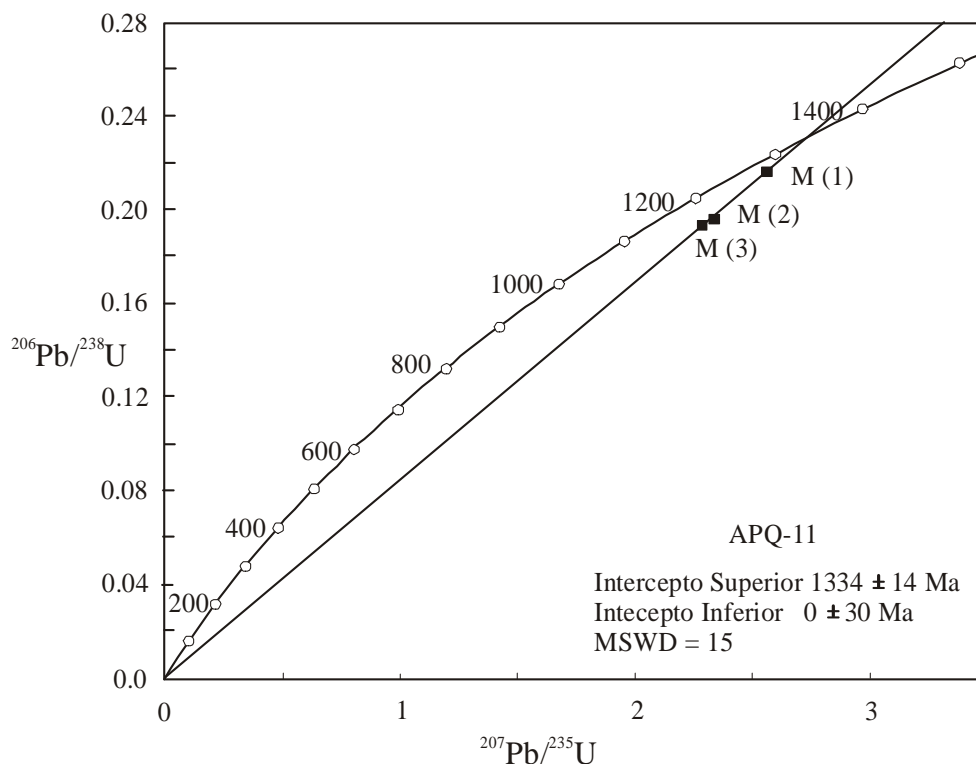
*Granito Indiavaí - Amostra APQ11 (Folha Jauru)*

A amostra APQ11, coletada na entrada da Fazenda Pau D'Alho, situada a aproximadamente 5 km a norte de Indiavaí, pertence ao Granito Indiavaí, provisoriamente agrupado na Suíte Intrusiva Pindaituba. Trata-se de uma intrusão de pequeno porte, cerca de 20 km<sup>2</sup>, orientada segundo a direção N10W, encaixada em metabasaltos e metassedimentos químicos, de fácies xisto verde, do Complexo Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda.

A amostra estudada é um hornblenda-biotita granito leucocrático, de cor rosa, inequigranular, de granulação grossa, foliado, de composição monzogranítica, recortado, com freqüência, por diques aplíticos de similar composição.

Os cristais de zircão analisados são incolores a amarelados, prismáticos e a razão eixo maior: eixo menor é de 4:1. Segundo a classificação de Pupin (1980) os zircões estudados pertencem à classe P2 ou S2.

Foram analisadas três frações de zircões magnéticos que descreveram um razoável alinhamento dos pontos analíticos (MSWD = 18) e concentraram-se próximas ao intercepto superior (Figura 93)



**Figura 93.** Diagrama concórdia da amostra APQ11, monzogranito rosa, foliado, do Granito Indiavaí, Suíte Intrusiva Pindaituba.

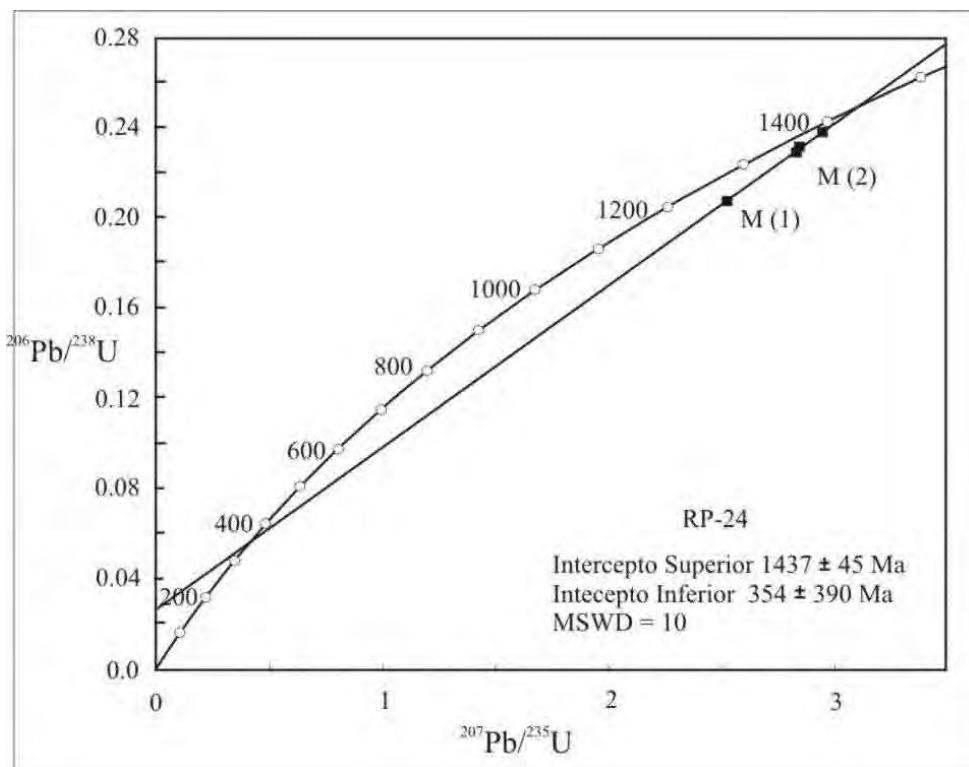
O valor obtido para o intercepto superior,  $1334 \pm 14$  Ma, indica a idade de formação do monzogranito Indiavai. O resultado é consideravelmente menor que os demais dados observados em granitóides da Suíte Intrusiva Pindaituba ( $\approx 1430$  a  $1460$  Ma), assim o Granito Indiavai deve representar um evento magmático mais jovem.

*Granito Pindaituba- Amostra RP24 (Folha Rio Pindaituba)*

A amostra RP24, coletada nas proximidades do Rio Pindaituba, no sopé da Chapada dos Parecis, trata-se de uma rocha leucocrática, cinza, inequigranular, grossa a média, foliada, de composição monzogranítica a granodiorítica, localizada na borda da intrusão.

As quatro frações de zircão analisadas são constituídas por cristais incolores, prismáticos, longos, com poucas inclusões e fraturas e a razão eixo maior : eixo menor é de  $4,5 : 1$ . De acordo com a tipologia de zircões de Pupin (1980), os cristais estudados enquadram-se na classe P1.

O resultado obtido para o intercepto superior,  $1437 \pm 45$  Ma (Figura 94), enquadra-se nos valores observados para as rochas da Suíte Intrusiva Pindaituba, entretanto são necessários mais pontos analíticos (frações analisadas) para se ter um valor confiável.



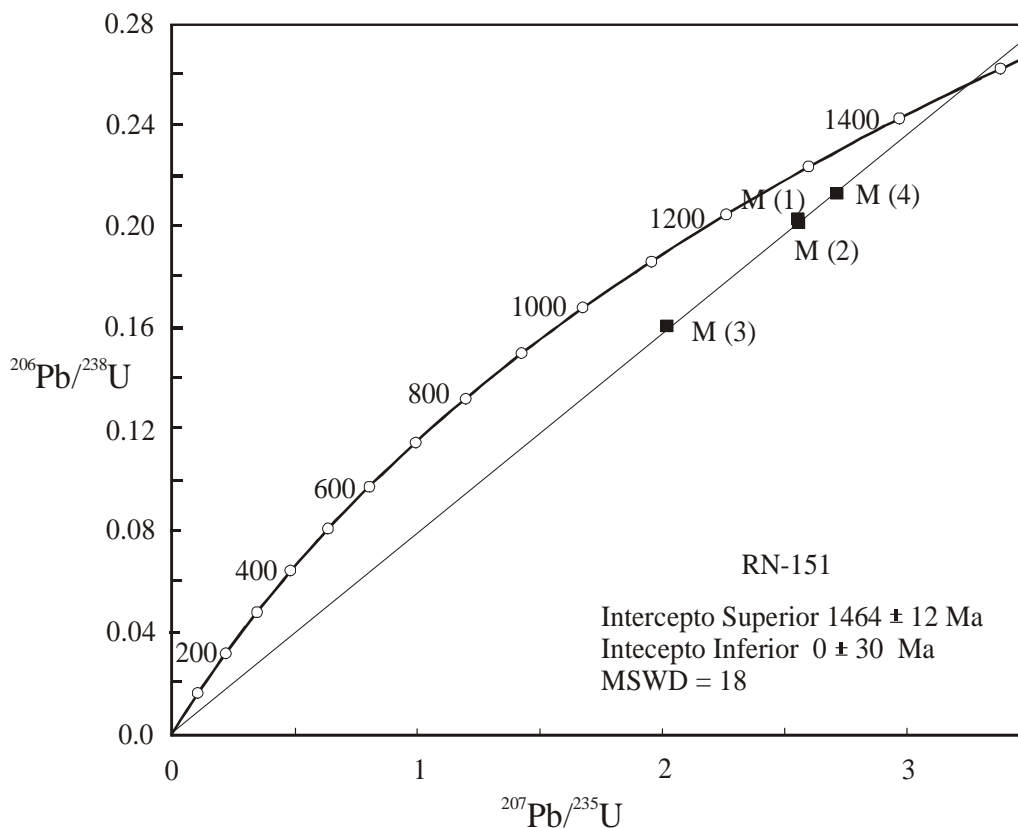
**Figura 94.** Diagrama concórdia da amostra RP24, monzogranito cinza, foliado, do Granito Pindaituba, Suíte Intrusiva Pindaituba.

*Granito Nova Lacerda - Amostra RN151 (Folha Rio Novo)*

A amostra RN151, coletada na Gleba dos Goianos, situada a 10 km ao norte de Nova Lacerda, pertence ao Granito Nova Lacerda, da Suíte Intrusiva Pindaituba. Trata-se de uma intrusão que exibe o núcleo maciço e as bordas com penetrativa foliação tectônica. A amostra analisada foi extraída da porção central da intrusão e apresenta as seguintes características: é uma rocha de cor cinza clara, leucocrática, fanerítica, equigranular, de granulação média a grossa e estrutura maciça.

Os zircões analisados apresentam cor rosa-marrom clara, são prismáticos, raras inclusões e mostram razão 4:1. Segundo a classificação de Pupin (1980) os cristais estudados pertencem à classe P1 ou G1.

Foram analisadas quatro frações de zircões que descrevem um bom alinhamento dos pontos analíticos (MSWD = 18), interceptando a curva concórdia em  $1464 \pm 12$  Ma (intercepto superior) (Figura 95). Este valor deve corresponder à idade de cristalização do corpo granítico, alojado em rochas supracrustais do Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Galera.



**Figura 95.** Diagrama concórdia da amostra RN151, granodiorito cinza claro, maciço, do Granito Nova Lacerda.

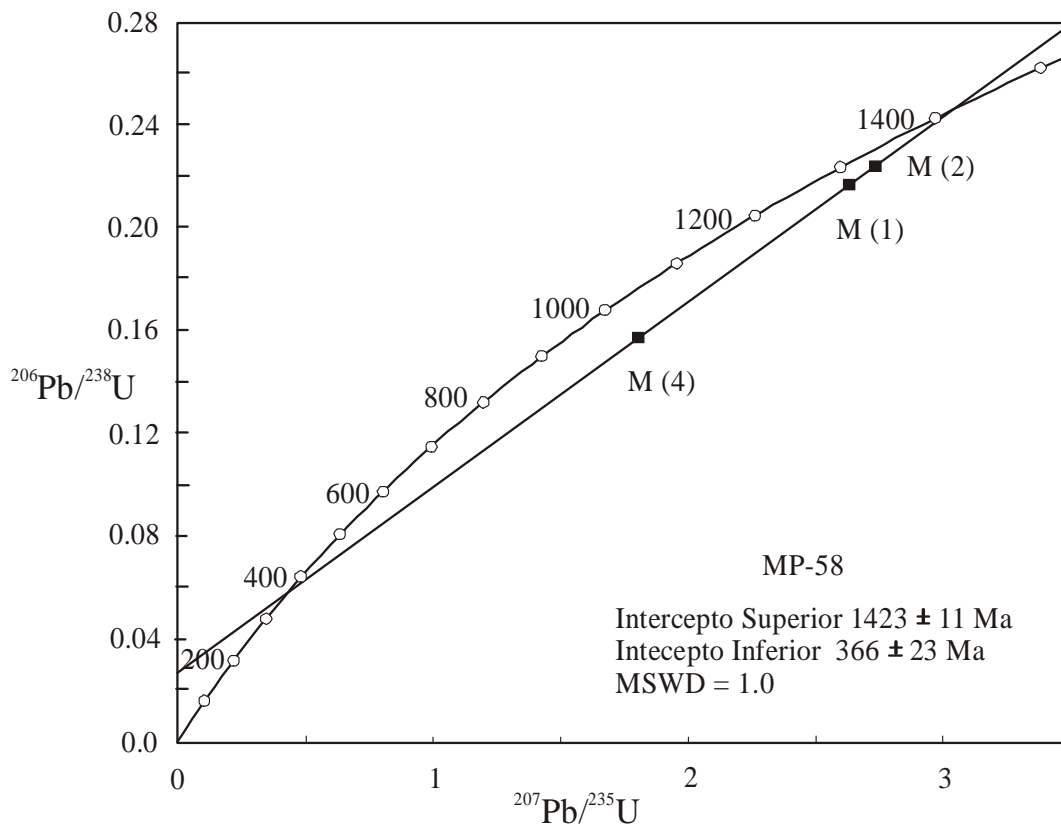
*Granito Praia Alta - Amostra MP58 (Folha Morro Sem Boné)*

A amostra MP58, coletada no leito do Córrego Praia Alta, na região da Fazenda Rio Vermelho, trata-se de um granito leucocrático, de cor rosa, inequigranular, de granulação grossa a porfírica, com foliação penetrativa de baixo mergulho. A amostra analisada corresponde a um biotita monzogranito, porfírico, com discreta foliação tectônica.

Os cristais de zircão analisados são amarelados, prismáticos, médios, com a razão eixo maior: eixo menor de 3 : 1. Segundo a classificação morfológica de zircões de Pupin (1980), os cristais estudados enquadram na classe P4 ou P3.

Foram analisadas três frações de zircões magnéticos que descreveram um ótimo alinhamento dos pontos analíticos (MSWD = 1,0) (Figura 96). O valor obtido para o intercepto superior,  $1423 \pm 11$  Ma, reflete a época de formação do batólito granítico Praia Alta.

O registro deformacional observado nas rochas do batólito indicam um padrão tectônico dominado por foliação tectônica de baixo ângulo (15 a 30°), contrastando com o restante do Domínio Jauru, onde a foliação principal exhibe mergulhos íngremes (65 a 85°).

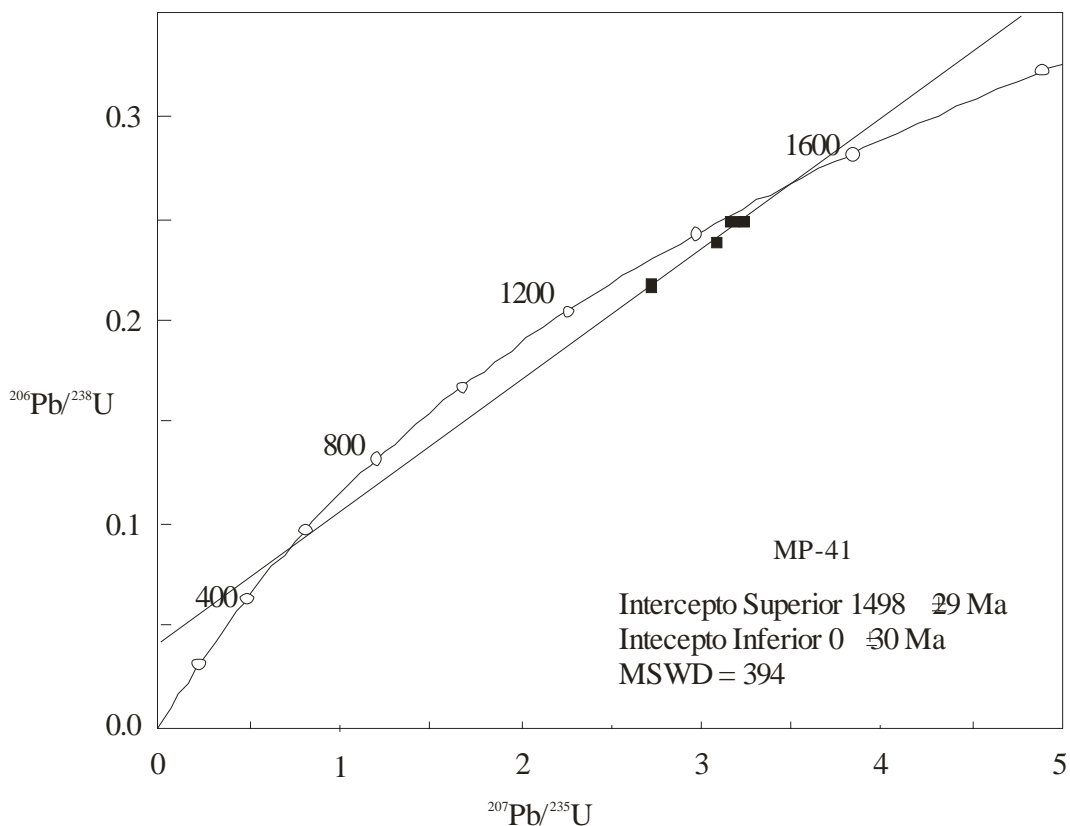


**Figura 96.** Diagrama concórdia da amostra MP58, monzogranito rosa, porfírico, foliado, do Batólito Praia Alta.

A amostra MP41, coletada na pedreira abandonada da Fazenda São Miguel *Dique de granito porfírico* - Amostra MP-41 (*Folha Rio Novo*), trata-se de uma rocha mesocrática, de cor cinza escura, inequigranular, porfírica, foliada, de composição granodiorítica.

O dique granítico tem aproximadamente 1,5 m de largura e orienta-se segundo a direção do plano axial das dobras dos gnaisses Rio Novo, a foliação tectônica é paralela à orientação do dique (Figura 97).

Os zircões são prismáticos, médios, de cor amarelada e razão eixo maior:eixo menor de 3:1. Conforme a classificação de Pupin (1980), os cristais são tipo P2 ou P3.



**Figura 97.** Diagrama concórdia da amostra MP41, dique tabular, subvertical, de composição monzogranítica, cinza escuro, porfírico, foliado. Pedreira abandonada da Fazenda São Miguel.

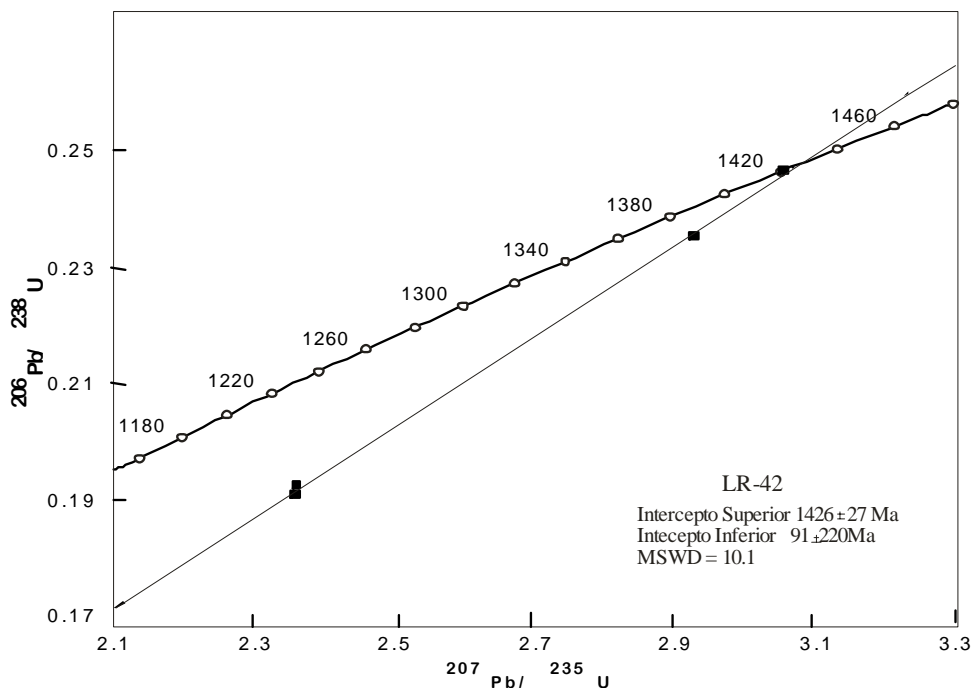
#### *Granito Santa Clara - Amostra RP52 (Folha Rio Pindaituba)*

A amostra RP52, coletada no Assentamento Santa Clara, situado a 20 km a leste de Conquista D'Oeste. Trata-se de uma intrusão parcialmente recoberta pelos sedimentos do Grupo Parecis, composto por rochas porfíricas com penetrativa foliação tectônica ( $S_{2J}$ ).

A amostra analisada foi extraída da porção central da intrusão e apresenta as seguintes características: é uma rocha de cor cinza clara, leucocrática, fanerítica, inequigranular, porfirítica, intensamente foliada.

Os cristais de zircões datados são prismáticos (2:1 a 3:1), incolores, límpidos, pouco fraturados e com raras inclusões. Foram analisadas quatro frações de zircões que definiram um bom alinhamento dos pontos analíticos (MSWD 10,1), interceptando a curva concórdia em  $1426 \pm 27$  Ma (intercepto superior) (Figura 98).

O valor obtido é interpretado como a idade de cristalização do *pluton* granítico.



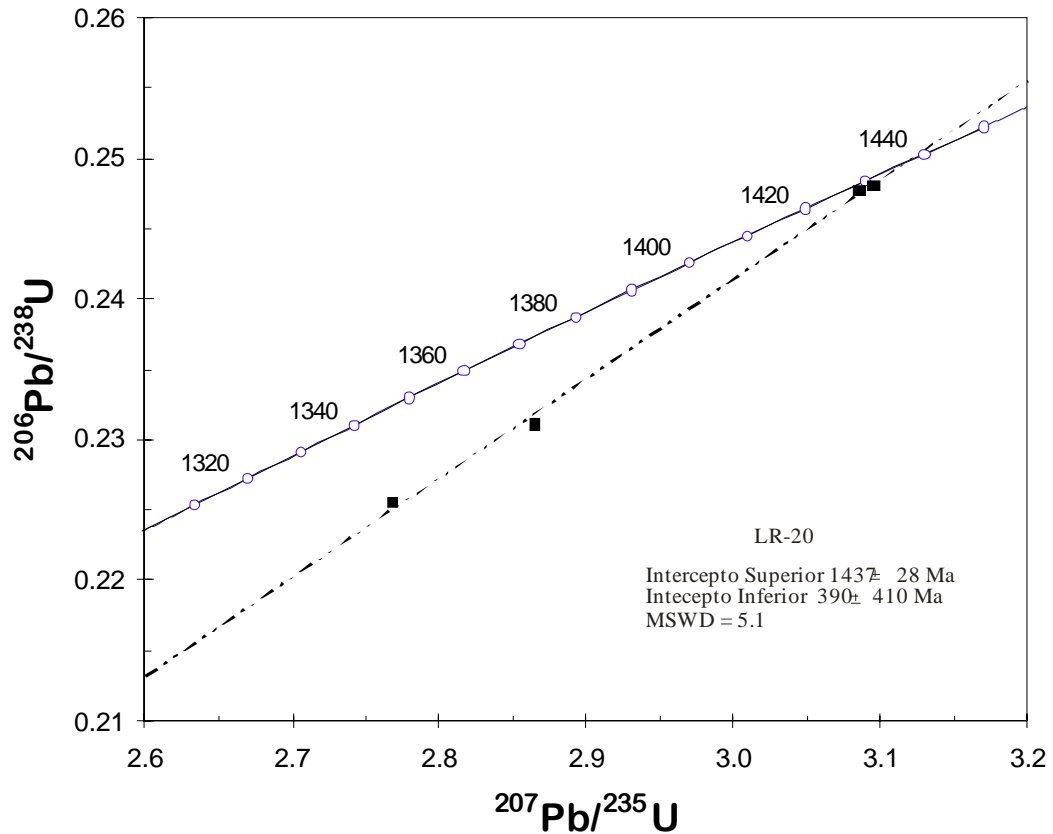
**Figura 98.** Diagrama concórdia da amostra LR52, monzogranito cinza claro, porfirítico, foliado, do Granito Santa Clara.

#### *Granito Anhangüera - Amostra LR-20 (Folha Rio Pindaituba)*

A amostra LR20, coletada na Fazenda Anhangüera, antiga Kananxué. A amostra analisada foi extraída da porção marginal da intrusão, relativamente próxima ao contato com o Granito Sararé, o exemplar estudado apresenta as seguintes características: é uma rocha de cor rosa acizentada, leucocrática, fanerítica, inequigranular, porfirítica, intensamente foliada, comumente com bandas miloníticas paralelas à foliação  $S_{2J}$ .

Foram analisadas quatro frações de zircões, as quais definiram um bom alinhamento dos pontos analíticos (MSWD= 5,1), inteceptando a curva concórdia em  $1437\pm 28$  Ma (intercepto superior) (Figura 99).

O valor de  $1437\pm 28$  Ma, é interpretado como a idade de cristalização do protólito ígneo.



**Figura 99.** Diagrama concórdia da amostra LR20, monzogranito cinza avermelhado, porfirítico, foliado, às vezes milonítico, do Granito/Gnaiss Anhanguera.

A Tabela 14 apresenta um sumário dos dados analíticos obtidos do conjunto de rochas analisadas do Domínio Jauru.

**Tabela 14.** Resumo dos novos dados U-Pb em zircão (diluição isotópica), para suítes ortognáissicas e Suíte Intrusiva Pindaituba.

UNIDADE	AMOSTRA	TIPO (zircão) (Pupin 1980)	IDADE (Ma)	MSDW
S.I.Rio Novo	RN159	S24 OU S1 (4 cristais)	1552±03	2
S.I.Rio Novo	ASR3	P1 ou P2 (4 cristais)	1568±43	198
S.I.Vila Oeste (Gn. VilaOeste)	RN23	P1 (3 cristais)	1447±18	30
S.I.Vila Oeste (Gn. VilaOeste)	RN23	S9 ou S24 (4 cristais)	1657±31	0 (2 pontos)
S.I.Retiro (Gn. Retiro)	RP14B	R2 ou S12 (4 cristais)	1567±67	5
Granito Sapé (S.I.Pindaituba)	RP15	P1 (4 cristais)	1462±09	2
Granito Mineiros (S.I.Pindaituba)	RN22	P1 (3 cristais)	1455±12	9
Granito Indiavai (S.I.Pindaituba?)	APQ11	P2 ou S2 (3 cristais)	1334±14	15
Granito Pindaituba (S.I.Pindaituba)	MP24	P1 (4 cristais)	1437±45	10
Granito N.Lacerda (S.I.Pindaituba)	RN151	P1 ou G1 (4 cristais)	1464±12	18
Granito Praia Alta (S.I.Pindaituba)	MP58	P4 ou P3 (3 cristais)	1423±11	1
Dique da Pedreira (S.I.Pindaituba)	MP41	P2 ou P3 (4 cristais)	1498±30	394
Granito Anhanguera (S.I.Pindaituba)	LR20	(4 cristais)	1437±28	5,1
Granito Santa Clara (S.I.Pindaituba)	LR42	(4 cristais)	1426±27	10,1

#### 4.5.2. RESULTADOS Sm-Nd

Os resultados isotópicos obtidos pelo método Sm-Nd são indicadores petrogenéticos importantes na reconstrução dos cenários geodinâmicos antigos. Os valores da idade modelo  $T_{DM}$  prestam-se para estimar o período em que se deu o fracionamento ou diferenciação mantélica do protólito magmático primitivo ou primário, adicionalmente, os valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  são empregados como indicadores da fonte de derivação magmática, se mantélica ou crustal.

Os novos resultados obtidos pelo método Sm-Nd serão apresentados de acordo com a unidade litoestratigráfica da rocha e podem ser consultados no Anexo 12.

*Ortognaisses Cinza (Suítes Intrusiva Rio Novo, Vila Oeste e Retiro)*

Os dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb para as rochas gnáissicas ortoderivas, intrusivas nas assembléias metavulcano-sedimentares e suítes máfica-ultramáficas, estão discriminados na Tabela 15.

Os valores positivos de  $\epsilon_{Nd(t)}$  indicam que os protólitos das suítes ortognaissicas apresentam uma assinatura isotópica Sm-Nd primitiva, típica de litotipos derivados predominantemente do manto. As idades modelo  $T_{DM}$ , que variam entre 1.7 Ga a 1.8 Ga para os ortognaisses cinzentos, sugerem que durante a primeira metade do Estateriano (1.8 a 1.7 G.a.) houve uma expressiva atividade de segregação de material com participação de material mantélico.

**Tabela 15.** Dados U-Pb e Sm-Nd para os ortognaisses cinza do Domínio Jauru.

Unidade Litoestratigráfica	Amostra	U-Pb (Ma)	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	$T_{DM1}$	$T_{DM2}$
S.I. Rio Novo	RN 159U	1568 ± 43	-19.65	(+)2,05	1.7	1.8
S.I. Retiro	RP 14B	1567±67	-18.06	(+)0,85	1.8	
S.I. Vila Oeste	RN23/49RN	1657 ± 21	-15,12	(+)0.86	1.7	

*Suíte Intrusiva Pindaituba*

Os dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb para as rochas graníticas-gnáissicas da Suíte Intrusiva Pindaituba estão discriminados na Tabela 16.

Os valores positivos de  $\epsilon_{Nd(t)}$  2,77 a 1,31 indicam que os protólitos das intrusões graníticas que compõem a suite apresentam uma assinatura isotópica Sm-Nd primitiva, típica de litotipos derivados de material com predominância mantélica.

As idades modelo  $T_{DM}$ , apresentam interessante variação temporal e geográfica, para os granitóides da suíte Pindaituba. As intrusões situadas à norte da Zona de Cisalhamento Anhambiqüara apresentam valores do  $T_{DM}$  variando entre 1.6 Ga a 1.7 Ga. (Estateriano), enquanto os granitos a sul da zona de cisalhamento exibem valores de  $T_{DM}$  entre 1.7 Ga a 1.8 Ga (Orosiriano/Estateriano). O batólito Praia Alta, posicionado a oeste do lineamento Córrego Fundo, apresentou idade modelo  $T_{DM}$  de 2.0 Ga, sugerindo uma diferenciação mantélica no

início do Período Orosiriano, o valor positivo de  $\epsilon_{Nd(t)}$  indica uma fonte predominantemente mantélica para o protólito ígneo.

**Tabela 16.** Dados U-Pb e Sm-Nd para os granitos foliados da Suíte Intrusiva Pindaituba

Unidade Litoestratigráfica	Amostra	U-Pb (Ma)	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	$T_{DM}(Ga)$
Granito Santa Clara	CC5B	1426±27	-15.72	+1.18	1.7
Granito Nova Lacerda	RN151	1464±12	-10.69	+2.33	1.7
Granito Pindaituba	RP24	1437±45	-13.16	+1.02	1.7
Granito Sapé	RP15	1462±09	-14.63	+0.03	1.8
Granito Anhangüera	LR20	1437±28	-13.07	+1.51	1.7
Granito Praia Alta	MP58	1423±11	-11.84	-0.91	2.0
Granito Mineiros	RN22	1455±12	-14.28	+1.92	1.7
Dique da Pedreira	MP41	1498±30	-14.41	+2.30	1.7

#### *Suíte Intrusiva Guapé*

Os dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb para as rochas graníticas isotrópicas da Suíte Intrusiva Guapé, Granito Sararé, estão discriminados na Tabela 17.

**Tabela 17.** Dados U-Pb e Sm-Nd para os granitos maciços da Suíte Intrusiva Guapé (Granito Sararé).

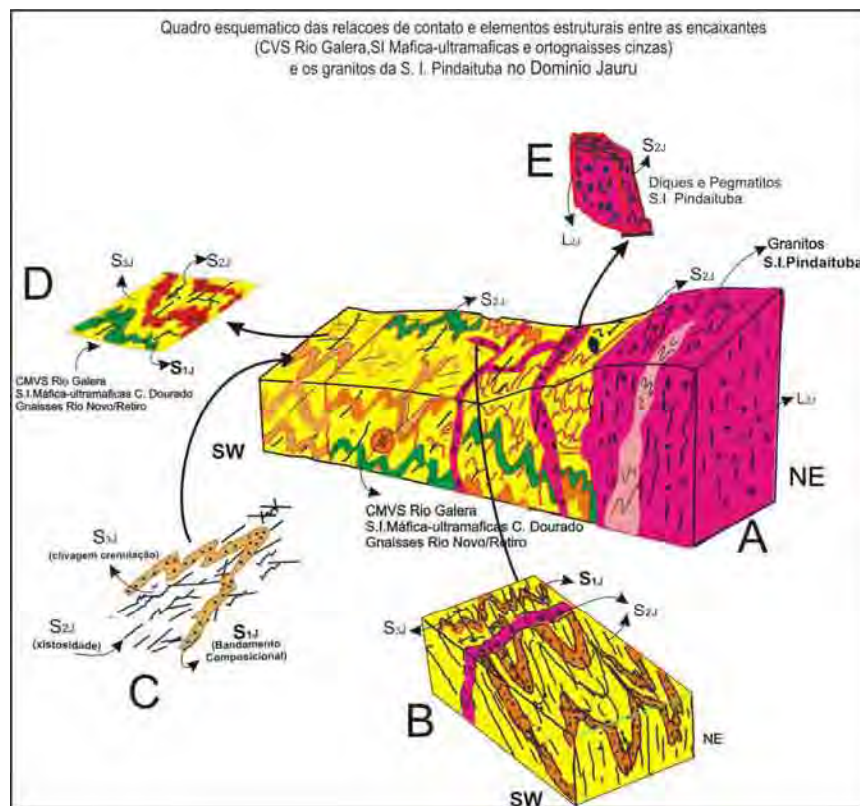
Unidade Litoestratigráfica	Amostra	U-Pb (Ma)	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	$T_{DM}(Ga)$
Granito Sararé (S.I. Guapé)	LR31	917 ± 18	-8,11	-4,97	2.9

O valor fortemente negativo de  $\epsilon_{Nd(t)}$  -4,97 assinala que o protólito do granito Sararé apresenta uma assinatura isotópica Sm-Nd que reflete processos de fusão crustal na geração do magma parental. Os granitos Guapé e São Domingos, que participam da suíte Guapé, apresentam valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  negativos, entre -1 a -14,5, sugerindo que processos petrogenéticos semelhantes agiram na formação dos magmas tonianos.

### 4.5.3. RESULTADOS Ar-Ar

Foram estudadas quatorze amostras das seguintes unidades geológicas: ortognaisses (S.I. Rio Novo e Retiro), cálcio-silicáticas (CMVS Rio Galera), gnaiss (S.I. Santa Helena), granitos foliados e maciços (S. I. Pindaituba), granito maciço (S. I. Guapé), muscovita xistos (Grupo Aguapeí) e milonitos (Zonas de Cisalhamento Piratininga, Indiavaí-Lucialva e Pedra Branca). Os exemplares foram selecionados e coletados com o propósito de estabelecer a provável idade dos episódios magmáticos, tectono-metamórficos e de resfriamento que afetaram as rochas expostas no Domínio Jauru e em seus limites tectônicos. A apresentação dos resultados  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  será feita por unidade litoestratigráfica, procurando sempre relacionar os minerais analisados com a trama estrutural do tectônito.

Para esse fim recorreremos a um esquema ilustrativo (Figura 100), onde estão destacados os principais elementos estruturais registrados nas rochas do embasamento do Grupo Aguapeí, no contexto do Domínio Jauru. A localização das unidades geológicas, das amostras datadas, assim como, os diagramas platô e a imagem, em lâmina, dos minerais datados, estão apresentados no Anexo 13.



**Figura. 100.** Quadro esquemático ilustrando as relações de campo entre as encaixantes da Suíte Intrusiva Pindaituba e os elementos estruturais característicos dessas unidades geológicas.

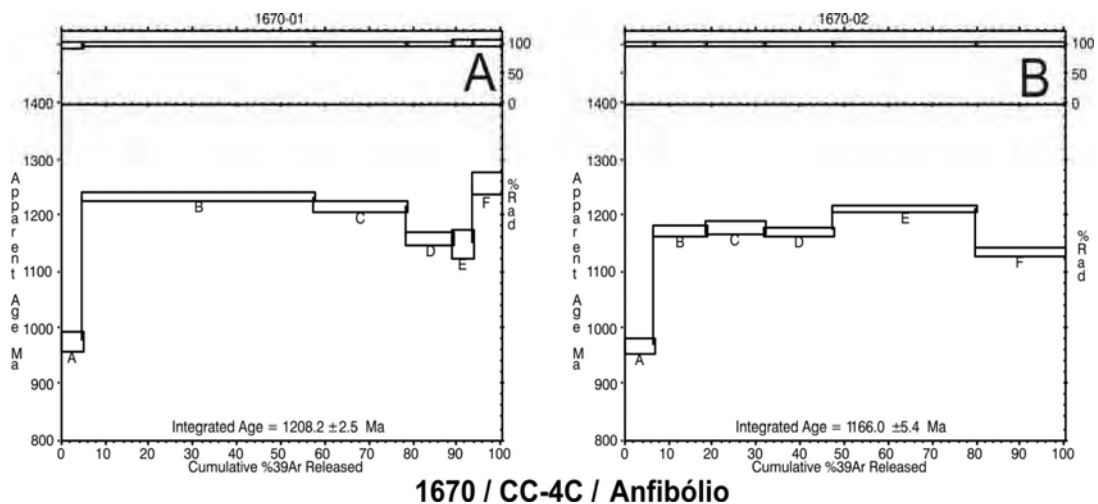
#### 4.5.3.1. COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR RIO GALERA

A amostra CC-4-C trata-se de uma rocha cálcio-silicatada cujo bandamento,  $S_{1J}$ , é definido pelo arranjo de bandas máficas (biotita, hornblenda±diopsídio e granada) e fêlsicas (quartzo e feldspatos). A foliação  $S_{2J}$ , xistosidade desenvolve-se paralela ao plano-axial das dobras fechadas  $D_{2J}$ , desenhadas pelo bandamento  $S_{1J}$ , e, comumente mostram-se concordantes ( $S_{1J} // S_{2J}$ ).

O anfibólio analisado (hornblenda) foi extraído da foliação  $S_{1J}$ , que, no entanto, encontra-se reorientado segundo a direção da foliação  $S_{2J}$ .

Os dois grãos de anfibólios estudados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) apresentaram um espectro heterogêneo, não definindo idades *plateaus*. Nos dois casos nota-se um padrão convexo do espectro, cujas idades integradas são de  $1208,2 \pm 2,5$  Ma e  $1165 \pm 5,4$  Ma (Figura 101A e B).

Tais resultados podem indicar: a) um resfriamento metamórfico regional, relacionado ao metamorfismo contemporâneo a fase de deformação  $D_{2J}$ , responsável pelo desenvolvimento da foliação  $S_{2J}$  e dobras  $D_{2J}$  ou, b) uma idade *mista* indicando um reajuste parcial do sistema Ar-Ar gerado durante a formação do bandamento  $S_{1J}$ .



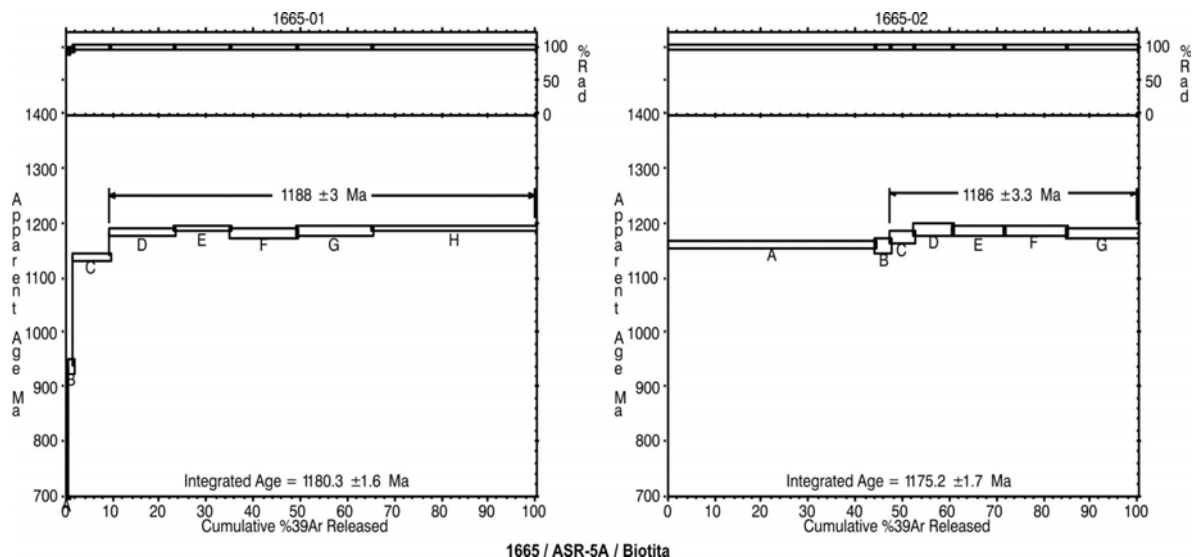
**Figura 101.** Dados  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de anfibólio dos gnaisses cálcio-silicatados do CMVS Rio Galera. Amostra coletada no Assentamento Santa Clara.

#### 4.5.3.2. SUÍTE INTRUSIVA RIO NOVO E RETIRO

Com o propósito de investigar a evolução termo-tectônica dos ortognaisses cinzas do Domínio Jauru, foram separados grãos de biotitas que compunham os níveis máficos do bandamento gnáissico ( $S_{1J}$ ) dessas rochas.

##### *Gnaisse Rio Novo* – Amostra ASR-5A

A amostra ASR-5A, do *Gnaisse Rio Novo*, foi coletada na Gleba Bacurizal, situada nas imediações do Rio Novo. Trata-se de um ortognaisse fitado ( $S_{1J}$ ), de composição granodiorítica, cujo padrão estrutural é similar ao descrito para a amostra CC-4C (Figura 102).



**Figura 102.** Dados  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de biotitas dos ortognaisses da Suíte Intrusiva Rio Novo. Amostra coletada na Gleba Bacurizal, próxima ao rio Novo.

Os cristais de biotita analisados pelo método Ar-Ar foram extraídos da foliação  $S_{1J}/S_{2J}$ , onde há uma total transposição da foliação mais antiga,  $S_{1J}$ . Os dois grãos de biotita estudados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) definiram boas idades *plateaus*, um cristal (1) apresentou um patamar melhor definido, com idade *plateau* foi de  $1188 \pm 3$  Ma, enquanto o cristal (2) revelou uma idade *plateau* de  $1186 \pm 3$  Ma.

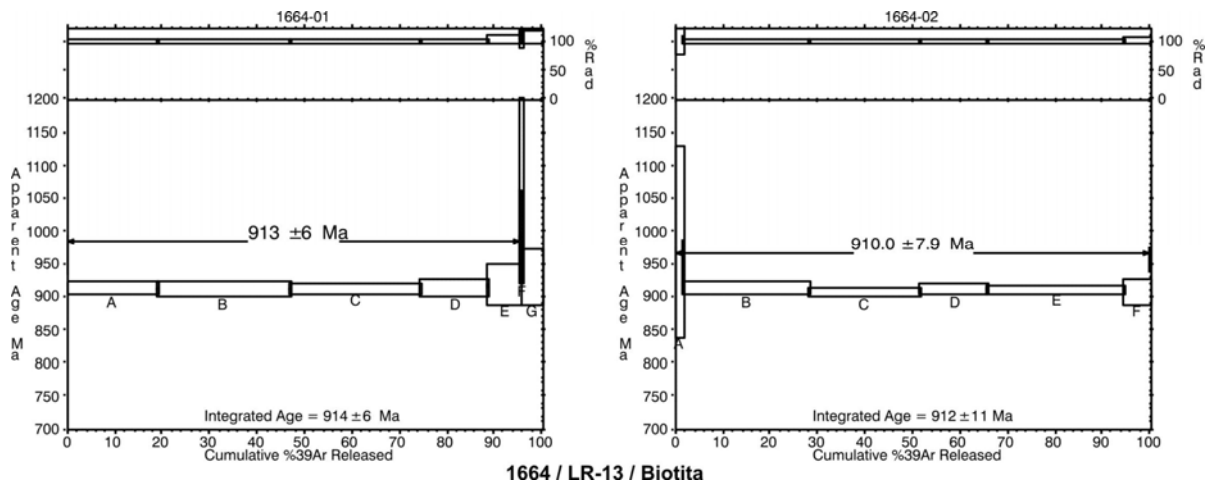
Em razão dos espectros de idades  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  definirem bons *plateaus*, os valores obtidos são interpretados como um resfriamento metamórfico regional, relacionado ao metamorfismo contemporâneo à fase de deformação  $D_{2J}$ , responsável pelo desenvolvimento da foliação  $S_{2J}$  e dobras  $D_{2J}$ .

## Gnaiss Retiro – Amostra LR13B

A amostra LR13B trata-se de um ortognaiss cinza cujo bandamento,  $S_{1J}$ , é definido pelo arranjo de bandas máficas (biotita e raras hornblendas) e félsicas (quartzo e feldspatos). A foliação  $S_{2J}$ , xistosidade desenvolve-se paralela ao plano-axial das dobras  $D_{2J}$ , todavia não são tão evidentes como nos Gnaisses Rio Novo (Figura 103).

A amostra coletada situa-se no retiro da Fazenda Sapé, no alto curso do córrego Retiro, próximo à cota de 600 m. Os cristais de biotita analisados foram extraídos da foliação  $S_{1J}$ , aparentemente sem reorientação intensa da deformação  $D_{2J}$ .

Nas imediações do afloramento onde foi coletada a amostra LR13B, nota-se a colocação de diques pegmatíticos e veios de quartzo, provenientes do Granito Sararé, cujo contato, intrusivo, situa-se a aproximadamente 500 m.



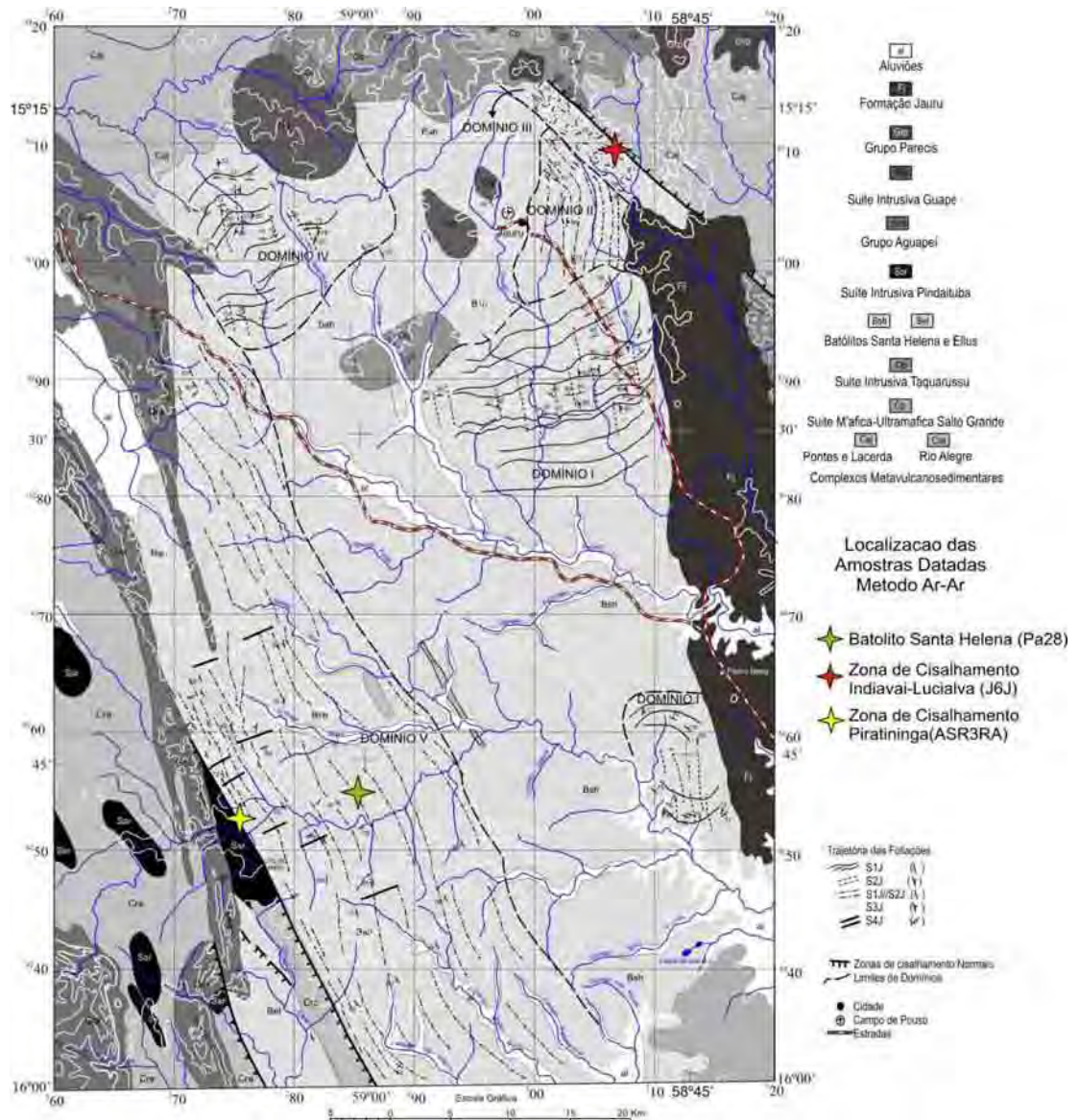
**Figura 103.** Dados  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de biotitas dos ortognaisses da Suíte Intrusiva Retiro. Amostra coletada no retiro da Fazenda Sapé, contato com o Granito Sararé.

Os dois grãos de biotita estudados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) definiram bons *plateaus*: um cristal (1) apresentou um patamar bem definido, com idade *plateau* foi de  $913 \pm 6$  Ma, enquanto o cristal (2), que também apresentou um ótimo patamar, revelou uma idade *plateau* de  $910 \pm 7,9$  Ma. As respectivas idades integradas foram de  $914 \pm 6$  Ma e  $912 \pm 11$  Ma.

Considerando que os gnaisses estudados são intrudidos pelo Granito Sararé, cuja idade de cristalização, U-Pb em zircão, obtida por Araújo-Ruiz (2003) é de  $917 \pm 18$  Ma, os resultados apresentados pelos espectros de idades  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ , com idades *plateaus* em biotita de 913 e 910 Ma, são interpretados como o efeito do metamorfismo de contato provocado pela intrusão do Granito Sararé, durante o período toniano.

#### 4.5.3.3. SUÍTE INTRUSIVA SANTA HELENA

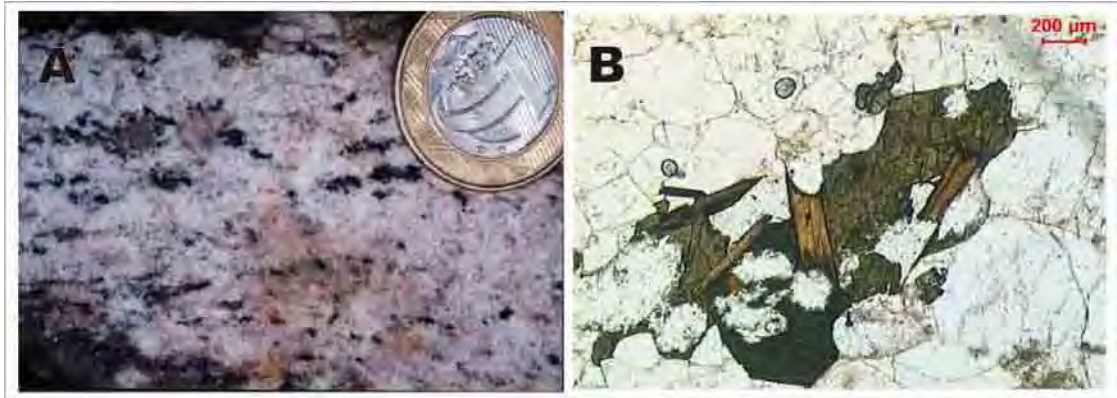
Foram estudadas três amostras do batólito Santa Helena, duas em zonas de cisalhamentos nas bordas da intrusão, Zonas de Cisalhamento Piratininga e Indiauí-Lucialva, e uma na porção SWW do edifício plutônico, nas imediações da Vila Cardoso. No mapa geológico-estrutural do batólito Santa Helena (Figura 104) e no Anexo 13 estão localizadas as amostras estudadas pelo método Ar-Ar e ilustrada as características gerais das amostras em lâmina delgada.



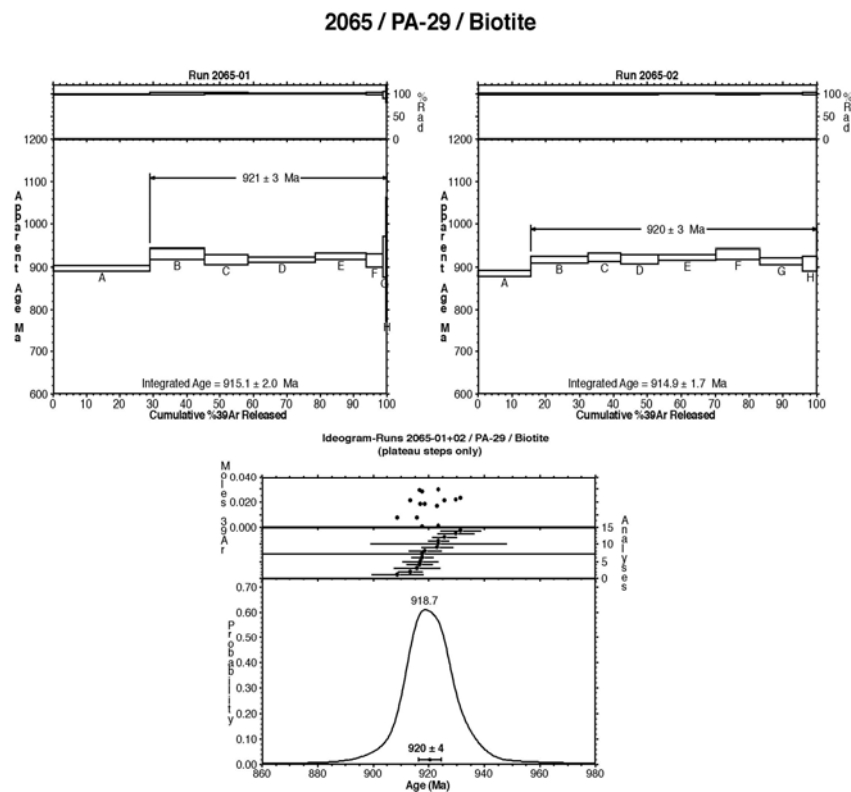
**Figura 104.** Mapa geológico-estrutural do batólito Santa Helena com a localização das amostras datadas pelo método Ar-Ar (PA-29, ASR-3RA e J6J).

*Interior do Batólito Santa Helena*

A amostra PA-29 corresponde a um biotita gnaíse, porfirítico, de composição monzogranítica, da fácies petrográfica I. A rocha analisada exibe intensa xistosidade contínua, aqui interpretada como um foliação composta  $S_{1J}/S_{2J}$ , com posterior superposição da deformação do evento tectônico Sunsás-Aguapeí. Os cristais de biotitas analisados foram extraídos desta foliação composta  $S_{1J}/S_{2J}$ , que domina o setor ocidental (Figuras 105 e 106).



**Figura 105.** Amostra PA-29. A) Aspecto em amostra de mão e B) em seção delgada, onde nota-se as biotitas euédricas e orientadas.



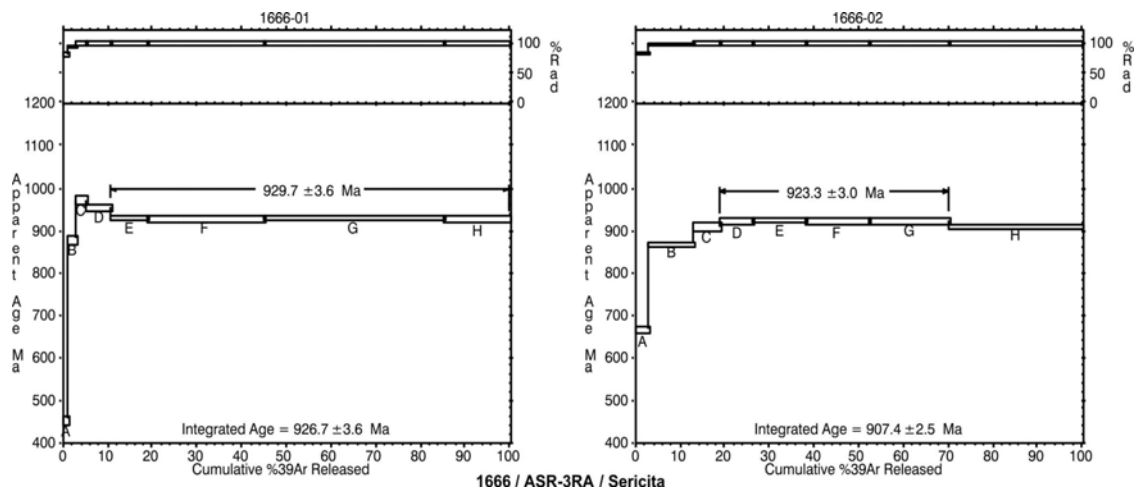
**Figura 106.** Dados  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de biotitas dos gnaíses da Suíte Intrusiva Santa Helena, coletada na estrada entre Vila Cardoso e a Escola Municipal Santo Antonio.

Os dois grãos de biotita estudados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) definiram bons *plateaus*: um cristal (1) apresentou um patamar bem definido, com idade *plateau* foi de  $921\pm 3$  Ma, enquanto o cristal (2), que também apresentou um ótimo patamar, revelou uma idade *plateau* de  $920\pm 3$  Ma (Figura 106). O ideograma mostra um valor de  $920\pm 4$ , que indica o resfriamento do evento metamórfico regional associado a Orogenia Sunsás.

#### *Borda Oeste do Batólito Santa Helena - Zona de Cisalhamento Piratininga*

A amostra ASR-3RA trata-se de um milonito desenvolvido na Zona de Cisalhamento Piratininga, na borda oeste do batólito Santa Helena, no contato entre os domínios Jauru e Rio Alegre. A faixa milonítica acomoda movimentos normais com o topo abatido para o quadrante SWW, onde se observa o alçamento relativo do batólito granítico em relação à assembléia metavulcano-sedimentar Rio Alegre (Figura 104).

Os cristais de muscovitas analisados foram extraídos da foliação milonítica  $S_m$  (Figura 107), que afeta tanto o batólito Santa Helena, como também as rochas do domínio Rio Alegre e, em parte, os litotipos metassedimentares do Grupo Aguapeí.



**Figura 107.** Dados  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de muscovitas formadas na foliação milonítica da Zona de Cisalhamento Normal Piratininga. A amostra foi coletada nas imediações da Escola Rural Santo Antonio, na estrada para a Vila Cardoso.

Os dois grãos de muscovita estudados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) definiram bons platôs: um cristal (1) apresentou um patamar bem definido, com cerca de 90% de gás liberado, resultando em uma idade *plateau* de  $929,7\pm 3,6$  Ma, enquanto o

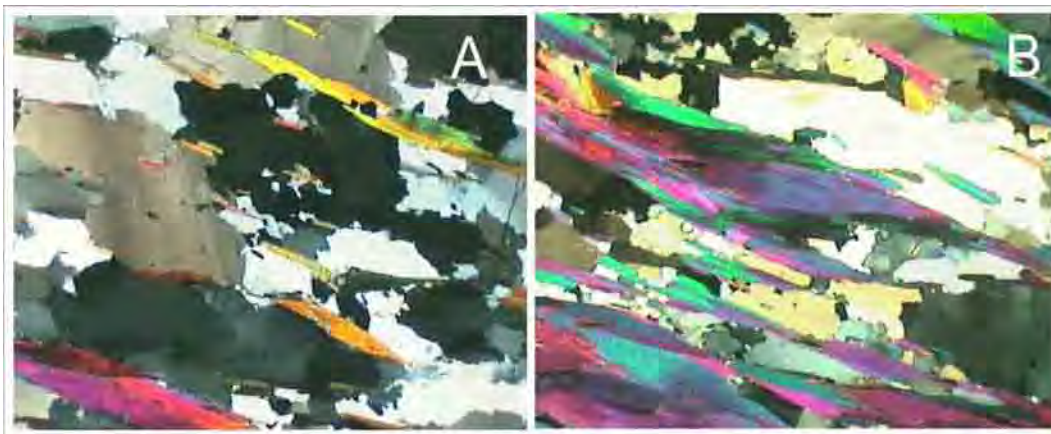
crystal (2), que também apresentou um bom patamar, indicou uma idade *plateau* de  $923,3 \pm 3$  Ma (Figura 107).

Em razão dos espectros de idades  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  definirem bons *plateaus*, os valores obtidos são interpretados como um resfriamento metamórfico e também relacionado à evolução da zona de cisalhamento Piratininga, não se excluindo a possibilidade desta estrutura regional ter sido gerado previamente e os valores Ar-Ar obtidos indicarem um evento de reativação da zona de cisalhamento. De qualquer forma, os resultados indicam que o limite entre os Domínios Tectônicos Jauru e Rio Alegre, foi estabelecido durante o período Toniano.

*Borda Nordeste do Batólito Santa Helena - Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva*

A amostra J-6-J se trata de um muscovita quartzo milonito formado em um dois feixes de alta deformação da Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva, posicionado na borda nordeste do batólito Santa Helena, no contato entre o batólito Santa Helena e o as unidades mais antigas do Domínio Jauru (CMVS Pontes e Lacerda, Suíte Máfica-ultramáfica Salto do Céu e ortognaisses Taquarussu).

As diversas faixas miloníticas acomodam movimentos normais com o topo abatido para o quadrante NE, onde se observa o alçamento relativo do batólito granítico em relação ao conjunto de rochas do domínio Jauru (Figura 104).

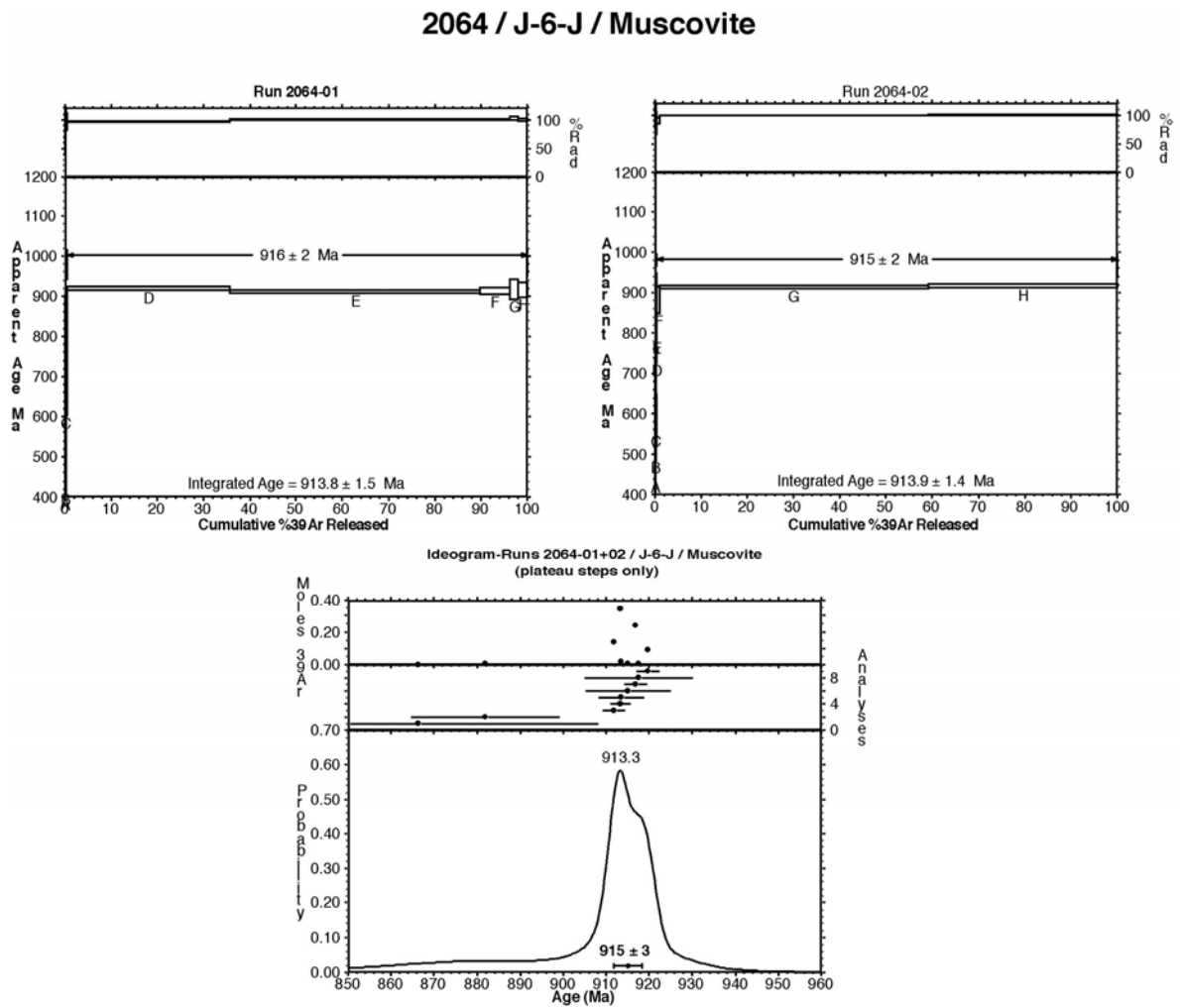


**Figura 108.** Amostra J-6-J. A e B Feições em lâmina delgada dos cristais de muscovitas analisados pelo método Ar-Ar.

Os cristais de muscovita estudados (Figura 108) pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) definiram bons platôs: um cristal (1) apresentou um patamar bem

definido, com cerca de 90% de gás liberado, resultando em uma idade *plateau* de  $916 \pm 2$  Ma, enquanto o cristal (2), que também apresentou um excelente patamar, indicou uma idade *plateau* de  $915 \pm 2$  Ma (Figura 109). O ideograma obtido indicou uma idade de  $915 \pm 3$  Ma.

Em razão dos espectros de idades  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  definirem excelentes *plateaus*, os valores obtidos são interpretados como um resfriamento metamórfico, relacionado à evolução da Zona de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva.



**Figura 109.** Dados  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de muscovitas formadas na foliação milonítica da Zona de Cisalhamento Normal Indiavaí-Lucialva. A amostra foi coletada próximo à sede da Fazenda Primavera.

#### 4.5.3.4. SUÍTE INTRUSIVA PINDAITUBA

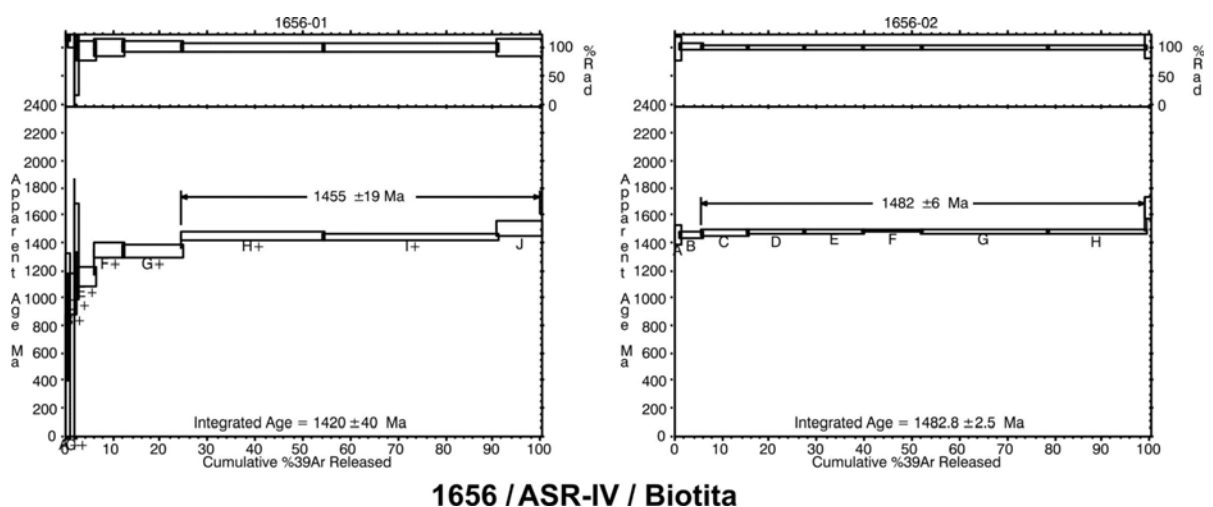
Foram estudadas seis amostras de rochas graníticas da Suíte Pindaituba, um exemplar de rochas isotrópica (maciça) do Granito Nova Lacerda (ASR-IV-B) e seis de litotipos foliados dos Granitos Santa Clara (CC10C), Anhangüera (LR52B), Sapé (LR14B), Pedra Branca (ASR8C) e Lucialva (J48J). A localização das unidades geológicas, das amostras datadas, assim como, os diagramas *plateaus* e a imagem, em lâmina, dos minerais datados, estão apresentados no Anexo 12.

##### Granito Nova Lacerda – Amostra ASR-IV-B

A amostra ASR-IV-B trata-se de um granodiorito, cinza claro, isotrópico, portador de biotita, às vezes cloritizadas. As bordas do corpo granítico mostram-se foliadas, todavia a porção central, de onde a amostra estudada foi coletada, mantém a trama maciça intacta.

Os grãos de biotita analisados foram extraídos de um exemplar de rocha isotrópico, cujas ripas de biotitas marrons, exibem um padrão sem orientação preferencial, evidenciando a trama magmática à época da cristalização do maciço granítico Nova Lacerda.

Os cristais de biotita analisados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) definiram excelentes *plateaus*: um cristal (1) apresentou um patamar bem definido, com cerca de 80% de gás liberado, resultando em uma idade *plateau* de  $1455 \pm 19$  Ma, enquanto o cristal (2), que também apresentou um excelente patamar, com cerca de 95% de gás liberado, evidenciou uma idade *plateau* de  $1482 \pm 6$  Ma (Figura 110).



**Figura 110.** Espectro de idade  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de biotitas magmáticas do Granito Nova Lacerda. A amostra foi coletada na Gleba dos Goianos.

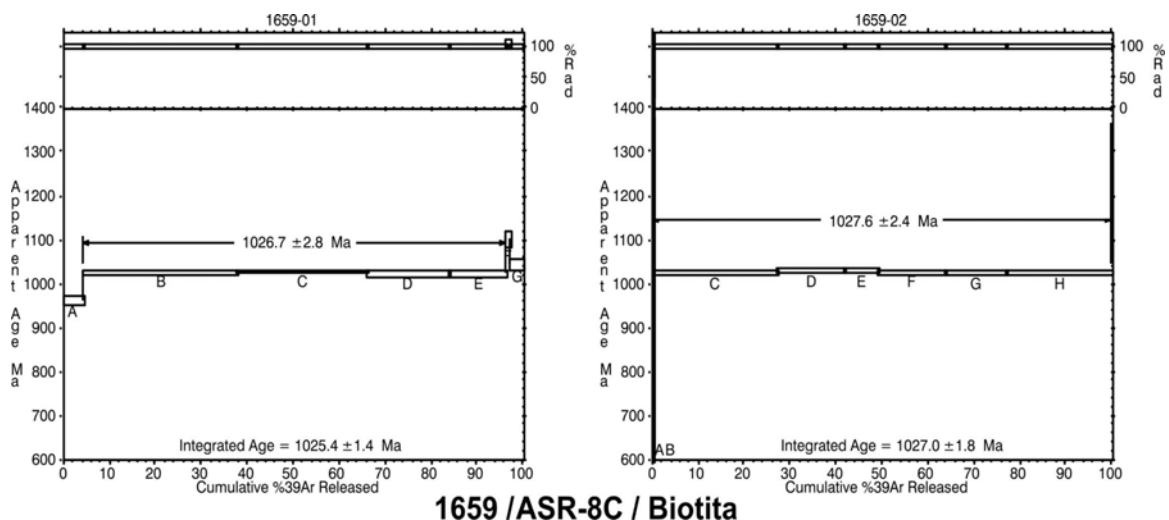
Considerando o resultado U-Pb em zircão de  $1464 \pm 12$  Ma, apresentado anteriormente, e interpretado como a provável idade de cristalização da intrusão granítica, os valores obtidos pelo método Ar-Ar, em rocha isenta de efeitos metamórficos posteriores, indicam o período aproximado de resfriamento do corpo granítico.

#### Granito Pedra Branca – Amostra ASR-8-C

A amostra ASR-8-C trata-se de um milonito formado em uma zona de cisalhamento no Granito Pedra Branca. A orientação da foliação milonítica coincide com a atitude da foliação penetrativa  $S_{2J}$  observada tanto no Granito Pedra Branca como nas demais intrusões próximas, como os granitos Tupã, Santa Clara e Nossa Senhora da Conceição e nas bordas do Granito Nova Lacerda.

Os cristais de biotita analisados participam da trama milonítica da rocha, exibindo-se sempre alinhados e contidos na superfície da foliação. Comumente envelopam porfiroclastos de microclínio e, na matriz, engrenam-se com os cristais recristalizados de quartzo e feldspato.

Os grãos de biotita analisados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) definiram excelentes idades *plateaus*: um cristal (1) apresentou um patamar muito bem definido, com cerca de 90% de gás liberado, resultando em uma idade *plateau* de  $1026,7 \pm 2,8$  Ma, enquanto o cristal (2), que também apresentou um excelente patamar, com 100% de gás liberado, evidenciou uma idade *plateau* de  $1027,6 \pm 2,4$  Ma (Figura 111).



**Figura 111.** Espectro de idade  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de biotitas metamórficas desenvolvidas na foliação milonítica, no Granito Pedra Branca. A amostra foi coletada na Gleba dos Goianos.

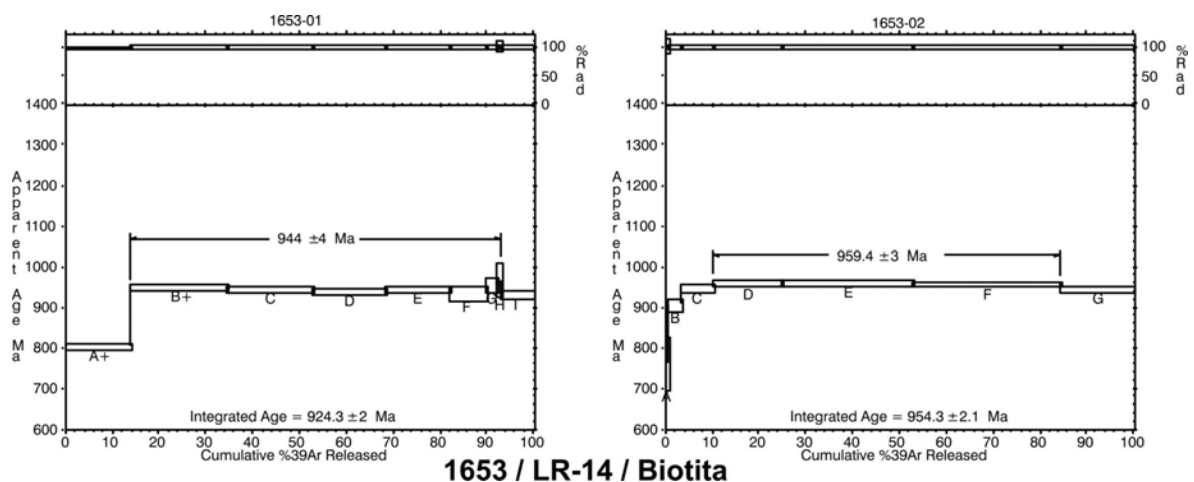
Em razão dos espectros de idades  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  definirem excelentes *plateaus*, os valores obtidos são interpretados como um resfriamento metamórfico, relacionado à evolução da zona de cisalhamento instalada no Granito Pedra Branca. Os valores evidenciados nos diagramas (Figura 111), 1026 Ma e 1027 Ma, devem indicar também o resfriamento metamórfico regional associado ao desenvolvimento da foliação regional  $S_{2J}$ , registrada nos granitos da Suíte Pindaituba, entre eles o Granito Pedra Branca.

#### Granito Sapé – Amostra LR14B

Amostra LR14B, coletada nas bordas do Granito Sapé, a cerca de 500 m do contato com o Granito Sararé, exibe uma trama tectônica foliada ( $S_{2J}$ ), às vezes milonítica, típica dos granitóides da Suíte Pindaituba. Nessas rochas a foliação  $S_{2J}$  destaca-se pela orientação dos cristais máficos, principalmente biotita e uns poucos anfibólios, e o aspecto amendoando dos porfiroclastos de feldspato.

Os grãos de biotita analisados foram extraídos de uma amostra de rocha anisotrópica, cujas ripas de biotitas exibem-se sempre alinhadas e orientadas segundo a superfície da foliação  $S_{2J}$ .

Os grãos de biotita analisados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) definiram boas idades *plateaus*: um cristal (1) apresentou um patamar muito bem definido, com cerca de 80% de gás liberado, resultando em uma idade *plateau* de  $944 \pm 4$  Ma, enquanto o cristal (2), que também definiu um bom patamar, com 75% de gás liberado, evidenciou uma idade *plateau* de  $959 \pm 3$  Ma (Figura 112).



**Figura 112.** Espectro de idade  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de biotitas metamórficas desenvolvidas na foliação penetrativa  $S_{2J}$  no Granito Sapé. A amostra foi coletada nas proximidades da sede da Fazenda Sapé.

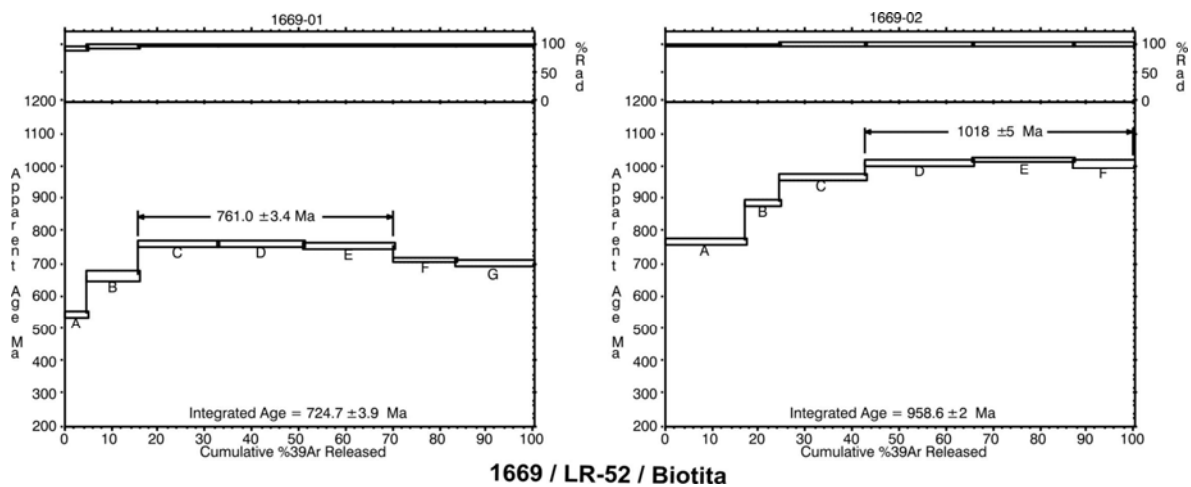
O granito em consideração é intrudido pelo Granito Sararé, cuja idade de cristalização, U-Pb em zircão, obtida por Araújo-Ruiz (2003) é de  $917 \pm 18$  Ma. Portanto, os resultados apresentados pelos espectros de idades  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ , com idades *plateaus* em biotita de 944 e 959 Ma, são interpretados como o efeito do metamorfismo de contato provocado pela intrusão do Granito Sararé, que teria recalibrado parcialmente o sistema isotópico  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  do Granito Sapé, cuja idade U-Pb em zircão é de  $1462 \pm 9$  Ma.

#### Granito Anhangüera – Amostra LR52B

Amostra LR52B, coletada na parte interna do batólito, onde se destaca uma foliação tectônica ( $S_{2J}$ ), por vezes milonítica, com mergulho muito íngreme, principalmente para o quadrante NE. Nessas rochas a foliação  $S_{2J}$  destaca-se pela orientação dos cristais máficos, principalmente biotita e uns poucos anfibólios, e o aspecto ocelar dos porfiroclastos de feldspato, nos trechos dominados pela foliação milonítica.

Os grãos de biotita analisados foram extraídos de uma amostra de rocha com feição milonítica, cujas ripas de biotitas exibem-se sempre alinhadas e orientadas segundo a superfície da foliação  $S_{2J}$ .

Os grãos de biotita analisados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) não definiram boas idades *plateaus*: um cristal (1) apresentou um patamar não muito bem definido, com cerca de 55% de gás liberado, resultando em uma razoável idade *plateau* de  $761 \pm 3,4$  Ma, enquanto o cristal (2), que definiu um razoável patamar, com 60% de gás liberado, evidenciou uma idade *plateau* de  $1018 \pm 5$  Ma (Figura 112A).



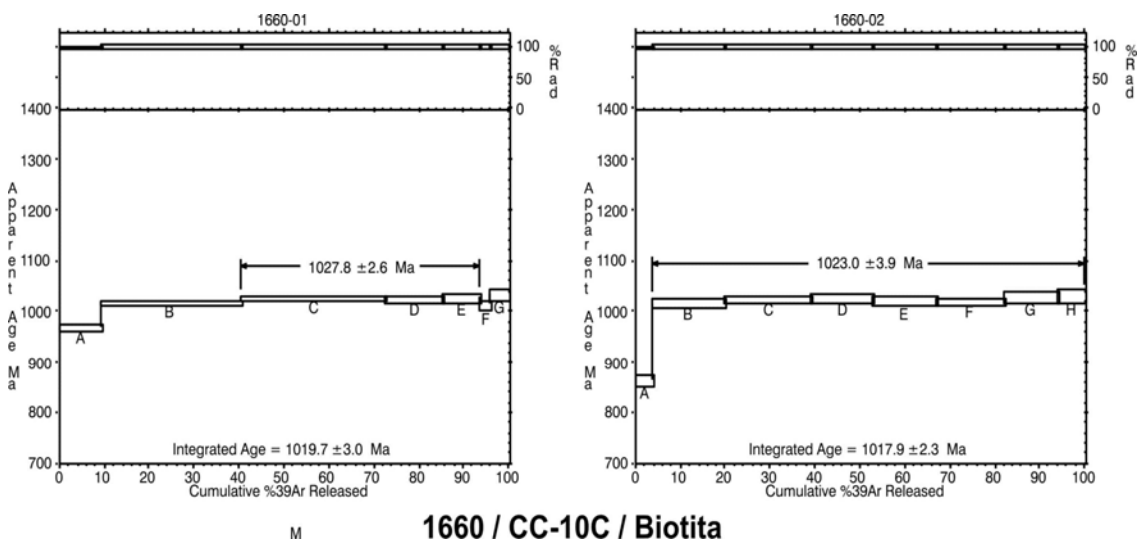
**Figura. 112A.** Espectro de idade  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de biotitas metamórficas desenvolvidas na foliação milonítica  $S_{2J}$  no Granito-gnaiss Anhangüera. A amostra foi coletada na Fazenda Anhangüera, próximo ao rio Sararé.

No caso da idade *plateau* de  $761 \pm 3,4$  Ma obtida pelo primeiro grão de biotita analisado, aparentemente não há um evento ou episódio geológico regional a que possa ser diretamente relacionado. O valor da idade *plateau* obtido no segundo cristal de biotita, 1018 Ma, assemelha-se aos resultados obtidos em biotitas dos Granitos Pedra Branca, aproximadamente 1026 Ma, e Santa Clara, em torno de 1023 Ma. Vale ressaltar que os cristais de biotita dos três granitos foram extraídos de foliação  $S_{2J}$ .

#### Granito Santa Clara – Amostra CC-10C

Amostra CC-10C, coletada na porção sul do *pluton* Santa Clara, caracteriza-se pela textura porfirítica, com destaque para uma foliação tectônica ( $S_{2J}$ ), localmente milonítica, que exhibe mergulhos íngremes, principalmente para o quadrante NE. Nessas rochas a foliação  $S_{2J}$  destaca-se pela orientação dos cristais de biotita e o alinhamento dos fenocristais de microclínio, enclaves microgranulares são comuns e acompanham a orientação da foliação marcante. Os grãos de biotita estudados foram extraídos de uma amostra de rocha porfirítica, intensamente foliada ( $S_{2J}$ ), cujas biotitas são ripiformes e alinhadas na superfície da foliação.

Os grãos de biotita analisados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) definiram boas idades *plateaus*: um cristal (1) apresentou um patamar definido, com cerca de 55% de gás liberado, resultando em uma razoável idade *plateau* de  $1027,8 \pm 2,6$  Ma, enquanto o cristal (2), que definiu um excelente patamar, com 95% de gás liberado, evidenciou uma idade *plateau* de  $1023 \pm 3,9$  Ma (Figura 113).



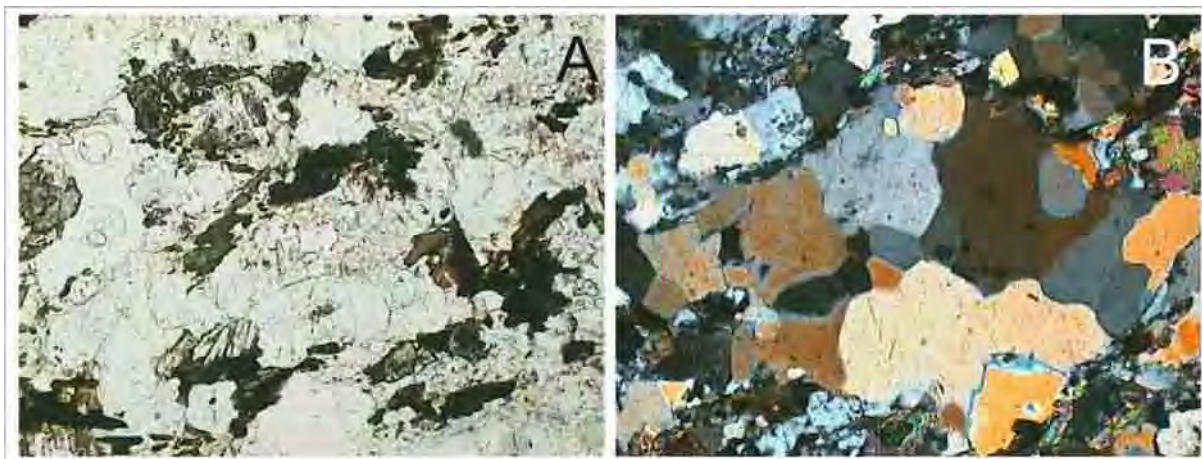
**Figura 113.** Espectro de idade  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de biotitas metamórficas desenvolvidas na foliação  $S_{2J}$  no Granito Santa Clara. A amostra foi coletada no Assentamento Santa Clara.

Os espectros de idades  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  definiram boas idades *plateaus*, para os dois grãos de biotitas analisados. Os valores obtidos, 1037,8 Ma e 1019,7 Ma, são interpretados como um resfriamento metamórfico regional, associado ao desenvolvimento da foliação regional  $S_{2J}$ , registrada nos granitos da Suíte Pindaituba.

*Granito Lucialva – Amostra J-48-J (Folha Jauru)*

A amostra J48J, foi coletada em um setor da intrusão que apresenta um intenso desenvolvimento de foliação penetrativa e situa-se relativamente próxima à Zona de Cisalhamento Indiavaí – Lucialva.

Os cristais de biotita estudados foram selecionados em uma amostra de rocha inequigranular, média, foliada ( $S_{2J}$ ?), com biotitas ripiformes alinhadas segundo a superfície da foliação (Figura 114).



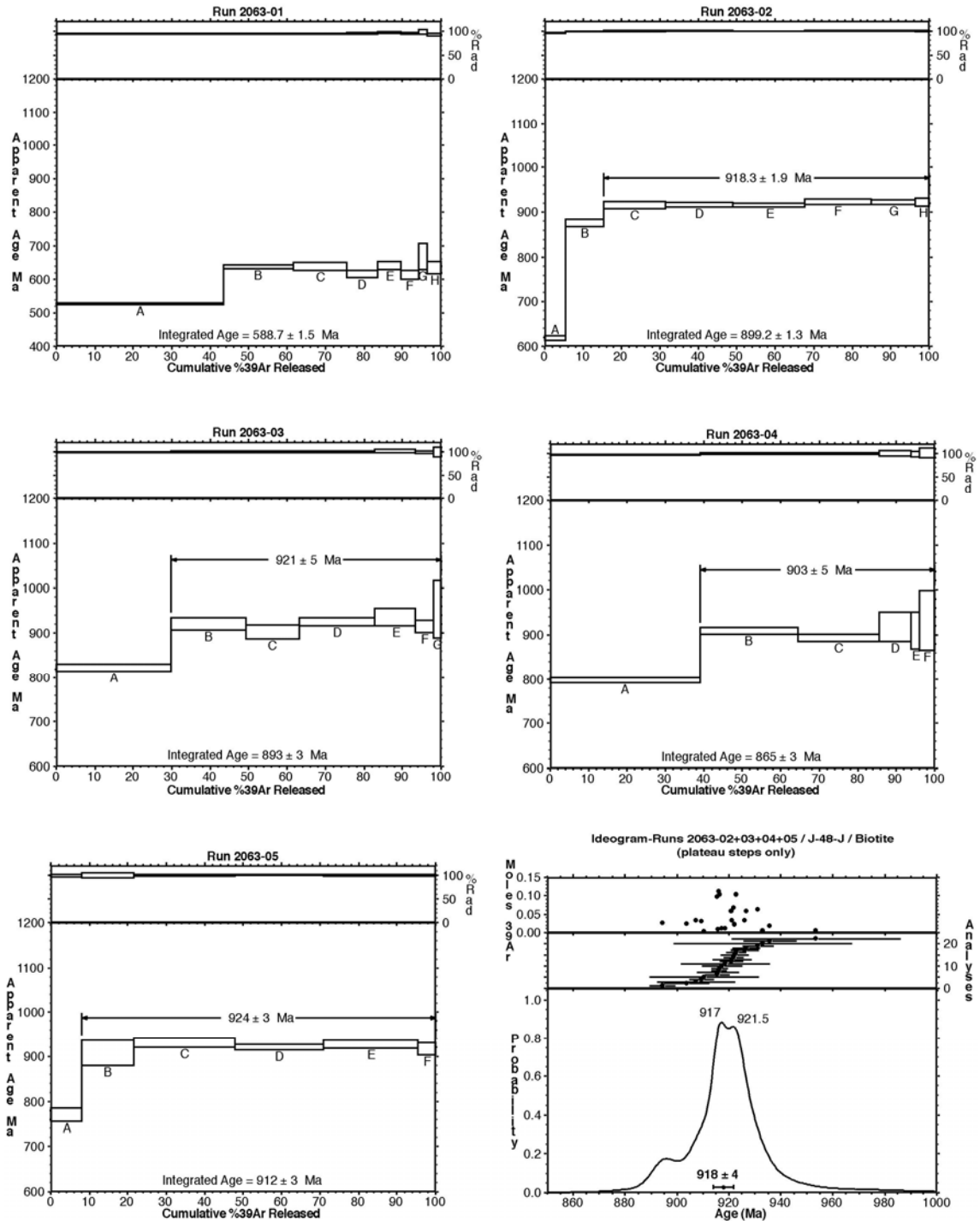
**Figura 114.** Amostra J-48-J. A e B Feições em lâmina delgada dos cristais de biotita, que definem a foliação penetrativa, analisados pelo método Ar-Ar.

Quatro dos cinco grãos de biotita analisados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) definiram boas idades *plateau*, enquanto um deles apresentou um espectro isotópico heterogêneo, produzindo uma idade integrada.

O cristal (1), que apresentou um espectro de idades  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  heterogêneo, não definiu uma idade *plateau* e a idade integrada calculada foi de  $588,7 \pm 1,5$  Ma. O grão (2) apresentou um patamar bem definido, com cerca de 85% de gás liberado, resultando em uma ótima idade *plateau* de  $918,3 \pm 1,9$  Ma. O grão (3), que definiu um bom patamar, com 70% de gás liberado, evidenciou uma idade *plateau* de  $921 \pm 3$  Ma. O grão (4) apresentou um patamar de idades Ar-Ar razoavelmente definido, com algo de 60% de gás liberado, resultando em uma idade *plateau* de  $903 \pm 5$  Ma. O quinto grão analisado apresentou um patamar bem definido,

com cerca de 90% de gás liberado, resultando em uma ótima idade *plateau* de  $924 \pm 3$  Ma. (Figura 115). A idade obtida no ideograma,  $918 \pm 4$  Ma indica que a foliação penetrativa do Granito Lucialva, desenvolveu-se durante a Orogenia Sunsás, no Período Toniano.

**2063 / J-48-J / Biotite**



**Figura 115.** Espectro de idade  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de biotitas metamórficas desenvolvidas na foliação  $S_{2J}$  no Granito Lucialva. A amostra foi coletada nas proximidades do Distrito de Lucialva.

### *Suíte Intrusiva Guapé*

Os dados apresentados a seguir, divulgados por Araújo-Ruiz (2003), foram obtidos em cristais de muscovita e biotita do Granito Sararé, monzogranito, rosa, de granulação média, isotrópico, com foliação restrita à borda da intrusão.

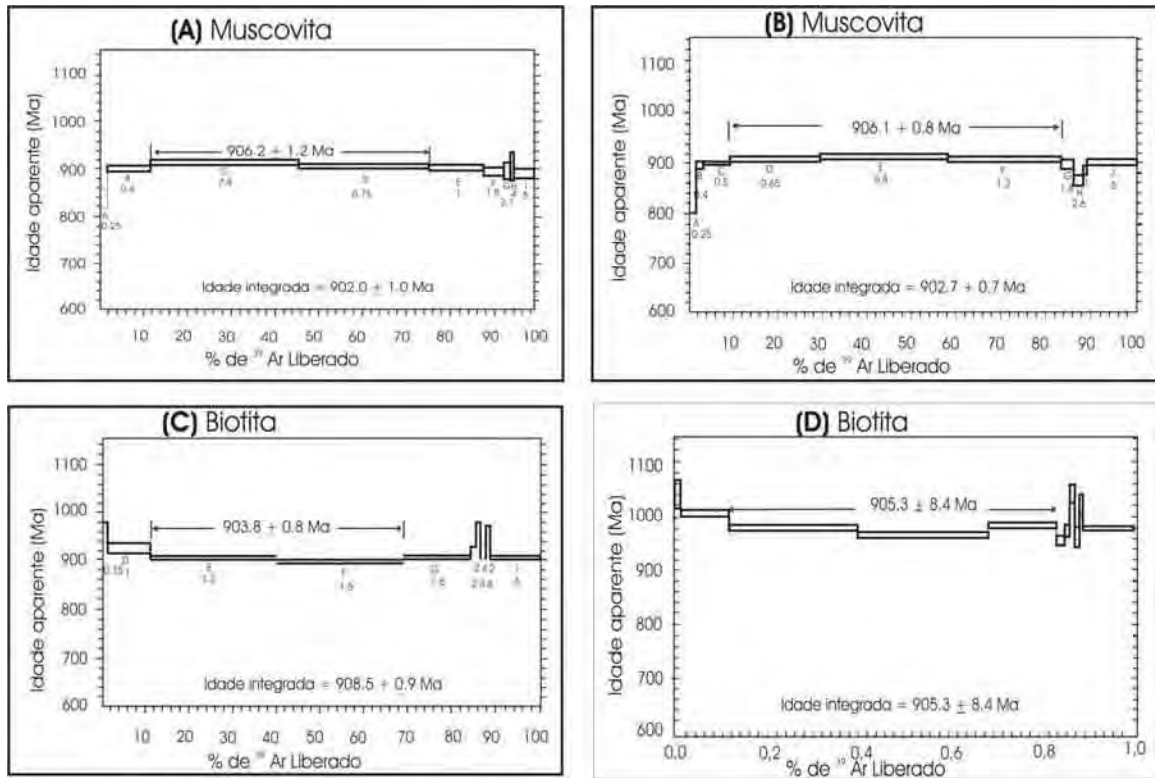
Os cristais de biotita e muscovita estudados foram selecionados em uma amostra de rocha inequigranular, média, isotrópica, apresentando biotita e muscovita primárias, ripiformes, caoticamente dispersa no corpo da amostra (Figura 116).



**Figura 116.** Amostra LR-05. A e B Feições em lâmina delgada dos cristais de biotita e muscovita que definem a trama magmática do pluton granítico Sararé. A amostra localiza-se na BR-174, nas proximidades da ponte sobre o rio Sararé.

Os grãos de muscovita analisados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) definiram boas idades *plateaus*: um cristal (1) apresentou um patamar definido, com cerca de 70% de gás liberado, resultando em uma boa idade *plateau* de  $906,2 \pm 1,2$  Ma, enquanto o cristal (2), que definiu um bom patamar, com 70% de gás liberado, evidenciou uma idade *plateau* de  $906,1 \pm 0,8$  Ma (Figuras 117A e B). As respectivas idades integradas foram de  $902 \pm 1$  Ma e  $902,7 \pm 0,2$  Ma.

Os grãos de biotita analisados pelo método de aquecimento por etapa (*step heating*) definiram boas idades *plateaus*: um cristal (1) apresentou um patamar definido, com cerca de 60% de gás liberado, resultando em uma boa idade *plateau* de  $903,8 \pm 0,8$  Ma, enquanto o cristal (2), que definiu um bom patamar, com 70% de gás liberado, evidenciou uma idade *plateau* de  $905,3 \pm 8,4$  Ma (Figuras 117C e D). As respectivas idades integradas foram de  $908,5 \pm 0,9$  Ma.



**Figura 117.** Espectro de idade  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  obtidos em cristais de biotita e muscovita magmáticas extraídas do Granito Sararé. A amostra foi coletada na BR-174 nas proximidades da ponte sobre o rio Sararé.

#### 4.5.4. RESULTADOS PRÉVIOS

Além dos dados geocronológicos inéditos, apresentados nos itens anteriores, acrescentamos a seguir uma súmula dos resultados de isótopos radiogênicos previamente publicados, e que possam auxiliar as interpretações geotectônicas e dar suporte a definição da história geológica do Domínio Jauru (Tabelas 18, 19, 20, 21, 22, 23 e 24). Para facilitar a consulta, as informações serão apresentadas separadamente, para cada unidade litoestratigráfica.

##### *Suíte Intrusiva Santa Helena*

Os resultados U-Pb (Tabela 18) em monocristais de zircão, sugerem que a cristalização fácies do batólito Santa Helena ocorreu em um intervalo de tempo relativamente curto, entre 1455 a 1420 Ma. As idades  $T_{DM}$  para estas amostras, indicam dois eventos/períodos de fracionamento do manto: um em torno de 1.6 Ga e o segundo em 1.5 Ga.

Os valores positivos de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , entre +3,1 e +3,9 e a razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de 0,714, reforçam a hipótese de que os protólitos da Suíte Santa Helena são derivados do manto.

Os resultados Ar-Ar (Tabela 13), dado a proximidade dos exemplares estudados ao Granito São Domingos, evidenciam o efeito térmico relacionado à colocação do batólito. Não se descarta, também, que tais resultados indiquem a ação metamórfica regional da Orogenia Sunsás.

**Tabela 18.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas da Suíte Intrusiva Santa Helena. Material datado: (M) muscovita, (B) biotita, (Z) zircão, (A) anfibólio, (S) sericita e (RT) rocha total.

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd			K-Ar	Ar-Ar
	Idade( Ma)	Idade(Ma)	$Sr^{87}/Sr^{86}$	$T_{DM}$	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	Idade(Ma)	Idade(Ma)
Menezes <i>et al.</i> 1993		(RT) 1308±13	0,714					
Geraldes (1996)		(RT) 1318±24						
Geraldes <i>et al.</i> 2001	(Z)1422±04			1.5	-13.4	+3.9		
	(Z)1419±09			1.6	-4.9	+3.1		
	(Z)1423±15			1.5	-11.7	+3.6		
	(Z)1456±34			1.5	-11.8	+3.4		
	(Z)1433±10			1.6	-8.9	+3.1		
Hasui & Almeida (1970)							(B) 698±21 (M) 875±43 (A) 996±68 (B) 933±19	
Tohver (2000) <i>in</i> De Paulo (2005)								(B) 890±02
De Paulo (2005)								(S) 914±2,7 (S) 913±1,1

O mapeamento geológico na região da cava do garimpo do Pau-a-Pique mostrou que os litotipos tonalíticos, Tonalito Pau-a-Pique, está intercalado entre gnaisses porfiríticos da fácies I da Suíte Intrusiva Santa Helena. Por essa razão, as rochas tonalíticas dessa região foram consideradas como uma fácies petrográfica subordinada do Batólito Santa Helena.

Os resultados isotópicos relacionados abaixo (Tabela 19) sugerem que a fácies tonalítica da suíte cristalizou-se por volta de 1480 Ma, relativamente precoce em relação aos demais resultados do batólito Santa Helena, enquanto as idades  $T_{DM}$  indicam que o fracionamento do manto ocorreu por volta de 1.7 Ga. O valor positivo de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , de +2,6, indica que os protólitos do Tonalito Pau-a-Pique tem participação de material derivado do manto.

**Tabela 19.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Tonalito Pau-a-Pique. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd		
	Idade( Ma)	Idade( Ma)	$Sr^{87}/Sr^{86}$	$T_{DM(Ga)}$	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$
Geraldes <i>et al.</i> (2001)	(Z)1481±07			1.7	-4.9	+2.6

#### *Suíte Intrusiva Água Clara*

O resultado U-Pb em monocristais de zircão, indica que a cristalização do batólito Água Clara ocorreu por volta 1480 Ma. A idade modelo  $T_{DM}$  para esta unidade intrusiva, evidencia um episódio de fracionamento do manto em torno de 1.8 Ga. Os valor positivo de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , de +1,7, sugere que os protólitos do Granodiorito Água Clara apresenta uma assinatura isotópica Sm-Nd típica de materiais juvenis, derivados do manto (Tabela 20).

**Tabela 20.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas da Suíte Intrusiva Agua Clara. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd			K-Ar
	Idade( Ma)	Idade( Ma)	$Sr^{87}/Sr^{86}$	$T_{DM(Ga)}$	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	Idade( Ma)
Leite <i>et al.</i> (em prep.) in Ruiz (1992)		(RT)1400±63	0,7033.				1266±21
Geraldes (2000)	(Z)1485±04			1.8	-5.0	+1.7	

*Suíte Intrusiva Pindaituba*

As unidades intrusivas abaixo relacionadas, Granitos Maraboa, Guaporé, Santa Elina e Tonalito Lavrinha, cujos dados isotópicos estão relacionados nas Tabelas 21, 22, 23 e 24, segundo os critérios de campo e geocronológicos, foram agrupadas na Suíte Intrusiva Pindaituba. Geraldès (2000) descreve tais granitóides como parte da Suíte Santa Helena.

Os resultados U-Pb em monocristais de zircão indicam que a cristalização desses granitóides da Suíte Pindaituba se deu num intervalo de 1465 Ma a 1425 Ma. Tais valores coincidem com novos dados apresentados anteriormente.

As idades modelo  $T_{DM}$  para a suíte, evidenciam um episódio de fracionamento do manto em torno de 1.5 a 1.6 Ga, apenas uma amostra, do Granito Maraboa, apresentou um valor discrepante de 1.7 Ga.

Os valores positivos de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , de + 2,6 a + 4,0, indicam que os protólitos da Suíte Pindaituba apresentam uma assinatura isotópica Sm-Nd típica de materiais juvenis, derivados do manto.

Os resultados K-Ar obtidos em biotitas do Granito Guaporé, de 874 Ma e 920 Ma, evidenciam a ação térmica do Evento Tectônico Sunsás.

**Tabela 21.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Granito Maraboa. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd		
	Idade( Ma)	Idade( Ma)	$Sr^{87}/Sr^{86}$	$T_{DM}$	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$
Geraldès (1996)		(RT)1275±125	0.711			
Geraldès <i>et al.</i> (2001)	(Z)1449±07			1.7	-7.1	+2.6

**Tabela 22.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Granito Guaporé. Material datado: (Z) zircão, (B) biotita, (RT) rocha total.

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd			K-Ar
	Idade( Ma)	Idade( Ma)	$Sr^{87}/Sr^{86}$	$T_{DM}$	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	Idade( Ma)
Geraldès <i>et al.</i> (2001)	(Z)1424±07			1.6	-12.8	+2.8	
	(Z)1423±13			1.5	-8.6	+4.0	
Menezes <i>et al.</i> (1993)							(B)874±17 (B)920±13

**Tabela 23.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Tonalito Lavrinha. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd		
	Idade( Ma)	Idade( Ma)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	T <sub>DM</sub>	ε <sub>Nd(0)</sub>	ε <sub>Nd(t)</sub>
Geraldes <i>et al.</i> (2001)	(Z)1465±07			1.5	-13.1	+3.8

**Tabela 24.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Granito Santa Elina. Material datado: (Z) zircão.

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd		
	Idade( Ma)	Idade( Ma)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	T <sub>DM</sub>	ε <sub>Nd(0)</sub>	ε <sub>Nd(t)</sub>
Geraldes <i>et al.</i> (2001)	(Z)1444±13			1.6	-10.2	+2.7

## CAPÍTULO V – DOMÍNIO TECTÔNICO RIO ALEGRE

### 5.1. INTRODUÇÃO

O Domínio Rio Alegre (Figura 9), definido originariamente como uma zona de sutura (Saes & Fragozo César 1996), foi posteriormente designado como Terreno Rio Alegre (Saes 1999 e Geraldes 2000) e Orógeno Rio Alegre (Matos *et al.* 2004).

Os limites norte e sul mostram-se recobertos pelos sedimentos holocênicos, o contato ocidental com o Domínio Santa Bárbara é determinado pela Zona de Cisalhamento Santa Rita e a leste, com o Domínio Jauru, é balizado pela Zona de Cisalhamento Piratininga (Ruiz *et al.* 2005).

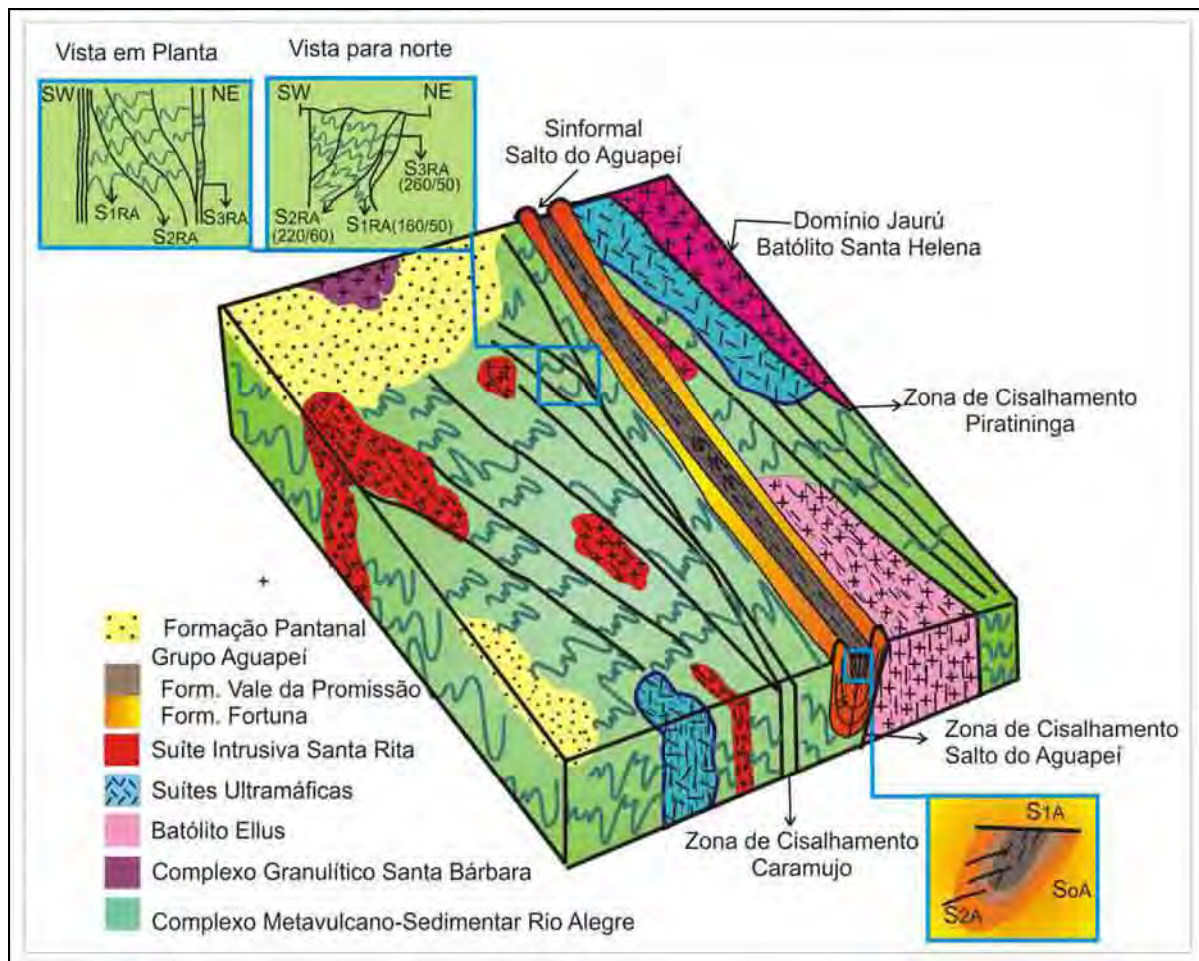
O limite oeste, segundo Ruiz *et al.* (2004 e 2005) e Almeida *et al.* (2005), é definido por zona de cisalhamento dúctil, com geração de milonitos e ultramilonitos, cujos indicadores cinemáticos e trama de eixo-c de quartzo mostram um movimento normal de topo para SW, alcançando o batólito Santa Helena (Domínio Jauru) em relação ao conjunto metavulcano-sedimentar (Domínio Rio Alegre).

## 5.2. LITOESTRATIGRAFIA

Com base nos dados geológicos e geocronológicos apresentado por Ruiz *et al.* (2005), o Domínio Rio Alegre é constituído pelas seguintes unidades litoestratigráficas, em ordem cronológica decrescente: Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Alegre, Complexo Granulítico Santa Bárbara, Suíte Intrusiva Ultramáfica, Granito Ellus, Suíte Intrusiva Santa Rita e Grupo Aguapeí.

A seguir será apresentado um sumário descritivo das características litológicas e petrográficas de cada uma das unidades litoestratigráficas que compõem o do Domínio Rio Alegre.

O bloco diagrama esquemático (Figura 118) ilustra as relações de campo entre as unidades litoestratigráficas e a coluna estratigráfica proposta para o domínio. Os mapas geológicos (Anexos 1 e 3) retratam a distribuição, a relação entre as unidades geológicas e as principais estruturas tectônicas que afetaram o domínio.



**Figura 118.** Bloco diagrama esquemático ilustrando as relações geológicas entre as unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Tectônico Rio Alegre.

### **5.2.1. COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR RIO ALEGRE**

O Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Alegre representa a unidade mais antiga do domínio, dispendo-se ao longo da estreita faixa com direção NNW. Matos (1995) e Matos *et al.* (2004) subdividem a unidade em três associações litológicas: na base dominam metabasaltos melanocráticos, equigranulares, finos, associados a metacherts e metabifs, ambos foliados; a unidade intermediária é constituída por metadacitos, metarriolitos e metapiroclásticas em menor proporção e, a porção de topo constituída por muscovita xistos, metacherts e formações ferríferas bandadas.

O metamorfismo das rochas destas associações litológicas é predominantemente de baixo grau metamórfico, em fácies xisto verde a localmente, epidoto anfibolito.

### **5.2.2. SUÍTE GRANULÍTICA SANTA BÁRBARA**

Ferreira Filho & Bizzi (1985) relatam cumulados máficos granulitizados nas imediações da Serra de Santa Bárbara. Menezes *et al.* (1993) descrevem a Suíte Granulítica Santa Bárbara como rochas de cor cinza esverdeada, mesocráticas, equigranulares, finas a médias, com discreta trama planar, bimodalidade composicional, com termos enderbíticos e noríticos.

### **5.2.3. SUÍTE INTRUSIVA ULTRAMÁFICA**

Esta unidade geológica é composta por corpos intrusivos de composição básica a ultrabásica alojados no Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Alegre que, em parte, correspondem à Suíte Intrusiva Rio Alegre proposta por Barros *et al.* (1982).

Convém destacar que, apesar de Barros *et al.* (1982) terem aplicado a designação Suíte Intrusiva Rio Alegre para enfeixar os corpos de rochas básicas, especialmente anfibolitos, aflorantes em diversos setores do SW de Mato Grosso, o termo Rio Alegre têm sido recentemente utilizado para designar apenas ao conjunto de rochas supracrustais

metamorfisadas expostas ao longo do vale do Rio Alegre (Matos 1994, Matos & Schorsher 1997, Geraldles 2000 e Ruiz *et al.* 2004).

A carência da cartografia geológica neste setor, não possibilita a definição da forma e dimensão exatas das ocorrências desta unidade, no entanto, os dados preliminares disponíveis indicam que a maior parte das intrusões ultramáficas exibem uma forma sub-arredondada a levemente elíptica, aparentemente orientada segundo o trend regional NW das encaixantes.

A unidade é composta por rochas melanocráticas, de cor verde escura a preta, granulação grossa ou, raramente, média, isotrópicas a localmente foliadas, variando composicionalmente de gabros a serpentinitos (Figura 119).

Os serpentinitos exibem textura xenomórfica, intensa serpentinização, sendo freqüente a observação de cristais de piroxênio total ou parcialmente uralitizados. As rochas gábricas, exibem granulação grossa a média, são cinza escuras, fracamente foliadas e constituem-se essencialmente por plagioclásio, piroxênio, anfibólio e, mais raramente, olivina. Ao microscópio exibem textura heterogranular hipidiomórfica e o intercrescimento ofítico à subofítico são comuns.



**Figura 119.** Aspecto de campo das rochas plutônicas ultramáficas, alojadas em rochas do Complexo Rio Alegre. Afloramento situado na imediações da Escola Rural Santo Antonio.

#### 5.2.4. GRANITO ELLUS

Geraldes (2000) e Geraldes *et al.* (2001) descrevem essas rochas granito-gnáissicas situadas na Fazenda Ellus como granitos a biotita e anfibólio, da borda ocidental do Batólito Santa Helena.

O mapeamento geológico demonstrou que tais litotipos graníticos definem um corpo ígneo distinto, com aproximadamente 200 km<sup>2</sup>, encaixado em rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Rio Alegre, não apresentado continuidade física com batólito Santa Helena.

A designação Granito Ellus é empregada para referir-se a um corpo de natureza intrusiva, afetado por eventos deformacionais e metamórficos que lhe conferiram a trama gnáissica, sendo constituído por diversas fácies de rochas graníticas.

Apresenta-se como um batólito alongado segundo o *trend* regional NNW, cujas bordas NE e E são definidas por zonas de cisalhamento extensionais, que lhe imprimem uma notável trama milonítica, enquanto a W e N é recoberto tectonicamente pelos metassedimentos siliciclásticos do Grupo Aguapeí.

O batólito é constituído por gnaisses leucocráticos a mesocráticos, de cor cinza a rosa acizentada, inequigranulares, de granulação grossa, às vezes porfiríticos, a composição varia de granodiorito a monzogranito (Figura 120). São comuns enclaves de rochas máficas, dobramentos da foliação gnáissica e, em seu limite oriental, o desenvolvimento de expressiva trama milonítica com atitude média de 245/70 e elementos cinemáticos que caracterizam movimentos normais, de topo (supracrustais) para SW.



**Figura 120.** Aspecto de campo do Granito Ellus, na região da Fazenda do Gilberto. A) Forma de ocorrência comum B) Detalhe da foliação dominante, milonítica, com mergulho íngreme para SW.

#### 5.2.5. SUÍTE INTRUSIVA SANTA RITA

A denominação empregada por Ruiz *et al.* (2005), descreve um conjunto de corpos plutônicos encaixados na assembléia metavulcano-sedimentar Rio Alegre, que apresenta composição mineralógica variando de tonalítica-diorítica a monzogranítica, rochas leucocráticas a mesocráticas, de cor cinza escuro a rosa acizentado, equigranulares média a porfirítica, foliadas. São reconhecidas seis intrusões maiores agrupadas nesta suíte - o Diorito Rio Aguapeí (Pinho 1990), Tonalito Rio do Cágado (Menezes *et al.* 1993), Diorito São José, Tonalito Furna, Granodiorito Rio Alegre e o Granito Carrapato.

Petrograficamente, os termos mesocráticos (dioritos, granodioritos, tonalitos, monzogabros), exibem cor cinza esverdeada a cinza escura, faneríticas, inequigranulares, de granulação média a grossa e mostram destacada foliação penetrativa (Figura 121). A composição mineralógica essencial é determinada pelas variações na proporção entre o plagioclásio (oligoclásio e andesina), que ocorre como cristais subidiomórficos, prismáticos e orientados segundo a foliação tectônica ( $S_{2R}$ ), o anfibólio e a biotita, são os máficos dominantes, exibem-se como cristais subidiomórficos, agregados ou isolados, comumente evidenciam forte orientação e são parcialmente substituídos por actinolita e clorita. O quartzo é raro, exibe-se como cristais xenomórficos intersticiais. Os acessórios comuns são o zircão, apatita, allanita e opacos.

Os termos leucocráticos (monzogranitos), apresentam-se como rochas faneríticas, rosas a cinza rosadas, equigranulares, fina a média, evidenciando discreta foliação tectônica.

A composição mineralógica é dada pela presença de feldspato alcalino (microclínio) como cristais subidiomórficos, engrenados com o plagioclásio e quartzo. O plagioclásio exibe-se como cristais, subidiomórficos, prismáticos, comumente alterados e com inclusões de biotita e quartzo globular, enquanto o quartzo mostra-se xenomórfico, intergranular, com discretos sinais de recristalização. A biotita é o mineral máfico presente, ocorre como raras palhetas amarronadas, orientadas segundo a foliação penetrativa. Os minerais acessórios comuns são: zircão, epidoto, allanita e opacos.



**Figura 121.** Aspectos de campo da Suíte Intrusiva Santa Rita. A) Forma de ocorrência do Diorito São José, B) Detalhe do afloramento, destacando a foliação penetrativa  $S_{2R}$ .

#### **5.2.6. GRUPO AGUAPEÍ**

Nas serras do Caramujo e Salto do Aguapeí, é representado pela Formação Fortuna, que caracteriza-se como uma seqüência siliciclástica dominada por metarenitos quartzosos e metaconglomerados monomíticos, que em direção ao topo, cedem lugar a metargilitos laminados e raras grauvacas. As rochas metassedimentares exibem paragênese metamórfica de baixo grau, fácies xisto verde, e desenha uma estrutura regional do tipo sinformal, isoclinal, com eixo caindo suavemente ( $5^{\circ}$  a  $10^{\circ}$ ) para o quadrante NW.

Estas serras ressaltam-se como uma feição de relevo linear, alinhadas segundo a direção N20-30W, localmente deslocada por ação de zona de cisalhamento reverso (Zona de Cisalhamento Serra do Caramujo). Esculpidas em metassedimentos de baixo grau metamórfico, fácies xistos verdes, da Formação Fortuna, constitui, na área, uma seqüência siliciclástica dominada por metarenitos quartzosos e metaconglomerados monomíticos, que em direção ao topo, cedem lugar a metargilitos laminados e raras quartzo grauvacas. Anômala ocorrência de metaconglomerados polimíticos, clastos suportados, observada no flanco SW da serra, marcam um registro litológico incomum nesta formação, pelo menos em território brasileiro.

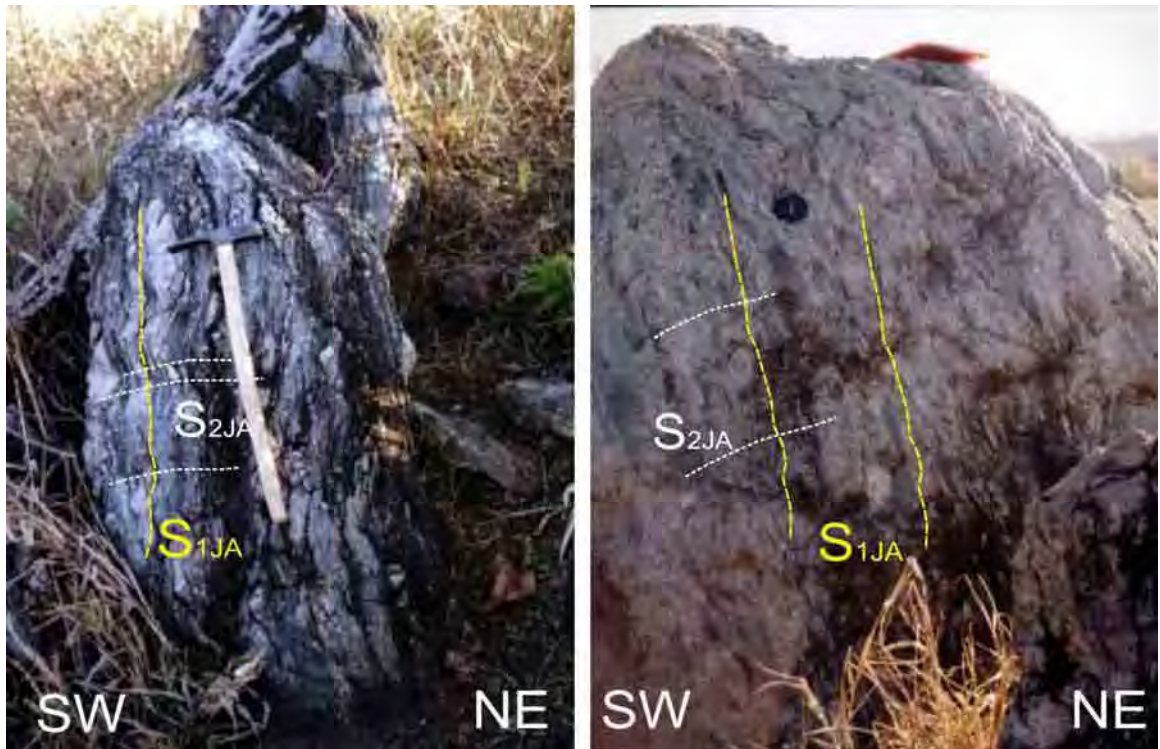
O pacote metassedimentar assenta-se, em discordância, sobre uma assembléia de rochas metavulcano-sedimentares do CMVS Rio Alegre, intrusivas ultramáficas e máficas e Granito Ellus. Alguns contatos com o embasamento são marcados pela ocorrência de

abundantes veios de quartzo, sugerindo o desenvolvimento de zonas de cisalhamento na interface cobertura-embasamento.

Os metassedimentos Aguapeí desenham uma estrutura regional do tipo sinformal, isoclinal, com eixo caindo suavemente ( $5^{\circ}$  a  $10^{\circ}$ ) para o quadrante NW (Figura 118). Os registros tectono-metamórficos superpostos (foliações, lineações e zonas de cisalhamentos) obliteram parcialmente as feições primárias, todavia não impedem o reconhecimento das estruturas sedimentares.

A porção basal da Formação Fortuna, no flanco oeste da Serra do Caramujo, caracteriza-se por um pacote de metaconglomerados cinza esverdeados, polimíticos, clasto suportados (Figura 122). Os clastos, abundantes, são constituídos essencialmente por gnaisses, anfibolitos, quartzitos, metaultramáficas, exibem formatos arredondados a levemente elípticos nos setores relativamente poupados pela deformação, e atingem com frequência o tamanho de blocos (20 a 30 cm). A matriz é rara, exhibe granulação entre areia muito grossa a microconglomerática, extremamente mal selecionada e muito imatura, mineralógica e texturalmente. Não há, até o momento, nenhuma ocorrência descrita deste tipo litológico em rochas pertencentes a formação Fortuna, em Mato Grosso. Na Bolívia Litherland *et al.* (1986) relatam na região de Los Tajibos um conjunto conglomerático com feições semelhantes às descritas acima.

Sobrepostos aos conglomerados polimíticos, encontra-se um pacote de quartzo arenitos, estratificados, com intercalações de leitos ou níveis lenticulares a tabulares de conglomerados monomíticos, essencialmente quartzosos. Estas rochas exibem cor cinza esbranquiçada a levemente rosada, sendo comuns as estratificações cruzadas de pequeno a médio porte intercalado aos leitos tabulares com espessura média da ordem de 10 cm e granodecrescência ascendente.

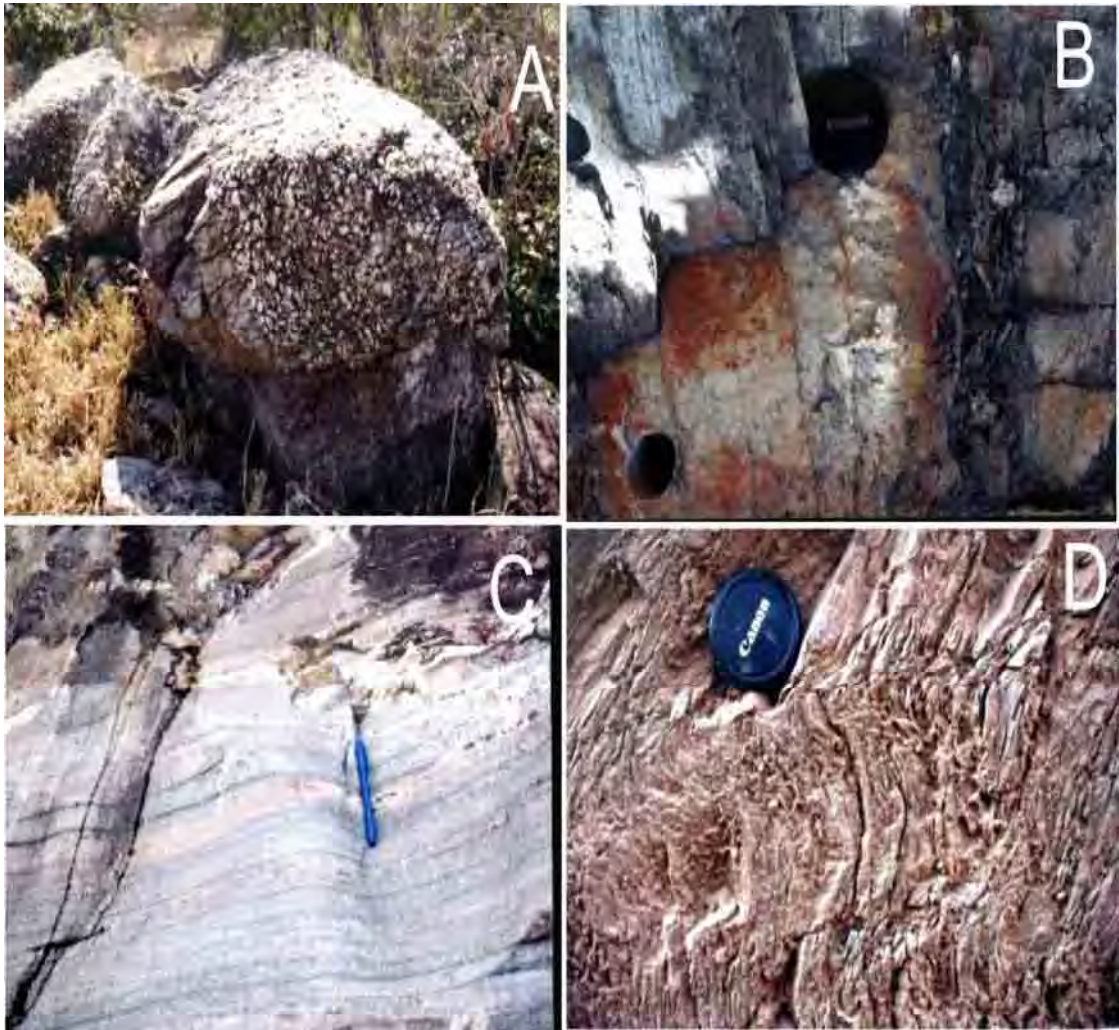


**Figura 122.** Conglomerados polimíticos deformados compõem a unidade basal do Grupo Aguapeí e assemelha-se a Formação Los Tajibos, na Bolívia.

Esta assembléia areno-conglomerática é essencialmente composta por quartzo leitoso ou quartzitos, exibem boa seleção e arredondamento, e maturidade mineralógica e textural, sugerindo um intenso retrabalhamento das áreas fontes em uma superfície bastante erodida (Figura 123).

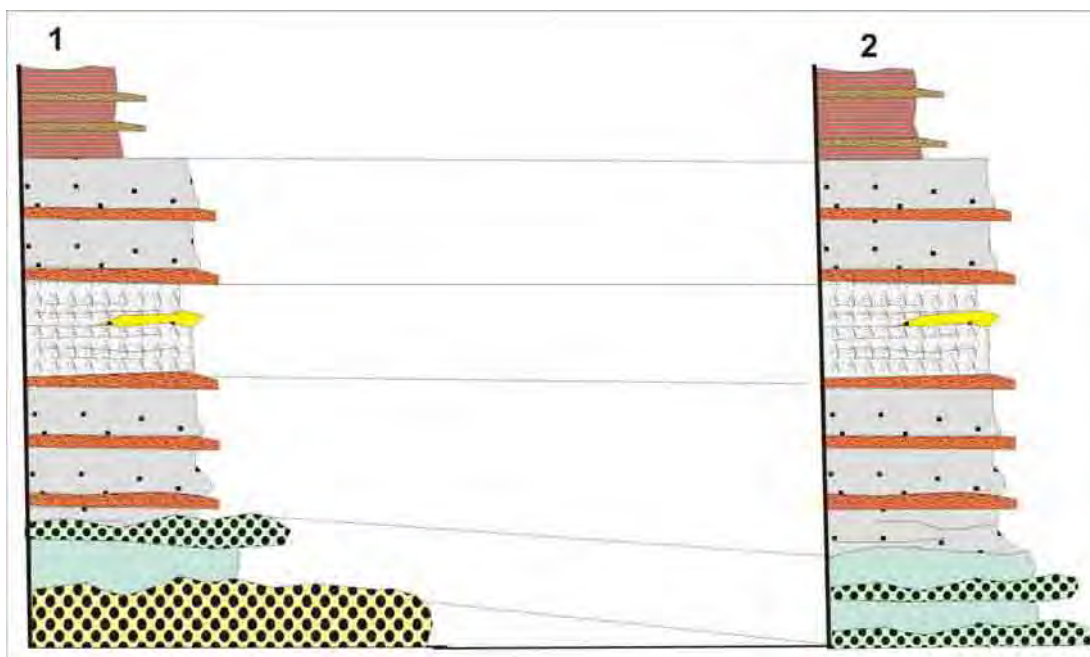
Acima deste nível continua a deposição de estratos de quartzo arenitos e conglomerados monomíticos, todavia destacam-se as laminações e estratos tabulares com espessura entre 10 a 30 cm nas frações dominadas por psamitos, e as lentes e estratificações cruzadas de pequeno porte, acanaladas, nos níveis rudáceos. Esse conjunto distingue-se dos demais por apresentar rochas com elevada coesão, destacando-se no relevo como cristas alinhadas dispostas paralelamente, nos flancos da Sinformal do Salto do Aguapeí (Figura 123).

No núcleo da sinformal, ou seja, em direção ao topo da Formação Fortuna, os quartzo arenitos transicionam para uma assembléia dominada por metapelitos, onde destacam-se os metargilitos e metassiltitos, marrom avermelhados ou cinzentos, finamente laminados, com discretas intercalações de quartzo grauvascas e quartzo arenitos finos (Figura 123).



**Figura 123.** Variações litológicas da base para o topo no Grupo Aguapeí, Domínio Rio Alegre. A) Conglomerado oligomítico, intercalado a arenitos quartzosos, B) Arenitos quartzosos com intercalações de argilitos, C) Arenitos ortoquartzitos laminados e D) Argilitos laminados. Todas as rochas estão metamorfisadas na fácies xisto verde.

Excetuando-se as ocorrências dos conglomerados polimíticos, a seqüência metassedimentar das Serras do Caramujo e Salto do Aguapeí (Figura 124), é muito semelhante à observada na região da Lavrinha (Antiformal do Cágado).



**Figura 124.** Seções colunares esquemáticas do Grupo Aguapeí na Serra do Caramujo (1) e Serra do Salto do Aguapeí (2). Na coluna estratigráfica da Serra do Caramujo destacam-se, na base, os paraconglomerados polimíticos, clastos suportados.

### 5.3. DEFORMAÇÃO

Com o propósito de distinguir os elementos estruturais observados no Grupo Aguapeí das estruturas descritas em seu embasamento, será empregado, como nos outros capítulos, notações diferentes, por exemplo, a primeira foliação observada no Aguapeí será designada por  $S_{1RA}$ , enquanto a primeira foliação do embasamento será discriminada como  $S_{1R}$ .

#### 5.3.1. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO EMBASAMENTO DO GRUPO AGUAPEÍ

##### 5.3.1.1. COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR RIO ALEGRE

Esse tema será abordado de acordo com as informações obtidas pelo mapeamento efetuado em escala regional (1: 250.000), convém frisar a necessidade de efetuar levantamentos lito-estruturais em escala de maior detalhamento, para documentar com precisão a história deformacional e metamórfica do Domínio Rio Alegre.

De uma forma geral podemos compartimentar o Domínio Tectônico Rio Alegre, do ponto de vista da deformação, em dois sub-domínios estruturais: a porção oriental, com intenso *imprint* da deformação que afetou a Faixa Móvel Aguapeí e, a porção ocidental, que preserva os registros estruturais mais antigos. O bloco-diagrama esquemático (Figura 118) ilustra o padrão estrutural compartimentado.

Apesar da escassez de informações pôde ser definida a existência de pelo menos três fases de deformação de caráter regional que afetaram o embasamento pré-Aguapeí, aqui designadas por Fases  $F_{1R}$ ,  $F_{2R}$  e  $F_{3R}$ , responsáveis pela geração de estruturas tectônicas vinculadas à evolução do Domínio Rio Alegre. A seguir estão relacionadas as principais características do conjunto de elementos estruturais formados em cada uma das fases de deformação.

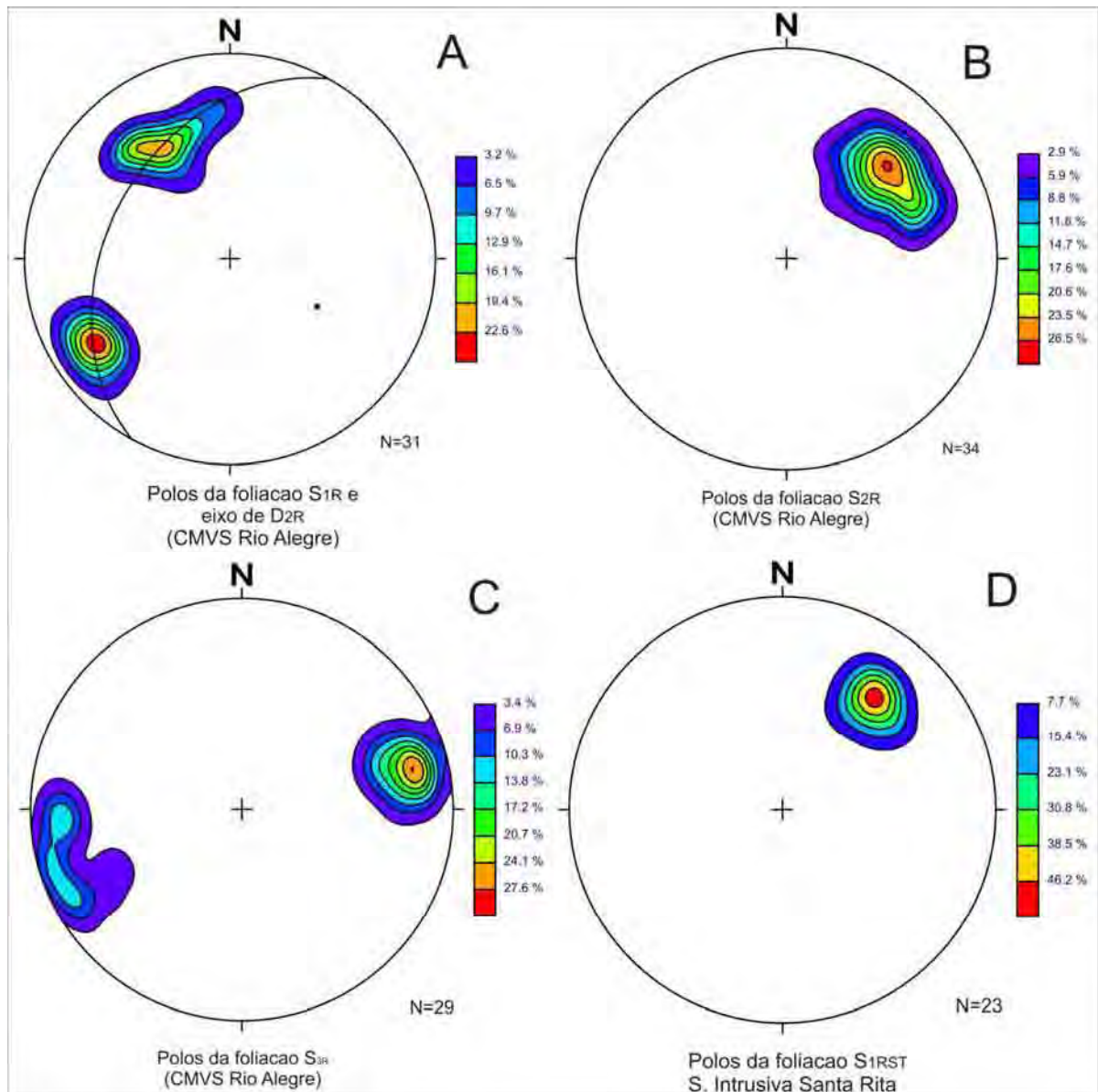
A fase  $F_{1R}$  é responsável pelo desenvolvimento da foliação penetrativa  $S_{1R}$ , identificada como uma xistosidade ou clivagem ardosiana, sendo invariavelmente paralela ao bandamento composicional.

A foliação  $S_{1R}$ , nas rochas anfibolíticas é descrita como uma trama planar definida pelo arranjo de hornblenda ou tremolita/actinolita, relictos de clinopiroxênio, plagioclásio (andesina) e raros cristais de quartzo. Nos exemplares metaultramáficos a  $S_{1R}$  é definida pelo arranjo de serpentina, piroxênio, clorita magnésiana e apatita.

A orientação da foliação  $S_{1R}$  é bastante variável por conta das fases de deformação posteriores que a afetaram, o estereograma de pólos dessa foliação (Figura 125), com medidas tomadas principalmente na porção ocidental do domínio, evidencia o efeito do dobramento  $D_{2R}$  sobre a foliação  $S_{1R}$ . Esse padrão foi observado em poucos afloramentos, portanto é necessário um maior número de dados para ratificar o quadro inicial identificado.

A fase de deformação  $F_{2R}$  é definida pela formação de dobras da foliação  $S_{1R}$ , além de foliações plano-axiais e lineações associadas aos dobramentos de  $S_{1R}$ .

As dobras mesoscópicas  $D_{2R}$  foram identificadas nas metavulcânicas básicas e ultrabásicas e metassedimentos químico-exalativos da assembléia metavulcano-sedimentar Rio Alegre. Tais dobras são desenhadas pelas superfícies de  $S_{1C}$  (bandamento composicional // xistosidade ou clivagem ardosiana), apresentam dimensão métrica a centimétrica, são com frequência simétricas a assimétricas e apertadas. Varia entre dobras normais com caimento a dobras reversas com caimento, a superfície axial apresenta mergulhos moderados, entre  $45^\circ$  e  $60^\circ$ , para o azimute  $215^\circ$  a  $245^\circ$ , predominantemente, e a linha de charneira exhibe caimento entre  $30^\circ$  e  $60^\circ$  para NW.



**Figura 125.** Estereogramas de pólo das foliações  $S_{1R}$ ,  $S_{2R}$  e  $S_{3R}$  para as rochas do Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Alegre (A, B e C) e granitóides da Suíte Intrusiva Santa Rita  $S_{1RST}$  (D). Em (A) o eixo construído refere-se à segunda fase de deformação  $F_{2R}$ .

A foliação  $S_{2R}$ , plano-axial às dobras  $D_{2R}$ , apresenta-se invariavelmente como uma clivagem de crenulação, sendo raros os casos onde ocorrem a reorientação da  $S_{1R}$  segundo a direção da foliação  $S_{2R}$  (transposição).

O estereograma com as medidas dos pólos de  $S_{2R}$  (Figura 125) destaca uma máxima concentração da foliação  $S_{2R}$  em torno de  $230^\circ/55^\circ$ .

A fase de deformação  $F_{3C}$ , aparentemente restringe-se às proximidades da Sinformal Salto do Aguapeí, sendo que seus registros estruturais são conseqüentes da deformação observada na cobertura dobrada do Grupo Aguapeí.

O efeito mais notável dessa fase de deformação é a implantação de uma superfície de foliação  $S_{3R}$ , que se caracteriza por uma clivagem espaçada, do tipo clivagem de crenulação, e a reorientação parcial das foliações  $S_{1R}$  e  $S_{2R}$ , segundo a direção NNW.

A superfície mais jovem,  $S_{3R}$ , apresenta mergulhos mais elevados, da ordem de  $65^\circ$  a  $75^\circ$ , principalmente para rumos entre  $250^\circ$  a  $270^\circ$ .

O estereograma para pólos da foliação  $S_{3R}$  evidencia a atitude dominante dessa foliação, assim como o efeito da deformação superposta, que ondula suavemente  $S_{3R}$ . Na sede da Fazenda Piratininga, no leito do Rio Aguapeí, há exposições que elucidam parte da história deformacional policíclica da assembléia metavulcano-sedimentar (Figura 126).

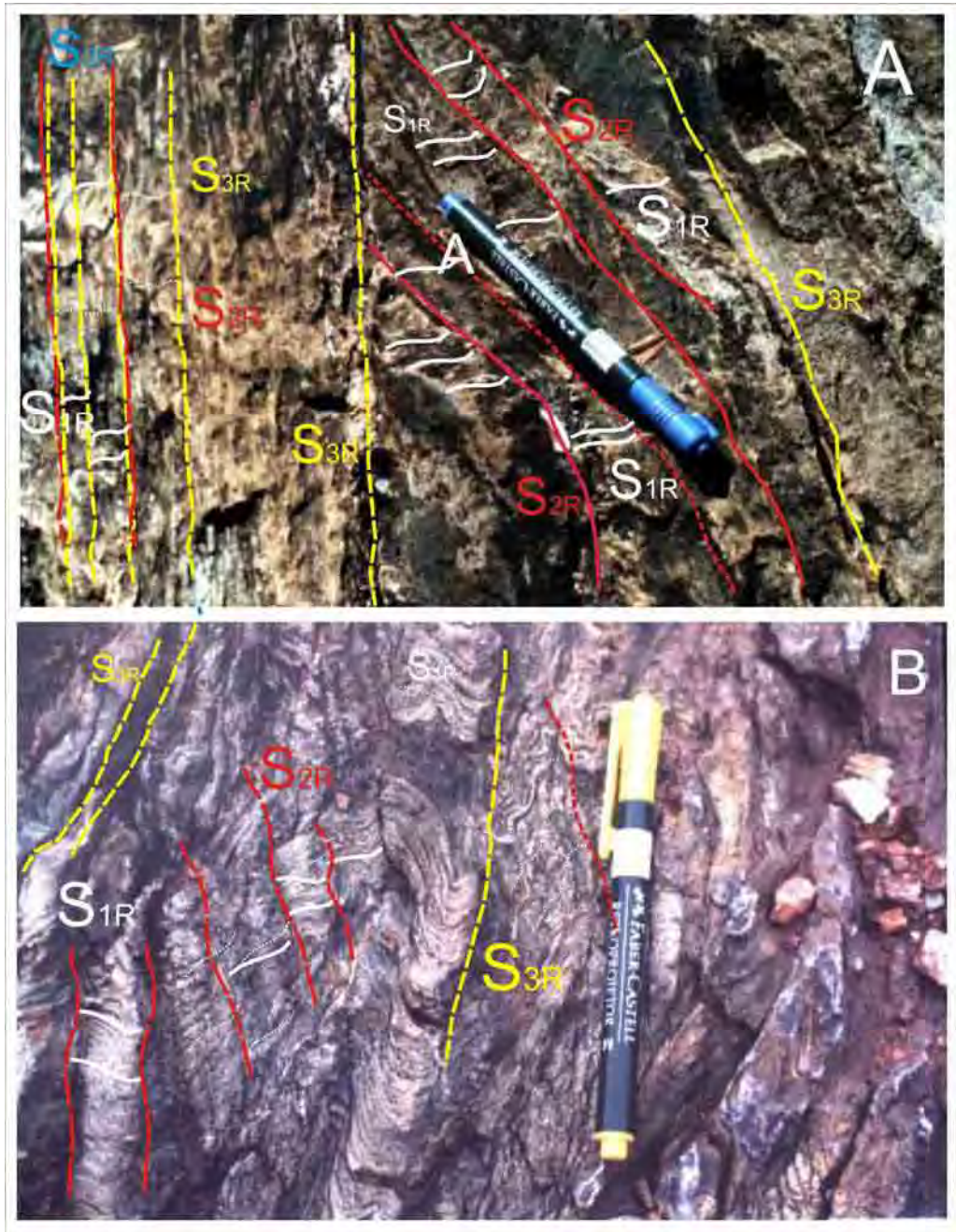
A fase de deformação  $F_{4R}$  pouco expressiva em rochas do embasamento, manifesta-se nas imediações da Sinformal Serra do Aguapeí, sendo responsável pelas ondulações discretas observadas principalmente na foliação  $S_{3R}$ . Caracteriza-se pelo desenvolvimento de clivagens espaçadas (crenulação), com atitude média de  $260^\circ/30^\circ$ , posicionadas no plano-axial das dobras suaves de dimensão centimétrica a milimétrica, que provocam a dispersão das medidas de  $S_{3R}$  (Figura 125).

Os corpos plutônicos ultramáficos, que se alojam na assembléia metavulcano-sedimentar e situam-se no setor afetado pela deformação pós-Aguapeí, exibem notáveis exposições que evidenciam a superposição das foliações  $S_{3R}$  e  $S_{4R}$ , no retiro da Fazenda Piratininga e nas proximidades do Sítio São José.

### ***5.3.1.2. SUÍTE INTRUSIVA SANTA RITA***

Os granitóides da suíte Santa Rita, situados nas proximidades da Serra de Santa Bárbara exibem uma foliação penetrativa ( $S_{1SR}$ ), caracterizada como uma xistosidade, bem definida pela orientação preferencial dos minerais máficos (hornblenda e biotita) e félsicos (plagioclásio, feldspato potássico e quartzo).

Apesar de poucas medidas dessa foliação, o estereograma com os pólos de  $S_{1SR}$ , indica que predomina os valores em torno de  $230^\circ/65^\circ$  (Figura 125D), o que enfatiza sua correlação com a foliação  $S_{2R}$  verificada no conjunto metavulcano-sedimentar.



**Figura 126.** Relações de corte entre foliações superpostas observadas nas rochas metavulcânicas do CMVS Rio Alegre. Afloramento situado na sede da Fazenda Piratininga. estereograma com os pólos de  $S_{1SR}$ , indica que predomina os valores em torno de  $230^{\circ}/65^{\circ}$ .

### 5.3.2. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO GRUPO AGUAPEÍ

Neste domínio identificam-se pelo menos três fases de deformação progressivas, registradas em metassedimentos do Grupo Aguapeí, revelando uma complexa história

cinemática com transporte tectônico de W para E. Zonas de cisalhamento compressivas e extensionais completam e caracterizam o quadro estrutural.

#### *Primeira Fase de Deformação ( $F_{1RA}$ )*

Esta fase de deformação, a mais intensa em rochas do Grupo Aguapeí, é responsável pelo desenvolvimento das dobras  $D_{1RA}$  em escala regional, conferindo ao relevo um padrão de cristas alinhadas NNW (Figura 127).

A dobra regional  $D_{1RA}$ , a Sinformal Salto do Aguapeí, é desenhada pelos estratos ( $S_0$ ) da Formação Fortuna e caracteriza-se como uma estrutura cerrada à fechada, simétrica, normal com suave caimento para NNW.

Na Serra Salto do Aguapeí o plano-axial exibe atitude média de 250/70 e a charneira mostra pequeno caimento (5° e 15°) para 340°. No segmento norte da Serra do Caramujo o plano axial mergulha em torno de 65° para SE e a linha de charneira cai em torno de 10° a 15° para NNE.

A mudança na orientação dos elementos geométricos da estrutura sinformal (Figura 127) é produzida, pelo menos em parte, pelo deslocamento provocado pela Zona de Cisalhamento Serra do Caramujo.

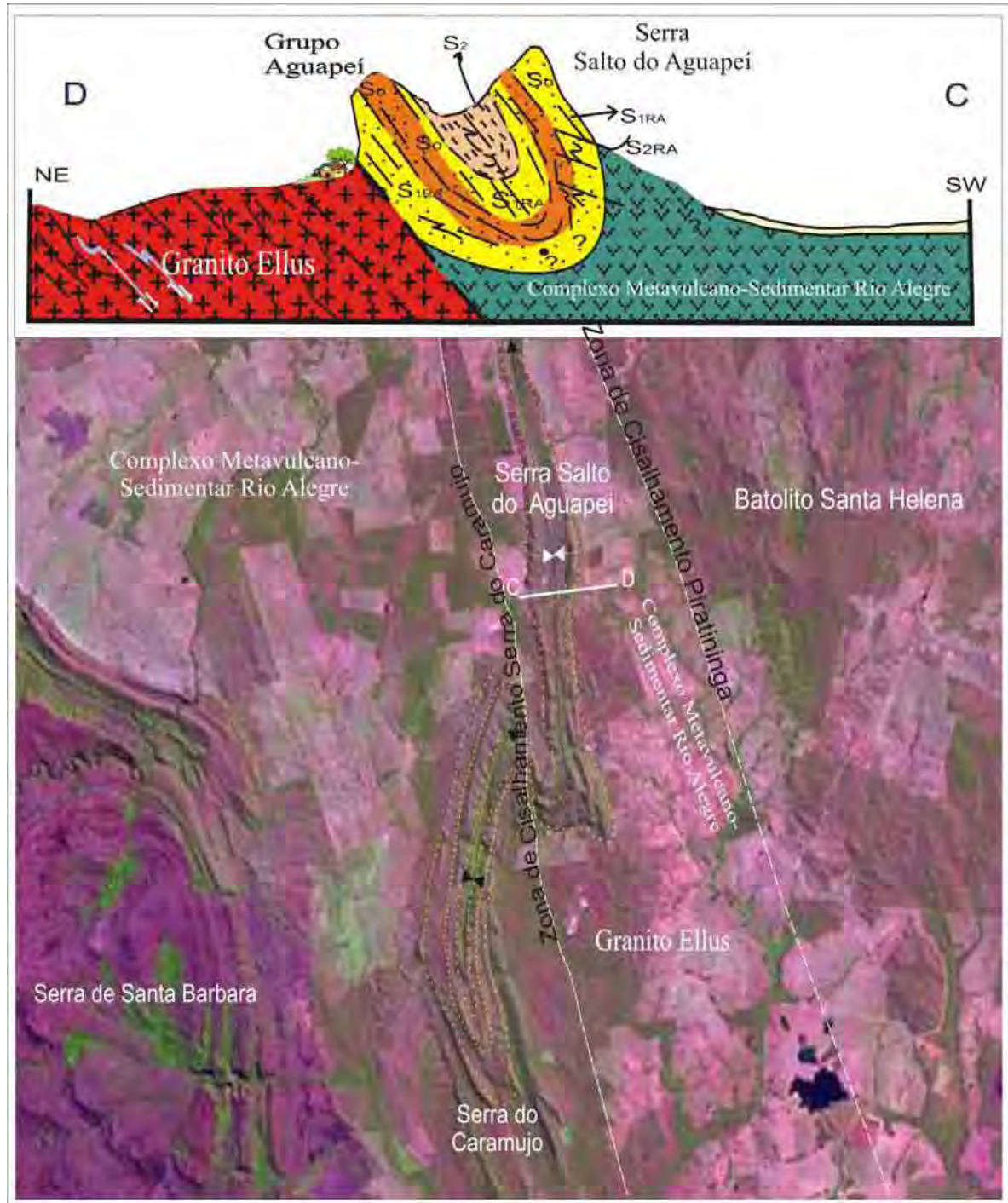
A foliação penetrativa  $S_{1RA}$ , apresenta-se como uma clivagem ardosiana nos níveis metapelíticos e xistosidade nos litotipos rudáceos e psamíticos. A atitude da foliação acompanha o plano-axial da sinforma, ou seja, em média 250/70 na Serra Salto do Aguapeí e 110/60 no segmento norte da Serra do Caramujo e 80/60 no segmento sul (Figuras 127 e 128).

Nas frações rudáceas e psamíticas, são definidas pela orientação preferencial dos minerais placóides (principalmente as micas), pela recristalização orientada dos grãos de quartzo e, achatamento dos clastos monominerálicos ou fragmentos líticos nos conglomerados mono e polimíticos; enquanto, nos níveis pelíticos, argilitos e siltitos metamorfisados, manifesta-se como uma clivagem ardosiana típica, definida pela orientação preferencial dos minerais ripiformes (isolados ou em agregados, definindo discretos filmes sericíticos) e aglomerados recristalizados de quartzo.

As lineações  $L_{1RA}$ , caracterizadas pela intersecção  $S_0 \times S_{1RA}$  e pelas charneiras de dobras parasíticas exibem caimentos suaves, entre 5° a 20° para 340° na Serra Salto do Aguapeí e 15° para 20° no segmento norte da Serra do Caramujo (Figuras 127 e 128).

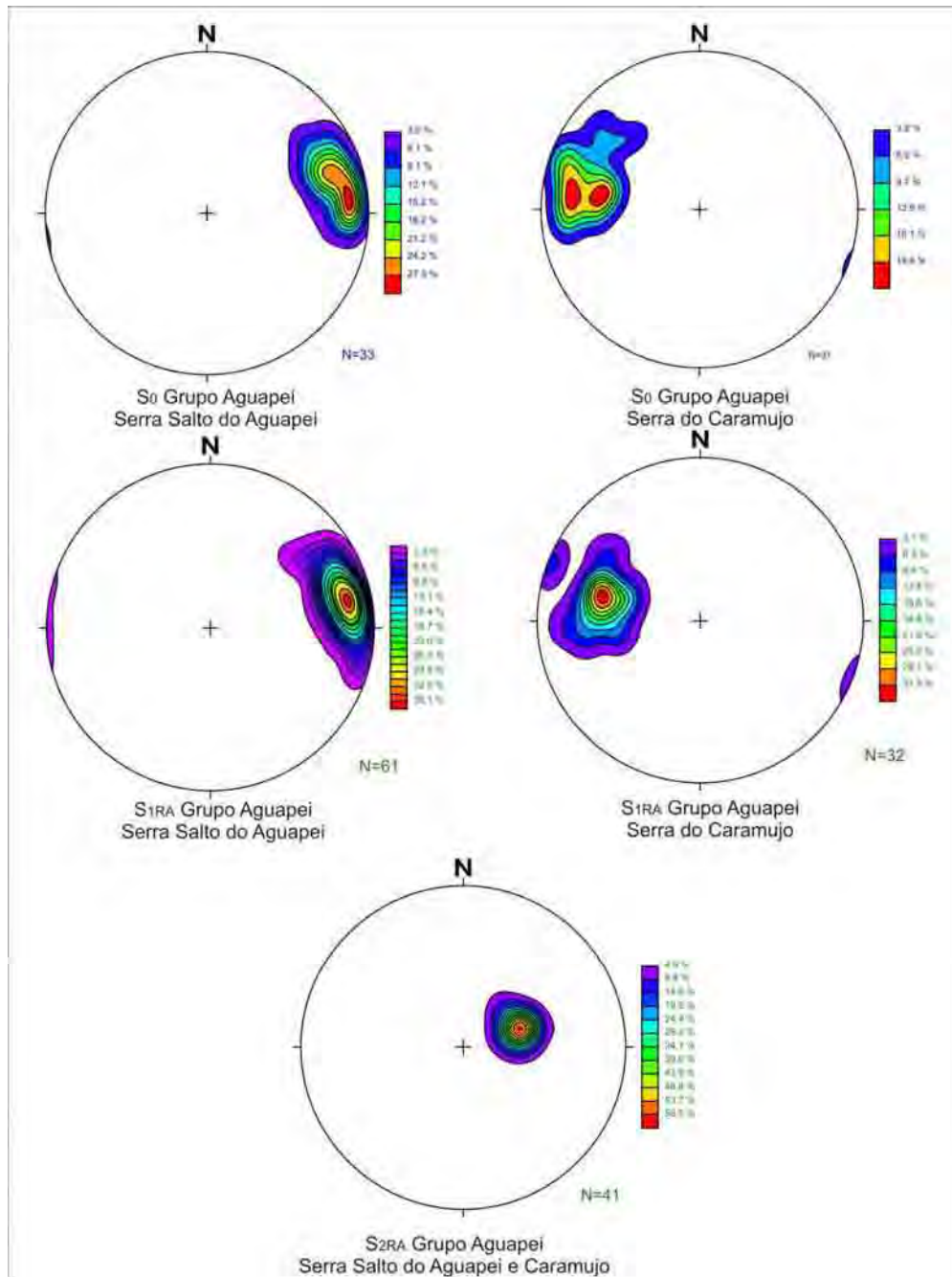
*Segunda Fase de Deformação ( $F_{2RA}$ )*

É responsável pela formação de dobras assimétricas, centimétricas a métricas, cujos planos axiais apresentam mergulhos suaves, 20° a 40° para SW, e as linhas de charneiras caem suavemente, 5° a 10° para NNW (Figuras 127 e 128).



**Figura 127.** Padrão de deformação do Grupo Aguapeí nas Serras do Caramujo e Salto do Céu, com seção geológica esquemática.

A foliação  $S_{2RA}$ , típica clivagem de crenulação, é reconhecida em todos os tipos litológicos e, em ambas as serras, apresenta orientação média próxima de 255/30. A assimetria das crenulações e zonas de cisalhamento discretas associadas ao plano-axial sugerem um transporte tectônico de SW para NE.



**Figura 128.** Estereogramas com os pólos do acamamento e foliações  $S_{1RA}$  e  $S_{2RA}$  nas Serras do Caramujo e Salto do Aguapeí.

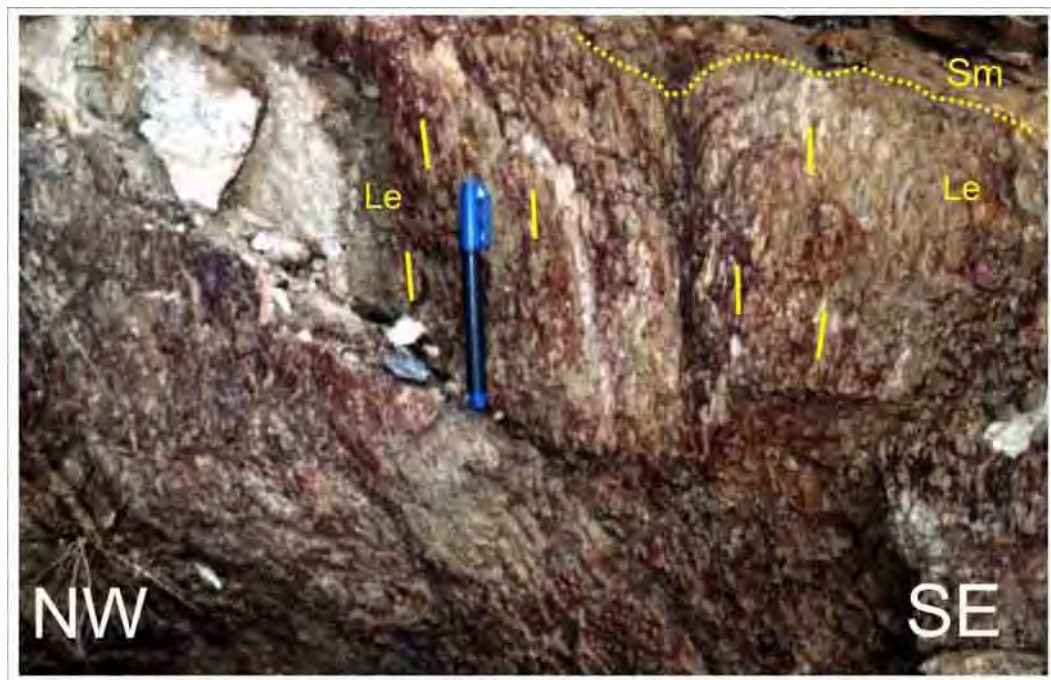
A lineação  $L_{2RA}$  é caracterizada pela intersecção  $S_0//S_{1RA} \wedge S_{2RA}$  e pelas linhas de charneira das microdobras (crenulações  $D_{2RA}$ ). A atitude média da lineação  $L_{2RA}$  é de 15°/10° (Figuras 127 e 128)

### *Terceira Fase de Deformação ( $F_{3RA}$ )*

Esta fase de deformação, pouco expressiva em termos de abrangência e intensidade, é responsável pelo desenvolvimento de dobras suaves a abertas  $D_{3RA}$ , em escala métrica a centimétrica, com plano-axial íngreme, entre  $75^\circ$  a  $85^\circ$ , mergulhando para SE e NW. A foliação plano-axial ( $S_{3RA}$ ), definida nos metapelitos, metapsamitos e metaruditos por uma clivagem de crenulação, com atitude média de  $160^\circ/80^\circ$  e  $340^\circ/80^\circ$  (Figura 128).

### **5.3.3. ZONAS DE CISALHAMENTOS REGIONAIS**

O contato com as rochas do Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Alegre é definido pela Zona de Cisalhamento Dúctil Piratininga, com cinemática claramente extensional, transporte tectônico de topo para SW, alçando o batólito Santa Helena. Os efeitos mais evidentes provocados pela zona de cisalhamento é a geração de faixas subparalelas de milonitos e ultramilonitos, que exibem foliação milonítica  $S_{4J}$  com direção constante entre  $N30^\circ$ -  $40^\circ W$  e mergulhos elevados de 60 a 80 para SW (Figuras 129 e 130) e a reorientação da foliação composta  $S_{1J}/S_{2J}$ , segundo os planos de cisalhamento dúctil  $S_{4J}$ .



**Figura 129.** Milonito da Zona de Cisalhamento Piratininga, limite entre os Domínios Rio Alegre e Jauru. Destaque para as lineações de estiramento *down dip* em porfiroclastos de feldspato e a foliação milonítica bem definida. Corte vertical, vista para NE.

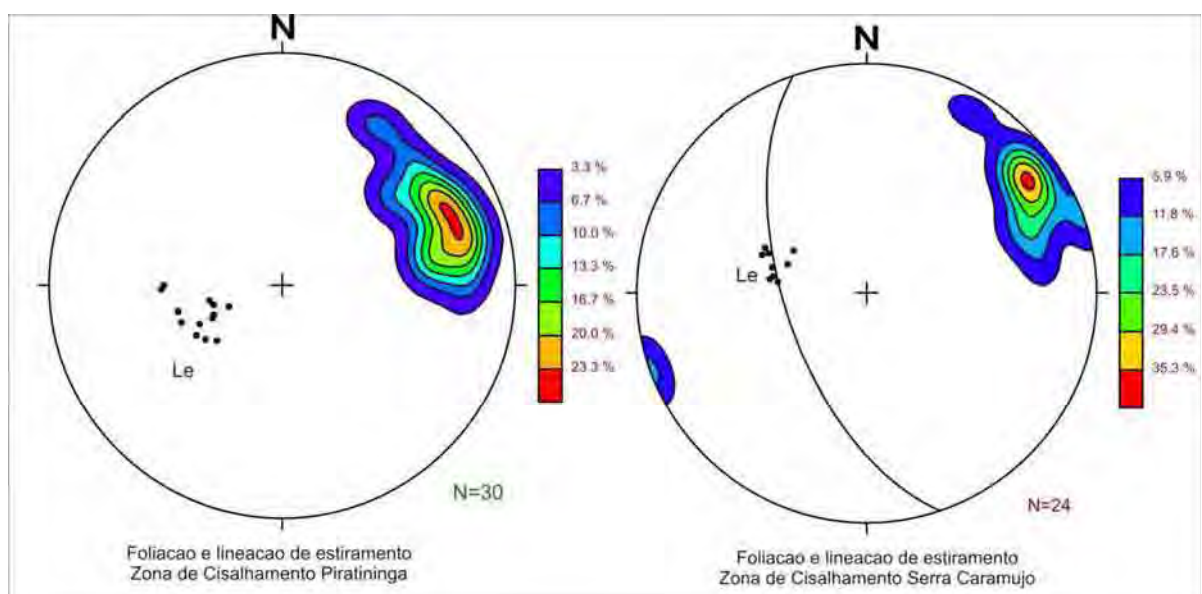
Os efeitos da Zona de Cisalhamento Extensional Piratininga não se resume a uma única faixa de deformação não-coaxial implantada na borda ocidental do Batólito Santa Helena (Figura 126), mas a um conjunto de feixes de deformação cisalhante que afeta com intensidade a porção oriental do Domínio Tectônico Rio Alegre.

Os registros estruturais da Zona de Cisalhamento Piratininga são identificados no Granito Ellus, na Suíte Ultramáfica, nas assembléias metavulcano-sedimentares e no Grupo Aguapeí.

A Zona de Cisalhamento Salto do Aguapeí, interpretada equivocadamente por Saes (1999) como o limite entre os Terrenos Rio Alegre e Santa Helena, coloca em contato o Grupo Aguapeí com o embasamento granítico. A zona de cisalhamento, recoberta por depósitos coluvionares, é identificada principalmente pelos veios de quartzo leitoso que acompanham toda a interface Aguapei/embasamento ao longo da face oriental da Serra Salto do Aguapeí (Figura 126).

A Zona de Cisalhamento Serra do Caramujo corresponde a uma faixa de alta deformação dúctil-rúptil impressa no Granito Ellus e supracrustais do Complexo Rio Alegre e Grupo Aguapeí (Figuras 126 e 129 e Anexos 1 e 3).

Na cava do garimpo da Fazenda Ellus, a zona de cisalhamento corresponde a uma faixa de alta deformação, implantada em rochas do Granito Ellus, com aproximadamente 20 m de largura e atitude média de  $230^{\circ}/75^{\circ}$ , estrias e lineações minerais desenvolvidas durante a deformação apresentam atitude média de  $275^{\circ}/60^{\circ}$  identificadas nas (Figuras 129 e 130).



**Figura 130.** Estereogramas com pólos da foliação milonítica e lineações de estiramento nas Zonas de Cisalhamento Piratininga e Serra do Caramujo.

Não foram identificados indicadores cinemáticos que definissem a natureza do movimento acomodado pela zona de cisalhamento. A relação entre a foliação “milonítica” e as estrias/lineações sugere um movimento oblíquo, com transporte de topo para SE, se reverso ou, de topo para NW se normal.

O redobramento regional observado na Serra do Caramujo (Figura 131), é resultante do movimento provocado pela Zona de Cisalhamento Serra do Caramujo, indica que o deslocamento acomodado pela zona de cisalhamento é normal com o topo deslocando-se para NW.

É importante ressaltar que tanto a Zona de Cisalhamento Piratininga como a da Serra do Caramujo, apresentam o registro da foliação de  $S_{2RA}$ , de baixo ângulo, observada no Grupo Aguapeí.



**Figura 131.** Corte vertical na Zona de Cisalhamento Serra do Caramujo, no garimpo da Fazenda Ellus.

### 5.3.4. SUMÁRIO E CORRELAÇÃO DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIS

No quadro abaixo (Figura 132) apresenta-se uma tentativa de correlação entre os elementos estruturais descritos anteriormente e seu provável significado cinemático.

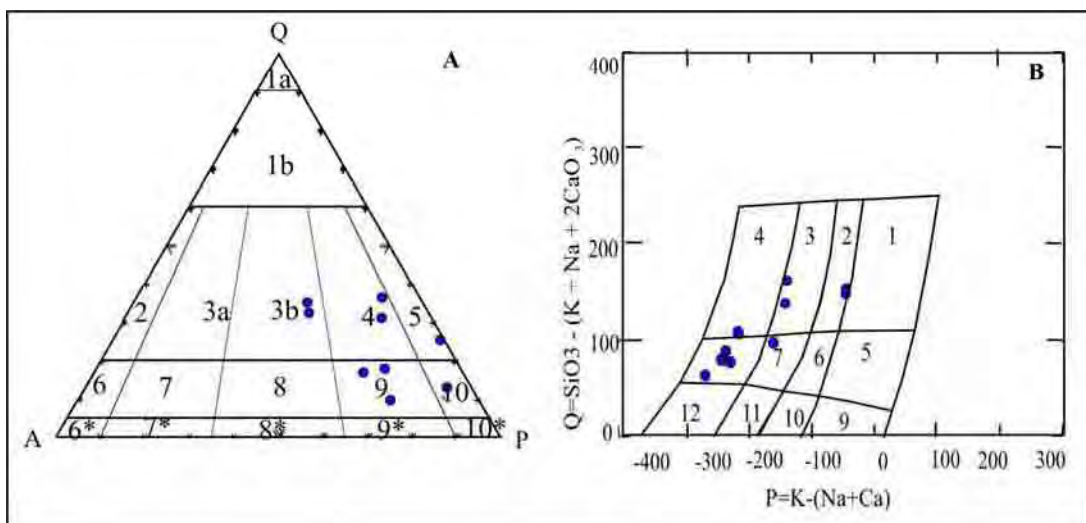
Quadro Sinóptico dos Elementos Estruturais do Domínio Jauru				
Fase de Deformação	Unidades Geológicas	Estruturas Tectônicas	Atitudes	Regime Cinemático
<b>F<sub>1R</sub></b>	CMVSRA SGSB(?) GE(?)	S <sub>1R</sub>	140-160/45-65 55-75/60-70	Regime Compressivo Formação de bandamento diferenciado e xistosidade(S <sub>1R</sub> )
	CMVSRA SGSB(?) GE(?)	D <sub>2R</sub> / S <sub>2R</sub> /I <sub>2R</sub>	230-250/45-65 (S <sub>2R</sub> )	Regime Compressivo Dobras normais, com plano axial com mergulhos medianos para SW. Foliação plano-axial.
<b>F<sub>2R</sub></b>	SIU SISR	S <sub>2R</sub> /I <sub>2J</sub>	230-250/45-65 (S <sub>2R</sub> )	
	CMVSRA SGSB(?) GE SIU SISR	D <sub>3R</sub> /S <sub>3R</sub> /I <sub>3R</sub>	240-260/55-75 (S <sub>3R</sub> ) 230-250/50-70 (I <sub>3R</sub> )	Regime Compressivo Dobras normais com caimento, com plano axial para SW
<b>F<sub>3R</sub></b>	GA	D <sub>1RA</sub> /S <sub>1RA</sub> /I <sub>1RA</sub>	250-260/60-70 (S <sub>1RA</sub> ) 250-260/50-70(I <sub>2JA</sub> )	Regime Compressivo Vergência para NE das dobras D <sub>1RA</sub> . Z.C. Reversas com transporte de topo para NEE.
<b>F<sub>3R</sub></b> (ZC EXTENSIONAIS)	CMVSRA GE SIU SISR	Z.C. Extensionais Foliação milonítica (S <sub>mR</sub> /I <sub>mR</sub> )	240-260/60-70 (S <sub>mR</sub> /S <sub>mRA</sub> ) 230-250/50-60 (I <sub>mR</sub> / I <sub>mRA</sub> )	Regime Extensional Zonas de Cisalhamentos Dúcteis Normais. ZC Piratininga, Corredor, Serra do Caramujo
	GA	(S <sub>mRA</sub> /I <sub>mRA</sub> )		
<b>F<sub>4R</sub></b>	CMVSRA GE / SIU / SISR	D <sub>4R</sub> /S <sub>4R</sub> /I <sub>4R</sub>	240-260/20-30(S <sub>4R</sub> )	Regime Compressivo Dobras assimétricas com transporte para NE. Zonas de cisalhamentos tangenciais// S <sub>2RA</sub>
	GA	D <sub>2R A</sub> S <sub>2RA</sub> /I <sub>2RA</sub>	240-260/20-30 (S <sub>2RA</sub> )	
	GA	D <sub>3R A</sub> /S <sub>3RA</sub> /I <sub>3RA</sub>	250-270/75-85 (S <sub>3RA</sub> )	
<b>F<sub>5R</sub></b>	CMVSRA/GE SIU/SISR	D <sub>5R</sub> /S <sub>5R</sub> /I <sub>5R</sub>	Raros registros	Dobras ortogonais ao trend estrutural regional, Foliação plano-axial.
	GA	D <sub>4R A</sub> /S <sub>4RA</sub> /I <sub>4RA</sub>	160°/80° e 340°/80° (S <sub>4RA</sub> )	

**Figura 132.** Quadro sinóptico dos principais elementos estruturais caracterizados no Domínio Rio Alegre e a tentativa de correlação estrutural entre as fases de deformação. Abreviações: CMVSRA (Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Alegre), SGSB (Suíte Intrusiva Santa Bárbara), GE (Granito Ellus), SIU (Suíte Intrusiva Ultramáfica), SISR (Suíte Intrusiva Santa Rita) e GA (Grupo Aguapeí).

#### 5.4. LITOGEOQUÍMICA

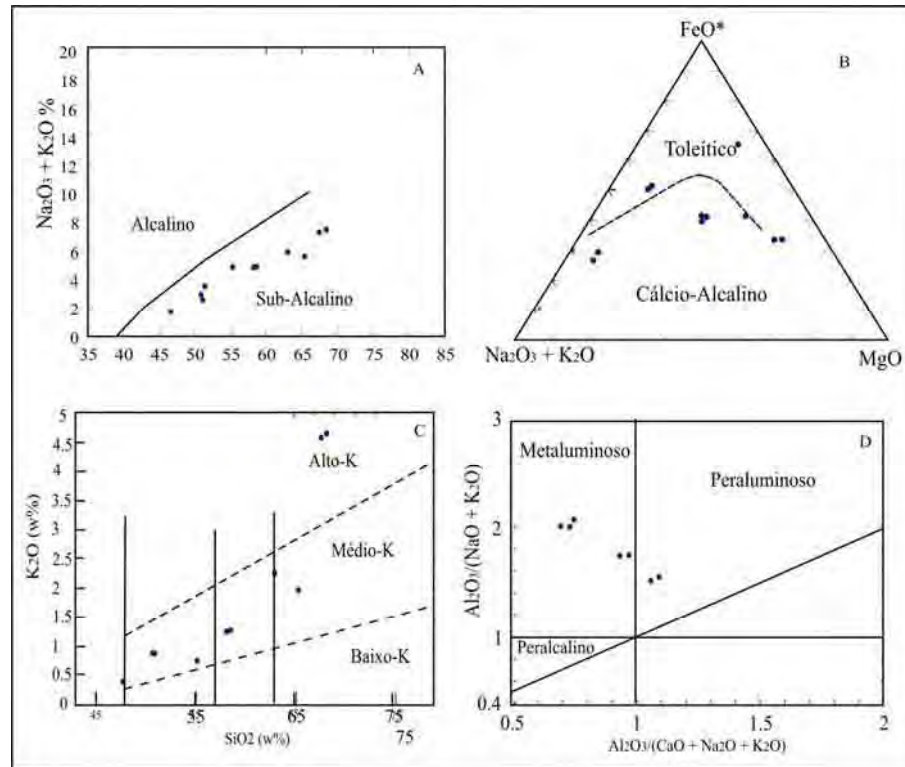
Foram selecionadas 11 amostras de rochas da Suíte Santa Rita, sendo: cinco do Diorito Rio Aguapeí (AB1, AB1E, AB2, AB3, AB30), uma do Tonalito Furna (PA12), duas do Granodiorito Rio Alegre (AB7, AB7D), uma do Diorito São José (VA3) e duas do Granito Carrapato (RA111, RA112).

Confirmando a contagem modal realizada, o diagrama de classificação petrográfica de Le Maitre (1989) evidencia a concentração de amostras no vértice (P) do diagrama triangular QAP, mostrando que as rochas da Suíte Santa Rita variam de termos mais primitivos monzogabros e monzodioritos a monzogranitos (Figura 133A). O diagrama de Middlemost (1985) (Figura 132B) apresenta similar tendência na distribuição das amostras da suíte Santa Rita.



**Figura 133.** Diagramas de classificação petrográfica. A) Le Maitre (1989) (QAP) e B) Middlemost (1985) ( $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  % peso).

O caráter subalcalino dos litotipos da Suíte Santa Rita é evidenciado no diagrama de Irvine & Baragar (1971) que considera a relação  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Figura 133B), enquanto o diagrama AFM (Figura 134A) (Irvine & Baragar 1971), que leva em conta a relação  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}_{\text{total}}$  e o somatório dos álcalis,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , assinala que parte das rochas da suíte pertencem a série cálcio-alcalina (Diorito Rio Aguapeí, Granito Carrapato e Tonalito Furna) e parte, o Granodiorito Rio Alegre e o Diorito São José, a série toleítica.



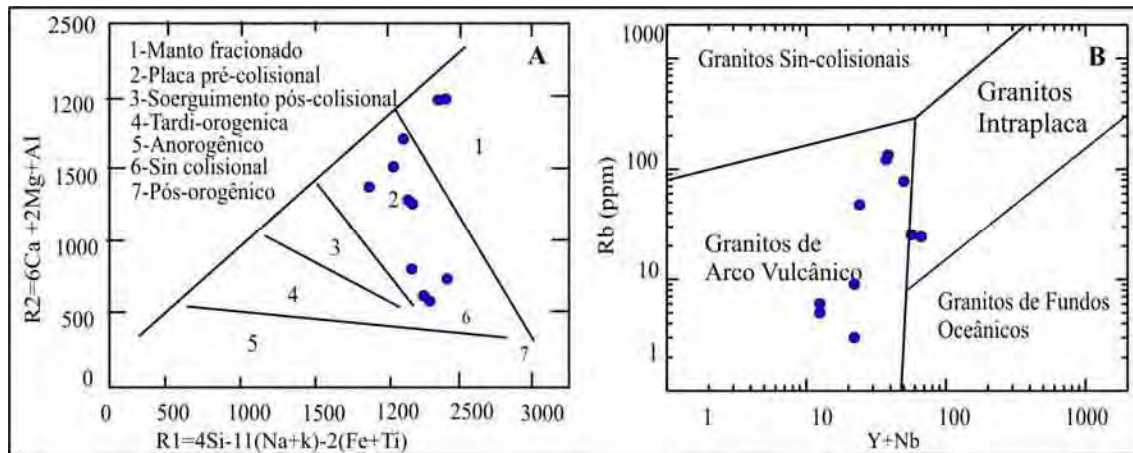
**Figura 134.** Diagramas de classificação serial. A) Irvine & Baragar (1971) considera a relação  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ , B) (Irvine & Baragar 1971), diagrama AFM, considera a relação  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}_{\text{total}}$  e o somatório dos álcalis,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , C) Le Maitre 1989,  $(\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O})$  e D) Maniar & Piccoli (1989)  $\text{ANK}$  vs  $\text{ACNK}$ .

De acordo com o diagrama de Le Maitre 1989,  $(\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O})$ , que apresenta os valores de  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Figura 134C), as amostras menos evoluídas da suíte se distribuem no campo das rochas de médio-K, enquanto o Granito Carrapato (duas amostras) posiciona-se no campo reservado às rochas cálcio-alcálicas de alto-K.

No que concerne à saturação em alumina e álcalis, o diagrama de Maniar & Piccoli (1989) (Figura 134D) que considera as proporções moleculares das razões  $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  vs  $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , evidencia que os termos mesocráticos (dioritos, gabros e granodioritos) situam-se no campo metaluminoso, enquanto as rochas leucocráticas (graníticas) são claramente peraluminosas.

No diagrama discriminante de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1985), que utiliza os parâmetros catiônicos  $R_1 \times R_2$  (Figura 135A), indica que a maior parte das intrusões em estudo foram geradas em um ambiente tectônico pré colisional, todavia exemplares menos diferenciados situam-se no campo das rochas diferenciadas do manto. Quando lançadas no diagrama de Pearce (1996),  $\text{Rb} \times (\text{Y} + \text{Nb})$  (Figura 135B) as amostras da suíte Santa Rita

ocupam os campos dos granitos de arco vulcânico, duas amostras de monzogranitos caem, no entanto, no campo dos granitos intraplacas.



**Figura 135.** Diagramas geoquímicos discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985)  $R_1$  vs  $R_2$  e B) Pearce (1996) Rb vs Y+Nb (A) e Nb vs Y (B).

## 5.5. ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

Não foram obtidos novos dados geocronológicos em rochas do Domínio Rio Alegre, exceto a idade Ar-Ar obtida na Zona de Cisalhamento Piratininga, que marca o limite com o Domínio Jauru, todavia esse resultado foi apresentado no capítulo anterior.

Dessa forma será apresentada a seguir uma súmula dos dados de isótopos radiogênicos publicados (Tabelas 20, 21, 22, 23, 24 e 25), que possam auxiliar nas interpretações geotectônicas e dar suporte a definição da história geológica do Domínio Rio Alegre.

### *Complexo Metavulcano-sedimentar Rio Alegre*

Os resultados U-Pb em monocristais de zircão sugerem que a cristalização das rochas vulcânicas em um intervalo de tempo relativamente curto, entre 1503 a 1509 Ma. As idades  $T_{DM}$  para estas amostras, indicam um evento/período de fracionamento do manto entre 1.5 Ga. Os valores positivos de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , entre +4,3 e +4,8 indicam que os protólitos vulcânicas do Domínio Rio Alegre são claramente derivados do manto (Tabela 25).

Os resultados Ar-Ar obtidos em anfíbolitos (metabasaltos) por Tohver (2000) indicam um período de resfriamento, provavelmente de caráter regional, torno de 1320 a 1370 Ma. Pelo controle de campo, as idades mencionadas, indicam provavelmente o resfriamento relacionado ao metamorfismo regional associado à segunda fase de deformação  $D_{2R}$ ,

responsável pela implantação da foliação  $S_{2R}$ , observada na assembléia metavulcano-sedimentar e Suíte Intrusiva Santa Rita.

**Tabela 25.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas da CMVS Rio Alegre. Material datado: (Z)zircão, (A)anfíbolio e (B)biotita.

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd			Ar-Ar
	Idade( Ma)	Idade( Ma)	$Sr^{87}/Sr^{86}$	$T_{DM}$	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	Idade( Ma)
Geraldes (2000)	(Z)1503±14			1.48	-2.4	4.8	
	(Z)1509±10			1.54	-2.7	4.3	
Tohver (2000) in De Paulo(2005)							(B)1378±4 (A)1322±2

#### *Granito Ellus*

Os dados U-Pb em zircão indicam valores de cristalização do batólito granítico em torno de 1450 a 1430 Ma, enquanto as idades  $T_{DM}$  indicam que o protólito magmático sofreu o fracionamento mantélico por volta de 1.5 Ga. Os valores positivos de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , +3,6 e +3,7, indicam que os litotipos da Suíte Ellus, são manto derivados, com típica assinatura isotópica primitiva (Tabela 26)

**Tabela 26.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas da Granito Ellus. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd		
	Idade( Ma)	Idade( Ma)	$Sr^{87}/Sr^{86}$	$T_{DM}$	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$
Geraldes <i>et al.</i> (2001)	(Z)1430±20			1.52	-11.1	3.7
	(Z)1444±15			1.51	-10.8	+3.6

#### *Suíte Intrusiva Santa Rita*

Os dados geocronológicos disponíveis para as intrusões que compõem a Suíte Santa Rita estão resumidos nas tabelas 27, 28, 29 e 30.

Os resultados U-Pb em monocristais de zircão, indicam que a cristalização dos granitóides da Suíte Santa Rita se deu num intervalo de 1380 Ma a 1412 Ma. Desde termos mais evoluídos, sienogranitos (Granito Carrapato) ao menos evoluídos, dioritos (Diorito Rio Aguapeí). As idades modelo  $T_{DM}$  para a suíte, evidenciam um episódio de fracionamento do

manto em torno de 1.5 Ga. Os valores positivos de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , de + 3,6, indicam que os protólitos da Suíte Santa Rita apresentam uma assinatura isotópica Sm-Nd típica de materiais juvenis, derivados do manto.

**Tabela 27.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Granito Carrapato. Material datado: (Z) zircão

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd		
	Idade( Ma)	Idade( Ma)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	T <sub>DM</sub>	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$
Geraldes (2000)	(Z)1400±24			1.49	-11.2	3.6

**Tabela 28.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Diorito Rio Aguapeí. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd		
	Idade( Ma)	Idade( Ma)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	T <sub>DM</sub>	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$
Geraldes (2000)	(Z)1384±40			1.52	-4.7	3.6
Tassinari <i>et al.</i> (2001)	(SHRIMP) 1379±31					

**Tabela 29.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Granodiorito Rio Alegre. Material datado: (Z) zircão, (RT) rocha total.

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd		
	Idade( Ma)	Idade( Ma)	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	T <sub>DM</sub>	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$
Geraldes (2000)	(Z)1412±05			1.49	-11.2	3.6

**Tabela 30.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas da Tonalito Rio do Cágado. Material datado: (P) Plagioclásio.

Referências	U-Pb	Sm-Nd			K-Ar
	Idade( Ma)	T <sub>DM</sub>	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	Idade( Ma)
Menezes <i>et al.</i> (2003)					1142±44

## **CAPÍTULO VI – DOMÍNIOS TECTÔNICOS SANTA BÁRBARA E PARAGUA**

Levando-se em conta a escassez de dados disponíveis para os dois domínios e que não foi priorizado durante a investigação o levantamento de dados geoquímicos e geocronológicos dos mesmos, optamos por apresentá-los em um único capítulo.

### **6.1. DOMÍNIO TECTÔNICO SANTA BÁRBARA**

#### **6.1.1. INTRODUÇÃO**

O Domínio Santa Bárbara (Anexos 1 e 5) situa-se na região da Serra de Santa Bárbara/Destacamento Fortuna, a sul e oeste estende-se para o território boliviano, a leste justapõe-se ao Domínio Rio Alegre pela Zona de Cisalhamento Santa Rita e a norte, faz contato com o Domínio Paragua (Figura 9).

#### **6.1.2. LITOESTRATIGRAFIA**

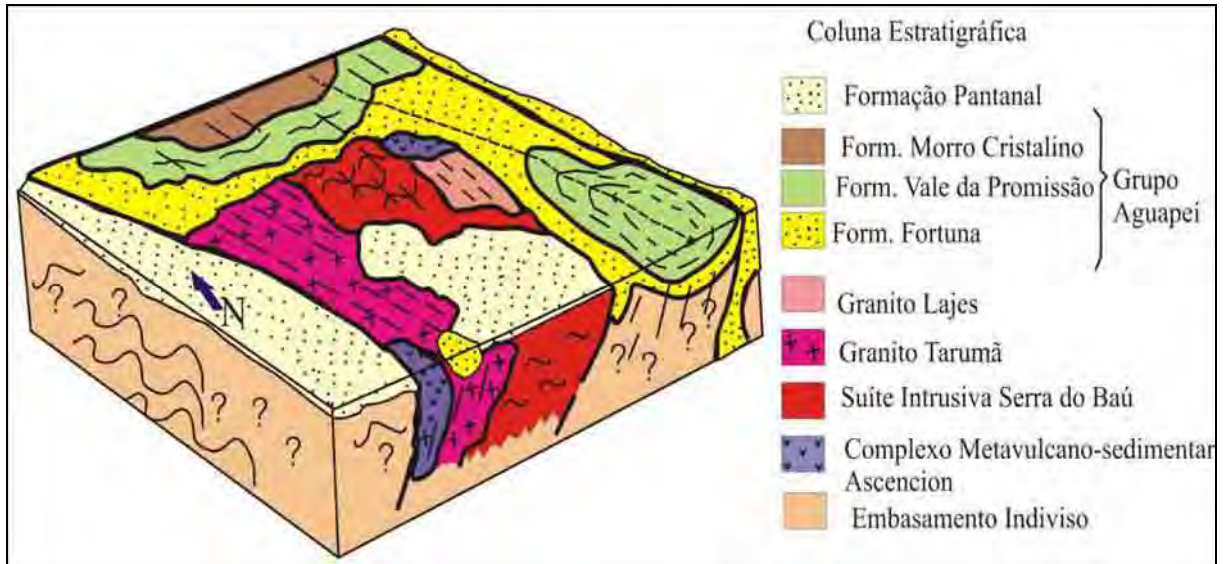
Os escassos dados geológicos destacam a seguinte constituição litoestratigráfica do Domínio Santa Bárbara: Complexo Metavulcano-sedimentar Ascension, Suíte Intrusiva Serra do Baú, Granitos Lajes e Tarumã e Grupo Aguapeí.

A seguir será apresentado um sumário com as principais características litológicas e petrográficas de cada uma das unidades litoestratigráficas que compõem o domínio. O bloco diagrama esquemático (Figura 135) ilustra as relações de campo entre as unidades geológicas e a coluna estratigráfica proposta para o domínio. Os mapas geológicos na escala 1:1.000.000 (Anexo 1) e da Folha Serra do Baú (Anexo 5) retratam a distribuição espacial, as relações de contato entre as unidades geológicas e as principais estruturas tectônicas do domínio.

##### **6.1.2.1. COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR ASCENSION**

O Complexo Metavulcano-sedimentar Ascension é definido por um conjunto de discretas ocorrências de seqüências metavulcano-sedimentares intercaladas em ortognaisses

da Suíte Serra do Baú. A unidade agrupa as formações Ascension (Pitfield *et al.* 1979) e São Fabiano (Matos & Ruiz 1991), é composta por metarcóseos, anfíbolitos, talco xistos, filitos sericíticos (Figuras 136 e 137).



**Figura 136.** Bloco diagrama esquemático ilustrando as relações geológicas entre as unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Tectônico Santa Bárbara.



**Figura 137.** Rara ocorrência de anfíbolitos Ascencion, neste afloramento constituindo um enxame de enclaves imersos no Granito Tarumã.

### **6.1.2.2. SUÍTE INTRUSIVA SERRA DO BAÚ**

A Suíte Intrusiva Serra do Baú corresponde ao Embasamento Metamórfico (Matos & Ruiz 1991) e compreende um conjunto de ortognaisses, bandados, de cor rosa, granulação grossa, multideformados e composição dominante monzogranítica (Figura 138). Em território boliviano são correlacionáveis ao Complexo Gnáissico Chiquitania e aos Gnaisses Rio Fortuna, expostos na região de fronteira.



**Figura 138.** Afloramento dos ortognaisses da Suíte Intrusiva Serra do Baú, no leito do córrego Tarumã. Destaque para o caráter deformado das bandas gnáissicas.

### **6.1.2.3. GRANITO TARUMÃ**

O Granito Tarumã trata-se de um corpo alojado nos ortognaisses Serra do Baú e metavulcano-sedimentares Ascencion, ocorre em quase todo bordo SW da Serra de Santa Bárbara, definido uma intrusão de dimensão batolítica, aparentemente orientada segundo a direção NNW.

O batólito é composto principalmente por rochas leucocráticas, rosas esverdeadas, porfiríticas, com fenocristais de feldspato alcalino imersos em matriz quartzo-feldspática epidotizada, encontram-se, ainda que em proporção reduzida, litotipos inequigranulares, de

granulação média a fina, de cor cinza esverdeada, exibindo marcante foliação tectônica (Figura 139). A composição dominante da intrusão é sienogranítica, muito embora ocorram monzogranitos. A foliação penetrativa, caracteriza-se como uma xistosidade, cuja orientação dominante, NW, é marcada pelo alinhamento dos fenocristais e da matriz quartzo-feldspática, enclaves gnáissicos e anfibolíticos, alinham-se igualmente conforme a foliação tectônica.



**Figura 139.** Afloramento dos granitos porfiríticos foliados do Granito Tarumã. Destaque (linhas amarelas) para a foliação tectônica marcada pela orientação de fenocristais de feldspato potássico paracialmente deformados.

#### **6.1.2.4. GRANITO LAJES**

O Granito Lajes (Matos & Ruiz 1991) é uma intrusão rasa, constituída por rochas de granulação fina a média, leucocráticas, cinza esbranquiçadas, discretamente foliadas e composição sienogranítica a monzogranítica (Figura 140). São comuns enclaves angulosos de gnaisses e anfibolitos.

As encaixantes do Granito Lajes são rochas gnáissicas e migmatíticas enfeixadas por Matos e Ruiz (1991) no Embasamento Metamórfico, que equivale a Suíte Intrusiva Serra do Baú. Extensa cobertura holocênica que recobre as áreas arrasadas em direção ao Chaco boliviano, impedem a definição mais precisa da extensão e forma do *pluton* granítico.



**Figura 140.** Afloramento do Granito Lajes, destacando a discreta foliação tectônica e a textura microporfirítica, onde a matriz de granulação média envolve os fenocristais.

#### **6.1.2.5. GRUPO AGUAPEÍ**

Na seção-tipo do Grupo Aguapeí (Serra de Santa Bárbara) descrita por Souza & Hildred (1980), a espessa cobertura siliciclástica resta em discordância erosiva e litológica sobre as unidades gnáissicas-graníticas e constitui-se, da base ao topo, pelas formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalina. A Formação Fortuna (Figura 141) mostra espessos pacotes de conglomerados oligomíticos e arenitos quartzosos, com intercalações, em direção ao topo, de metassiltitos e metargilitos, depositados em um ambiente transicional de mar raso e corrente de marés, com participação de depósitos fluviais; a Formação Vale da Promissão exibe um contato transicional, interdigitado com a unidade sotoposta e compreende uma seqüência dominada por metargilitos e metassiltitos e raros metarenitos depositados em um ambiente marinho profundo, sob ação de ondas de tempestades; uma espessa seqüência fluvial encerra a deposição do Grupo, com o registro de areias de corrente da Formação Morro Cristalina. A reconstrução paleoambiental acima, proposta por Saes (1999), marca relativa estabilidade tectônica no proto-cráton Amazônico, dominado pela implantação de bacias intracontinentais aulacogênicas.



**Figura 141.** Aspectos de campo dos conglomerados oligomíticos da Formação Fortuna, que restam em discordância erosiva e litológica sobre os granitóides e gnaisses do embasamento.

### ***6.1.3. DEFORMAÇÃO***

Há raras informações a cerca do padrão estrutural apresentado pelas unidades geológicas que compõem o Domínio Santa Bárbara, desde Matos & Ruiz (1991) não houve outras publicações que enfocassem o tema nessa região do Cráton Amazônico.

Sem a pretensão de estabelecer um completo arcabouço estrutural para o domínio tectônico em tela, uma vez que não foi realizado levantamento lito-estrutural de detalhe, apresentaremos a seguir uma breve caracterização dos registros estruturais do Grupo Aguapeí e alguns dados sobre o seu embasamento gnáissico-granítico.

#### ***6.1.3.1. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO EMBASAMENTO DO GRUPO AGUAPEÍ***

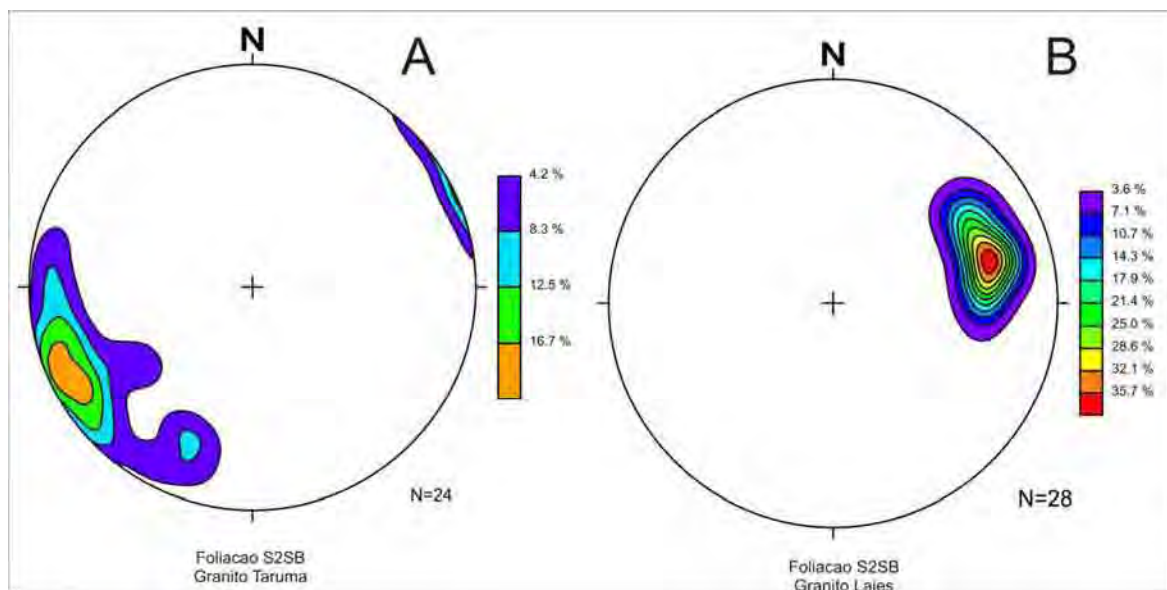
Os ortognaisses que compõem a Suíte Serra do Baú exibem claro padrão de deformação polifásico, sendo nítidas a ocorrência de, pelo menos duas fases de deformação precedentes à deposição do Grupo Aguapeí.

A mais antiga caracterizada pelo desenvolvimento de um bandamento gnáissico/composicional ( $S_{1SB}$ ) muito evidente e, uma fase de deformação posterior que provoca dobras das bandas gnáissicas e a formação de foliação penetrativa ( $S_{2SB}$ ) orientada segundo o plano-axial das dobras  $D_{2SB}$ .

A foliação  $S_{1SB}$  é definida pelo bandamento gnáissico, marcado pela alternância de níveis enriquecidos em minerais máficos, principalmente biotita e raras hornblendas, e félsicos, essencialmente quartzo-feldspáticos. O bandamento  $S_{1SB}$  mostra-se dobrado, sendo freqüente a transposição segundo a direção de  $S_{2SB}$  (Figura 138). Não foram tomadas medidas que permitissem caracterizar a orientação preferencial/dominante dessa estrutura.

Os Granitos Lajes e Tarumã exibem uma trama foliada bem definida, principalmente no Granito Tarumã. A foliação é definida pelo alinhamento dos fenocristais de microclínio e da matriz quartzo-feldspática, e recristalização dinâmica que produz cristais neoformados orientados definindo a foliação tectônica (Figuras 139 e 140).

Os poucos dados disponíveis (Matos & Ruiz 1991) evidenciam que, embora as direções entre as foliações  $S_{2SB}$  observadas nos Granitos Lajes e Tarumã sejam semelhantes, o sentido de mergulho é oposto (Figura 142). Tal situação pode indicar estágios/ momentos diferentes em um processo de deformação progressiva, todavia a escassez de dados estruturais e as limitadas áreas de ocorrência dos corpos intrusivos não permitiram uma correlação definitiva entre essas foliações tectônicas.



**Figura 142.** Estereogramas para pólos da foliação  $S_{2SB}$  obtidas nos Granitos Tarumã (A) e Lajes (B).

Os valores de  $S_{2SB}$  para o Granito Tarumã evidenciaram uma variação considerável na direção da foliação penetrativa entre os azimutes 40 e 80, enquanto os mergulhos mostraram-se sempre elevados, principalmente entre 60° e 80° (Figura 142A). O Granito Lajes apresentou uma concentração bem definida, com medidas da foliação concentrando-se entre 240 e 260, com mergulhos entre 55 e 75 (Figura 143).

### **6.1.3.2. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO GRUPO AGUAPEÍ**

Neste domínio tectônico o Grupo Aguapeí define um relevo de chapadões da Serra de Santa Bárbara e repousa em discordância erosiva sobre terrenos gnáissicos-graníticos e metavulcano-sedimentares do embasamento.

Do ponto de vista deformacional e metamórfico foi estudado o par sinformal-antiformal da Serra do Baú (Figuras 142 e 144) onde o Grupo Aguapeí exhibe uma assembléia de estruturas tectônicas que caracterizam a superposição de duas fases de deformação e pico metamórfico relacionado à primeira fase.

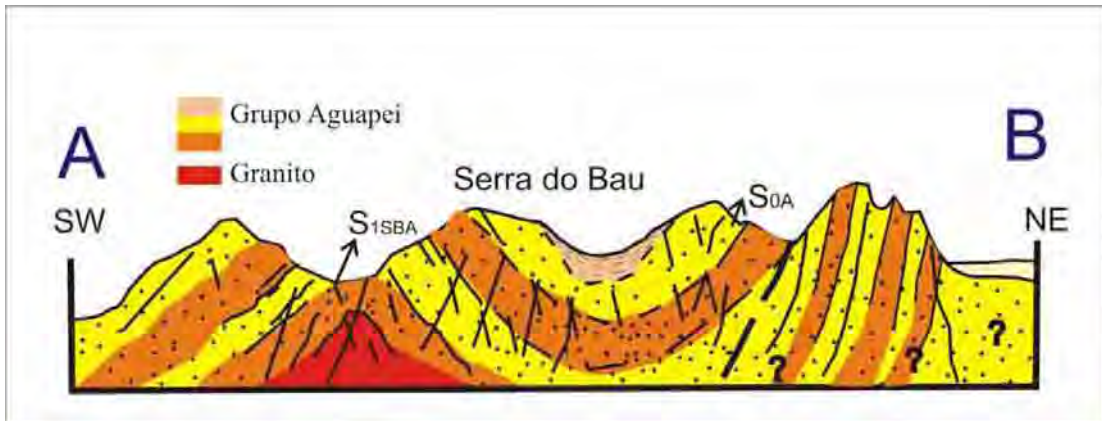
A primeira fase de deformação nos metassedimentos Aguapeí ( $F_{1SBA}$ ) é a mais intensa, sendo responsável pelo desenvolvimento de dobras  $D_{1SBA}$ , neste caso, o par sinformal-antiformal da Serra do Baú e o trem de dobras suaves evidenciado na Serra de Santa Bárbara e do Baú (Figura 144).

As dobras regionais  $D_{1SBA}$  são desenhadas pelos estratos tabulares ( $S_{0A}$ ) das formações Fortuna e Vale da Promissão, e caracterizam-se como estruturas normais com caimento, abertas a suaves, simétricas a levemente assimétricas. Os planos-axiais exibem atitude média de 250/80, enquanto as charneiras caem suavemente (5 a 15°) para SE e, mais raramente, para NW (Figuras 143 e 144).

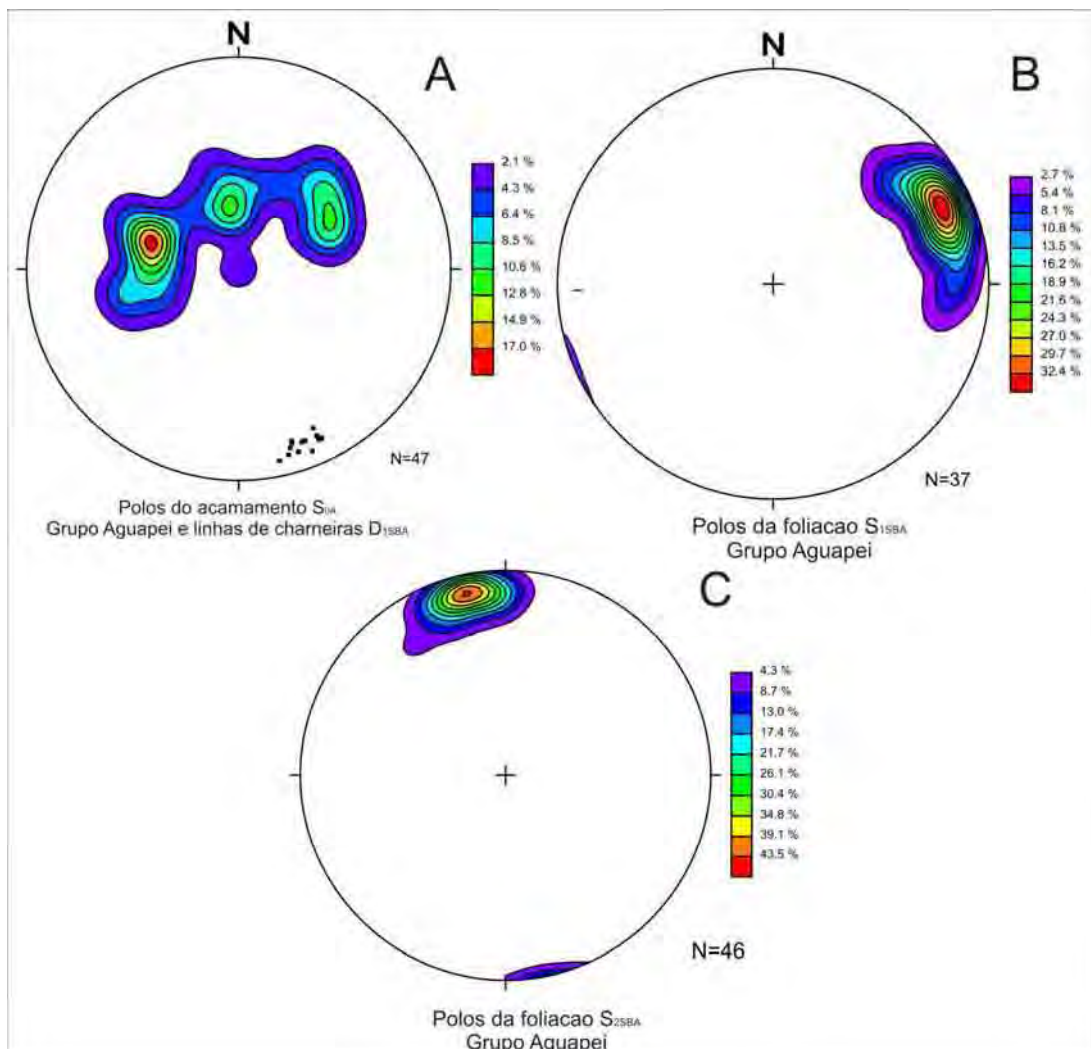
O estereograma para os pólos do acamamento ( $S_{0A}$ ) e eixos de dobras  $D_{1SBA}$  evidencia este padrão de dobramento (Figura 143).

A foliação plano-axial ( $S_{1SBA}$ ) associada às dobras  $D_{1SBA}$  é definida como xistosidade nos metarenitos e metaconglomerados e clivagem ardosiana nos metargilitos, a atitude média é 250/80 (Figura 143) e a trama planar define-se pelo discreto achatamento dos clastos e grânulos e pela incipiente recristalização.

As lineações  $L_{1SBA}$  relacionam-se as dobras  $D_{1SBA}$ , sendo caracterizadas por eixos de microdobras  $D_{1SBA}$ , lineações de intersecção  $S_{0A} \times S_{1SBA}$ . A atitude média das lineações ( $L_{1SBA}$ ) é 160/12 na Serra do Baú.



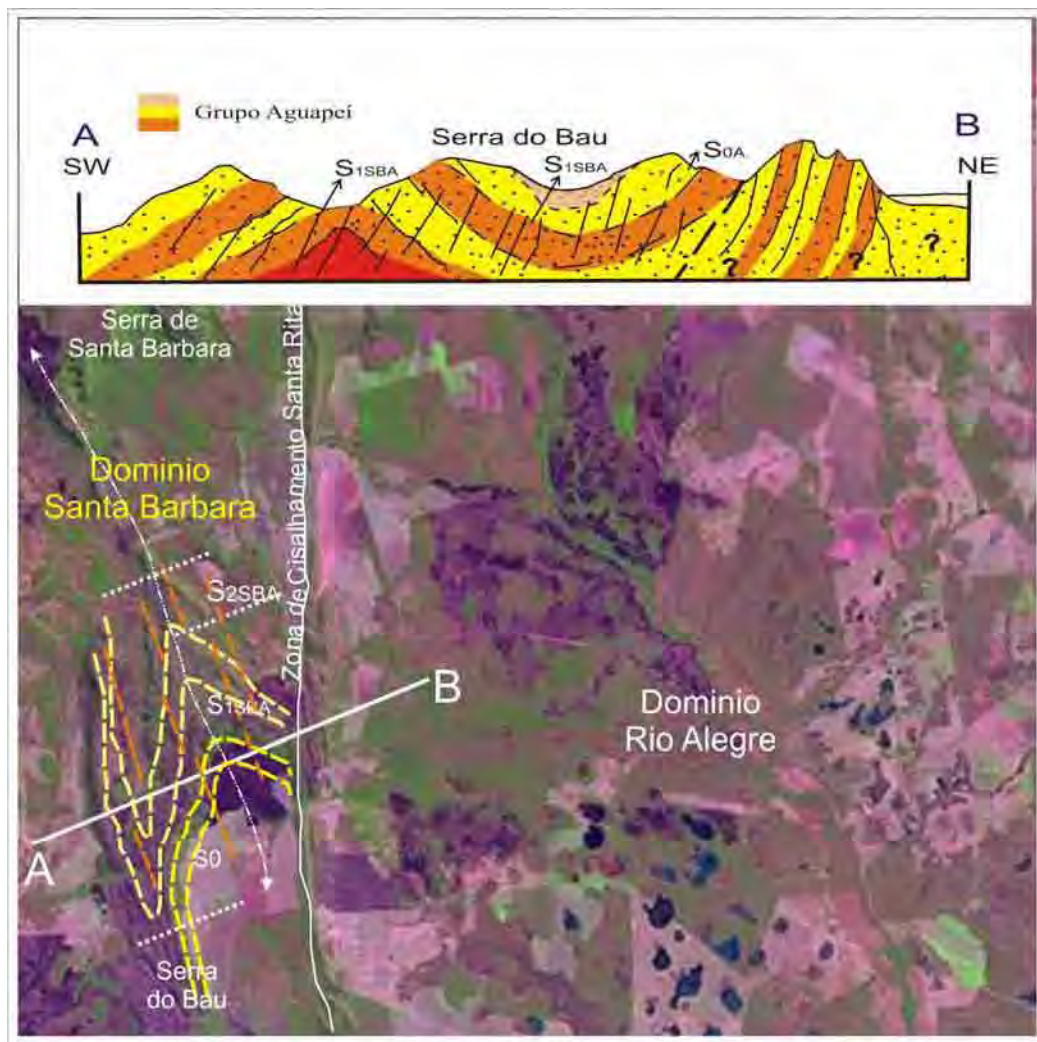
**Figura 143.** Perfil geológico esquemático do Grupo Aguapeí na Sinformal da Serra do Baú.



**Figura 144.** Estereogramas para pólos do acamamento ( $S_{0A}$ ) e das foliações  $S_{1SBA}$  e  $S_{2SBA}$  obtidas nos metassedimentos do Grupo Aguapeí na Serra do Baú.

A fraca recristalização e a paragênese mineral associada à foliação  $S_{1SBA}$  (quartzo, muscovita e clorita), evidenciam condições metamórficas de baixo grau, de fácies xisto verde inferior durante a principal fase compressiva ( $D_{1SBA}$ ) da Orogenia Sunsás no Domínio Santa Bárbara. Essa característica da foliação  $S_{1SBA}$  (discreta recristalização e achatamento dos minerais) sugere que não há uma correlação estrutural entre as foliações  $S_{2SB}$  (recristalização mais intensa associada a estiramento mineral) do embasamento e  $S_{1SBA}$  do Grupo Aguapeí.

A segunda fase de deformação verificada nos metassedimento do Grupo Aguapeí ( $F_{2SBA}$ ) é pouco expressiva em termos de abrangência e intensidade dos efeitos tectônicos, sendo responsável pelo desenvolvimento de dobras suaves a abertas ( $D_{2SBA}$ ), com plano-axial íngreme, cerca de 80 de mergulho para o quadrante SE, desenhadas pelos estratos ( $S_{0A}$ ) e foliações ( $S_{1SBA}$ ). A foliação plano-axial ( $S_{2SBA}$ ), definida nos metapelitos e nos metapsamitos e metaruditos por uma clivagem espaçada, do tipo clivagem de crenulação, apresenta atitude média de  $170^{\circ}/80^{\circ}$  (Figura 1435).



**Figura 145.** Padrão de deformação do Grupo Aguapeí na Serra do Baú. Seção esquemática A-B.

### 6.1.3.3. SUMÁRIO E CORRELAÇÃO DOS ELEMENTOS ESTRUTURAIIS

No quadro abaixo (Figura 146) apresenta-se uma tentativa de correlação entre os elementos estruturais descritos anteriormente e seu provável significado cinemático.

<b>Quadro Sinóptico dos Elementos Estruturais do Domínio Santa Bárbara</b>				
<b>Fase de Deformação</b>	<b>Unidades Geológicas</b>	<b>Estruturas Tectônicas</b>	<b>Atitudes</b>	<b>Regime Cinemático</b>
<b>F<sub>1SB</sub></b>	CMVSA SISB	S <sub>1SB</sub>	Variável Não documentado	Regime Compressivo
<b>F<sub>2SB</sub></b>	CMVSA SISB	D <sub>2SB</sub> / S <sub>2SB</sub> /I <sub>2SB</sub> (Clivagem crenulação)		Regime Compressivo Dobras normais, com plano axial mergulhando para NE e SW. Sentido de transporte não definido.
	GT/GL	S <sub>2SB</sub> (Xistosidade)	40-80/70-80 (Tarumã) 240-260/55-75 (Lajes)	
<b>F<sub>3SB</sub></b>	CMVSA SISB GT/GL			Regime Compressivo Dobras normais com caimento, com plano axial mergulhando para SW. Vergência SW. Zona de Cisalhamento Reverso (?) Santa Rita
	GA	D <sub>1SBA</sub> S <sub>1SBA</sub>	240-255/65-85 (S <sub>1SBA</sub> ) 150-160°/10-15° (I <sub>1SBA</sub> )	
<b>F<sub>4SB</sub></b>	CMVSA SISB GT/GL			Suaves Dobras ortogonais às estruturas anteriores.
	GA	D <sub>2SBA</sub> S <sub>2SBA</sub>	160-170°/70-80°	

**Figura 146.** Quadro sinóptico dos principais elementos estruturais caracterizados no Domínio Santa Bárbara e a tentativa de correlação estrutural entre as fases de deformação. Abreviações: CMVSA(Complexo Metavulcano-sedimentar Ascencion), SISB (Suíte Intrusiva Serra do Baú), GT (Granito Tarumã), GL (Granito Lajes) e GA (Grupo Aguapeí).

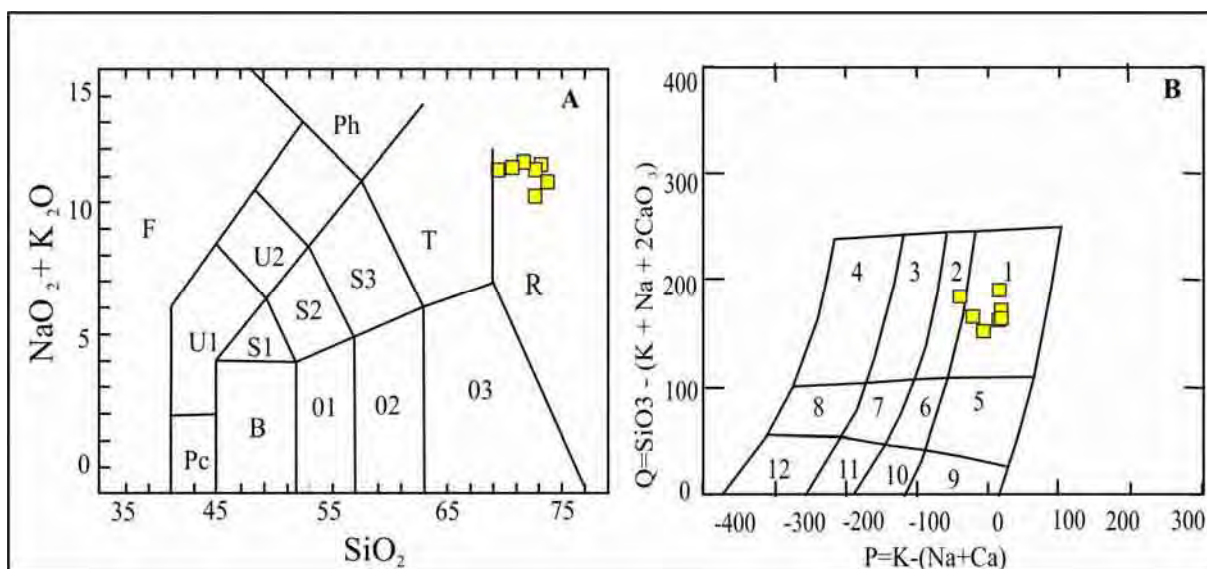
### 6.1.4. LITOGEOQUÍMICA

No que se refere ao estudo da caracterização geoquímica das unidades intrusivas graníticas do Domínio Santa Bárbara, foram selecionadas e analisadas 7 (sete) amostras do Granito Tarumã, com o propósito de identificar a natureza do magmatismo e o ambiente geodinâmico a que se vincula.

A amostragem foi realizada na região do Destacamento Fortuna e os resultados analíticos para elementos maiores, traços e terras raras, estão disponíveis no Anexo VI.

Com relação à classificação petrográfica, o diagrama  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  vs  $\text{SiO}_2$  (Le Maitre 1989) (Figura 147A), evidencia que as rochas da intrusão posicionam-se no campo do granitos.

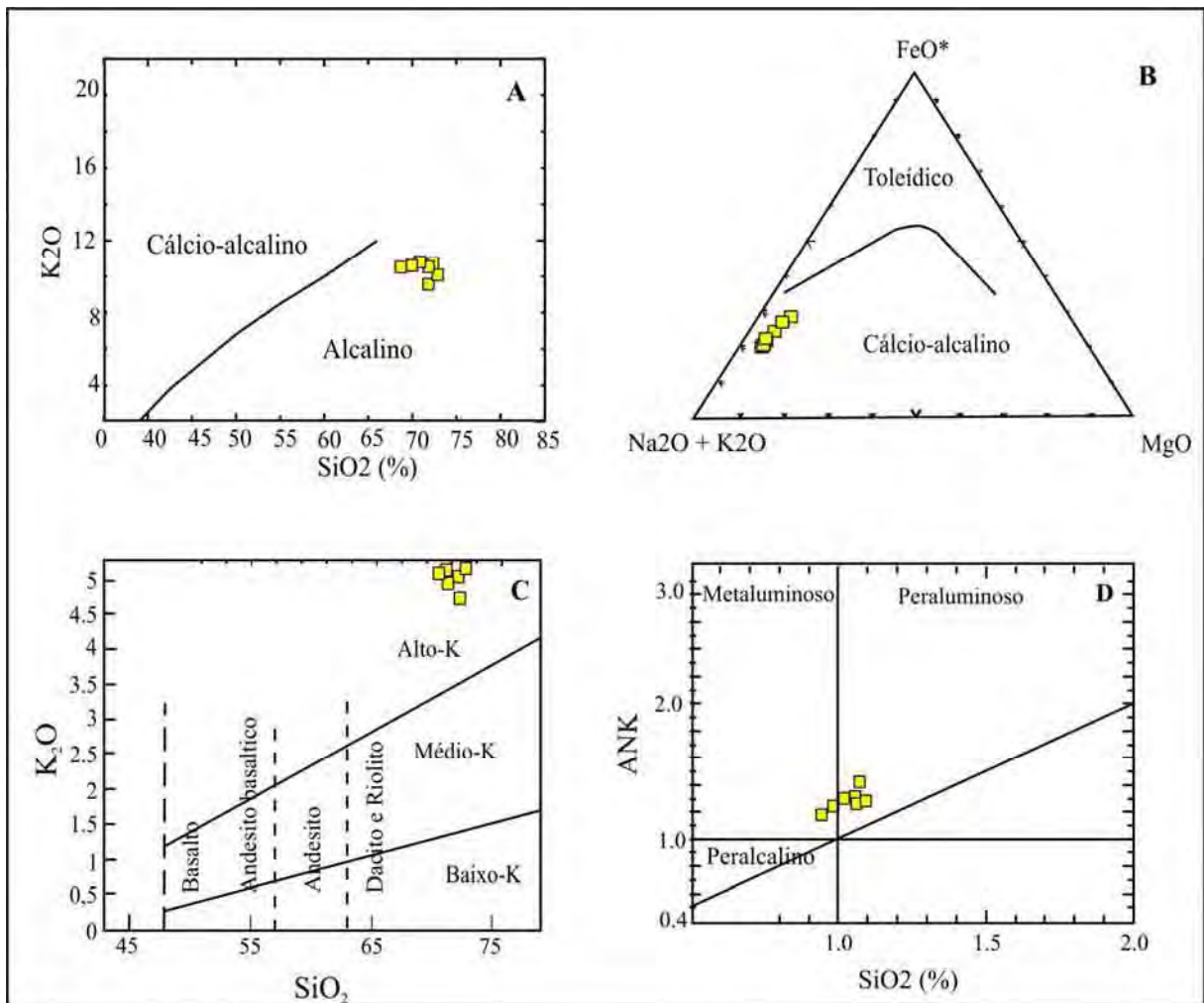
Quando se considera os parâmetros multicatiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988) (Figura 147B), as rochas do batólito Tarumã exibem uma variação composicional entre os campos dos sienogranitos e monzogranitos.



**Figura 147.** Diagramas de classificação petrográfica para as rochas do Batólito Tarumã. A) Diagrama  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  vs  $\text{SiO}_2$  (Le Maitre 1989), campo R (granitos), B) Diagrama de parâmetros catiônicos Q e P, Debon *et al.* (1988), campo 1 (sienogranito), campo 2 (monzogranito).

O diagrama de classificação serial de Irvine & Baragar (1971) (Figura 148A) discrimina as rochas graníticas estudadas como subalcalinas, enquanto no diagrama  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{FeO}^* / \text{MgO}$  de Irvine & Baragar (1971) (Figura 148B), as rochas da suíte posicionam-se no campo cálcio-alcalino.

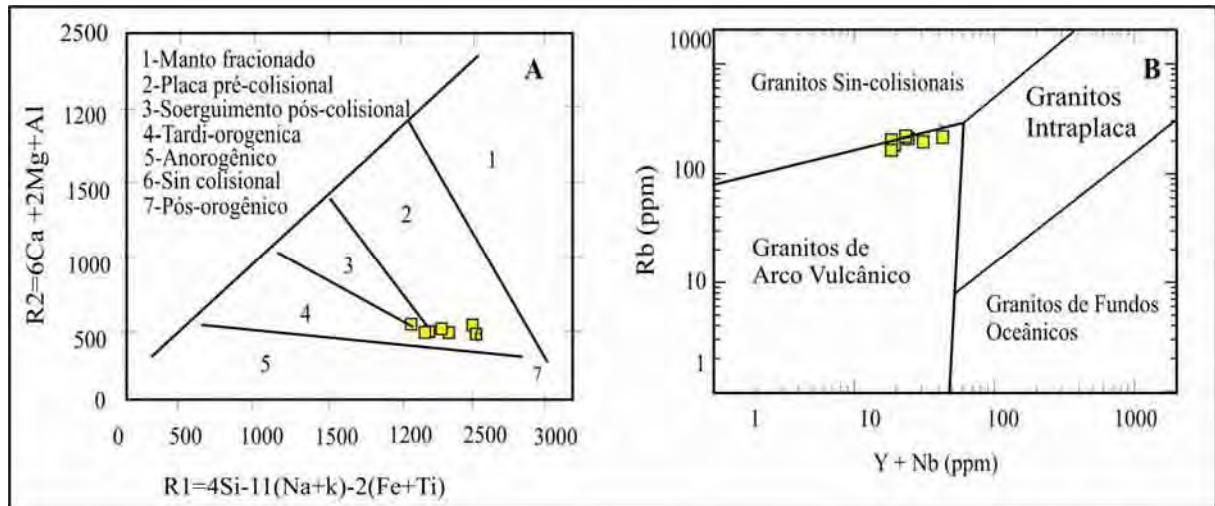
O diagrama de Le Maitre 1989,  $(\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O})$  (Figura 148C) destaca que as rochas do granito Tarumã caracterizam-se como cálcio-alcalinas de alto-K, com afinidade shoshonítica, enquanto o diagrama de Maniar e Picolli 1989,  $(\text{ANK} \text{ vs } \text{ACNK})$  (Figura 148D) evidencia que as rochas do batólito caracterizam-se como peraluminosas a levemente metaluminosas.



**Figura 148.** Diagramas de classificação serial para rochas das Suítes Intrusivas Santa Cruz e Alvorada. A e B) Diagramas de Irvine & Baragar (1971), C) Le Maitre 1989, ( $SiO_2$  x  $K_2O$ ) e D) Maniar e Picolli 1989, (ANK vs ACNK).

O diagrama discriminante de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1985), que utiliza os parâmetros catiônicos  $R_1$  x  $R_2$  (Figura 149A), indica que as rochas graníticas em estudo foram geradas em um ambiente tectônico transicional, entre o estágio sin colisional ao pós-orogênico.

Quando lançadas no diagrama  $Rb$  x  $(Y+Nb)$  de Pearce *et al.* (1984). (Figura 149B) as amostras do Granito Tarumã ocuparam os campos dos granitos de arco magmático, no limite com o campo dos granitos sin-colisionais.



**Figura 149.** Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A) Batchelor & Bowden (1985) e B) Pearce *et al.* (1984).

### 6.1.5. ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

O Domínio Santa Bárbara é praticamente desconhecido do ponto de vista da investigação geocronológica, os dados disponíveis limitam-se aos apresentados por Geraldês (2000) para o Granito Lajes (Tabela 32).

No presente estudo tentou-se determinar a idade U-Pb do Granito Tarumã mas, por problemas na preparação das amostras de zircão, somente duas alíquotas foram lidas no espectrômetro de massa.

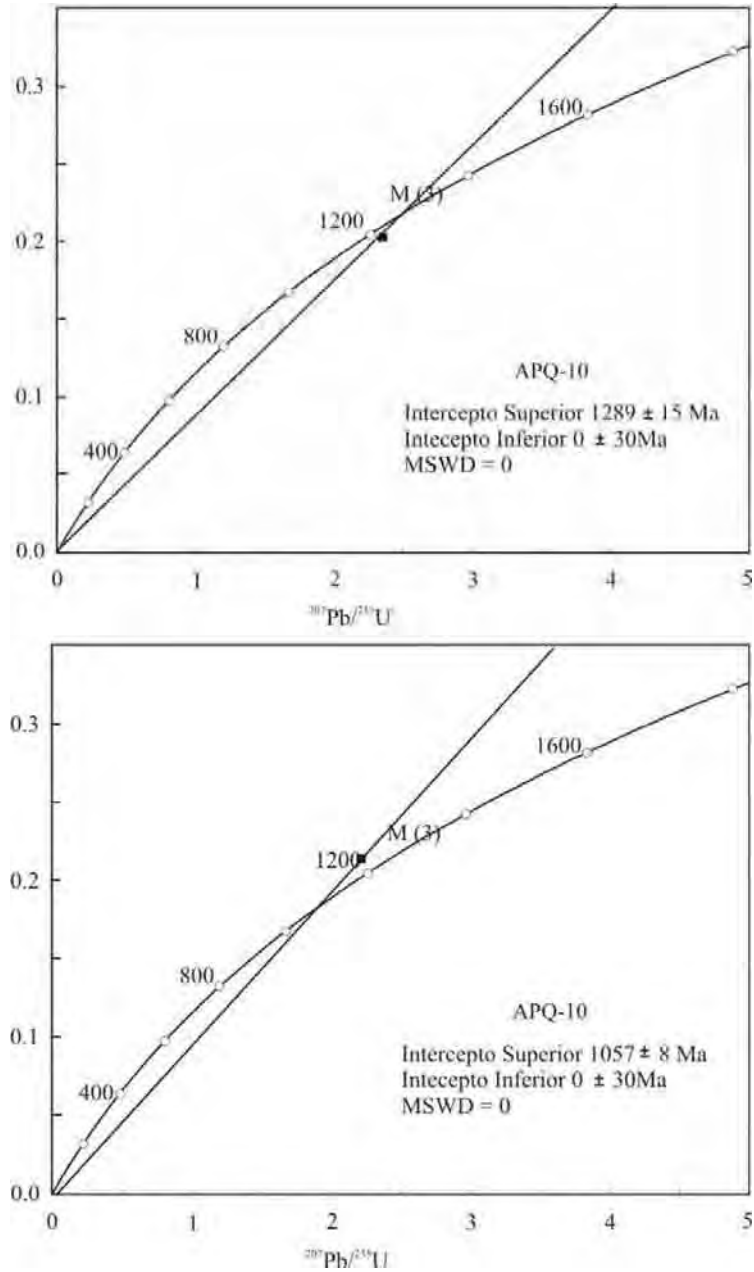
#### 6.1.5.1. RESULTADOS U-Pb

Com o propósito de definir a idade do magmatismo granítico representado pelo Granito Tarumã, foram separadas e analisadas pelo método U-Pb (por diluição isotópica), cristais de zircão do referido corpo intrusivo.

Infelizmente, apenas dois pontos analíticos foram obtidos, sendo que um deles mostrou-se reverso, posicionando-se acima da curva concórdia.

O resultado obtido no diagrama concórdia,  $1289 \pm 15$  Ma (forçado à zero) (Figura 150), não pode ser utilizado como valor absoluto, todavia, como se assemelha ao resultado divulgado por Geraldês (2000) para o Granito Lajes,  $1310 \pm 44$  Ma (Tabela 32), pode indicar

um evento magmático de natureza ácida, gerador dos batólitos Tarumã e Lajes, tenha ocorrido por volta de 1300 Ma.



**Figura 150.** Diagrama concórdia para rochas do Granito Tarumã (APQ10).

#### 6.1.5.2. RESULTADOS SM-ND

Os dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb para as rochas do Granito Tarumã estão discriminados na Tabela 31.

**Tabela 31.** Dados U-Pb e Sm-Nd para o Granito Tarumã do Domínio Santa Bárbara.

Unidade Litoestratigráfica	Amostra	U-Pb (Ma)	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	$T_{DM1}$	$T_{DM2}$
Granito Tarumã	APQ10	1289.0	-19.68	-4.11	1.9	

O valor negativo de  $\epsilon_{Nd(t)}$  indica que o magma parental do Granito Tarumã teve a participação de material crustal em sua formação. A idade modelo  $T_{DM}$ , de 1930 Ma sugere que a segregação de material do manto, deve ter ocorrido no período Orosiriano, no Paleoproterozóico.

### 6.1.5.3. RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS PRÉVIOS

A seguir serão apresentados os dados isotópicos disponíveis para o Granito Lajes obtidos por Geraldtes (2000).

Os dados U-Pb em zircão indicam valores de cristalização do batólito granítico em torno de  $1310 \pm 44$  Ma, enquanto as idades  $T_{DM}$  indicam que o protólito magmático sofreu o fracionamento mantélico por volta de 1.7 Ga. O valor positivo de  $\epsilon_{Nd(t)}$  +3,4 e 0,0, indicam que os litotipos da Granito Lajes, são manto derivados, com típica assinatura isotópica primitiva (Tabela 32)

**Tabela 32.** Síntese do acervo de dados isotópicos para as rochas do Granito Lajes. Material datado: (Z) zircão.

Referências	U-Pb	Rb-Sr		Sm-Nd		
	Idade( Ma)	Idade( Ma)	$Sr^{87}/Sr^{86}$	$T_{DM}$	$\epsilon_{Nd(0)}$	$\epsilon_{Nd(t)}$
Geraldtes (2000)	(Z)1310±34			1.7	-14.8	0.0
	(Z)1606±200			1.7	-14.8	+3.4

## 6.2. DOMÍNIO TECTÔNICO PARAGUA

### 6.2.1. INTRODUÇÃO

Por definição o Cráton Paragua (Klinck & Litherland 1982) agrupa os tratos geológicos pré-cambrianos do oriente boliviano que foram poupados pela Orogenia Sunsás. Neste sentido, a região de Vila Bela da Santíssima Trindade/Serra de Ricardo Franco corresponde à continuidade, em território brasileiro, deste segmento crustal.

O Domínio Paragua (Anexo 1 e Figura 9), cuja proposição baseia-se na ausência de registros deformacionais e metamórficos relacionados ao Evento Sunsás, é o menos estudado em território brasileiro e têm seus limites recobertos pelos sedimentos quaternários do Pantanal do Guaporé.

### 6.2.2. LITOESTRATIGRAFIA

Excetuando-se os estudos em andamento, a documentação geológica à disposição resume-se, no Brasil, aos resultados publicados pelos Projetos RADAMBRASIL e na Bolívia ao Proyecto Précambrico, uma parceria entre os Serviços Geológicos boliviano (GEOBOL) e britânico (BGS). Assim, os escassos dados existentes apontam para a seguinte constituição litoestratigráfica: Complexo Pensamiento, Suíte Intrusiva Guará, Granito Vila Bela, Grupo Aguapeí e Suíte Intrusiva Huanchaca. O quadro-sumário (Tabela 33) destaca as unidades geológicas reconhecidas e as idades K-Ar disponíveis.

**Tabela 33.** Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termo-tectônicos que afetaram o Domínio Paragua.

Unidades Litoestratigráficas	Descrição Resumida	K-Ar(Ma)
Suíte Intrusiva Huanchaca	Sills e diques de diabásio	918 ±20
		888±20
		845±19
Grupo Aguapeí	Sedimentos clásticos	
Suíte Intrusiva Guará	Intrusões Máficas	
Complexo Pensamiento (Granito Vila Bela)	Granitos foliados e maciços, gnaisses.	1380± 19

### 6.2.2.1. COMPLEXO GRANÍTICO PENSAMIENTO

Aplica-se o termo Complexo Pensamiento (Litherland *et al.* 1986) para as rochas gnáissicas e graníticas que compõem o embasamento regional, correlatas às descritas em território boliviano. A unidade é composta por biotita gnaisses, biotita-anfibólio gnaisses, granitos foliados, róseos a cinza, de granulação grossa e composição monzogranítica (granitóides sin-tardi cinemáticos) e granitos maciços, de granulação média a grossa, composição sienogranítica a granodiorítica (granitóides tardi-pós cinemáticos) Litherland *et al.* (1986).

O Granito Vila Bela, tentativamente correlacionado ao magmatismo isotrópico do Complexo Pensamiento, é composto por rochas leucocráticas, de cor cinza a cinza rosada, inequigranulares, de granulação grossa, por vezes pegmatíticas, destacada estrutura maciça e composição essencialmente monzogranítica (Figura 151). As raras exposições foram observadas e identificadas na Fazenda Guará, nos contrafortes da Serra de Ricardo Franco, e não foi possível definir a extensão e forma da intrusão granítica.



**Figura 151.** Aspecto de campo do Granito Vila Bela, destaque para a textura maciça e os veios pegmatíticos.

### 6.2.2.2. SUÍTE INTRUSIVA GUARÁ

A Suíte Intrusiva Guarά corresponde a um batólito, composto por rochas melanocráticas, maciças, cinza escuras a negras, equigranulares, granulação fina a média e composição dominante gabróica.

A dimensão total e forma da intrusão não foram definidas, como também as variações petrográficas, identificadas no reconhecimento regional, necessita de maior detalhamento. O aspecto geral das rochas ocorrentes na Fazenda Guarά está ilustrado nas figuras 152A e 152B, provavelmente, é o tipo litológico dominante nessa suíte plutônica máfica.



**Figura 152.** Forma de ocorrência dos litotipos máficos da Suíte Intrusiva Guarά (A), destaque para a estrutura maciça das rochas.

### **6.2.2.3. GRUPO AGUAPEÍ**

O Grupo Aguapeí (Formação Fortuna), que na região define um relevo de chapadões (Figura 153), assenta-se em discordância erosiva e litológica sobre o embasamento descrito e constitui-se, na base, por bancos de conglomerados oligomíticos com seixos centimétricos de quartzo leitoso, com intercalações de arenitos quartzosos finos e siltitos; em direção ao topo da seqüência predominam os termos arenosos e siltsos, com discretas ocorrências de argilitos (Figura 154).

Os estratos horizontais a inclinados, por efeito de falhas subverticais, não apresentam registros de deformação penetrativa.



**Figura 153.** Forma de ocorrência do Grupo Aguapeí na Serra Ricardo Franco/Huanchaca. Os estratos horizontais restam discordantes sobre o Granito Vila Bela e Suíte Guará.



**Figura 154.** Grupo Aguapeí na Serra Ricardo Franco/Huanchaca, estratos horizontais ausência de deformação dúctil penetrativa.

#### **6.2.2.4. SUÍTE INTRUSIVA HUANCHACA**

A Suíte Intrusiva Huanchaca refere-se a um conjunto de diques e sills de diabásio e gabros alojados nos estratos do Grupo Aguapeí e embasamento, que apresentam idades K-Ar (RT) entre 845 a 918 Ma (Litherland *et al.* 1986).

Em território boliviano as rochas formadoras das soleiras e diques são classificadas como quartzo doleritos, com raras ocorrências de olivina melanoritos, monzonitos e quartzo dioritos. Do ponto de vista tectônico, são considerados como correspondentes aos complexos de diques/soleiras toleíticos continentais.

No Brasil, Santos *et al.* (1982) apresentam idade K-Ar de  $986 \pm 20$  Ma obtida em plagioclásio extraído em um dique de microgabro alojado nas rochas sedimentares do Grupo Aguapeí.

### **6.2.3. DEFORMAÇÃO**

Um dos pontos relevantes do estudo desse domínio tectônico é, exatamente, o fato de não serem observados registros estruturais de natureza dúctil no Grupo Aguapeí, nem tampouco, nas rochas do embasamento, Suíte Guará e Granito Vila Bela.

Apesar de o levantamento geológico realizado ter sido apenas localizado e de caráter de reconhecimento, mostrou-se claro e notável a preservação da história geológica pré-deposição da cobertura sedimentar Aguapeí, sem os efeitos termo-tectônicos associados à deformação e metamorfismo do Evento Aguapeí.

O aspecto indeformado das rochas descritas no Domínio Paragua pode ser verificado nas figuras (151, 152, 153 e 154).

## **CAPÍTULO VII – CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES**

Motivado pela escassez de dados geológicos fundamentais à compreensão da evolução geológica desse setor do Cráton Amazônico, optou-se pela realização do levantamento geológico em escala regional (1:250.000) e de semi-detalle (1:100.000) como a base fundamental de informações, que permitisse o emprego mais seguro dos dados de laboratório, particularmente os resultados lito-geoquímicos e geocronológicos.

A partir das campanhas de mapeamento geológico foi possível efetuar uma revisão no panorama litoestratigráfico e tectônico regional, o que trouxe novos elementos que auxiliarão na compreensão da história geológica. A seguir será apresentado o arcabouço em domínios tectônicos sugeridos e, em seqüência, para cada um dos domínios tectônicos, será discutida uma proposta de evolução geológica.

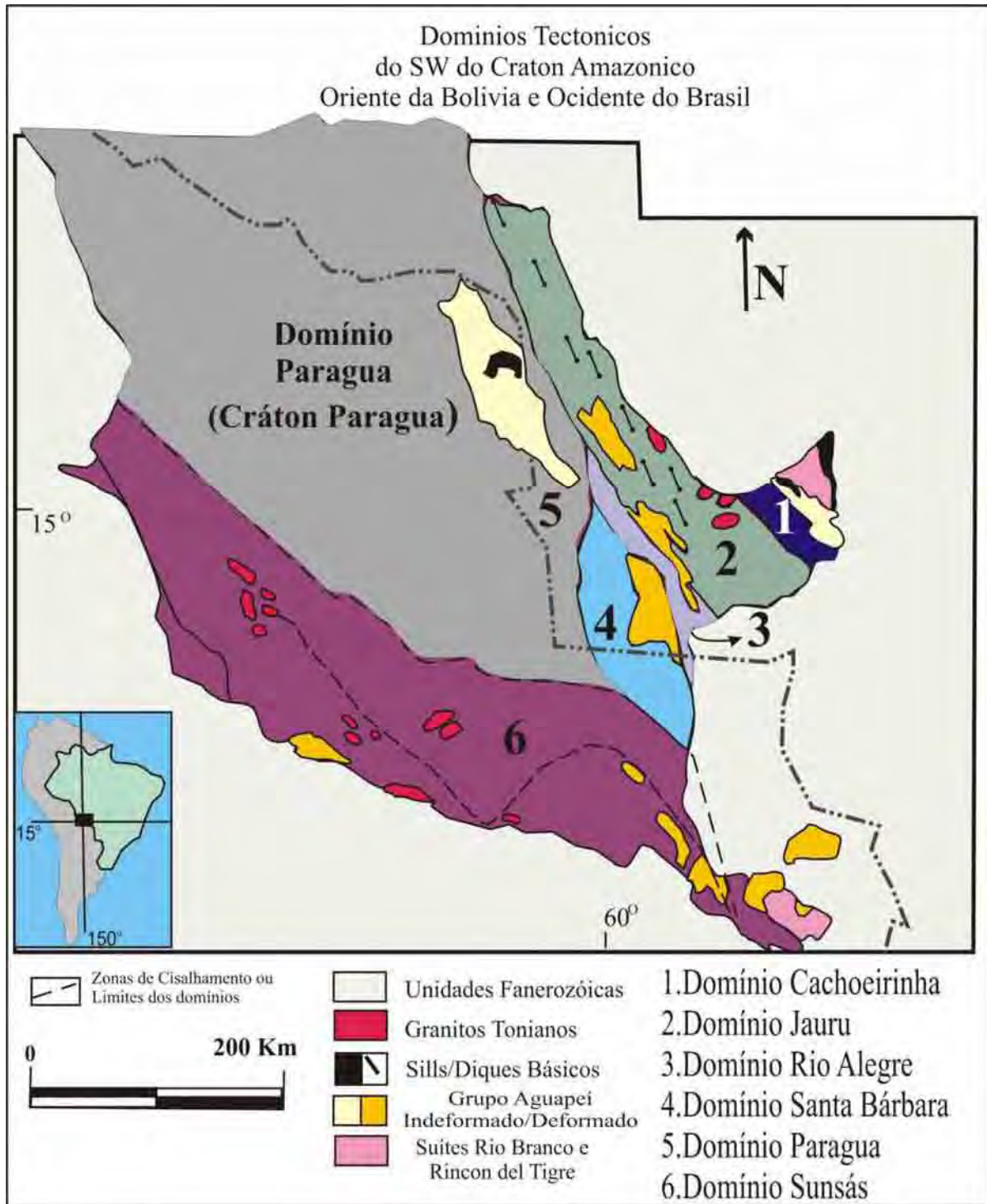
Ao encerrar o capítulo apresenta-se uma proposta/exercício de reconstrução paleogeográfica/tectônica da Orogenia Sunsás e uma tentativa de correlação litoestratigráfica e tectônica dos Domínios Tectônicos do Brasil e Bolívia.

### **7.1. DOMÍNIOS TECTÔNICOS**

O sudoeste do Cráton Amazônico em Mato Grosso pode ser compartimentado em cinco Domínios Tectônicos com base nos parâmetros geológicos e geocronológicos. Os domínios citados podem ser agrupados em dois conjuntos maiores: os segmentos crustais que foram poupados dos efeitos do Evento Tectônico Sunsás-Aguapeí – Domínios Cachoeirinha e Paragua, e os segmentos afetados pelo evento tectônico supracitado – os Domínios Jauru, Rio Alegre e Santa Bárbara.

A compartimentação sugerida (Figura 155) difere das propostas apresentadas por Saes (1999) e Geraldes (2000), com respeito ao número de compartimentos, à sua constituição litoestratigráfica e à localização e história cinemática das suas zonas limítrofes.

A seguir será discutida a provável seqüência de eventos geológicos identificados ao longo da evolução de cada domínio tectônico e, após, utilizando-se do acervo bibliográfico, será feito um exercício de correlação dos eventos geológicos maiores que tiveram lugar em cada um dos domínios tectônicos.

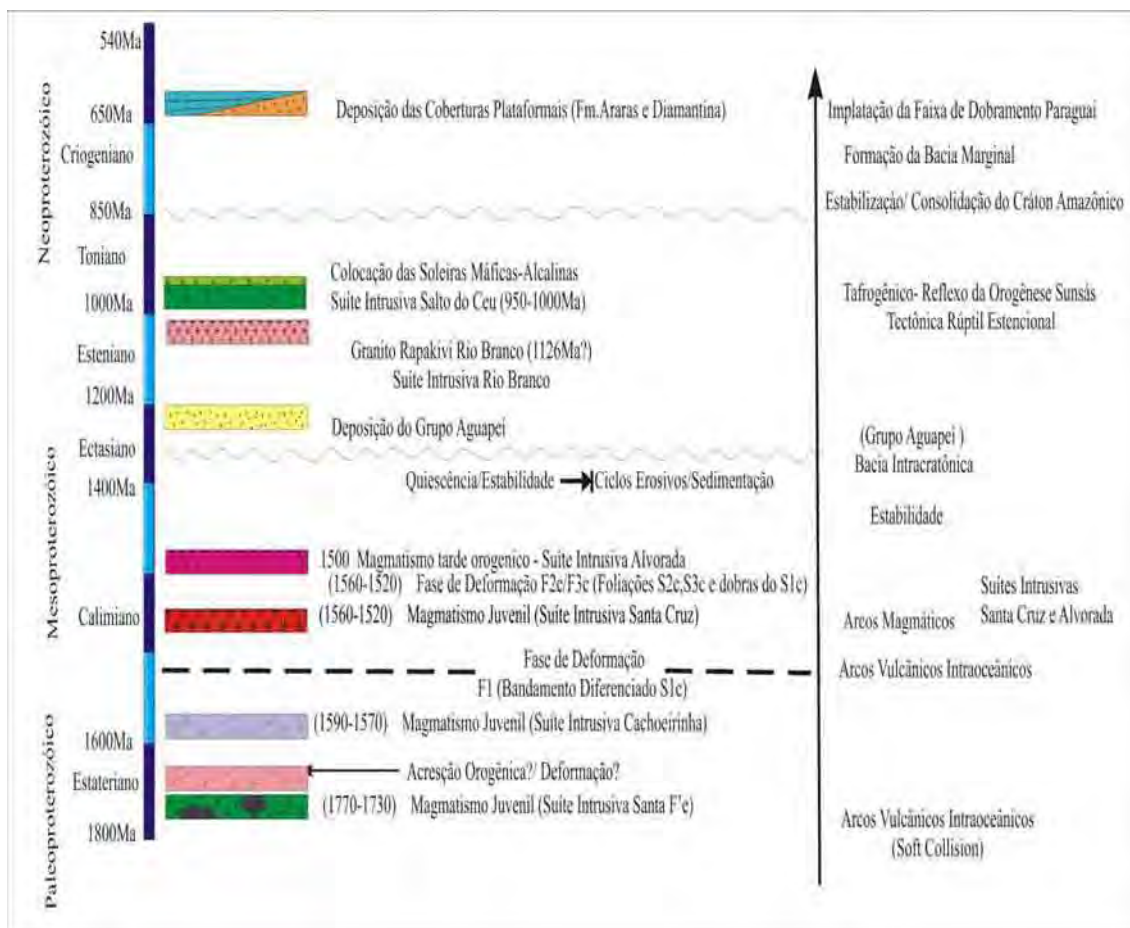


**Figura 155.** Compartimentação do SW do Cráton Amazônico em Domínios Tectônicos. 1) Cachoeirinha, 2) Juru, 3) Rio Alegre, 4) Santa Bárbara e 5) Paragua.

### 7.1.1. DOMÍNIO TECTÔNICO CACHOEIRINHA

O Domínio Cachoeirinha, que não apresenta a ação metamórfica e deformacional do Evento Tectônico Sunsás/Aguapeí, tem seu limite ocidental tentativamente posicionado na Zona Cisalhamento Pitas. A Figura 156 sumariza os principais episódios geológicos identificados nos tratos do Domínio Cachoeirinha e que servirá como base para as discussões que seguem.

Os dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos em metavulcânicas ácidas e tufos ( $1767 \pm 24$  Ma) do CMVS Cabaçal (Geraldes 2000), evidenciam que tais assembléias litológicas marcam o registro litológico mais antigo desse domínio tectônico, assinalando, provavelmente, que durante o Paleoproterozóico, no Estateriano, extensos domínios oceânicos, formados a partir da fissão do Supercontinente Atlântica (Rogers 1996), dominavam o ambiente geodinâmico desse fragmento crustal.



**Figura 156.** Quadro-sumário ilustrando a provável seqüência de eventos geológicos e unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Cachoeirinha.

A assembléia litológica descrita por Monteiro *et al.* (1986) e Ruiz (1992) e os dados litogeoquímicos reportados por Pinho *et al.* (1997) para as rochas vulcânicas toleíticas da Faixa Cabaçal, evidenciam o predomínio de processos geodinâmicos de margem de placas, onde a subducção de litosfera oceânica (B), produziu sucessivos arcos de ilhas, que coalesceram. Os valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  positivos apresentados pelo conjunto vulcânico, atestam o caráter juvenil do vulcanismo estateriano.

Os registros magmáticos plutônicos félsicos, que aparentemente constituem um pequeno volume de material juvenil acrescido à litosfera, são representados pelos ortognaisses Aliança e Santa Fé, os quais assinalam uma tendência cálcio-alcalina e valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  positivos, que reforçam a derivação mantélica do magma parental. As suítes intrusivas máficas-ultramáficas, embora não estudadas geoquímica e geocronologicamente, são entendidas, à primeira vista, como os produtos ígneos menos diferenciados, precocemente formados durante a subducção do tipo B.

Destacamos então que o Período Estateriano é caracterizado pela evolução de sucessivos orógenos acrescionários, onde arcos vulcânicos e, provavelmente, platôs vulcânicos e fragmentos ofiolíticos, são justapostos e amalgamados. Sugerimos a designação Orogenia Acrescionária Santa Fé ou Orogenia Santa Fé para definir o cenário tectônico dominante durante parte do Estateriano (1795 a 1745 Ma) (Figura 157).

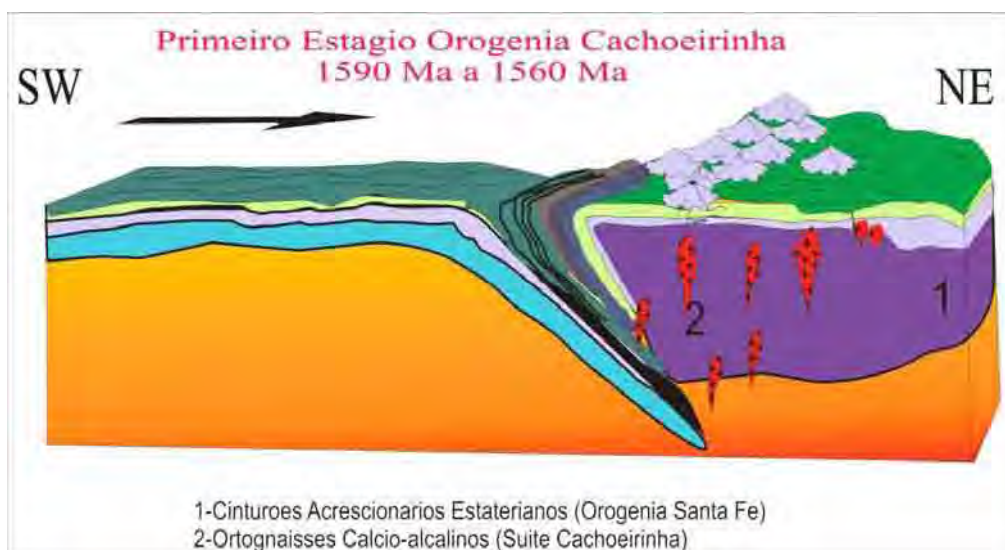


**Figura 157.** Episódios de subducção e formação de arcos vulcânicos intraoceânicos no Domínio Cachoeirinha – Orogenia Santa Fé.

Após os registros geológicos estaterianos, há uma lacuna de dados geocronológicos de aproximadamente 150 Ma no Domínio Cachoeirinha, ou seja, os próximos conjuntos litoestratigráficos reportados, ortognaisses (São Domingos, Quatro Marcos e Fazenda Quatro Meninas) e suítes plutônicas cálcio-alcálicas (Santa Cruz, Cabaçal e Alvorada), apresentam idades de cristalização U-Pb (Geraldés 2000, Geraldés *et al.* 2001 e Ruiz *et al.* 2004) entre 1585 Ma a 1520 Ma. A retomada dos processos orogênicos durante o Período Calímmiano é evidenciada pelos registros litológicos e deformacionais, pelos dados geocronológicos (U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar) e litogeoquímicos.

Registros magmáticos plutônicos félsicos da Suíte Intrusiva Cachoeirinha, que agrupa os ortognaisses Quatro Marcos (Carneiro *et al.* 1992) e São Domingos (Ruiz 1992), marcam o início de expressivo evento de acreção de material juvenil. Os dados U-Pb em zircão indicam um intervalo de tempo cristalização dos protólitos ígneos entre 1590 Ma a 1560 Ma e os índices positivos  $\epsilon_{Nd(t)}$  denotam a natureza primitiva/juvenil do magma parental (Geraldés *et al.* 2001 e Ruiz *et al.* 2004). Convém reafirmar que a unidade litoestratigráfica Suíte Cachoeirinha difere da proposição de Geraldés *et al.* (2001) e Ruiz *et al.* (2004), aplicando-se aqui a designação apenas aos ortognaisses multideformados cálcio-alcálicos, excluindo-se os litotipos magmáticos foliados da Suíte Santa Cruz (Ruiz 1992).

A este estágio inicial da Orogenia Cachoeirinha, preconiza-se um ambiente geodinâmico dominado por subduções do tipo B, geradoras de arcos magmáticos evoluídos sobre crosta estateriana edificada na Orogenia Santa Fé. A figura 158 ilustra o estágio inicial, da Orogenia Cachoeirinha.



**Figura 158.** Episódios de subducção e formação de arcos magmáticos no Domínio Cachoeirinha – Estágio inicial da Orogenia Cachoeirinha.

O espessamento litosférico, gradualmente ampliado pelos mecanismos de acreção vertical (acreção plutônica) e encurtamento orogênico, conduziu ao segundo estágio orogênico, caracterizado pela geração e colocação de grandes massas graníticas (batólitos).

A discriminação de dois estágios evolutivos no processo orogênico é respaldada principalmente nos dados de campo, uma vez que os ortognaisses da Suíte Cachoeirinha são multi-deformados e serviram como encaixantes para os batólitos Santa Cruz e Cabaçal, ambos com o registro de uma única fase tectônica (deformação e metamorfismo). Além do que os ortognaisses constituem ocorrências de dimensão relativamente reduzidas, enquanto no estágio seguinte formam-se imensos batólitos, similares aos descritos nas margens de placas convergentes tipo Andino.

O segundo estágio da Orogenia Cachoeirinha (Figura 159) é caracterizado pela formação de batólitos cálcio-alcalinos, peraluminosos, tonalíticos a monzograníticos, com predomínio de termos granodioríticos (Suíte Intrusiva Santa Cruz e Tonalito Cabaçal). Idades U-Pb em zircão, obtidas para amostra SC-01 (ca. 1560 Ma) e as reportadas por Geraldès (2000), Geraldès *et al.* (2001) e Ruiz *et al.* (2004), definem bem um intervalo de atividade ígnea entre 1560 Ma a 1520 Ma responsável pela formação dos batólitos.

As características geoquímicas e os índices positivos de  $\epsilon_{Nd(t)}$  relatados por Geraldès (2000) e Ruiz *et al.* (2004), corroboram a derivação mantélica para a maior parte do batólito Santa Cruz, todavia, a fácies porfíritica, tardia, apresentou valor de  $\epsilon_{Nd(t)}$  ligeiramente negativo, -0,9, sugerindo que nos estágios finais da evolução do arco magmático, houve um aumento da participação de material crustal na formação dos protólitos ígneos.

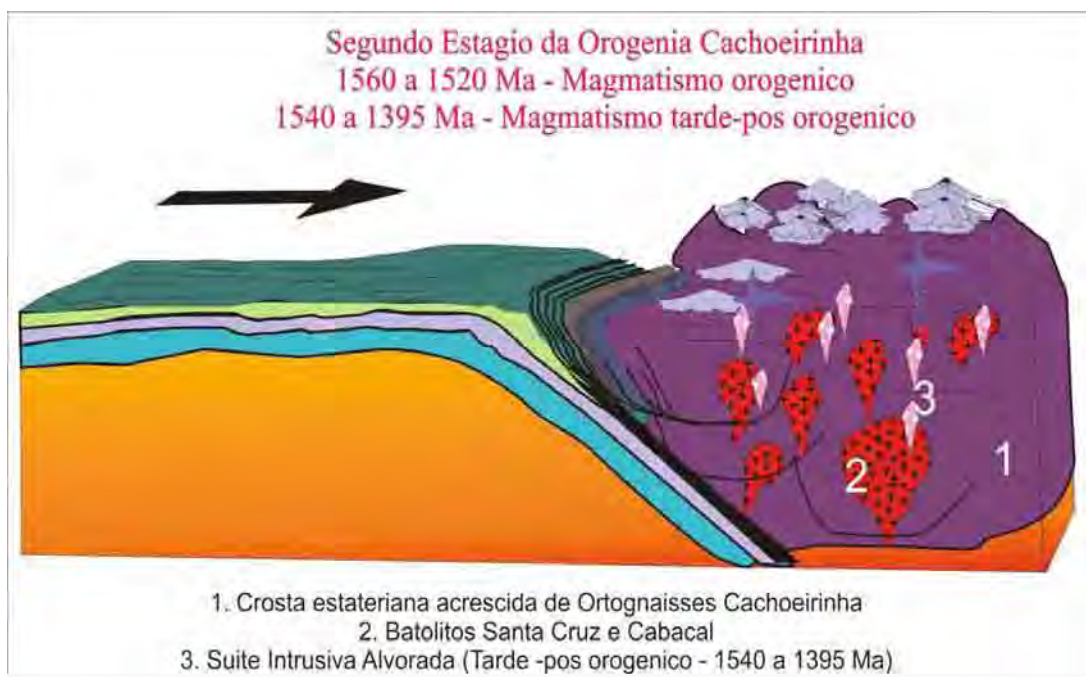
Quanto aos *plutons e stocks* da Suíte Alvorada, que exibem um padrão geoquímico similar ao batólito Santa Cruz e se mostram isotrópicos ou com discretos registros da foliação regional, são interpretados como intrusões tarde a pós-orogênica, portanto um episódio magmático vinculado à Orogenia Cachoeirinha, assinalando os estágios finais de evolução do orógeno e não um magmatismo anorogênico desvinculado da história do Arco Magmático Cachoeirinha. As idades U-Pb para os granitóides isotrópicos a discretamente foliados da suíte Alvorada apresentados por Geraldès (2000) e Ruiz *et al.* (2004), evidenciam um intervalo de tempo muito largo, de 1546 Ma a 1394 Ma, enquanto os índices de  $\epsilon_{Nd(t)}$ , positivos e negativos, sugerem a participam de material crustal na geração do magma parental. A figura 158 destaca o segundo estágio da Orogenia Cachoeirinha, com evolução de um arco magmático continental, Arco Magmático Cachoeirinha (Geraldès 2000 e Ruiz *et al.* (2004).

Os dados estruturais indicam um regime de esforços compressivos, típicos de margem de placas, com transporte de massas crustais de SW para NE, dominados por zonas de

cisalhamento frontais (reversas e cavalgamentos), como exemplificam as zonas miloníticas de baixo ângulo na região de Santa Fé, a foliação regional impressa nos batólitos cálcio-alcálicos e os dobramentos superpostos observados nas encaixantes.

As idades Ar-Ar (De Paulo 2005) indicam que o resfriamento regional, após o clímax térmico da Orogenia Cachoeirinha, ocorreu por volta de 1515 Ma a 1465 Ma.

Após os dois episódios orogênicos (Orogenia Santa Fé e Cachoeirinha) há um largo período marcado pela estabilidade tectônica e/ou processos tafrogênicos que conduziram à formação da bacia intracratônica Aguapeí, no limiar entre os Períodos Ectasiano e Esteniano, como indica o resultado de 1210 Ma (U-Pb SCHRIMP) obtido em zircão detrítico da Formação Fortuna (Santos *et al.* 2001).

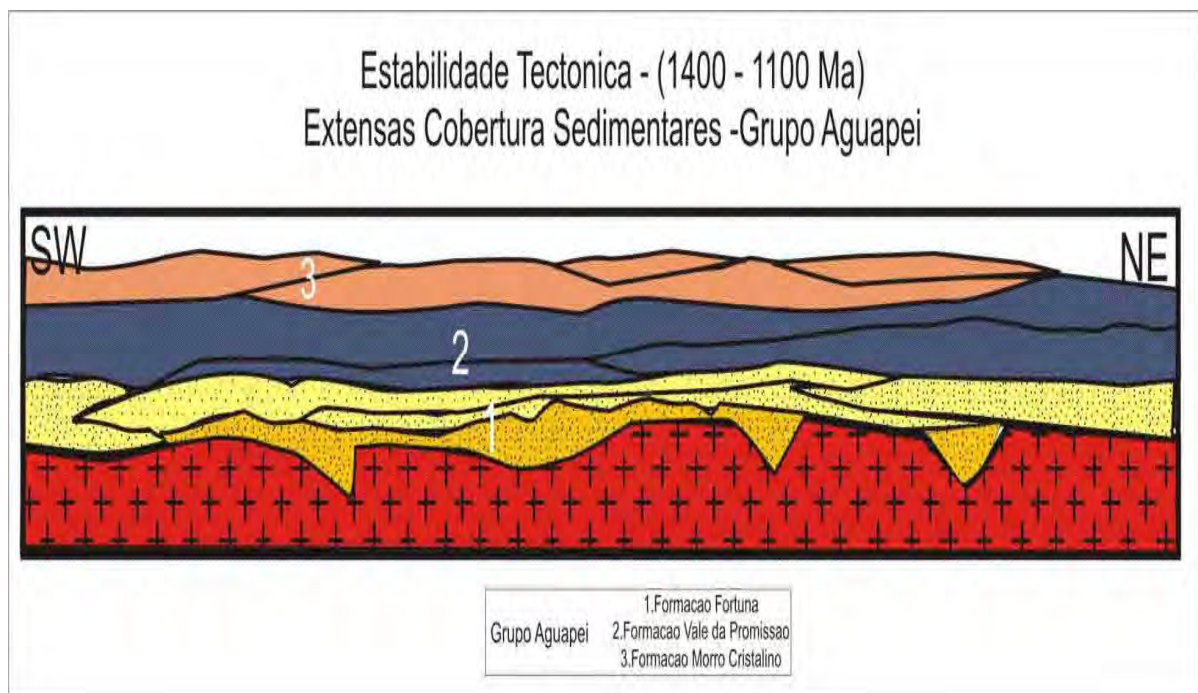


**Figura 159.** Episódios de subducção e formação de arcos magmáticos tipo Andino – segundo estágio da Orogenia Cachoeirinha.

Do encerramento da Orogenia Cachoeirinha, ca 1400 Ma ao início do tectonismo reflexo da Orogenia Sunsás, ca 1100 Ma (soleiras máficas e magmatismo rapakivi), há um *gap* de marcos orogênicos que corresponde ao Período Ectasiano e parte do Esteniano (1400 – 1100 Ma), denunciando a longa estabilidade tectônica vivenciada pelo Domínio Cachoeirinha.

A Bacia Sedimentar Aguapeí, segundo Saes (1999), teria evoluído em um regime tectônico extensional, responsável pela formação de estruturas do tipo riftes continentais, meridianamente orientados (Aulacógeno Aguapeí) e que controlaram a natureza da

sedimentação siliciclástica. Diversos autores (Souza & Hildred, 1980, Barros *et al.* 1982, Saes *et al.* 1987, Alvarenga & Saes 1992 e Saes 1999) ao descreverem os registros deposicionais do Grupo Aguapeí, assinalam o caráter transgressivo-regressivo no preenchimento da bacia e destacam a inversão no sentido de fluxo das paleocorrentes: nas unidades transgressivas continentais-marinhas (Fm. Fortuna e Vale da Promissão) o sentido é de NNW para SSE, enquanto na Formação Morro Cristalino (regressão), o sentido das correntes reverte para NNW. A figura 160 ilustra o estágio de estabilidade tectônica com deposição das coberturas siliciclásticas (Grupo Aguapeí) em um ambiente deposicional transgressivo-regressivo.



**Figura 160.** Estabilidade tectônica (1400 a 1100 Ma) deposição do Grupo Aguapeí.

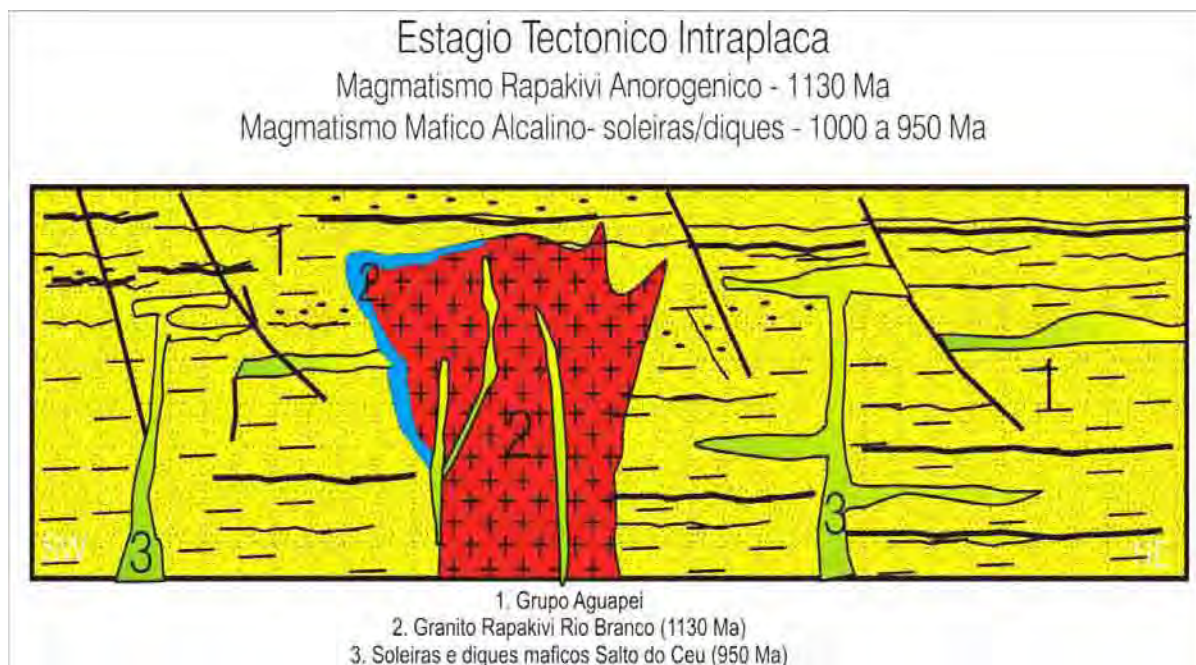
O longo período de estabilidade tectônica (1400 a 1100 Ma), confirmado pelas extensas coberturas mesoproterozóicas é, enfim, interrompido por volta de 1130 Ma com expressivo magmatismo rapakivi, como indicam os resultados isocrônicos Rb-Sr obtidos em quartzo sienitos do batólito Rio Branco (Barros *et al.* 1982 e Leite & Saes (dados não publicados) *in* Ruiz 1992). O Esteniano no Domínio Cachoeirinha é marcado pelo magmatismo de caráter anorogênico, registrado pela Suíte Rapakivi Rio Branco.

Convém destacar que Geraldés (2000) e Geraldés *et al.* (2004) reportam resultados U-Pb em zircão para Suíte Rio Branco que sugerem uma idade de cristalização da fácies máfica em 1469 Ma e da félsica em 1423 Ma, no entanto, os dados de campo, xenólitos de argilitos recozidos e discretas auréolas metamórficas, indicam que a fácies rapakivi, dominante, aloja-se, em parte, no Grupo Aguapeí.

Os índices negativos de  $\epsilon_{Nd(t)}$  e os valores elevados da razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  apresentados pelo granito rapakivi, indicam a participação de fontes crustais na geração do magma parental e, portanto, é possível que os zircões datados sejam remanescentes das encaixantes calimmiâneas.

Os granitos rapakivi, que constituem um caso específico de granitos tipo A, variam composicionalmente de quartzo sienitos a granitos peralcalinos (Collins *et al.* 1982), comumente são referidos como granitos anorogênicos, por não mostrarem vinculações diretas com processos orogênicos e colocarem-se em ambientes intra-placas. Vigneresse (2005) assinala vários pontos característicos dos granitos rapakivi, que os diferenciam dos demais eventos magmáticos.

No contexto da evolução tectônica do Domínio Cachoeirinha, o magmatismo rapakivi aparentemente não exhibe uma associação direta ou reflexa com os eventos orogênicos calimmiâneos (Orogenia Cachoeirinha - 1590 a 1450 Ma) ou tonianos (Orogenia Aguapeí/Sunsás - 1050 a 900 Ma). A falta de evidências que indiquem um ambiente extensional controlando a colocação do corpo (diques, falhas, etc.), sugere um caráter relativamente anisotrópico da crosta, que por sua vez mostrava-se relativamente espessada. A figura 161 ilustra o estágio magmático anorogênico, evidenciado pelo batólito rapakivi Rio Branco.



**Figura 161.** Tectônica intraplaca: estágio magmático Esteniano, plutonismo anorogênico, batólito rapakivi Rio Branco e estágio magmático Toniano, reflexo do colapso da Orogenia Sunsás-Aguapeí.

Uma hipótese plausível para explicar a ocorrência do largo batólito rapakivi, de caráter anorogênico, seria a presença de processos geodinâmicos associados a uma pluma mantélica. É provável que semelhante ao mecanismo descrito por Frost & Frost (1997) na Laurentia, o contínuo *magma underplating* induziria a fusão parcial da crosta inferior que, combinada com os magmas derivados do fracionamento do material máfico *underplated*, resultaria em líquidos graníticos muito quentes e com baixa atividade de água, que ascenderiam por mecanismos diapíricos produzindo grandes batólitos rapakivi.

O início do Neoproterozóico, no Período Toniano (1000 a 850 Ma), nota-se expressiva atividade ígnea de natureza básica, caracterizada pelas soleiras e diques máficos alojados nos bancos sedimentares do Grupo Aguapeí e no Granito Rapakivi Rio Branco.

A Suíte Intrusiva Salto do Céu, cujos dados litogeoquímicos reportados por Araújo-Ruiz *et al.* (2005) indicam um magmatismo toleítico de natureza alcalina, caracteriza um evento ígneo tipicamente intraplaca, certamente associado a regimes de esforços extensionais, provavelmente relacionados aos mecanismos de colapso orogênico descritos no cinturão Orogênico Sunsás-Aguapeí (Ruiz *et al.* 2005). A figura 160 ilustra o estágio extensional toniano, com o magmatismo máfico associado, reflexo da Orogenia Sunsás-Aguapeí ou um estágio precursor da ruptura do Supercontinente Rodínia.

O período Toniano marca a aglutinação de massas continentais e a consolidação do supercontinente Rodínia. A ruptura do supercontinente Rodínia, provavelmente durante o período Criogeniano (850 a 650 Ma) conduziu à formação da bacia marginal tipo passiva na face oriental do Cráton Amazônico, no Domínio Cachoeirinha é assinalada pelos estratos horizontais das formações Araras e Diamantino, repousando em discordância erosiva sobre os conjuntos mesoproterozóicos e tonianos.

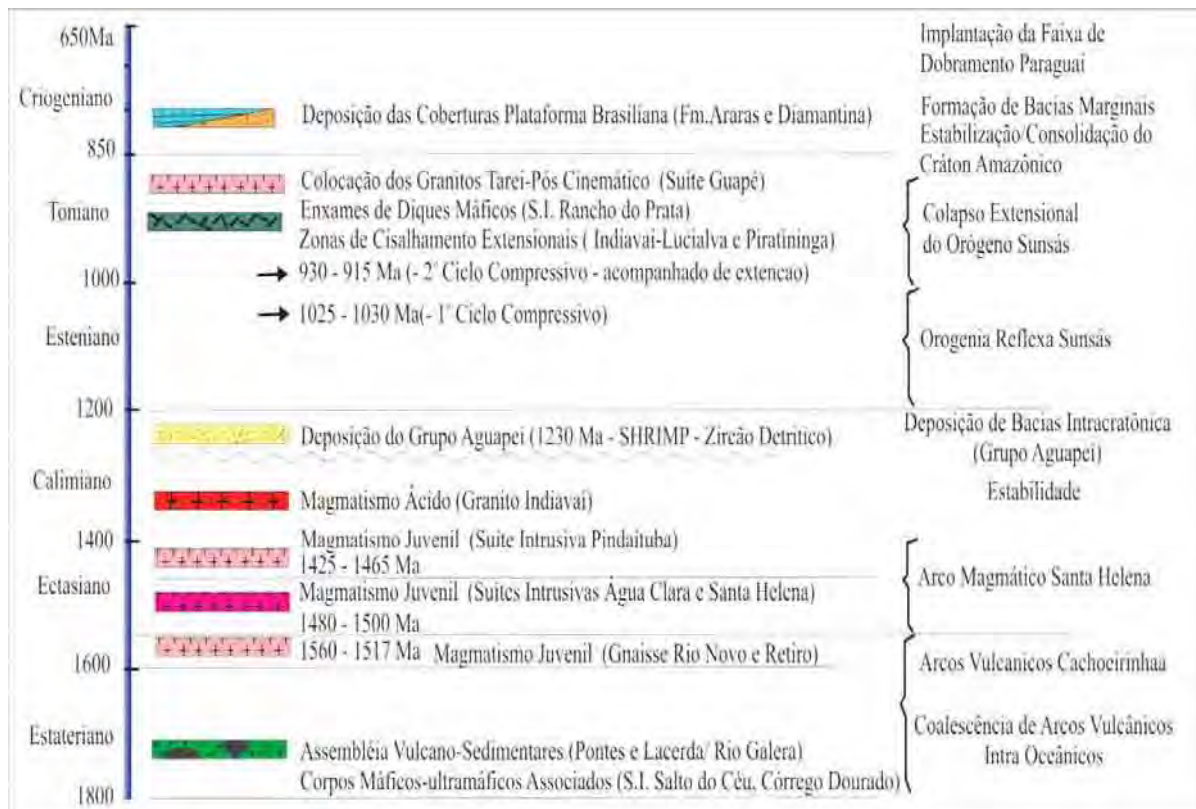
### **7.1.2. DOMÍNIO TECTÔNICO JAURU**

O Domínio Tectônico Jauru (Figura 155), compreende o Terreno Santa Helena (Saes 1999) ou Pontes e Lacerda (Geraldos 2000) e parte do Terreno Jauru de Saes (1999) e Alto Jauru de Geraldos *et al.* (2001). Limita-se a oeste com os domínios Rio Alegre e Paragua, no primeiro caso, o contato se faz por zonas de cisalhamentos dúcteis normais, entretanto, sedimentos holocênicos do Pantanal do Guaporé recobrem o limite com o Domínio Paragua, impedindo sua caracterização. O limite leste, com o Domínio Cachoeirinha é tentativamente

posicionado na Zona de Cisalhamento Pitas, um conjunto de faixas miloníticas, subverticais, implantadas em ortognaisses cinzas bandados, da Fazenda Quatro Meninas.

Convém destacar que o Lineamento Indiaivaí-Lucialva previamente admitido como limite entre os Terrenos Jauru e Santa Helena (*sensu* Saes 1999), configura importante zona de cisalhamento regional, mas não se trata de um limite de terrenos, como indicam os dados de campo e geocronológicos (Ar-Ar) da ordem de 920 Ma. A Zona de Cisalhamento Indiaivaí-Lucialva exibe uma cinemática normal notória, com movimento de topo para NE, e não configura faixas de movimentos transcorrentes como assinala Saes (1999).

A figura 162 sumariza os principais episódios geológicos identificados nos tratos do Domínio Rio Alegre, os quais serão analisados nas discussões que seguem.



**Figura 162.** Quadro-sumário ilustrando a provável seqüência de eventos geológicos e unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Jauru.

A assembleia litológica descrita para o Complexo MVS Rio Galera e Pontes e Lacerda, indica o predomínio de litotipos metassedimentares, com subordinada participação de anfibolitos, na região entre o rio Novo e o rio Guaporé (sillimanita xistos, sillimanita

granada xistos, quartzitos e rochas cálcio-silicatadas), enquanto no vale do rio Jauru, há um predomínio de anfibolitos e metassedimentos químicos exalativos.

Dados litogeoquímicos reportados por Pinho *et al.* (1997) para as rochas vulcânicas toleíticas do vale do rio Jauru, vinculam o vulcanismo básico da “Faixa Jauru” a ambientes geodinâmicos divergentes, típicos de dorsais meso-oceânicas. O caráter primitivo ou juvenil do material extrusivo é corroborado pelo índice positivo de  $\epsilon_{Nd(t)}$  divulgado por Toledo (1998).

Infelizmente não há dados geocronológicos que balizem o período de cristalização/formação do conjunto metavulcano-sedimentar. Diagrama isocrônico Sm-Nd (Toledo 1998) aponta uma idade para as rochas metavulcânicas básicas de  $1581 \pm 71$  Ma, definindo um reajuste isotópico no sistema Sm-Nd provocado por metamorfismo regional, certamente associado a processos orogênicos durante o limiar Estateriano/Calimiano.

As suítes plutônicas máfica-ultramáficas (Salto do Céu e Córrego Dourado), alojadas na assembléia vulcano-sedimentar, apresentam um padrão litogeoquímico preliminar, comum aos magmas juvenis, toleíticos, compatíveis aos basaltos do tipo N-MORB.

O cenário inicial da evolução tectônica desse segmento crustal foi caracterizado por domínios oceânicos divergentes, marcados pela expansão do assoalho oceânico, em dorsais meso-oceânicas.

O primeiro registro de natureza orogênica identificado refere-se aos litótipos ortognáissicos félsicos, que constituem um regular volume de material juvenil acrescido à litosfera, e estão representados pelos ortognaisses Rio Novo, Retiro, Taquarussu e Vila Oeste, os quais assinalam uma tendência cálcio-alcálica e valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  positivos (0,8 a 2,0), que reforçam a derivação mantélica do magma parental. A variação composicional evidenciada pelo conjunto de ortognaisses cinza assemelha-se à das suítes TTG (Ruiz *et al.* 2004).

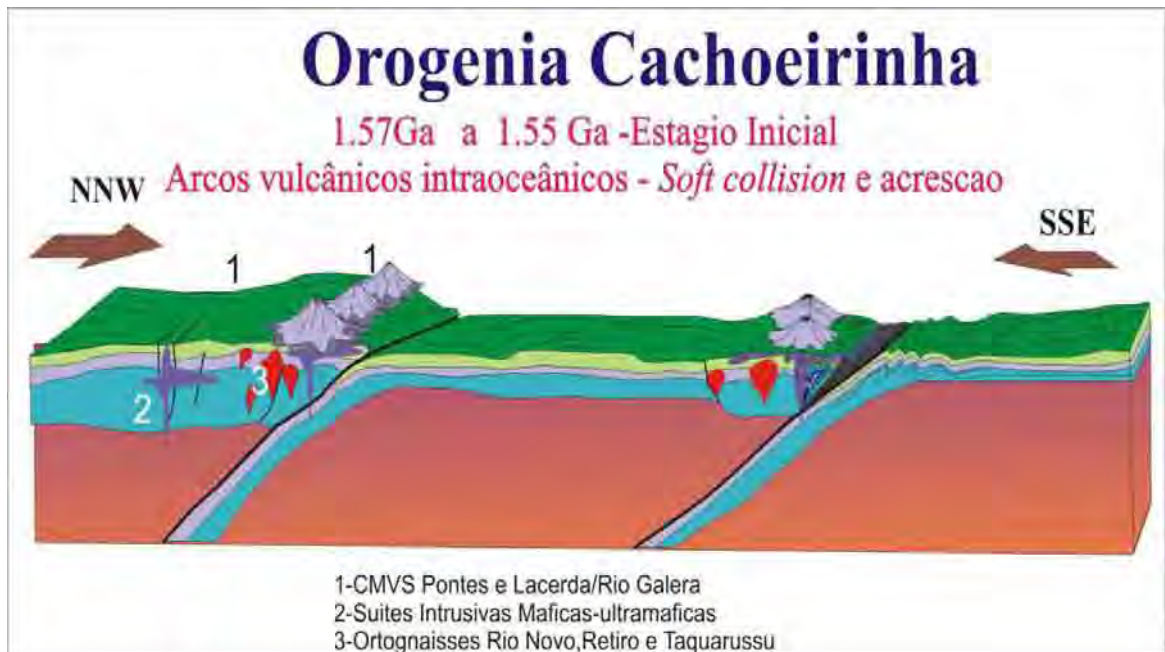
Os dados U-Pb em zircão obtidos para os gnaisses Retiro e Rio Novo, indicam um intervalo de tempo cristalização dos protólitos ígneos entre 1568 Ma a 1552 Ma, enquanto os índices positivos  $\epsilon_{Nd(t)}$  denotam a natureza primitiva/juvenil do magma parental.

Idealiza-se então um cenário geodinâmico, para a primeira metade do Período Calimiano, marcado pela evolução de sucessivos orógenos acrescionários, onde arcos vulcânicos e, provavelmente, platôs vulcânicos e fragmentos ofiolíticos, são justapostos e amalgamados. Há uma notória correlação do arcabouço lito-tectônico descrito com o observado no primeiro estágio da Orogenia Cachoeirinha, todavia o intervalo de idade reportado coincide com os segundo estágio orogênico Cachoeirinha, onde se verificou a formação das grandes massas plutônicas, os batólitos Santa Cruz e Cabaçal.

Convém citar que o Gnaiss Vila Oeste apresentou uma idade U-Pb em zircão, com apenas dois pontos, de  $1657 \pm 21$  Ma, embora o dado não possa ser empregado para definir, de maneira inequívoca, uma fase magmática estateriana, sugere que processos orogênicos associados à convergência de placas em ambiente intraoceânico, possam ter ocorrido em um largo intervalo de tempo de 1650 a 1520 Ma. no Domínio Jauru.

Os dados estruturais e metamórficos sugerem que a foliação mais antiga  $S_{1J}$  (bandamento, xistosidade) reflete este período orogênico, ao qual se associa o metamorfismo regional de fácies anfibolito superior. Dados inéditos Ar-Ar indicam idade de resfriamento por volta de 1590 Ma obtida em biotita extraída do bandamento  $S_{1J}$  do Gnaiss Rio Novo.

A figura 163 ilustra o estágio orogênico acrescionário, durante o calimiano, caracterizado pela formação de arcos de ilhas, consecutivamente amalgamados e aglutinados.



**Figura 163.** Episódios de subducção e formação de arcos vulcânicos intraoceânicos no Domínio Jauru – Orogenia Cachoeirinha.

Após o estágio orogênico marcado por mecanismo de *soft collision*, com produção de pequenos corpos ígneos cálcio-alcálicos, ortognaisses tipo Rio Novo, em ambiente dominado por subducção tipo B, o contínuo consumo de litosfera oceânica aparentemente resultou em um espessamento da crosta continental, o que possibilitou a formação e alojamento de corpos graníticos de dimensão batolítica.

Este novo estágio orogênico, Orogenia Santa Helena (1485 – 1425 Ma), retrata a implantação de um arco magmático continental (Arco Magmático Santa Helena, Geraldtes 2000). O arco é caracterizado em sua fase inicial (1480-1485 Ma) pela formação de batólitos cálcio-alcálicos, peraluminosos, tonalíticos a monzograníticos (Suíte Intrusiva Santa Helena e Água Clara) e por inúmeros corpos graníticos da Suíte Intrusiva Pindaituba (1465 a 1425 Ma), que assinalam uma grande variação composicional e ambiência tectônica (pré-colisionais a pós-orogênico).

Os dados litogeoquímicos e isotópicos (Rb-Sr e Sm-Nd) indicam para o conjunto de rochas que constituem o registro ígneo da Orogenia Santa Helena, uma derivação mantélica, apontando um período longo de acreção de material juvenil, em um ambiente margem continental do tipo Andino.

A figura 164 ilustra a Orogenia Santa Helena (1485 a 1425 Ma) e a evolução do Arco Magmático Santa Helena.



**Figura 164.** Episódios de subducção e formação de arcos vulcânicos intraoceânicos no Domínio Jauru – Orogenia Cachoeirinha.

É fundamental destacar que as estruturas tectônicas geradas em  $F_{1J}$  os bandamentos gnáissicos e foliações  $S_{1J}$  e zonas de cisalhamentos tangenciais reportadas no extremo norte

do batólito Santa Helena, indicam um sentido geral dos esforços compressivos, de NNW para SEE. Este padrão de convergência frontal, com consumo de litosfera e posterior colisão, de norte para sul é mascarado pelo *imprint* da tectônica neoproterozóica do Evento Sunsás-Aguapeí, que provocou um rearranjo dos elementos crustais segundo a direção NW.

O grau metamórfico associado à Orogenia Santa Helena varia de sul (xisto verde, região de Jauru-PortoEsperidião) para norte (anfíbolito superior, região de Nova Lacerda – Posto Sapé), acompanhando o sentido de convergência tectônica. A figura 165 ilustra o sentido de transporte tectônico/convergência e as unidades ígneas acrescidas durante o processo de formação do orógeno Santa Helena.

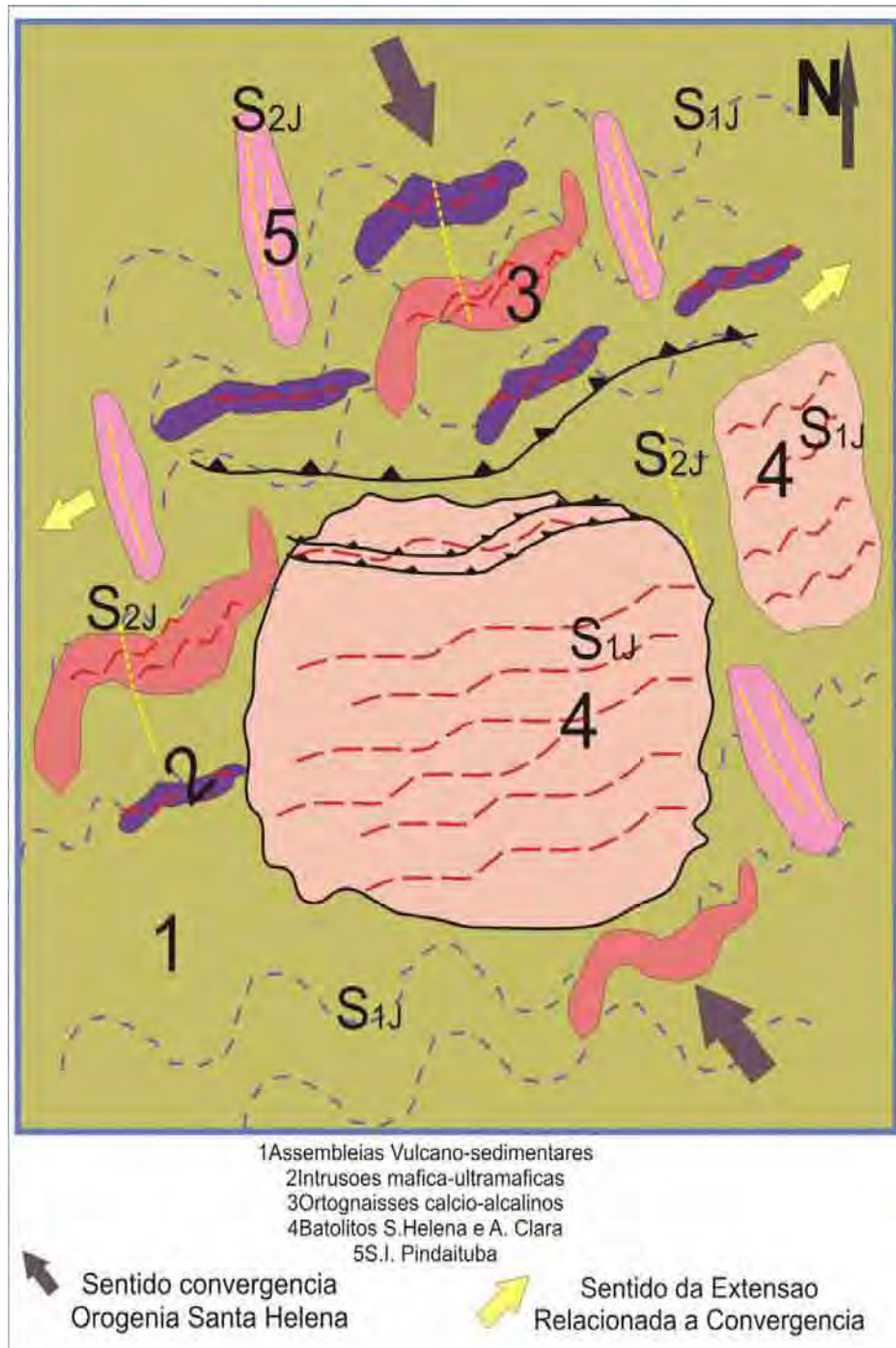
Após os episódios orogênicos (Orogenia Cachoeirinha e Santa Helena) há um largo período marcado pela estabilidade tectônica e/ou processos tafrogênicos que conduziram à formação da bacia intracratônica Aguapeí, no limiar entre os Períodos Ectasiano e Esteniano, como indica o resultado de 1210 Ma.

Do encerramento da Orogenia Santa Helena, ca 1400 Ma ao início da reativação tectônica reflexa da Orogenia Sunsás, ca 1100 Ma, conforme indicam os dados Ar-Ar em minerais do embasamento do Grupo Aguapeí, verifica-se um *gap* de marcos orogênicos que corresponde ao Período Ectasiano e parte do Esteniano (1400 – 1100 Ma), denunciando a longa estabilidade tectônica vivenciada pelo Domínio Jauru.

A retomada dos processos orogênicos é marcada pela implantação do Cinturão Orogênico ou Faixa Móvel Aguapeí, aqui interpretada como um edifício orogênico de natureza reflexa, ou uma reativação da crosta continental, induzida pelos esforços compressivos que se concentravam a oeste, na margem do proto-craton Amazônico, no Cinturão Orogênico Sunsás no oriente boliviano (Figura 155).

Instala-se sobre a crosta paleo-mesoproterozóica um novo regime tectônico compressivo, identificado claramente nos metassedimentos do Grupo Aguapeí nas Serras de São Vicente, do Cágado e Azul, pelos dobramentos apertados, *upright*, com caimento para NW e foliação plano axial do tipo xistosidade.

O metamorfismo observado é de fácies xisto verde e a recristalização é relativamente intensa. Os esforços compressivos progressivos provocam redobramentos das foliações  $S_{1JA}$  e dobras  $D_{2JA}$  com foliação plano-axial ( $S_{2J}$ ) mergulhando suavemente para SW. Zonas de cisalhamento tangenciais, principalmente posicionadas na interface entre o Grupo Aguapeí e o embasamento, exibem transporte de topo para NEE, como descritos por Ruiz *et al.* (2001) e Fernandes *et al.* (2005).



**Figura 165.** Esquema geral das estruturas tectônicas, magmatismo granítico e metamorfismo da Orogenia Santa Helena.

A concepção de que o Cinturão Orogênico Aguapeí caracteriza-se como um conjunto de empurrões e dobramentos (*Aguapeí Thrust Belt*) que apresentam uma típica deformação pelicular ou epidérmica, não corresponde à realidade, pois o embasamento paleo e mesoproterozóico há o envolvimento tanto térmico como deformacionalmente.

Embora não se tenha um controle completo da idade de formação das estruturas do embasamento do Grupo Aguapeí, os dados Ar-Ar em granitos calimianos (Suíte Piratininga), obtidos em biotitas extraídas da foliação  $S_{2J}$  assinalam um resfriamento regional em torno de 1030 Ma. Duas idades Ar-Ar em torno de 1180 Ma obtidas em anfibolitos das assembléias vulcano-sedimentares, podem indicar uma etapa precoce na evolução do processo orogênico, todavia tais resultados precisam ser melhor estudados.

A etapa final da evolução tectono-metamórfica do Cinturão Orogrênico Aguapeí, ocorre por volta de 930 a 910 Ma, como atestam a maioria dos resultados Ar-Ar obtidos em metassedimentos do Grupo Aguapeí. Esse pulso orogênico final é acompanhado da implantação de zonas de cisalhamentos dúcteis normais (Zonas de Cisalhamento Indiavaí-Lucialva, Piratininga e Corredor), sugerindo um regime extensional, comum ao colapso orogênico.

Em conseqüência do colapso orogênico desenvolve-se uma atividade ígnea bimodal caracterizada pelo enxame de diques máficos Rancho de Prata (Ruiz *et al.* 2005) e pela Suíte Intrusiva Guapé (Geraldes 2000, Ruiz *et al.* 2003 e Araújo-Ruiz 2003).

Trata-se de um enxame de diques máficos se estende por uma faixa de com direção N30°-40°W, com aproximadamente 30 km de largura e em torno de 150 km de extensão 100 km de comprimento. Sugerindo um sentido geral de ruptura/extensão para N65E.

O magmatismo granítico (suíte Guapé) é caracterizado por rochas muito evoluídas, isotrópicas a discretamente foliadas, alguns exemplares são classificados como granitos a duas micas e apresentam índices negativos de  $\epsilon_{Nd(t)}$  assinalando a participação de material crustal na formação do magma parental, no estágio de decompressão, provocado pelo colapso orogênico. Os corpos graníticos apresentam forte associação com a zona de cisalhamento normal Indiavaí-Lucialva.

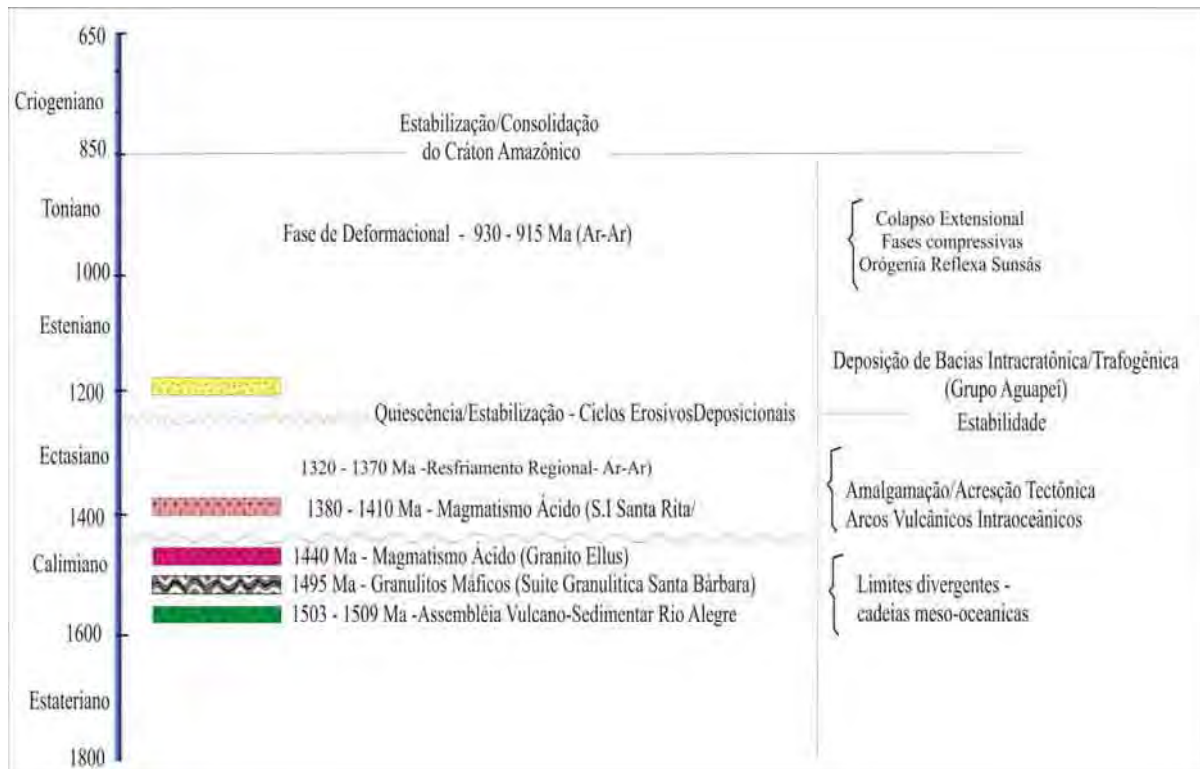
As figuras 169 e 170 destacam a colocação dos granitos tonianos nos Cinturões Orogrênicos Aguapeí e Sunsás é ilustram os prováveis estágios de evolução da Orogenia Sunsás-Aguapeí.

### **7.1.3. DOMÍNIO TECTÔNICO RIO ALEGRE**

O Domínio Rio Alegre apresenta a ação metamórfica e deformacional do Evento Tectônico Sunsás/Aguapeí, tem seu limite oriental definido pela Zona Cisalhamento Dúctil Piratininga de cinemática extensional e, a oeste, contata o Domínio Santa Bárbara pela Zona

de Cisalhamento Santa Rita. A figura 166 sumariza os principais episódios geológicos identificados nos tratos do Domínio Rio Alegre, os quais serão analisados nas discussões que seguem.

Contrastando com a evolução dos domínios tectônicos Cachoeirinha e Jauru, não há qualquer indício de registros geológicos paleoproterozóicos (Estateriano) no Domínio Rio Alegre.



**Figura 166.** Quadro-sumário ilustrando a provável seqüência de eventos geológicos e unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Rio Alegre.

Os dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos em metadacitos ( $1509 \pm 10$  Ma e  $1503 \pm 14$  Ma) do CMVS Rio Alegre (Geraldès 2000, Matos *et al.* 2004), assinalam o registro litológico mais antigo desse domínio e sugerem que durante o Mesoproterozóico, no Calimmiano, extensa litosfera oceânica dominava o contexto geodinâmico desse fragmento crustal. A acreção de material juvenil é corroborada pelos índices positivos de  $\epsilon_{Nd(t)}$  (Geraldès 2000).

Os dados litogeoquímicos e as características petrográficas da assembléia vulcano-sedimentar Matos *et al.* (2004), indicam que o evento vulcânico reportado ocorreu em um ambiente oceânico marcado pela divergência de placas, em dorsais meso-oceânicas.

Após o estágio de expansão do assoalho oceânico, na primeira metade do período Calimmiano (ca. 1510 Ma), verifica-se os registros de atividade magmática discreta, caracterizada por batólitos e *plutons* que apresentam um amplo leque composicional, variando dos termos mais primitivos, ultrabásicos (Suítes Máfica-ultramáficas), até mais evoluídos, intermediários e ácidos (Suíte Santa Rita e Ellus).

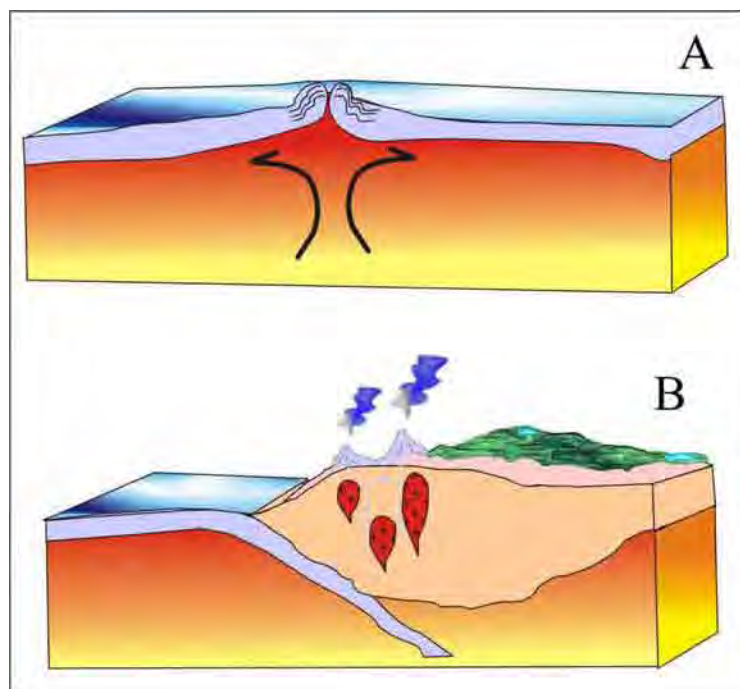
O magmatismo ácido que inicia por volta de 1430 Ma (Granito Ellus) e prolonga-se até cerca de 1380 Ma (Diorito Rio Aguapeí), define uma suíte de rochas toleíticas a cálcio-alcalinas, tipo I, metaluminosas a peraluminosas, com valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  positivos, caracterizando a natureza juvenil do magma parental.

As características petrográficas, geoquímicas e isotópicas, descritas principalmente para intrusões da suíte Santa Rita, evidenciam o predomínio de processos geodinâmicos de margem de placas no limiar entre os períodos calimmiano e ectasiano, sugerindo que mecanismos de consumo de litosfera oceânica (subducção B) conduziam à formação de arcos de ilhas posteriormente amalgamados por processos de *soft collision*. Tal cenário corresponde a um regime orogênico acrescional, a Orogenia Acrescional Rio Alegre, ou Orogenia Rio Alegre.

Os dados estruturais e metamórficos sugerem um regime de esforços compressivos, ( $F_{1R}$  e  $F_{2R}$ ), caracterizado por um conjunto de elementos tectônicos indicativos de encurtamento crustal relevante, com transporte aparente de SW para NE. O metamorfismo identificado para esse estágio orogênico é de fácies xisto verde, coincidindo com o descrito por Matos (1995).

As idades Ar-Ar (Tohver 2000 *in* De Paulo 2005) obtidas em anfibolitos, metabasaltos da assembléia metavulcano-sedimentar, indicam que o resfriamento regional, relacionado a história orogênica do Domínio Rio Alegre, ocorreu no intervalo entre  $1378\pm 4$  Ma e  $1322\pm 2$  Ma.

Com relação ao significado tectônico da suíte granulítica Santa Bárbara (Ferreira Filho & Bizzi, 1985) vale ressaltar que a falta de informações de campo e petrográficas não permitiram avançar no campo das interpretações, todavia, J.B. Matos (Comum. Pes.) afirma que as texturas descritas como metamórficas pelos autores supracitados, na realidade são relictos da história ígnea do corpo máfico. A figura 167 ilustra o estágio (1) de expansão do oceano (dorsais meso-oceânicas) em 1510 Ma, seguido do período orogênico(2), com aglutinação de arcos de ilhas intraoceânicos entre 1440 Ma e 1380 Ma (Orogênio Acrescionário Rio Alegre), com geração de magmas toleíticos e cálcio-alcalinos.



**Figura 167.** Estágios evolutivos do Domínio Rio Alegre. A) Expansão do assoalho oceânico (MORB) e B) Arcos de ilhas vulcânicas, orogenia acrescionária.

Ao cessar os efeitos tectono-termiais da orogênese Rio Alegre, a cerca de 1380 Ma, no Ectasiano, houve um longo intervalo de estabilidade nesse segmento crustal, o que é demonstrado pelas extensas coberturas sedimentares do Grupo Aguapeí. Contrastando com os registros sedimentares observados nos demais domínios, a base da formação Fortuna é precedida por um pacote relativamente restrito de conglomerados polimíticos, clastos suportados, que são interpretados como o estágio pré-rifte, do Grupo Aguapeí.

Entre 1000 Ma a 960 Ma, evidencia-se os registros da reativação tectônica, orogênese reflexa (?) provocada pela instalação e desenvolvimento do Cinturão Orogênico Sunsás, em território boliviano. Portanto o segmento Rio Alegre experimentou uma longa história de relativa estabilidade tectônica, que principia no Calimmiano (ca. 1400 Ma) e estende-se até o limiar do Toniano (ca.1000 Ma). A figura 160 ilustra esta etapa de estabilidade tectônica (1400 a 1100 Ma) e a deposição do Grupo Aguapeí.

A retomada dos processos orogênicos é marcada pela implantação do Cinturão Orogênico ou Faixa Móvel Aguapeí, lembrando que aqui interpretada como um edifício orogênico de natureza reflexa, ou uma reativação da crosta continental, provocada ou induzida pelos esforços compressivos que se concentravam a oeste, na margem do proto-craton Amazônico, o Cinturão Orogênico Sunsás no oriente boliviano.

A atividade orogênica Sunsás-Aguapeí pode ser separada em dois regimes de esforços principais. O regime compressivo, responsável pela formação dos dobramentos regionais (Sinclinal Serra do Caramujo/Salto do Aguapeí), das foliações plano-axiais ( $S_{1A}$  e  $S_{2A}$ ), o metamorfismo principal de fácies xisto-verde e zonas de cisalhamento reversas e cavalgamento, indicando transporte para NE. A reativação tectônica toniana envolve seguramente o embasamento do Grupo Aguapeí, como evidencia, por exemplo, o embainhamento da sinforma Salto do Céu no substrato metavulcano-sedimentar. O regime extensional, de caráter e abrangência limitada, caracteriza-se pela implantação e desenvolvimento de cinturões de cisalhamentos dúcteis com cinemática normal, provocando o relativo abatimento do segmento rio Alegre em relação ao batólito Santa Helena. A Zona de Cisalhamento Piratininga, que limita os domínios Rio Alegre e Jauru, é o principal exemplo deste regime extensional, provavelmente vinculado ao colapso do edifício orogênico Sunsás-Aguapeí.

As idades Ar-Ar obtidas em sericita do depósito aurífero Ellus (927 – 926 Ma) relatada por Fernandes *et al.* 2001, e em muscovita dos milonitos da ZC Piratininga (930 – 923 Ma), apontam para um resfriamento regional, pós-colapso extensional, no intervalo de 930 a 920 Ma.

Em oposição ao que se verifica em outros domínios tectônicos, não há registros ígneos relacionados à orogenia reflexa Sunsás-Aguapeí no domínio Rio Alegre. A estabilidade tectônica verificada ao final do Período Toniano, é o resultado direto da consolidação do Supercontinente Rodínia.

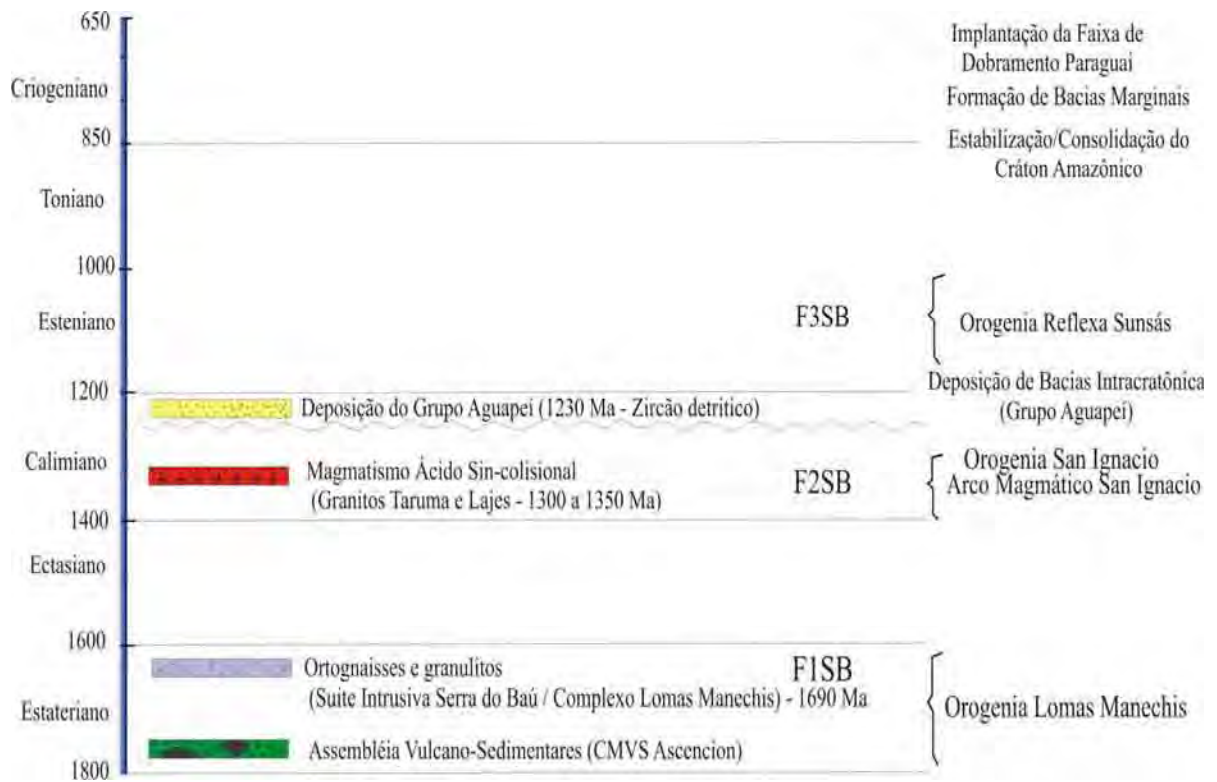
#### **7.1.4. DOMÍNIO TECTÔNICO SANTA BÁRBARA**

O Domínio Santa Bárbara apresenta a ação metamórfica e deformacional do Evento Tectônico Sunsás/Aguapeí, tem seu limite oriental definido pela Zona Cisalhamento Santa Rita.

É conveniente frisar que, de acordo com a proposição original de Litherland *et al.* (1986), o domínio tectônico em destaque era considerado como parte do Cráton Paragua, ou seja, não teria sido afetado pelas deformações e metamorfismo da Orogenia Sunsás-Aguapeí.

No entanto, a cobertura sedimentar Aguapeí, na Serra de Santa Bárbara, exhibe incontestáveis registros deformacionais e metamórficos relativos à orogenia toniana, portanto o limite do Cráton Paragua deve situar-se mais a oeste, provavelmente na região fronteira

Brasil-Bolivia (Figura 155). A figura 168 sumariza os principais episódios geológicos identificados nos tratos do Domínio Rio Alegre, os quais serão analisados nas discussões que seguem.



**Figura 168.** Quadro-sumário ilustrando a provável seqüência de eventos geológicos e unidades litoestratigráficas que compõem o Domínio Santa Bárbara.

A ausência de dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos dos terrenos ortognaisses (Suíte Serra do Baú) e das suas encaixantes metavulcano-sedimentares (CMVS Ascencion), impedem a definição adequada da natureza e cronologia dos eventos geológicos responsáveis pela consolidação da crosta continental mais antiga.

O Complexo Metavulcano-sedimentar Ascencion, pobremente exposto no Brasil, é correlacionada ao Supergrupos Xistos San Ignacio (Litherland *et al.* (1986) ou Grupo San Ignacio (Boger *et al.* (2005), esses autores reportam idade U-Pb (SCHRIMP) em zircão detritico que indica uma área fonte com aproximadamente 1765 Ma.

Recente estudo geocronológico conduzido por Boger *et al.* (2005) em território boliviano, demonstrou que a suíte ortognáissica/granulítica Lomas Maneches, tentativamente correlacionada a Suíte Serra do Baú, apresenta idade de cristalização entre

1690 a 1660 Ma, assinalando um importante episódio orogênico/magmático de idade estateriana, até o presente não verificado nos demais domínios tectônicos. Após essa fase magmática estateriana, os terrenos proterozóicos bolivianos e, por correlação, o Domínio Santa Bárbara, experimentaram um estágio de estabilidade tectônica de aproximadamente 300 Ma.

O longo período de quiescência é interrompido pela reativação tectôno-metamórfica da crosta paleoproterozóica (estateriana e mais antiga) durante a implantação e desenvolvimento da Orogenia San Ignacio (Litherland *et al.* 1986). Boger *et al.* (2005) redefine o período de duração dessa orogenia, para o intervalo de 1340 a 1320 Ma, de acordo com os dados geocronológicos U-Pb (SCHRIMP) em granitóides e litotipos metamórficos.

No Domínio Santa Bárbara a Orogenia San Ignacio é caracterizada pela colocação dos batólitos Lajes e Tarumã, que apresentam idade de cristalização U-Pb em zircão de  $1310 \pm 34$  Ma e  $1289 \pm 15$  Ma, respectivamente. Os índices de  $\epsilon_{Nd(t)}$  0,0 e - 4,11 para os dois granitóides apontam para a participação de material retrabalhado ou crustal na geração do magma parental.

Os dados isotópicos e litogeoquímicos indicam que os batólitos em foco representam os estágios colisionais à tarde-orogênicos na evolução da Orogenia San Ignacio. Enquanto as escassas informações estruturais não permitem tecer comentários sobre a história cinemática marcada pela orogenia, exceto que os esforços produziram uma orientação geral NNW.

Outro longo período de quiescência tectônica (1300 Ma a 1000 Ma) é marcado pela deposição das coberturas sedimentares do Grupo Aguapeí, que se prolonga do Ectasiano ao Esteniano. A relativa calma tectônica é interrompida pelos efeitos reflexos da Orogenia Sunsás, no oriente boliviano.

Instala-se sobre a crosta paleo-mesoproterozóica um outro regime tectônico compressivo, identificado claramente nos metassedimentos do Grupo Aguapeí na Serra de Santa Bárbara, pelos largos dobramentos abertos, *upright* e foliação plano axial do tipo xistosidade.

O metamorfismo observado é de fácies xisto verde e a recristalização é relativamente discreta. Os esforços tectônicos provocam movimentos no sentido de SWW para NEE. Este é o marco tectônico que consolida o Supercontinente Rodínia no limiar entre o Toniano e o Criogeniano.

### **7.1.5. DOMÍNIO TECTÔNICO PARAGUA**

Por definição o Cráton Paragua (Klinck & Litherland 1982) agrupa os tratos geológicos pré-cambrianos do oriente boliviano que foram poupados pela Orogenia Sunsás. Neste sentido, a região de Vila Bela da Santíssima Trindade/Serra de Ricardo Franco corresponde à continuidade, em território brasileiro, deste segmento crustal.

Os dados geocronológicos Rb-Sr e K-Ar reportados por Litherland *et al.* (1986) definem duas gerações de granitóides do Complexo Pensamiento: os granitos sin a tarde cinemáticos, com idades de cristalização em torno de 1350 Ma e os granitos tarde a pós cinemáticos, com idades de cristalização próximo a 1300 Ma.

O Complexo Pensamiento representa incomum volume de granitóides de fontes juvenis e crustais formados durante a evolução da Orogenia San Ignacio.

Longo período de quiescência tectônica é verificado após a Orogenia San Ignacio. A estabilidade é marcada pela deposição das coberturas sedimentares do Grupo Aguapeí, que se prolonga do Ectasiano ao Esteniano.

Evento magmático toniano, assinalado pela intrusão de soleiras máficas no Grupo Aguapei, a Suíte Intrusiva Huanchaca (918 a 845 Ma), evidência o reflexo dos estágios finais da Orogenia Sunsás. Essa atividade ígnea pontua o último evento geológico que precede a consolidação do Supercontinente Rodínia.

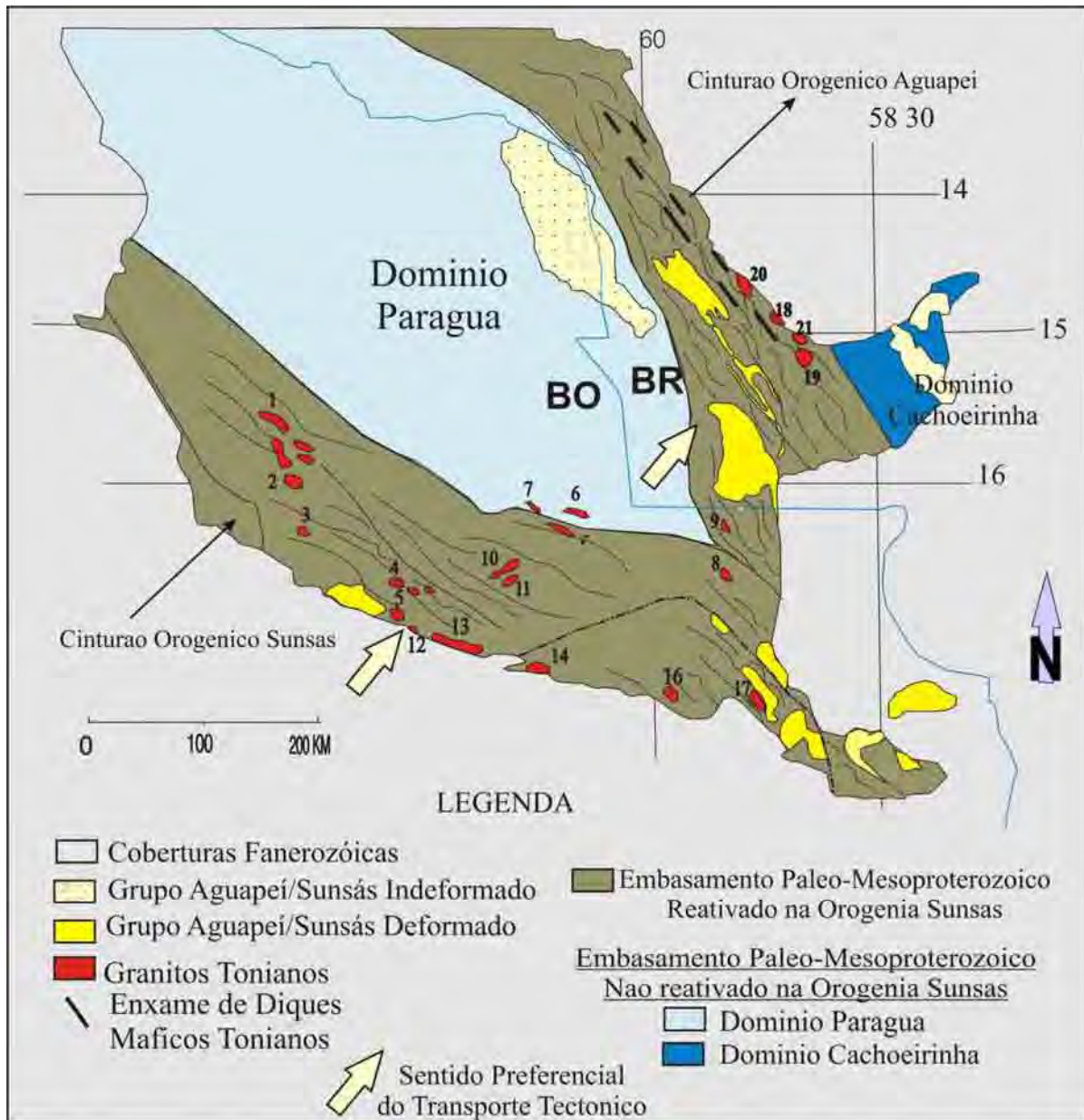
### **7.2. ESQUEMA EVOLUTIVO DA OROGENIA SUNSÁS**

A Orogenia Sunsás provoca metamorfismo, deformação e atividade ígnea bimodal em uma crosta continental consolidada no mesoproterozóico, no ectasiano ou calimiano, dependendo do domínio tectônico considerado.

Na figura 169 ilustramos a área de ocorrência dos cinturões orogênicos ativos durante a Orogenia Sunsás e os registros magmáticos a eles associados.

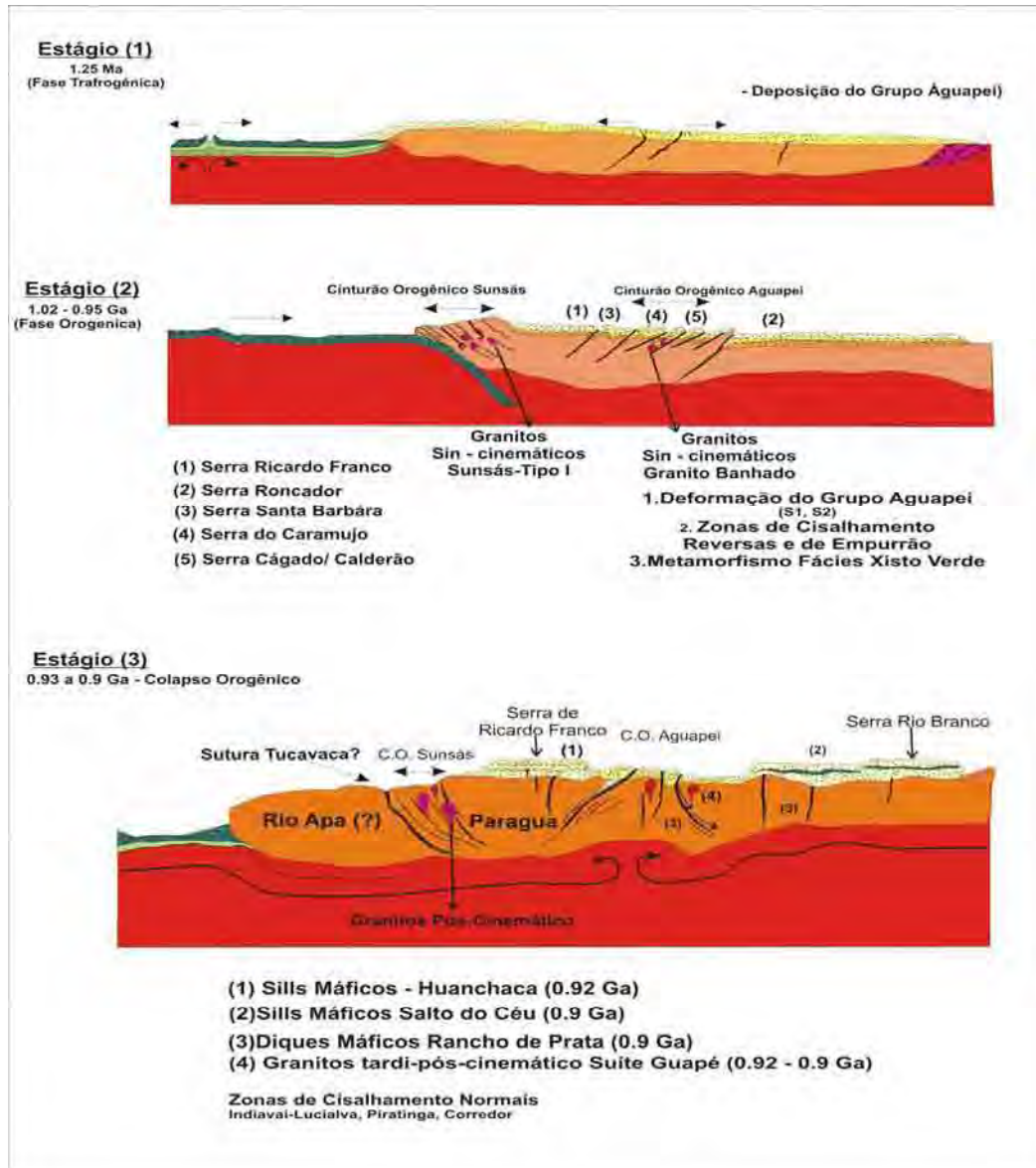
Apresentaremos a seguir o modelo evolutivo esquemático, em três cenários distintos, da Orogenia Sunsás (Figura 170). Neste exercício hipotético de reconstrução paleogeográfica, consideramos o Maciço ou Bloco Rio Apa, como um segmento crustal paleo a mesoproterozóico, aglutinado à margem cratônica durante a orogenia Sunsás, após a instalação e evolução do Arco Mágmatóico Sunsás (margem continental tipo Andina).

Em contraposição à proposta de Boger *et al.* (2005) que admite a acreção do microcontinente Paragua (Cráton Paragua) à margem do proto-cráton Amazônico, no modelo proposto o segmento crustal já integrava o proto-cráton Amazônico e foi reativado tectonicamente durante a Orogenia Sunsás.



**Figura 169.** Elementos tectônicos da Orogenia Toniana Sunsás, no Brasil e Bolívia.

Com base em todo o conjunto de dados apresentados, foram discriminados três estágios distintos de evolução geológica durante o esteniano e toniano: 1. o estágio tafrogênico, 2. estágio orogênico e 3. estágio de colapso extensional do orógeno.

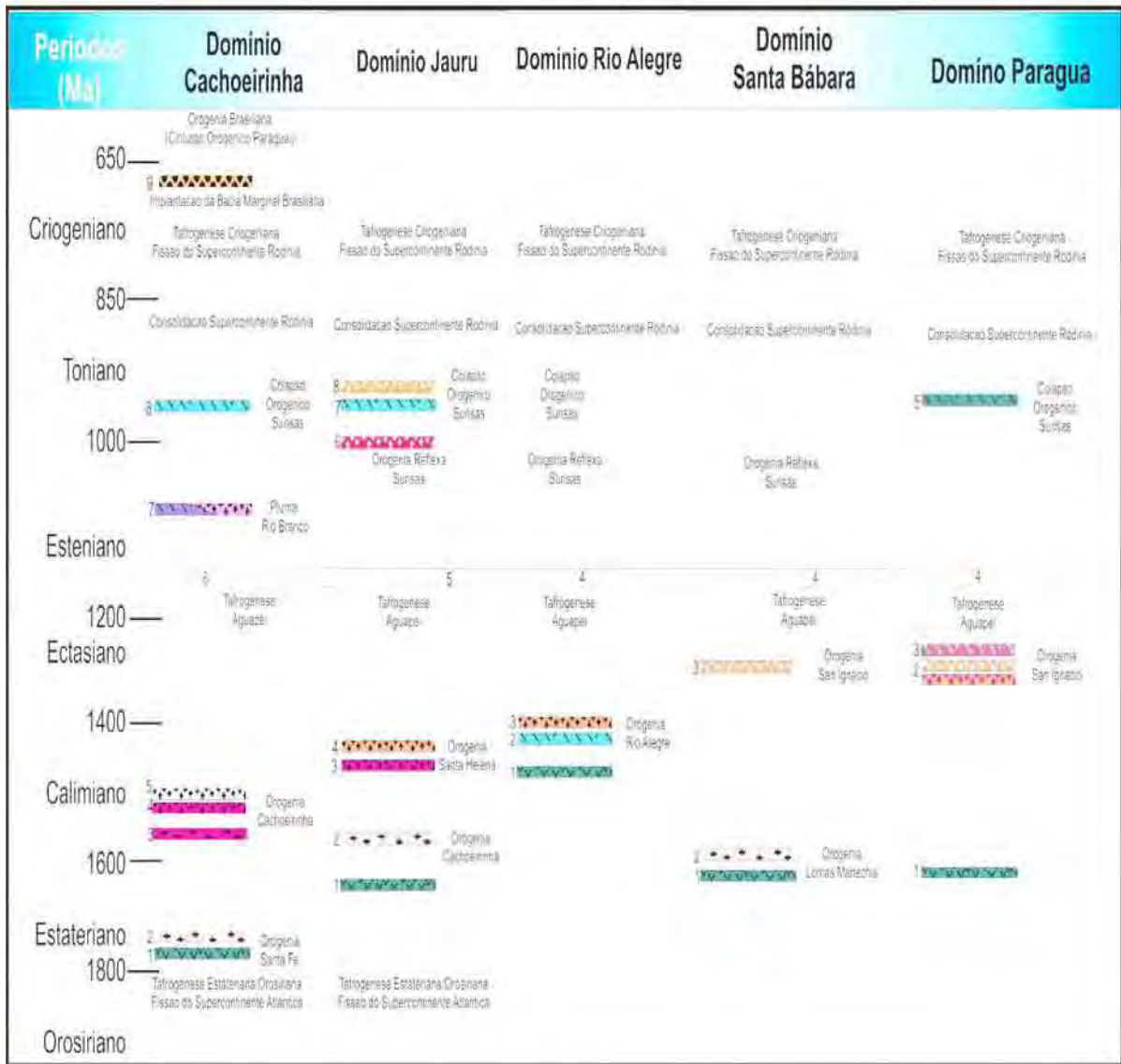


**Figura 170.** Esquema evolutivo da Orogenia Sunsás, destacando os três estágios principais e os registros geológicos associados.

### 7.3. SINOPSE DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

A escassez de dados de campo e informações geoquímicas e geocronológicas ainda impede a construção de modelos evolutivos e correlações regionais mais realistas, todavia, com base nos dados existentes, é possível realizar uma correlação tectono-estratigráfica preliminar entre os domínios apresentados. Na Figura 171 estão relacionadas às unidades litoestratigráficas descritas, a provável idade de formação e os eventos tectônicos (orogênicos e tafrogênicos) atuantes em cada domínio.

**Quadro Comparativo da Cronoestratigrafia e Eventos Orogenicos dos Domínios Tectônicos no Sudoeste do Cráton Amazônico (MT)**



**Figura 171.** Quadro-sumário destacando as principais unidades geológicas e os eventos termotectônicos que afetaram o SW do Cráton Amazônico. (D. Cachoeirinha: 1. C.M.V.S. Quatro Meninas/Cabaçal, 2.Gnaisses Aliança e Santa Fé, 3. Gnaisses São Domingos e Quatro Marcos, 4. S.I.Santa Cruz, 5. S.I.Alvorada, 6. Grupo Aguapeí, 7.S.I..Rio Branco, 8. S.I. Salto do Céu e 9. Formações Araras e Diamantino; D.Jauru: 1CMVS Pontes e Lacerda e Rio Galera, e S.I. Córrego Dourado, Salto Grande e Figueira Branca, 2. S.I. Rio Novo e Taquarussu, 3. S.I. Santa Helena e Água Clara, 4. S.I. Pindaituba, 5. Grupo Aguapeí, 6. Granito Banhado, 7. SI Rancho de Prata, 8. S.I. Guapé; D. Rio Alegre: 1.CMVS Rio Alegre, 2. Suítes Máficas-ultramáficas, 3. SI Santa Rita, 4. Grupo Aguapeí; D. Santa Bárbara: 1.CMVS Ascencion, 2. SI Serra do Baú, 3. Granitos Tarumã, e Granito Lajes, 5. Grupo Aguapeí. D. Paragua: 1. CMVS Dalriada, 2. Complexo Pensamiento (granitóides sin a póscinemáticos), 3. SI Guará, 4. Grupo Aguapeí, 5. SI Huanchaca.

## CAPÍTULO VIII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA

- ALMEIDA, F.F.M & HASUI, Y.1984. O Pré-cambriano do Brasil, São Paulo, Edgard Blücher, 378p.
- ALMEIDA, F.F.M, HASUI, Y., FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Sciences Review*, **17**:1-29.
- ALMEIDA, F.F.M. 1978. *Tectonic map of south america 1:5.000.000*. Explanatory note, Brasília DNPM/DGMW/UNESCO, 23p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1964. Geologia do centro-oeste mato-grossense. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 137p. (Boletim 215).
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 36p. (Boletim 241).
- ALMEIDA, F.F.M.de, BRITO-NEVES, B.B.,& CARNEIRO, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sci Rev.*, **50**:77-111.
- ALMEIDA, H. L., RUIZ, A.S., VOLLBRECHT, A., COSTA, P.C.C., ARCHANJO, C.J. 2005. Análise microestrutural dos milonitos da Zona de Cisalhamento Indiavai-Lucialva, porção SW do Cráton Amazônico (MT). In: X Simp. Estudos Tectônicos, Curitiba, Anais, p. 415 – 417.
- AMARAL, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M & HASUI, Y.1984. O Pré-cambriano do Brasil, São Paulo, Edgard Blücher, p.6 – 35.
- Araújo Ruiz, L.M.B. 2000. *Caracterização Petrográficas do Granito Sararé e de seu Embasamento Posto Sapé-MT*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra. Universidade Federal de Mato Grosso, 65p.
- Araújo Ruiz, L.M.B. 2003. *Caracterização petrológica, geoquímica e geocronológica do Maciço Sararé – Nova Lacerda – MT*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista de Rio Claro, 89p.
- Araújo Ruiz, L.M.B., Godoy, A.M., Souza, M.Z.A., Ruiz A.S. 2003a. Geologia da Porção Noroeste da Folha Rio Pindaituba – MT, SW do Cráton Amazônico. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 8, *Anais*, p. 122 – 123.
- Araújo Ruiz, L.M.B., Godoy, A.M., Souza, M.Z.A., Ruiz, A.S. 2003b. Aspectos Geoquímicos do Maciço Sararé – SW do Cráton Amazônico. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 8, *Anais*, p. 130 – 131.

- Araújo Ruiz, L.M.B., Godoy, A.M.; Souza, M.Z.A., Ruiz A.S. 2003c. Litogeoquímica de Elementos de Terras Raras do Maciço Sararé, Sw do Cráton Amazônico. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9. Anais*, p.738 - 740.
- Araújo Ruiz, L.M.B., Ruiz, A.S, Souza, M.Z.A., Godoy, A.M. 2001. Caracterização Petrográfica do Granito Sararé e de seu Embasamento na Porção SW do Cráton Amazônico-MT. *In: Workshop - Geology of the SW Amazonian Cráton. Geology of the SW Amazonian Cráton: State of the Art. São Paulo, 1, Atas*, p.159-162
- ARAUJO-RUIZ, L. M. B. de, GODOY, A. M., AGUIAR, M. Z. S. de, RUIZ, A. S., GERALDES, M. C., MATOS, J. B.,de. 2005. Caracterização petrográfica e litogeoquímica preliminar da suíte intrusiva rio branco na região SWde Mato Grosso *In: X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica do Mercosul. (no prelo)*
- ARAUJO-RUIZ, L. M. B. de, GODOY, A. M., SOUSA, M.Z de A. de, RUIZ, A. S., GERALDES, M. C., MATOS, J. B.,de, Montano L. F. de M. 2005a. Caracterização geológica e geoquímica do batólito rapakivi rio branco, SW do Cráton Amazônico – MT. *In: IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. GO. (no prelo)*
- ARAÚJO-RUIZ, L.M.B. 2003. *Caracterização petrológica, geoquímica e geocronológica do Maciço Sararé – Nova Lacerda-MT*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista – UNESP, Rio Claro, 89p.
- ARAÚJO-RUIZ, L.M.B. de, RUIZ, A.S.; GODOY, A.M.; SOUSA, M.Z de A. 2005b. SOLEIRAS MÁFICAS TONIANAS (SUÍTE INTRUSIVA SALTO DO CÉU) NO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO: REGIME EXTENSIONAL RELACIONADO À OROGENIA SUNSÁS? *In: IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. GO. (no prelo)*
- BARROS, A.M., SILVA, R.H. da, CARDOSO, O.R.F.A., FREIRE, F.A., SOUZA Jr.,J.J.da, RIVETTI, M., LUZ, D.S. da, PALMEIRA, R.C. & TASSINARI, C.C.G.1982. Geologia. *In: Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL, Folha SD.21. Cuiabá. Rio de Janeiro, 544 p. Levantamentos de Recursos Naturais, 26: 25-192.*
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic Interpretation of Granitic Rock Series Using Multicationic Parameters. *Chemical Geology, 48: 43-55*
- BOGER ,S.D., RETZ, M., GILES, D., ETCHART, E. e FANNING, C.M .,2005. U-Pb age data from the Sunsas region of eastern Bolívia, evidence for the allochthonous origin of the Pargua Block.
- BRITO-NEVES, B.B.de, 1992. O fenômeno da ativação no contexto da tectônica global. *Boletim IG-USP, Série Didática, n.4,174p.*

- CARNEIRO, M.A., 1985. Contribuição à geologia da região de São José dos Quatro Marcos-MT. São Paulo. IG-USP.Dissertação de mestrado.156p.
- CARNEIRO, M.A., ULBRICH, H.H.G.J., KAWASHITA, K. 1992. *Proterozoic crustal evolution at the southern margin of the Amazonian craton in the State of Mato Grosso, Brazil: evidence from Rb-Sr and K-Ar data*. Precambrian Research, **59**: 263-282.
- CASTELNAU F.1857. *Expedition dans les parties centrales de l’Amerique du Sud*,...15, vol. 7 partes, Paris.
- COLLINS, W.J.,BEANS,S.D.,WHITE,A.J.R.,CHAPPELL,B.W.1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Austrália. Contrib. Mineral. Petrol., **80**: 189-200.
- CORDANI , U.G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of South America Plataform, basead on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. Episodes, **22**:167-173.
- CORDANI , U.G., SATO, K., TEIXEIRA W., TASSINARI C.C.G., BASEI M.A.S.,2000. Crustal evolution of South America Plataform.In: U.G.CORDANI, E.J.,MILANI, A.,THOMAZ FILHO, D.A.CAMPOS (eds.) Tectonic Evolution of South America. 31<sup>st</sup> Int. Geol.Cong.,Rio de Janeiro p.19-40.
- CORDANI , U.G., TASSINARI C.C.G., TEIXEIRA W., BASEI M.A.S., KAWASITA K.1979. Evolução tectônica da amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, Chile. Actas...p.137-48.
- CORDANI, U. G. & TEIXEIRA, W. (*no prelo*). Proterozoic accretionary belts in the amazonian cráton.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B.de, 1982.The geologic evolution of South América during the Archean and Early Proterozoic.Revista Brasileira de Geologia, **12** (1-3),78-88.
- COSTA, C. da, P.C.,RUIZ, A.S., MATOS, J.B., GIRARDI, V.A.V & ALMEIDA, H.L. 2005. (*no prelo*). Estudo geoquímico dos diques máficos da região de Nova Lacerda (MT). Porção sudoeste do Cráton Amazônico.
- COSTA, J.B.S., & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: M.L.COSTA, R.S.Angélica (eds). Contribuições à Geologia da Amazônia. SBG, p. 15-90.
- COSTA, J.B.S., HASUI, Y., BEMEGUY R.L., SOARES JÚNIOR A.V., VILLEGAS J.M.C. 2002. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. An. Acad.Brasil.Ciênc. **74**:519-531.
- COX, K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*.George, Allen e Unwin, London.

- DARDENNE M.A. & SCHOBENHAUS C. 2001. Metalogênese do Brasil. Ed. Univ. Brasília/CPRM, Brasília, 392p.
- DE PAOLO D.J.1980. Crustal growth and mantle evolution: inference form models of elements transport and Nd and Sr isotopes. *Geochimica Cosmochimica Acta*,**44**:1185-1196.
- DE PAULO, V.G. 2005. Evolução crustal de rochas policíclicas do SW do Cráton Amazônico. Seminário de Mestrado, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 102p.
- DEBON, F., LE FORT, P., SABATÉ, P. 1988. Uma Classificação Química- Mineralógica das Rochas Plutônicas Comuns e Suas Associações, Método e Aplicações. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**:122-133.
- DEL'ARCO, J.O., SILVA, R.H., TARAPANOFF, I., FREIRE, F.A., PEREIRA, L.G.M., SOUZA, S.L., LUZ, J.S., PALMEIRA, R.C.B., TASSINARI, C.C.G. 1982. Geologia. In: Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL, Folha SE.21. Corumbá e Parte da Folha SE 20. Rio de Janeiro, p. 25-160 (Levantamentos de Recursos Naturais, 27).
- FERNANDES, C.J & KUYUMJIAN, R.M. 2005. Geologia e controle estrutural dos depósitos de ouro do Grupo Aguapeí – Região da Lavrinha, Sudoeste do Cráton Amazônico. *Rev.Brasil. Geociências*. **35(1)**:13-22.
- FERNANDES, C.J., GERALDES, M.C., TASSINARI, C.C.G. & KUYUMJIAN, R.M. 2003. Idades  $Ar^{40}/Ar^{39}$  para os depósitos auríferos da Faixa Móvel Aguapeí, porção sudoeste do Cráton Amazônico, Estado de Mato Grosso. In: *VIII Simp. Geol.Centro-Oeste*, Anais, Cuiabá, p. 93-96.
- FERNANDES, C.J., GERALDES, M.C., TASSINARI, C.C.G. & KUYUMJIAN, R.M. 2003. Idades  $Ar^{40}/Ar^{39}$  para os depósitos auríferos da Faixa Móvel Aguapeí, porção sudoeste do Cráton Amazônico, Estado de Mato Grosso. In: *VIII Simp. Geol.Centro-Oeste*, Anais, Cuiabá, Brasil, p. 93-96.
- FERREIRA FILHO, C.F.& BIZZI, L.A. 1985. Caracterização de cumulos máficos granulitizados no Rio Alegre - MT . II Simp. de Geol. do Centro Oeste. Goiânia.p.239-246.
- FIGUEIREDO, A. J., RODRIGUES, A. P., PIMENTEL, G. de B., REISCHL, J.L., REZENDE FILHO, S.T. e RIBEIRO FILHO, W. 1974. *Projeto Alto Guaporé*. Goiânia, DNPM/CPRM. Relatório Final, v.4, 35 p.
- GERALDES, M.C. 1996. Estudos geoquímicos e isotópicos das minealizações auríferas da região de Pontes e Lacerda, MT. Dissertação de mestrado. UNICAMP.104p.

- GERALDES, M.C. 2000. Geocronologia e geoquímica do plutonismo mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 193 p.
- GERALDES, M.C. VAN SCHMUS W.R. CONDIE, K.C. BELL, S. TEIXEIRA, W. & BABINSKI M. 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian Research*, **111**:91-128.
- GERALDES, M.C., BETTENCOURT, J.S., TEIXEIRA, W. & MATOS, J.M. 2004. Geochemistry and isotopic constraints on the origin of the mesoproterozoic Rio Branco ‘anorogenic’ plutonic suite, SW of Amazonian craton, Brazil: high heat flow and crustal extension behind the Santa Helena arc? *Journal of South American Earth Sciences*, **17**: 195-208.
- GIOIA, S.M.L.C & PIMENTEL, M.M. 2000 The Sm-Nd method in the geochronology laboratory of University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.72, n 2, p.219-245.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. 1985. The central Brazil shield reviewed. *Episodes*, 8(1):29-37.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de 1970 Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Soc. Bras.Geol., Bol.*, **19**(1):5-26. São Paulo.
- KLINCK, B.A. e LITHERLAND, M. 1982. A model for the Proterozoic structural history of eastern Bolivia. *Rep. East. Bolivia Miner. Expl. Proj.Santa Cruz*, BAK/15(inédito).
- LACERDA FILHO, J.W., ABREU FILHO, W., VALENTE, C.R., OLIVEIRA, C.C., ALBUQUERQUE, M.C. 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Conv. CPRM/SICME-MT, MME. 235 p.
- LASA – ENGENHARIA E PROSPECCÇÕES S.A.1968 Levantamento foto-geológico e geoquímico do Centro-Oeste de Mato Grosso, vale do Jauru e adjacências. Rio de Janeiro.Relatório Técnico do arquivo da DGM, 153. DNPM. 77p.
- LE MAITRE, R.W.A. 1989. *Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological-Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell, Oxford. 193 p.
- LEITE, J.A.D., SAES, G.S., WESKA, R.K. 1985. A Suíte Intrusiva Rio Branco e o Grupo Aguapeí na serra de Rio Branco, Mato Grosso. *In: Simp. Geol. Centro-Oeste, Anais, Goiânia*, p. 247 – 255.
- LIMA, M.I.C. 1984. Províncias geológicas do Cráton Amazônico em território brasileiro. *In: SBG/Núcleo Norte, II Symposium Amazônico, Manaus, Anais*, 1: 9 – 23.

- LITHERLAND, M., & BLOOMFIELD, K., 1981. The Proterozoic History of Eastern Bolívia. *Prec.Res.* **15**:157 – 179.
- LITHERLAND, M., ANNELLS, R.N., APPLETON, J.D., BERRANGÉ, J.P., BLOOMFIELD, K., BURTON, C.C.J., DARBYSHIRE, D.P.F., FLETCHER, C.J.N., HAWKINS, M.P., KLINCK, B.A., LLANOS, A., MITHCELL, W.I., O CONNOR, E.A., PITFIELD, P.E.J., POWER, G. e WEBB, B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. British Geological Survey. Overseas Memoir 9.* London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.
- LITHERLAND, M., KLINCK, B.A. O'CONNORS, E.A. & PITFIELD, P.E.J. 1985. Andean trending mobile belt in Brazilian shield. *Nature*, 314:345-348.
- LUDWIG, K. R. 1999 User's manual for Isoplot/Ex version 2.10: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication no. 1a.*
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635-643.
- MATOS, J.B. 1995. Contribuição à geologia de parte da porção meridional do Cráton Amazônico, região do Rio Alegre-MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 133p.
- MATOS, J.B. e RUIZ, A.S. 1991. Contribuição à geologia da Folha Santa Rita – Mato Grosso. *In: III Simp. Geol. Centro Oeste, Anais, Cuiabá*, p. 122 – 130.
- MATOS, J.B., RUIZ, A.S., SOUSA, M.Z.A., CALACHIBETE, C., GERALDES, M.C. 2003. Caracterização litoestrutural dos Distritos de Taquarussu e Lucialva – Município de Jauru (MT). *In: VIII Simp. Geol. Centro-Oeste, Anais, Cuiabá*, p. 40 – 42.
- MATOS, J.B., SCHORSCHER, J.H.D., GERALDES, M.C., SOUSA, M.Z.A., RUIZ, A.S. 2004. Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas do Orógeno Rio Alegre, Mato Grosso: um registro de crosta oceânica Mesoproterozóica no SW do Cráton Amazônico. *Geologia USP – Série Científica*, **4**: 75 – 90.
- MATOS, J.B., SOUSA, M.Z.A., RUIZ, A.S., SILVA, C.H., SOUZA, F.J. 1996. Caracterização preliminar do Granodiorito Água Clara do Distrito de Farinópolis (Araputanga – MT). *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Camboriu, Anais*, p. 64– 66.
- MCDUGALL, I., & HARRISON, T.M. 1999. *Geochronology and thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method.* 2 ed. Oxford, Oxford University Press. 269p.

- MENEZES, R.G. de, SILVA, P.C.S., SILVA, L.C., TAKAHASHI, A.T., LOPES Jr., I. & BEZERRA, J.R.I. 1993. Pontes e Lacerda. Folha SD.21-Y-C-II. In: MME/DNPM, Projeto Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, 126 p.
- MESCHÉDE, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**, 207-218.
- MICHARD, A. GURRIET, P., SOUDANT, M., and ALBAREDE, F. 1985. Nb isotopes in French phanerozoic shales: external vs internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**: 601-610.
- MIDDLEMOST, E.A.K. 1985. *Magma and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology*. London, Longman, 206p.
- MONTALVÃO, R.G.M., 1975. Grupo Utuamã no Cráton Guianês. 10, Belém. Anais...Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM). p.286-339.
- MONTEIRO, H.; MACEDO, P.M.; SILVA, M.D.; MORAES, A.A. & MARCHETTO, C.M.L. 1986. O 'Greenstone Belt' do Alto Jauru. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, *Anais*, Goiânia **2**: 630-647.
- O'CONNOR, J.T., 1965 *A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios*. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 525B, B79-B84.
- O'NIONS, R.K., HAMILTON, P.J. and EVENEN, N.M., 1977. Variation in  $^{87}\text{Nd}/^{86}\text{Nd}$  and Sr/Sr in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **34**:13-22.
- OLIVA, L.A., 1979. Ocorrência Mineralis na Folha Cuiabá (SD.21). Relatório de Viagem Goiânia, DNPM, 1979, p.18
- OLIVEIRA, E.P. 1915. *Geologia: Reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. Expedição Científica Roosevelt-Rondon, Comissão de Linhas Telegraficas de Mato Grosso ao Amazonas*, Rio de Janeiro, Anexo 1, Publ.50.
- PADILHA, A.V., MONTES, A.S.L., MENEZES FILHO, N.R., LEMOS, D.B., CARDOSO, O.R.S.A., LIMA, P.S.C., ALMEIDA, V.J. ABREU FILHO, W., SILVEIRA, W.P., LUZ, J.S., MONTES, M.L. 1974. *Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso*. Goiânia. DNPM/CPRM. V.1 a 5.
- PARRISH, R.R. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Isotope Geoscience*. **66**:99-102.
- PEARCE, J. A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**:290-300.

- PEARCE, J. A. & NORRY, M. J. 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**:33-47.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. 1984 .Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Jour. Petrol.*, **25**:956-983.
- PINHO F.E.C., FYFE, W.S. and PINHO, M.A.S.B.1997. Early proterozoic evolution of the Alto Jauru greenstone belt, southern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **39**:220-229.
- PINHO, F.E.C. 1996. The origin of the Cabaçal Cu-Au deposit, Alto Jauru Greenstone Belt, Brazil. Doctoral Dissertation. The University of Western Ontário, London, Canadá. 211p.
- PINHO, F.E.C; FYFE, W.S & PINHO, M.A.S.B. 1997. Early proterozoic evolution of the Alto Jauru Greestone Belt, southern Amazonian Craton, Brazil. *Intern. Geol. Review*, **39**: 220-229.
- PINHO, M.A.B.S. 1990. *Geologia, petrologia e geoquímica das rochas ocorrentes ao longo do Rio Aguapeí –Sudoeste do Cráton Amazônico- Pontes e Lacerda – MT*. Porto Alegre. UFRGS. Dissertação de Mestrado. 119 p.
- PITFIELD, P.E.J.,BARRIENTOS,L.E. and CORS, Z,F. 1979. Notes on sheet 7643 (Estancia San Antonio) Rep. E.Bolivia. Min.Expl. Proj. (Proyecto Precambrico) PEJP/9 (Non Publicado).
- PUPIN, J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *In: Contrib. Mineral.Petrol.* **73**:207-220.
- RENNE P.R., ERNESTO M., MINER S. 1997. Geochronology of the Paraná-Etendeka Magmatic Province. *Eos*, F742.
- ROGERS J.J.W.1996. A history of the continents in the past three billions years. *J.Geol.*,**104**:217-228.
- RUIZ, A.S. 1992. Contribuição a Geologia do Distrito de Cachoeirinha, MT. São Paulo. IG-USP. Dissertação de Mestrado. 98 p.
- RUIZ, A.S., MATOS, J.B., SIMÕES, L.S.A., ARAÚJO-RUIZ, L.M.B.A., SOUSA, M.Z.A., GODOY, A.M., COSTA, P.C.C., FERNANDES, C.J., ALMEIDA, H.L.de. (*no prelo*). Arcabouço litoestratigráfico e tectônico do Cráton Amazônico no SW de Mato Grosso: revisão e atualização. I Coletânea Geológica de Mato Grosso. Ed. UFMT. Cuiabá.
- RUIZ, A.S., RUIZ, L., M B A., GODOY, A., M., SOUSA., Z. A., GERALDES, M.C., SIMÕES, L.S.A. e MATOS, J.B. 2003. Maciços Graníticos Tonianos (1.0–0.85 Ga.) no SW do Cráton Amazônico: Bolívia Oriental e SW de Mato Grosso/BR. *In: SBG, Simp. Geol. Centro Oeste*, 7, *Anais*, p.112–113
- RUIZ, A.S., GERALDES, M.C., MATOS, J.B, TEIXEIRA, W., VAN SCHMUS, W.R., SCHMITT, R. 2004. The 1590 – 1520 Ma Cachoeirinha magmatic arc and its tectonic

- implications for the Mesoproterozoic. SW Amazonian craton crustal evolution. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 76(4): 807-824.
- RUIZ, A.S., SOUSA, M.Z.A., SIMÕES, L.S.A., MATOS, J.B., GODOY, A. M., ARAÚJO-RUIZ, L.M.B.A. 2004. Aspectos petrográficos e estruturais da porção meridional do batólito Santa Helena – SW do Cráton Amazônico. *In: SBG, Congr. Bras. Geol., 42, Anais, Araxá*. 2: 630-647.
- RUIZ, A.S., SIMÕES, L.S.A., ALMEIDA, H. L.de, GODOY, A. M., MANZANO, J.F. 2005. Análise estrutural do batólito Santa Helena: implicações sobre a evolução tectônica do SW do Cráton Amazônico durante as Orogenias San-Ignácio-Rondoniano e Sunsás-Aguapeí. *In: X Simp. Estudos Tectônicos, Curitiba, Anais*, p. 411 – 414.
- RUIZ, A.S., SIMÕES, L.S.A., ARAÚJO-RUIZ, L.M.B.A., MATOS, J.B., GODOY, A. M., AGUIAR, M.Z.A. Caracterização geológica do quadrante sudeste da Folha Rio Novo (SD-21-Y-A-I) – Mato Grosso. *In: VIII Simp. Geol. do Centro-Oeste, Anais, Cuiabá, Brasil*, p. 114-115.
- RUIZ, A.S., SIMÕES, L.S.A., BRITO NEVES, B.B. de. 2005. Maciço Rio Apa: extremo meridional do Cráton Amazônico. *In: X Simp. Estudos Tectônicos, Curitiba, Anais*, p. 301 – 304.
- RUIZ, A.S., SIMÕES, L.S.A., COSTA, P.C.C., MATOS, J.B., ARAÚJO-RUIZ, L.M.B.A., GODOY, A. M., SOUSA, M.Z.A. 2005. Enxames de diques máficos (Suíte Intrusiva Rancho de Prata) no SW do Cráton Amazônico: indícios de colapso extensional no Orógeno Sunsás? *III Simp. Vulc. Ambientes Associados, Cabo Frio/ Rio de Janeiro, Anais*. p.297-302.
- RUIZ, A.S., Araújo-Ruiz, L.M.B. de Godoy, A.M.; Sousa, M.Z de A.; Matos, J.B. de; Geraldés, M.C. 2005. Magmatismo granítico tarde-pós cinemático do domínio tectônico cachoeirinha (suíte intrusiva alvorada) no sw do cráton amazônico. *In: IX Simpósio de geologia do Centro-Oeste. GO. (no prelo)*
- SADOWSKI, G.R. & BETTENCOURT, J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlation between east Laurentia and the western border of Amazon Craton. *Precambrian Research*, 76: 213 – 227.
- SAES, G.S. & FRAGOSO CÉSAR, A.R.S. 1994. The Aguapeí Basin (southwest Amazonia): an Grenville age aulacogen of the Sunsás orogen. *In: SBG, Cong. Bras.Geol., 38, Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos*, 207 – 209.

- SAES, G.S. & FRAGOSO CÉSAR, A.R.S. 1996. Acresção de terrenos mesoproteróicos no SW da Amazônia. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Boletim de Resumos Expandidos, (1): 348p.*
- SAES, G.S. & FRAGOSO CÉSAR, A.R.S. 1996. Acresção de terrenos mesoproteróicos no SW da Amazônia. *In: SBG, Cong. Bras.Geol., 39, Salvador, Boletim de Resumos Expandidos, (1) 348p.*
- SAES, G.S. 1999. Evolução tectônica e paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1.2 – 1.0Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 135p.
- SAES, G.S., LEITE, J.A.D. & WESKA, R.K. 1984. Geologia da Folha Jauru (SD.21.Y.C.III): uma síntese dos conhecimentos. *In: 33 Congresso Brasileiro de Geologia, v. 5, 2193-2204.*
- SANTOS, J.O.S.; PESSOA, M.R., REIS, N.J. 1981. Associações máficas-ultramáficas manesianas na Plataforma Amazônica. Manaus: CPRM.
- SANTOS, J. O.S. & LOUGUERCIO, S.O.C. 1984. A parte meridional do cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central) *In: Schobbenhaus, C., CAMPOS, D.A., DERZE, F.R., ASMUZ, H.E.(eds.) Geologia do Brasil. Brasília. DNPM/MME. p.93-127.*
- SANTOS, J.O.S., REIS NETO, J.M.1982. Algumas idades das rochas graníticas do Cráton Amazônico. *In: SBG, Congr. Brás.Geol., 32. Anais..., Salvador, v.1 p.339-347*
- SANTOS, J.O.S., RIZZOTTO, G.A., POTTER., HARTMANN, L.A., EASTON, R.M., McNAUGHTON, N.J. 2002. The Sunsas Orogenic cycle in western Amazon Craton, south America and correlation to the Greenville cycle of Laurentia, based on U-Pb isotopic study of detrital and igneous zircons. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41. João Pessoa. Anais...SBG/Núcleo nordeste, p.335.*
- SANTOS F.J., BRITO NEVES, B.B.de. 1984. Província Borborema. *In: F.F.M. de Almeida, Y.Hasui.1984. O Pré- cambriano do Brasil. São Paulo. Blücher. P.123-186.*
- SANTOS, J.O.S., FARIA, M.S.G., HARTMANN, I.A., McNAUGHTON, N.J. 2001. Age and regional stratigraphy of the Roraima supergroup and Roraima-like outliers in the northern South America based on U-Pb geochronology. *In: Simp. Geol. Amazônia, 7, Belém, Resumos Expandidos. CD-Rom.*
- SANTOS, R.O.B., PITTHAN, J.H.L., BARBOSA, E.S., FERNANDES, C.A.C., TASSINARI, C.C.G., CAMPOS, D. A. 1979. Geologia. *In: BRASIL MME-SG. Projeto RADAMBRASIL.Folha SD.20 Guaporé Rio de Janeiro. (Levantamentos de Recursos Naturais, 19). p. 21-123.*

- SCANDOLARA, J., AMORIM J.L.1999. A faixa móvel Guaporé, sua definição e inserção no contexto geotectônico do SW do Cráton Amazônico. VI Simposium Nacional de Estudos Tectônicos (SNET) p. 24-27.
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS D.A., DERZE G.R. ASMUS H.E.1984. Geologia do Brasil: Texto explicativo do mapa do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000.Brasília, MME-DNPM, 501p.
- SOUSA, M.Z.A., RUIZ, A.S., MATOS, J.B., GODOY, A., M., SIMÕES, L.S.A., ARAÚJO-RUIZ, L.M.B., BATATAS, M.E.F. 2005. O batólito Santa Helena, SW do Cráton Amazônico – MT. X Cong. Brás. Geol. Porto de Galinhas.
- SOUZA, E.P. e HILDRED, P.R. 1980. Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí, Oeste de Mato Grosso. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Camboriu, Anais, 2: 813 – 825.
- STEIGER, R.H & JAEGER 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. Earth and planetary Science Letters, v.26, n.2, p. 207-221.
- SUN S.S. and MCDONOUGH W.F.,1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J.(eds), Magmatism in ocean basins. Geol.Soc.London.Spec.Pub. 42,p.313-345.
- TASSINARI, C.C.G. 1981. Evolução tectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 99 p.
- TASSINARI, C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 139 p.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes, **38**: 174-182.
- TASSINARI, C.C.G., BETTENCOURT, J.S., GERALDES, M.C., MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A. & Campos, D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, p. 41 – 95.
- TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Org. Neto-Mantesso, V., Bartorelli, A, Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B.B. de B., p. 471-486.

- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. 1985. *The continental crust: it is compositior and evolutivo*. Blackwell, Oxford.
- TAYLOR, W.P. 1976. *Intrusion and differentiation of granitic magma at high level in the crust: the Puscao Pluton. Lima Province, Peru*. Journal of Petrology. p. 82-133.
- TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. 1984. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. *In: SBG/ Núcleo Norte, II Symposium Amazônico, Manaus, Anais*, p. 87 – 101.
- TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. 1984. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. SBG/ Núcleo Norte, II Symposium Amazonico, Manaus, *Anais*, p. 87-101.
- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213 – 227.
- TOHVER, E., VAN DER PLUIJM, B.A., SCANDOLARA, J., GERALDES, M.C. 2000. Rondinia and the Amazônia-Laurentia connection preliminary D-P-t results in western Brazil. *In: GSA Annual Meeting. Denver. Abstract Volume*.
- TOLEDO, F.H. 1998. Mineralização e alteração hidrotermal do depósito de ouro do Cabaçal, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado. UNICAMP. Campinas (SP). 86p.
- VAN SCHMUS, W.R., BROWN, B.A., MUDREY, G., Jr., MICHAEL, MUDREY, G. 1998. International Geological Correlation Project 426: Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Process. *In: International Field Conference – Proterozoic Granite Systems of the Penokean Terraine in Wisconsin. Field Guide and Proceedings* p.148-149.
- VASCONCELOS, P.M., ONOE, A.T., KAWASHITA, K., SOARES, A.J. AND TEIXEIRA, W. 2002.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology at the Instituto de Geociências, USP: Instrumentation, analytical procedures and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*.
- VIEIRA, A.J. 1965. Geologia do Centro-Oeste do Mato Grosso. PETROBRÁS/DEBSP, Rio de Janeiro, 58p.
- VIGNERESSE, J.L. 2005. The specific case of the mid-proterosoic rapakivi granites and associated suite within the context of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research* **137**: 1-34.
- WASSERBURG, G.J. JACOBSEN, S.B., DEPAOLO, D.J., MCCULLOCH, M.T. e WEN, J. 1981. Precise determinations of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in Standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**: 967-974.

- WEAVER, B. & TARNEY, J. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, **310**: 575-578.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**: 459-469.
- WINDLEY, B.F. 1995. *The evolving continents*. 3 ed. Chichester, John Wiley & Sons, 526 p.

# **ANEXOS**

**Tabela de Dados Geoquímicos**

Unidade	Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI
Água Clara	ACL-4	70,59	0,3	15,39	2,48	0,02	0,7	2,68	4,13	3	0,08	0,63
Água Clara	ACL-3	67,25	0,49	16,59	3,65	0,03	1,14	3,71	4,74	1,65	0,14	0,59
Água Clara	ACL-9	64,95	0,56	16,98	4,61	0,05	1,46	4,13	4,51	1,98	0,17	0,61
Água Clara	ACL-5A	68,98	0,46	15,15	3,57	0,04	1,03	3,45	4,33	2,25	0,11	0,62
Água Clara	ACL-5	68,21	0,46	15,93	3,55	0,04	1,03	3,47	4,29	2,23	0,11	0,7
Santa Helena	J13A	75,72	0,19	12,29	1,96	0,02	0,05	0,53	3,13	5,67	0,02	0,04
Santa Helena	J17B	72,8	0,27	14,5	2,36	0,04	0,48	1,74	4,87	2,31	0,06	0,59
Santa Helena	43PLA	79,1	0,08	11,13	1,07	0,01	0,07	0,33	2,15	5,49	0,01	0,57
Santa Helena	43PI	79,37	0,08	11,02	1,06	0,01	0,07	0,33	2,17	5,26	0,14	0,73
Santa Helena	32PI	78,93	0,13	11,11	1,39	0,01	0,05	0,47	2,68	4,87	0,15	1,07
Santa Helena	15PI	76,79	0,16	12,19	0,87	0,02	0,17	0,75	2,58	6,17	0,14	0,96
Santa Helena	16PI	77,86	0,14	11,14	1,71	0,02	0,03	0,37	3,18	5,19	0,05	0,47
Santa Helena	J13A	75,87	0,18	12,16	1,93	0,02	0,06	0,53	3,17	5,73	0,06	0,52
Santa Helena	PA29	66,62	0,59	15,57	3,84	0,06	0,88	2,59	4,12	4,82	0,07	0,43
Santa Helena	PA30	70,64	0,52	13,9	3,14	0,04	0,64	2,11	3,91	4,22	0,01	0,60
Santa Helena	14J	76,53	0,24	12,3	1,99	0,04	0,27	1,43	4,35	2,22	0,02	0,38
Santa Helena	16J	77,01	0,24	12,13	1,99	0,02	0,31	1,4	4,28	2,23	0,04	0,32
Santa Helena	PA28	67,93	0,46	15,02	4,24	0,11	0,27	2,28	4,07	5,12	0,03	0,35
Santa Helena	17J	73,08	0,26	14,17	2,38	0,04	0,49	1,71	4,93	2,31	0,02	0,39
Santa Clara	CC1B	72,74	0,22	14,5	1,68	0,01	0,32	1,28	2,93	5,47	0,14	0,73
Santa Clara	CC7BA	69,7	0,51	14,88	3,33	0,05	0,77	1,8	3,17	4,59	0,15	1,07
Santa Clara	CC5B	70,34	0,38	14,58	3,04	0,04	0,44	1,4	2,86	5,82	0,14	0,96
Granito Indaiavaí	I02A	73,65	0,31	12,89	2,68	0,03	0,29	1,14	3,06	5,44	0,05	0,47
Granito Indaiavaí	I01A	75,25	0,22	12,34	2,06	0,03	0,13	0,77	3,03	5,6	0,06	0,52
Granito S. Elina	SB138D	75,82	0,15	12,48	1,69	0,02	0,12	0,66	3,59	4,49	0,07	0,43
Granito S. Elina	SB138	76,01	0,15	12,59	1,71	0,02	0,12	0,64	3,55	4,93	0,07	0,21
Granito S. Elina	SB138U	75,3	0,15	12,45	1,71	0,02	0,13	0,62	3,43	5,02	0,03	1,15
Nsra. Conceição	RN148U	68,23	0,52	15,17	4,12	0,07	0,74	2,44	3,58	4,46	0,14	0,52
Nsra. Conceição	RN148AU	69,85	0,51	14,09	3,66	0,06	0,64	2,02	3,55	4,74	0,15	0,73
Nsra. Conceição	RN148	68,73	0,57	14,75	4,33	0,04	0,72	2,39	3,45	4,46	0,15	0,41

Nsra. Conceição	RN149	68,76	0,53	14,87	4,05	0,05	0,68	2,32	3,75	4,32	0,14	0,56
Nsra. Conceição	RN149H	68,11	0,56	15,1	4,05	0,05	0,74	2,34	3,21	5,19	0,14	0,54
Granito Lucialva	J48J	68,79	0,41	15,24	3,42	0,04	0,68	2,18	3,56	4,69	0,14	0,84
Granito Lucialva	J43J	67,91	0,61	14,69	4,44	0,06	0,86	2,57	3,34	4,98	0,23	0,31
Granito Lucialva	J18J	72,95	0,2	13,96	2,22	0,02	0,34	1,43	3,25	5,27	0,06	0,32
São Domingo	J39J	69,7	0,45	15,25	3,61	0,03	0,74	2,75	3,78	3,06	0,13	0,51
Gn.Rio Novo	RN163	74,41	0,18	13,51	2,38	0,06	0,17	1,27	4,36	3,28	0,04	0,34
Gn.Rio Novo	RN163A	65,59	0,78	14,74	5,36	0,04	1,88	3,26	3,38	3,01	0,31	1,63
Gn.Rio Novo	RN159	71,52	0,33	13,99	3,75	0,05	0,97	3,09	3,62	2	0,12	0,55
Gn.Rio Novo	ASR3	68,1	0,46	14,59	5,18	0,08	1,44	3,62	3,69	2,08	0,16	0,62
Gn.Rio Novo	40RN	66,34	0,54	14,98	5,49	0,08	1,7	4,95	4,01	1,2	0,22	0,56
Gr.Rio Novo	22RN	69,85	0,47	14,55	3,36	0,03	0,98	2,59	3,97	3,36	0,14	0,72
Gr.Pindaituba	22RPA	70,76	0,62	14,1	4,9	0,04	0,9	1,55	2,49	3,69	0,14	0,87
Gn.Rio Novo	38RNA	73,18	0,19	14,35	1,75	0,02	0,32	1,71	3,59	4,34	0,05	0,57
Gn.Rio Novo	ASR03A	69,5	0,45	14,02	5,05	0,07	1,47	3,63	3,12	2,09	0,17	0,48
Gn.Rio Novo	RN159A	73,29	0,28	14,33	2,51	0,03	0,7	2,7	3,54	2,05	0,07	0,55
Gn.Rio Novo	49RN	66,48	0,76	15,41	4,95	0,03	1,52	3,3	3,76	3,45	0,23	0,12
Diques Rancho do Prata	RN144	46,58	1,7	15,73	15,46	0,15	7,05	9,29	2,48	0,61	0,4	0,58
Diques Rancho do Prata	RN161	46,5	1,8	14,55	14,47	0,18	6,75	9,74	2,08	0,75	0,34	2,84
Diques Rancho do Prata	RN152	47,84	1,49	15,18	14,62	0,16	6,74	8,94	2,38	0,55	0,32	1,8
Diques Rancho do Prata	RN156	47,22	1,13	15,32	14,34	0,15	6,78	9,36	2,4	0,67	0,24	2,39
Diques Rancho do Prata	RN11M	45,39	1,7	14,84	14,8	0,11	6,75	8,96	2,59	0,71	0,39	3,77
São Domingo	J138	64,34	0,86	16,24	6,21	0,04	1,83	3,18	3,1	3,05	0,31	0,83
São Domingo	J138B	70,07	0,33	15,29	2,94	0,04	0,79	2,54	4,15	3,28	0,1	0,51
São Domingo	J138A	71,94	0,17	15,51	1,25	0,01	0,22	1,1	4,53	4,9	0,04	0,35
Nova Lacerda	RN151UB	72,17	0,18	15,18	1,19	0,02	0,22	1,1	4,59	5,04	0,04	0,28
Nova Lacerda	RN145	63,59	0,68	16,85	5,74	0,06	1,83	4,38	4,17	1,86	0,23	0,63
Nova Lacerda	RN151U	65,19	0,55	16,48	4,81	0,07	1,5	3,86	4,14	1,78	0,18	1,47
Sapé	LR 16A	72,14	0,17	15,23	1,35	0,01	0,22	1,08	4,39	5,03	0,04	0,37
Sapé	RP16A	63,47	0,95	16,5	6,57	0,05	2,04	3,39	2,59	3,2	0,37	0,94
Sapé	RP65	70,7	0,36	14,98	2,77	0,04	0,85	2,39	4,18	3,26	0,12	0,37
Sapé	RP38C	71,51	0,29	15,28	2,27	0,01	0,66	2,23	4,1	3,02	0,13	0,58
Sapé	ASR2F	67,82	0,48	15,21	3,96	0,07	1,27	3,4	3,84	3,16	0,15	0,65
Sapé	RP37	62,67	1,04	16,23	6,18	0,07	2,38	4,15	3,54	2,73	0,34	0,74
Anhangüera	RP20	67,77	0,56	15,08	5,22	0,03	0,48	2,05	2,87	5,17	0,19	0,59

Anhangüera	RP43U	68,68	0,61	14,35	5,18	0,05	0,56	2,38	2,96	4,57	0,19	0,49
Anhangüera	RP79U	71,35	0,37	13,91	3,17	0,04	0,27	1,30	2,80	6,02	0,17	0,58
Anhangüera	RP73U	66,82	0,70	14,50	6,84	0,10	0,62	2,22	2,52	4,53	0,19	0,98
Anhangüera	RP54U	68,08	0,58	14,44	5,74	0,08	0,50	1,94	2,71	4,93	0,17	0,84
Santa Clara	CC7B	69,68	0,48	14,73	3,38	0,03	0,79	1,85	3,3	4,7	0,15	0,99
Santa Clara	SC23B	67,25	0,61	16,16	3,18	0,06	0,64	2,16	3,75	5,18	0,27	0,78
Santa Clara	CC5A	70,51	0,36	14,46	3,06	0,03	0,45	1,4	2,83	5,94	0,14	0,88
Santa Clara	CC7BA	69,7	0,51	14,88	3,33	0,05	0,77	1,8	3,17	4,59	0,15	1,07
Santa Clara	SC24	67,23	67,24	16,03	3,79	0,05	0,50	1,91	3,96	5,21	0,30	0,57
Nova Lacerda	VE10	64,58	0,59	16,88	4,82	0,06	1,51	3,75	4,21	1,94	0,17	1,54
Nova Lacerda	VE09	65,11	0,61	16,18	5,09	0,06	1,53	4,29	4,2	2,04	0,34	0,58
Nova Lacerda	VE06	70,95	0,35	14,75	2,83	0,06	0,76	2,44	4,03	3,28	0,1	0,58
Nova Lacerda	ASR-V	66,7	0,48	16,2	4,28	0,05	1,24	4,12	4,16	1,95	0,16	0,67

Fácies	Amostras	Cu	Nb	Rb	Sr	Zn	Zr	Cr	Ba	Ni
Água Clara	ACL-4	35	1	53	397	15	109	158	620	3
Água Clara	ACL-3	34	1	56	687	28	157	184	285	28
Água Clara	ACL-9	41	1	51	588	33	146	123	406	16
Água Clara	ACL-5	31	1	57	528	21	132	199	607	1
Água Clara	ACL-5A	19	40	552	2	2	82	168	46	1
Santa Helena	J13A	28	15	257	28	13	227	109	400	4
Santa Helena	J17B	17	1	62	222	5	119	159	716	12
Santa Helena	43PLA	20	1	135	93	1	96	236	232	3
Santa Helena	43PI	38	1	135	101	1	95	236	248	5
Santa Helena	32PI	35	1	208	28	15	118	112	363	2
Santa Helena	15PI	26	1	258	82	1	105	119	304	1
Santa Helena	16PI	37	14	232	18	1	167	121	225	1
Santa Helena	J13A	29	16	259	26	27	237	120	419	6
Santa Helena	PA29	14	7	107	236	27	238	135	1166	3
Santa Helena	PA30	36	2	113	206	14	186	123	837	3
Santa Helena	14J	24	8	66	221	18	155	184	1127	2
Santa Helena	16J	22	2	61	220	13	139	142	651	1
Santa Helena	PA28	29	5	80	143	61	581	120	1639	1
Santa Helena	17J	18	2	65	226	17	132	154	754	4
Santa Clara	CC7BA	25	1	168	180	7	179	159	694	9

Santa Clara	CC5B	26	1	183	126	22	192	202	651	3
Granito Indriavaí	I02A	32	3	183	62	17	197	160	635	3
Granito Indriavaí	I01A	93	7	176	27	39	206	138	408	5
Granito S. Elina	SB138D	16	1	141	41	40	135	94	259	1
Granito S. Elina	SB138	0	12	131	42	0	146	198	235	3
Granito S. Elina	SB138U	1	12	139	43	0	149	151	243	4
Nsra. Conceição	RN148U	2	15	146	200	0	263	170	994	5
Nsra. Conceição	RN148AU	1	13	176	170	0	233	152	827	5
Nsra. Conceição	RN148	0	16	150	185	0	278	204	989	6
Nsra. Conceição	RN149	2	17	153	173	0	287	195	940	7
Nsra. Conceição	RN149H	5	16	159	200	0	280	193	1297	6
Granito Lucialva	J48J	7	11	121	259	0	187	174	1010	6
Granito Lucialva	J43J	14	10	86	352	0	218	163	1391	7
Granito Lucialva	J18J	1	7	103	167	0	202	168	1521	5
São Domingo	J39J	0	8	83	263	0	267	162	1305	5
Gn.Rio Novo	RN163	1	8	90	76	0	193	150	687	3
Gn.Rio Novo	RN163A	7	13	117	321	0	331	183	908	13
Gn.Rio Novo	RN159	3	8	68	427	0	98	136	1049	6
Gn.Rio Novo	ASR3	78	8	51	423	0	105	107	633	7
Gn.Rio Novo	40RN	84	1	28	685	27	123	138	419	10
Gr.Rio Novo	22RN	44	2	65	532	31	166	119	841	1
Gr.Pindaituba	22RPA	50	7	173	97	25	247	173	776	10
Gn.Rio Novo	38RNA	51	1	95	244	14	114	99	614	1
Gn.Rio Novo	ASR03	111	1	56	408	40	97	62	499	1
Gn.Rio Novo	RN159	40	2	50	371	9	108	173	503	4
Gn.Rio Novo	49RN	63	7	87	579	31	194	149	1092	167
Diq. Rancho do Prata	RN144	35	6	239	239	0	120	128	370	74
Diq. Rancho do Prata	RN161	49	15	17	203	0	171	233	106	78
Diq. Rancho do Prata	RN152	25	7	7	287	0	93	163	335	52
Diq. Rancho do Prata	RN156	40	5	18	262	0	83	192	307	76
Diq. Rancho do Prata	RN11M	42	7	443	83	0	147	140	443	83
São Domingo	J138	0	7	179	573	0	124	200	1195	5
São Domingo	J138B	1	7	174	579	0	124	225	1195	5
São Domingo	J138A	1	5	171	577	0	123	198	1159	4

Nova Lacerda	RN151UB	1	10	75	323	0	92	240	724	7
Nova Lacerda	RN145	17	7	52	543	0	170	193	707	12
Nova Lacerda	RN151U	12	8	49	517	0	127	190	805	10
Sapé	LR 16A	11	15	116	206	0	247	241	1177	22
Sapé	RP16A	12	16	119	184	0	251	290	1093	23
Sapé	RP65	1	9	100	371	0	141	214	647	10
Sapé	RP38C	-3	9	96	425	0	115	185	729	9
Sapé	ASR2F	20	9	60	427	0	123	169	997	14
Sapé	RP37	13	13	80	435	0	187	321	973	35
Anhangüera	RP20	7	22	140	181	0	535	168	2047	9
Anhangüera	RP43U	10	23	120	198	0	515	186	2012	10
Anhangüera	RP79U	0	13	229	94	0	271	206	833	6
Anhangüera	RP73U	10	29	178	167	0	665	178	1787	10
Anhangüera	RP54U	7	23	164	175	0	532	164	2117	7
Santa Clara	CC7B	41	1	191	187	0	189	164	797	0
Santa Clara	SC23B	17	21	191	154	0	649	27	780	6
Santa Clara	CC5A	43	3	195	121	0	195	205	731	2
Santa Clara	CC7BA	30	1	171	176	0	179	183	695	23
Santa Clara	SC24	6	15	204	138	0	604	15	561	6
Nova Lacerda	VE10	12	6	50	530	0	131	179	872	9
Nova Lacerda	VE09	15	8	50	525	0	137	198	688	11
Nova Lacerda	VE06	0	9	79	328	0	93	181	683	6
Nova Lacerda	ASR-V	10	7	41	546	0	114	231	823	10

**Tabela de Dados Geocronológicos U-Pb**

<b>Dados U-Pb - Amarildo</b>		<b>Radiogenic Ratios (Isoplot Data)</b>												
<b>Sample Fraction</b>	<b>Size (mg)</b>	<b>U ppm</b>	<b>Pb ppm</b>	<b>Pb206/Pb204 (obs.)</b>	<b>Pb207*</b>		<b>Pb206*</b>		<b>Correl. Coeff. (rho)</b>	<b>Pb207*</b>		<b>Pb206*</b>		
					<b>U235</b>	<b>U238</b>	<b>U235</b>	<b>U238</b>		<b>U235</b>	<b>U238</b>	<b>U235</b>	<b>U238</b>	
					$\pm 2\sigma$ (pct)	$\pm 2\sigma$ (pct)	$\pm 2\sigma$ (pct)	$\pm 2\sigma$ (pct)		$\pm 2\sigma$ (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	
<b>77*930</b>														
<b>RN151</b>														
RN 151 M(3).2	0,030	196	44	524	2,5539	0,69	0,20320	0,09115	0,930	0,09115	0,25	1193	8	1288
RN 151 M(2)	0,030	308	67	657	2,5551	0,52	0,20172	0,09187	0,980	0,09187	0,1	1185	6	1288
RN 151 M(3).1	0,030	334	59	559	2,0192	1,45	0,16065	0,09116	0,797	0,09116	0,09	960,4	11	1122
RN 151(4)	0,014	490	112	696	2,7113	0,58	0,21338	0,09216	0,956	0,09216	0,17	1247	7	1332
<b>23RN</b>														
23RN M(0) 10	0,011	232	52	363	2,3183	1,54	0,18483	0,09097	0,994	0,09097	0,16	1093	17	1218
23RN M(1) 11	0,014	234	127	71	3,4031	1,27	0,24431	0,10103	0,713	0,10103	0,9	1409	11	1505
23RN M(2) 12	0,014	160	40	365	2,6571	1,55	0,21013	0,09171	0,991	0,09171	0,2	1230	19	1317
23RN M(3) 13	0,013	198	76	89	2,7477	1,55	0,19923	0,10003	0,885	0,10003	0,72	1171	16	1342
23RN M(0) 1	0,012	142	126	42	3,4803	1,16	0,24233	0,10416	0,940	0,10416	0,39	1399	15	1523
23RN M(2) 3	0,016	313	107	119	2,6734	0,83	0,20482	0,09467	0,973	0,09467	0,19	1201	10	1321
23RN M(3) 4	0,018	474	121	1157	2,8685	0,51	0,22885	0,09098	0,982	0,09098	0,1	1327	7	1374
<b>22RN</b>														
22RN M(1) 7	0,020	289	355	34	2,9192	1,09	0,23411	0,90436	0,760	0,90436	0,71	1356	10	1387
22RN M(2) 8	0,018	180	43	548	2,7476	1,07	0,21775	0,09152	0,993	0,09152	0,13	1270	14	1341
22RN M(3) 9	0,018	173	40	502	2,6537	1,12	0,21090	0,09126	0,992	0,09126	0,13	1234	14	1316
<b>ASR3</b>														
ASR 3 M(1) 14	0,016	148	39	822	3,4156	0,67	0,25752	0,09620	0,931	0,09620	0,24	1477	9	1508
ASR 3 M(2) 15	0,022	178	42	1089	3,1688	1,14	0,23640	0,09722	0,877	0,09722	0,55	1368	14	1450
ASR 3 M(3) 1	0,020	337	90	539	3,2399	0,75	0,24507	0,09588	0,974	0,09588	0,17	1413	10	1467
ASR 3 M(4) 2	0,018	256	71	383	3,3088	0,73	0,24373	0,09846	0,977	0,09846	0,16	1406	10	1483
<b>RPI4B</b>														
RPI4Bu M(1) 6	0,016	339	74	1705	2,7296	0,34	0,21676	0,09104	0,987	0,09104	0,05	1265	4	1334
RPI4Bu M(2) 7	0,014	697	157	3160	2,9567	0,51	0,23104	0,09281	0,995	0,09281	0,05	1340	7	1397
RPI4Bu M(3) 8	0,014	426	92	1498	2,8275	0,58	0,22275	0,09206	0,971	0,09206	0,14	1296	7	1363

RP14Bu M(4) 9	0,024	335	69	2146	2,6712	0,55	0,21366	0,55	0,989	0,09067	0,08	1248	7	1321	7	1440	2
<b>RP15</b>																	
RP15 M(1) 1	0,022	104	25	494	2,9896	1,75	0,23595	1,52	0,874	0,09190	0,85	1366	21	1405	25	1465	16
RP15 M(3) 2	0,018	215	49	437	2,7513	1,26	0,21561	1,04	0,821	0,09255	0,72	1259	13	1343	17	1479	14
RP15 M(4) 3	0,016	298	67	492	2,6754	0,78	0,21142	0,73	0,935	0,09178	0,28	1236	9	1322	10	1463	5
RP15 M(5) 4	0,020	220	43	656	2,4394	1,00	0,19304	0,98	0,981	0,09165	0,19	1138	11	1254	12	1460	4
<b>RN159</b>																	
RN159u M(0) 10	0,026	109	29	1025	3,4549	0,60	0,26093	0,60	0,983	0,09603	0,11	1495	9	1517	9	1548	2
RN159u M(1) 11	0,020	55	15	869	3,4084	0,74	0,25788	0,74	0,990	0,09586	0,1	1479	11	1506	11	1545	2
RN159u M(2) 12	0,018	61	16	617	3,3080	1,96	0,25216	1,40	0,714	0,09515	1,37	1450	20	1483	29	1531	26
RN159u M(3) 13	0,020	248	60	1300	3,1700	0,67	0,24063	0,66	0,981	0,09554	0,13	1390	9	1450	10	1539	2

**Tabela de Dados Geocronológicos Ar<sup>39</sup>-Ar<sup>40</sup>**

Sample	Material	Lab#	Laser (W)	40/39	38/39	37/39	36/39	40*39	%Rad	Ar40 (mols)	Age (Ma)	± (Ma)
J-48-J	biotite	2063-01A	0,18	62,77325	0,01285	0,43933	0,01418	58,63391	93,4	4,15E-14	527,21	1,67
		2063-01B	0,25	78,35586	0,01445	0,17617	0,01755	73,19209	93,4	2,18E-14	637,29	3,20
		2063-01C	0,35	78,75156	0,01349	0,50196	0,01772	73,57869	93,4	1,67E-14	640,12	6,10
		2063-01D	0,45	74,27528	0,01421	0,00000	0,01337	70,32513	94,7	8,98E-15	616,14	5,05
		2063-01E	0,62	77,34282	0,01373	0,00000	0,01254	73,63524	95,2	7,15E-15	640,54	6,26
		2063-01F	0,80	74,11658	0,01651	0,00000	0,01415	69,93600	94,4	5,35E-15	613,25	6,79
		2063-01G	1,04	79,09389	0,01214	0,00000	0,00520	77,55742	98,1	2,61E-15	669,03	19,66
		2063-01H	2,99	79,13505	0,01742	0,00000	0,02090	72,95871	92,2	4,35E-15	635,58	8,79
		2063-02A	0,13	74,22377	0,01520	1,57259	0,01290	70,60742	95,0	2,39E-14	618,23	3,13
		2063-02B	0,18	109,38470	0,01197	0,00000	0,00460	108,02610	98,8	6,34E-14	876,26	3,54
		2063-02C	0,25	114,79860	0,01173	0,00000	0,00201	114,20490	99,5	1,09E-13	915,53	3,93
		2063-02D	0,35	114,88900	0,01187	0,33175	0,00205	114,33440	99,5	1,17E-13	916,34	2,59
		2063-02E	0,50	115,06940	0,01227	0,17987	0,00276	114,28100	99,3	1,27E-13	916,01	2,15
		2063-02F	0,70	115,61980	0,01191	0,81229	0,00129	115,36310	99,7	1,18E-13	922,80	3,04

2063-02G	1,00	115,71280	0,01194	0,00000	0,00174	115,19680	99,6	7,79E-14	921,76	3,08
2063-02H	2,99	115,36780	0,01208	1,11669	0,00102	115,23870	99,8	2,54E-14	922,02	4,66
2063-03A	0,13	101,08210	0,01186	8,43735	0,00855	99,76379	98,1	5,03E-14	822,38	4,16
2063-03B	0,18	115,59580	0,01239	3,43866	0,00348	115,09640	99,3	3,81E-14	921,13	6,74
2063-03C	0,25	112,00890	0,01026	13,03468	0,00553	112,35050	99,4	2,68E-14	903,83	7,79
2063-03D	0,35	116,26690	0,01159	4,21547	0,00343	115,90270	99,4	3,78E-14	926,17	4,70
2063-03E	0,60	114,26270	0,01000	28,76703	0,00434	117,44080	100,8	2,04E-14	935,76	9,37
2063-03F	0,99	115,61610	0,01106	0,00000	0,00466	114,23820	98,8	8,86E-15	915,74	7,24
2063-03G	2,99	118,94610	0,00355	16,76320	0,00427	120,31310	100,0	4,12E-15	953,53	31,79
2063-04A	0,15	99,04987	0,01258	0,00000	0,00986	96,13663	97,1	4,79E-14	798,20	2,74
2063-04B	0,25	114,25160	0,01152	0,00000	0,00340	113,24510	99,1	3,52E-14	909,49	4,01
2063-04C	0,40	111,98020	0,01267	0,00000	0,00380	110,85790	99,0	2,90E-14	894,36	4,20
2063-04D	0,65	112,64410	0,01103	22,04561	0,00457	114,67210	100,3	1,16E-14	918,47	16,41
2063-04E	0,94	115,33090	0,00397	0,00000	0,00658	113,38280	98,3	3,09E-15	910,35	20,20
2063-04F	2,99	111,60010	0,00983	54,16675	0,01013	116,99350	101,1	5,76E-15	932,98	33,48
2063-05A	0,11	92,07615	0,01204	12,66987	0,00640	91,93742	99,0	1,76E-14	769,81	7,66
2063-05B	0,15	113,81680	0,01147	0,00000	0,00301	112,92790	99,2	3,71E-14	907,48	14,25
2063-05C	0,25	117,18730	0,00800	0,00000	0,00157	116,72260	99,6	7,29E-14	931,29	5,29
2063-05D	0,35	115,34650	0,01192	0,00000	0,00087	115,08790	99,8	6,56E-14	921,07	3,55
2063-05E	0,80	115,76980	0,01052	3,81180	0,00124	115,99020	99,9	6,69E-14	926,72	4,48
2063-05F	2,76	114,99050	0,01042	0,00000	0,00170	114,48800	99,6	1,31E-14	917,31	7,00
J-6-J muscovite										
2064-01A	0,18	84,92804	0,08976	0,00000	0,05754	67,93988	80,0	1,49E-16	598,35	152,39
2064-01B	0,25	62,69420	0,01627	0,00000	0,00000	62,69469	100,0	2,10E-16	558,60	73,71
2064-01C	0,32	84,33443	0,02954	5,37612	0,00913	82,34784	97,3	4,77E-16	703,23	50,81
2064-01D	0,45	119,14280	0,01364	0,00000	0,01443	114,87810	96,4	1,06E-13	919,76	2,13
2064-01E	0,62	114,00320	0,01143	0,11218	0,00142	113,60120	99,6	1,55E-13	911,73	2,14
2064-01F	0,80	113,29010	0,01035	2,54578	-0,00075	113,89910	100,4	1,89E-14	913,61	4,74
2064-01G	1,04	110,57000	0,01765	13,23882	-0,00652	114,52740	102,7	4,71E-15	917,56	11,96
2064-01H	2,99	113,95870	0,01362	0,00000	-0,00061	114,13800	100,2	5,94E-15	915,11	9,27
2064-02A	0,35	57,95588	0,06464	60,35989	0,01850	59,55143	98,6	2,23E-16	534,35	84,60
2064-02B	0,40	64,99905	0,03603	0,00000	-0,01614	69,77368	107,3	2,09E-16	612,04	63,22
2064-02C	0,45	76,37853	0,06697	0,00000	-0,00120	76,74605	100,5	2,99E-16	663,17	56,47

	2064-02D	0,50	102,39750	0,04405	0,00000	0,02185	95,94746	93,7	7,73E-16	796,93	34,87
	2064-02E	0,55	131,59840	0,02161	11,18701	0,09055	106,49390	80,3	1,17E-15	866,39	41,23
	2064-02F	0,60	119,13260	0,01703	0,00000	0,03465	108,89270	91,4	3,94E-15	881,82	16,60
	2064-02G	0,80	114,53990	0,01142	0,23734	0,00241	113,86460	99,4	3,89E-13	913,39	1,83
	2064-02H	2,99	114,60490	0,01110	0,00663	0,00065	114,41280	99,8	2,74E-13	916,84	2,09
PA-29	biotita	0,18	112,28230	0,01350	0,30148	0,00339	111,32600	99,1	4,52E-14	897,34	3,20
	2065-01B	0,25	116,77150	0,01146	1,63173	0,00095	116,74380	99,9	2,64E-14	931,42	6,68
	2065-01C	0,32	113,46470	0,00919	4,15664	-0,00111	114,42970	100,6	2,08E-14	916,94	5,78
	2065-01D	0,45	114,39480	0,01214	1,67117	0,00040	114,53340	100,0	3,23E-14	917,59	3,48
	2065-01E	0,62	115,48130	0,01269	1,53601	-0,00040	115,83580	100,2	2,44E-14	925,76	3,86
	2065-01F	0,80	112,99710	0,01500	2,76882	-0,00281	114,25050	100,9	8,07E-15	915,82	7,71
	2065-01G	1,04	119,97200	0,00820	0,00000	0,01528	115,45620	96,2	1,48E-15	923,38	23,91
	2065-01H	2,99	107,95140	0,05758	40,10510	-0,00146	114,53680	103,3	4,66E-16	917,62	72,93
PA-29	biotita	0,14	110,41850	0,01245	0,33055	0,00335	109,47890	99,1	2,87E-14	885,57	3,76
	2065-02B	0,20	114,53540	0,01111	0,86290	0,00090	114,40140	99,8	3,32E-14	916,77	4,17
	2065-02C	0,25	115,41610	0,01218	2,74372	0,00146	115,40550	99,8	1,89E-14	923,06	5,21
	2065-02D	0,32	114,36190	0,01435	2,26841	-0,00003	114,71960	100,2	2,11E-14	918,76	5,32
	2065-02E	0,45	115,54070	0,01245	0,88246	0,00072	115,46290	99,9	3,40E-14	923,42	3,27
	2065-02F	0,60	116,57380	0,01384	1,20597	0,00090	116,49280	99,9	2,54E-14	929,86	6,16
	2065-02G	0,80	113,76730	0,01422	1,37867	0,00035	113,87440	100,0	2,42E-14	913,45	3,90
	2065-02H	2,99	112,14330	0,00927	4,47605	-0,00099	113,11680	100,6	8,28E-15	908,68	8,73

**Tabela de Dados Geocronológicos Sm-Nd**

AMOSTRA	ROCHA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma)$	$\text{C}_{\text{Nd}(t)}$	$\text{C}_{\text{Nd}(0)}$	$\text{C}_{\text{Nd}(t)}$	$\text{T}_{(\text{DM})}(\text{Ma})$	$\text{T}_{(\text{DM}2)}(\text{Ma})$
CC5A	Granito	7,672	44,668	0,1038	0,511832 (6)	-15,73		1667		
RN 159U	Ortognaisse	3,736	26,09	0,0866	0,511631 (6)	-19,65	(+),2,25	1681		1790
RP 14B	Ortognaisse	4,532	26,824	0,1021	0,511712 (6)	-18,06	(+),0,09	1805		(-)
RP15	Granito	9,355	47,87	0,1181	0,511888 (6)	-14,63		1827		(-)
RP20	Granito	22,156	111,133	0,1205	0,511968 (6)	-13,07		1744		(-)