CONTÉM OI MAPA



UNIVERSIDADE DE SAO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

INIS-BR--3828

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA ILHA DO CARDOSO, SUDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

Werner Weber

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

÷.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA ILHA DO CARDOSO, SUDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

WERNER WEBER

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO



COMISSÃO JULGADORA

Nome

Presidente: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

Examinadores, Prof. Dr. Jan McReath

Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto

Assinatura j	
<u></u>	
ter Alipente	

SÃO PAULO 1998

-"come mel, filho meu, que é doce ao teu paladar, Sabe que é assim a sabedoria para tua alma se a achares, haverá para ti recompensa, e não será malograda a tua esperança" Provérbios 24: 13-14

RESUMO

O objetivo deste trabalho é o estudo geológico e geocronológico dos terrenos aflorantes na liha do Cardoso, situado no litoral sudeste do Estado de São Paulo na divisa com Estado do Paraná,

A ilha com uma área de aproximadamente 151 km² é uma área de proteção ambiental (APA), administrada pelo Instituto Florestal da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. Apresenta relevo montanhoso atingindo a cota máxima de 814 metros, sendo recoberta por uma densa vegetação de mata atlântica

Os terrenos pertencentes a Ilha do Cardoso são constituídos em sua grande parte, por um complexo ígneo representado principalmente por rochas sieníticas de cor cinza claro, leucocráticas, inequigranulares de granulação média a grossa Composicionalmente predominam sienitos constituídos por piroxênios, homblendas, e microclíneo pertíticos a mesopertíticos, exibindo estruturas típicas do fluxo magmático denominados por Sienito Três Irmãos (STI) Este é cortado por um alcali-feidspato granito com hornblenda e biotita, de cor cinza-rosada, leucocrático de granulação média, denominado por Granito Cambriú (GC)

As análises geoquímicas efetuadas nos STE e GC, permitiram atribuir-lhes uma filiação alcalina de séries meta-aluminosas com características granitos anorogênicos a tardi orogênicos

Os dados geocronológicos sugerem para a formação desses corpos um intervalo de idades entre 620-570 Ma obtido pelo método U-Pb em zircões, com o resfriamento entre 597-531 Ma (dados K-Ar em anfibólios) Análise Sm-Nd em rocha total, realizadas nestas rochas, indicaram idades (T_{DM}) situadas entre o mesoproterozórco e o paleoproterozórco (1 200 - 2 200 Ma)

Na porção setentrional da Ilha ocorre uma faixa de rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, estruturadas segundo a direção geral E-W. Predominam quartzo xistos, mica-quartzo xisto e quartzo-mica xistos muitas vezes com andaluzita e cordienta. Os dados geoquímicos e geocronológicos, sugerem que as rochas fontes dos metassedimentos fossem prováveis andesitos desenvolvidos em arcos de liha continental, cujos protolitos foram derivadas do manto durante o paleoproterozóico (1.800-2.200 Ma). Essa rochas metassedimentares apresenta provável continuidade no continente na região de Taquari, estendendo-se para sul com estreitas faixas, ocorrem em meio dos granitóides Domínio Paranaguá.

Os depósitos quaternários apesar de sua significativa expressão na região, não foram estudados em detalhe, por não serem objetos da pesquisa.

ABSTRACT

The aim of this work is the geological and geochronological study of rocks cropping out on Cardoso Island, on the southeastern coast of Sao Paulo States, close to the boundary with Paraná State

The Island with na area of about 151 km² is a protected area administered by the Forest Institute of Environment Secretariat of the State of São Paulo. It is mountanious, with a peak at 814 m, and is covered by dense "Mata Atlântica" vegetation

The terrains which compose the island are mainly na igneous complex with light grey feucocratic, inequigranular, medium – to coarse-granied syenites. The predominant Très Irmãos Syenite (STI), composed of pyroxen, hornblende, and perthitic to mesoperthitic microcline, has a magmatic flow structures, and is cut by the Cambriú alcali-feldspar Granites (GC), which is pinkish grey, leucocratic and medium-grained

Geochemical analysis of STI and GC demonstrate their metaluminous alkaline nature and late-orogenic to anorogenic character

The geochronological results suggest that the bodies were formed between 620 and 570 My according to the U-Pb method in zircons, with cooling between 597 and 531 My (K-Ar in amphiboles). Whole rock Sm-Nd analises yield T_{DM} ages in the Meso and Paleoproterozoic (1 200 – 2 200 My).

A belt of low grade metasedimentary rocks occurs in the northen part of the island Quartz schist, quartz-mica schist and mica-quartz schist, often containing andaluzite and cordiente, predominate. The geochemical and geocronological data suggest that the sources of the metasediments were andesites of continental arc whose protolities separated from the mantle during the Paleoproterozoic, between 1 800 and 2 200 My. These metasediments probably continue on the continent in the Taquari region and extend southwards in narrow strips between the granitoids of the Paranaguá Domain.

Althrough quaternary deposits are expressive, they were not studied in details since they were not the objectives of this study.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho tornou-se possível graças a colaboração de diversos colegas, aos quais o autor deseja manifestar os mais profundos e sinceros agradecimentos

Inicialmente gostana de expressar a gratidão ao meu orientador **Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei** pela orientação deste trabalho, pelas sugestões, criticas, paciência, liberdade e pela amizade. Também gostaria de estender os agradecimento ao **Prof. Dr. Oswaldo Siga Jr** pela participação em todas etapas do processo com criticas e sugestões, pelo estimulo, amizade e apoio recebido

Gostaria também de agradecer aos meus amigos pós-graduandos e irmãos Ciaudia Regina Passarelli (Kau), Hélcio José dos Prazeres Filho, Ossama Mohamed Harara, Gilberto Alexander Kaulfuss, Dr Rosa Bello pelo convívio do dia a dia, compreemsão, ajuda, e estimulo, **muito obrigado!**.

Os agradecimentos são igualmente extensivos aos amigos do CPGeo-USP Dr Kei Sato, Artur Takashi Onoe, Liliane Aparecida Petronilho, Walter M Sprosser, Helen M Sonoki, Ivone K Sonoki, Solange Lucena de Souza, a Patricia (estagiaria do Lab U-Pb), e Vasco Antônio P Silva que foram fundamentais na obtenção dos dados geocronológicos

O transcorrer dos trabalhos de Campo e análises químicas não seriam possíveis sem o auxílio financeiro da FAPESP e CAPES a quem agradecemos profundamente e reforçamos nossos votos de apreço e estima

O autor gostaria de expressar o seu profundo agradecimento a diretoria do Parque Estadual da Ilha do Cardoso (PEIC), na pessoa do Diretor Sr Marcos B Campolin, que nos trabalhos de campo não mediu esforços para que todas as etapas do trabalho de Campo fossem cumpridas, oferecendo amplo apoio logístico ao Instituto Florestal da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo , e ao ex-diretor do PEIC Rinaldo Campanhã Aproveito a estender os votos de estima ao Pescador e grande amigo Atalino Cubas da Praia do Fole, quando da realização dos trabalhos de campo naquele setor da Ilha nos recebeu em sua casa de portas abertas

Gratidão especial é endereçada aos colegas da pós-graduação do instituto de Geociências Gelson Fambrini, Marco Aurélio (Agrô), Irena Sparrenberger, Mauro Cesar Geraldes, Veridiana Martins, Gilson B. Guimarães, Marcelo Altafini, Francisco William (Chico Bill), Fernando V Laureano, Maria da Gloria M Garcia (Glorinha), Elizete Salvador, Renata Moro - Alexandre Feitosa Sales, e a futura colega Ana Paula (Nem -) e as graduandas Ana Flávia, Sabrina, Angela el Fernanda M Silva (Empata)

Durante o desenvolvimento deste trabalho, discussões e sugestões de alguns professores deste instituto foram de fundamental importância. Entre os Quais expresso os meus mais sinceros agradecimentos, destacando os Professores Doutores Ian Mcreath, Ivo Karmann, Mario C. Campos Neto, Caetano Juliani, Gergely A. J. Szabó, Francisco R. Alves. Paulo R. dos Santos, Wilson Teixeira, Colombo Tassinari, Romalino Fragoso Cesar, Rômulo Machado. Marcos Egydio da Silva e Marly Babynski

Gostana de ainda de agredecer a turma do futebol das quintas feiras, que tornam este esporte muito cômico e relaxante

O muito obrigado a Reynaldo Peña pela paciência em contar alguns truques no AutoCad, João (raio-X) pelos antivírus de ultima hora, a Rita e Márcia do laboratório de informática na resolução de problemas de informática

Ana Paula e Magali da secretaria de pós-graduação, muito obrigado pela paciência e compreensão

E por fim se alguém foi esquecido peço desculpas

ÍNDICE

	, 0
Resumo	
Abstract	
Agradecimentos	
1.INTRO DUÇÃO	1
1.1Localização e Vias de Acesso	3
1.2Fisiografia	4
1.3Metodolog i a	6
1.3.1 Estudos Geológicos Convencionais	6
1.3.2 Estudos Geocronológicos	6
1,3.3 Análises Geoquímicas	16
1.3.4 Análises Petrográficas	16
2. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS	18
2.1 Compartimentação Geotectônica	18
2.2 Trabalhos Anteriores	21
3. GEOLOGIA DA ÁREA	24
3.1 Sintese Geológica e Petrográfica	24
3.2 Análise Estrutural	40
4. GEOQUÍMICA	46
5. GEOCRONOLOGIA	59
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	58
7. BIBLIOGRAFIA	72

ANEXOS

pg

INDICE DAS FIGURAS

Figura	ρg
11 - Localização da área	1
1 2 - Mapa geológico simplificado	2
1 3 - Vias de acesso á área	3
14 - Fisiografia da Ilha do Cardoso (compartimentação geomorfológica)	5
21 - Compartimentação tectônica esquemática	20
3.1.1 - Mapa geológico esquemático, mostrando as principais unidades aflorantes nos setores insular e continental	25
312 - Diagrama QAP (Streckeisen 1976) - apresentando a classificação	
petrográfica para os sienitóides da Ilha do Cardoso	26
313 - Dados resumidos das observações petrográficas em seções delgadas com as principais observações	34
314 - Diagrama QAP (Streckeisen 1976), para os granitos do setor	
continental	38
321Esterograma 1 medidas do fluxo magmático nas rochas sieníticas (n $^{\circ}$ de medidas 65)	41
3.2.2 - Estereograma 2 -medidas ao longo dos flancos de dobras abertas do afloramento WW-11 (nº de medidas 22, intervalo entre as curvas 5%)	42
3.2.3 - Estereograma 3-medidas de S1//S0 (n ⁰ de medidas 46, intervalo entre curvas 4%)	42
3.2.4 - Estereograma 4-medidas de xistosidade S2, PA e eixo medido dos metassedimentos que ocorrem no setor continental (nº de medidas 8, intervajo entre curvas 12%)	44
41 - Diagrama QAP com os campos de distribuição das séries granitóides	
(segundo Lameyre e Bowden, 1982)	47
4.2 - Diagrama log (CaO/Na ₂ O + K ₂ O) \times SiO ₂ , com o campos dos andesitos cálcio-alcalinos normais de Brown, 1982	47
4.3 - Diagrama de índice de aluminosidade (Mainar e Piccoli, 1989	48
4.4 - Diagrama R1xR2 (De La roche Et al., 1980). Campos segundo Batchelor e Bowden (1985)	49
4.5 - Diagramas de Harker	50

46 - Padrões de terras raras paras as amostras da ilha do Cardoso	51
47 - Padrão de terras raras para os xistos da liha do Cardoso 48 - Diagrama QAP com os campos de distribuição das séries granitóides	52
(segundo Lameyre e Bowden, 1982)	53
4.9 - Diagrama log (CaO/Na ₂ O + K ₂ O) × SiO ₂ , com o campos dos andesitos cálcio-alcalinos normais de Brown, 1982	54
4 10 - Diagrama R1xR2 (De La roche Et al , 1980). Campos segundo Batcheior e Bowden (1985)	55
4 11 - Diagrama de índice de aluminosidade (Mainar e Piccoli 1989	56
4 12 - Diagramas de Harker	57
4 13 - Padrões de terras raras para os granitóides do setor continental	58
51 - Diagrama concórdia U-Pb em zircões para amostras do STI	60
5 2 - Diagrama concórdia U-Pb em zircões do STI	61
53 - Diagrama concórdia U-Pb em zircões do GC 54 - Diagrama concórdia U-Pb em zircões do alcali-feidspato granito do setor continental localizado no Sitio Três Pinheiros (perfil Anri – Itapitangui)	63 64
6 1 - Diagrama de evolução isotópica ε Nd versus tempo geológico T9Ga) das rochas lígneas da liha do Cardoso e do Morro de São João em Cananéia (alcalina de Cananéia –amostra WW 56)	69
6 2 - Diagrama de evolução isotópica ε Nd versus tempo geológico T(Gal) dos xisto aflorantes na liha do Cardoso	70
6.3 - Diagrama ε Nd (t) versus ε Sr (t) para t=0.62 Ga, onde os pontos pretos representam as amostras dos corpos ígneos e os triângulos azuis são amostras dos xistos aflorantes na Ilha do Cardoso	71

ÍNDICE DE PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

F

PRANCHA 1
 Fotografia Fotomicrogafia com polarizadores cruzados (aumento de 50X) de alcali feidspato sienito, amostra WW-38, mostrando microclíneo (Mi) mesopertitico (Pe) e homblenda (Hb), observar cristal de zircão incluso no microclíeno
2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25X) de quartzo alcali feldspato sienito, amostra WW43-B, mostrando fenocristal de Microclíneo (Mi) englobando vários núcleos menores de plagioclásio (PI)
3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 50X), de quartzo sienito , amostra WW-40, mostrando mineral de piroxénio Egerina-augita (EA) alterada, no seu interior observa-se prismas bem formados de titanita (Ti), opacos (Opc) e pequenos pontos de anfibólios castanhos
4 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 50X) de alcali feldspato sienito, amostra WW-46, onde observa-se prisma de hornblenda (Hb) em que vê-se a variação de coloração de tons verde claro á verde escuro e alguns pontos levemente azulados (Mi) microclíneo, (Pí) plagioclásio
PRANCHA 2
Fotografia 1 – Afloramento na Ponta de Cambriú, ponto WW-79, onde observa-se restos do sienito encaixante (S) englobados pelo granito tipo Cambriú (GC)
2 - Afloramento no costão da praia do Fole, ponto WW-44/WW-80-V, no qual se observa enclaves de material básico com formatos elipsoidais de diversos tamanhos que orientam-se subparaletamente a direção do fluxo magmático
3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25X), em que se vê uma visão parcial da área de contato entre o corpo de alcali granito e os enclaves elipsoidais (Anf) anfibólio, (Px) piroxênio, (Bio) biotita, os minerais fésicos são guartzo, feldspato potássico e plagioclásio

pg

28

28

28

28

Pg

30

30

30

PRANCHA 3 Fotografia pg 1 - Xenólito, estirado da encaixante (metassedimento) no sienito, muito comuns na área de contato entre os os dois corpos 31 2 - Vista parcial de terraços de abrasão marinha condicionados ao fraturamento subhurizontal/horizontal, situado no costão entre as praias de Itapema e Cambriú 31 3 - Dique Mesozóico de composição básica que corta os sienitos 31

PRANCHA 4

Fotografia 1 - Fotografia do afloramennto WW-32 localizado na Ponta do Itacuruçá, onde	pg
predominam mica xistos ricos em magnetita, observar velos de quartzo subcentimétricos dobrados nos quais ocorre grande cristalização de magnetita	34
2 - Fotomicrografia com polarizadores paralelos (aumento de 50X), amostra WW- 68B corte XZ, porfiroclasto de andaluzita variedade kiastolita, rotacionado (sentido de giro sinistral), gerando sombra de pressão assimétrica onde cristalizam-se biotita e quartzo	34
3 – Fotomicrografia com potarizadores cruzados (aumento de 25x), amostra WW-11B corte XZ, pseudomorfo de andaluzita (Psmf) substituído por quartzo + biotita orientando-se paralelamente a S_2 que corta a superfície $S_1//S_2$ impresso na foto	34
4 – Vista da ponta do Itacuruçá, no primeiro plano a crista de quartzito e ao fundo as setas indicam o domínio do metassedimentos e dos sienitóides	34
 PRANCHA 5 Fotografia 1 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25X), amostra WW- 93, visão geral da mineralogia composta por biotitas (Bio) que podem apresentar em seu interior a recristalização de quartzo (Qz) e opacos (Opc), microclíneo (Mi) alguns micropertíticos 	pg 38
2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25X), amostra WW- 128B, Cristais de microclíneo (Mi), e grãos de quartzo (Qz) fraturados formando microveios preenchidos por quartzo e por sencita (Sct) este talvez resultante da reação do microclineo quando do contato dos fluidos magmáticos percolantes	38
3 – Fotomicrografia com polarizadores paralelos (aumento de 50X), amostra WW- 126A, anfibólio (arvfedsonita) intersticial entre grão de microclineo e quartzo e em contato com titanita	38
PRANCHA 6 Fotografia	Pg

1a – Afloramento WW-11 localizado no sopé do Morro do Pereirinha, onde pode se observar as três foliações desenvolvidas, $S_0/(S_1)$, $S_2 \in S_3$ esta ultima responsável pela relativa dispersão nos polos das outras três suprfícies formadas 45

1b – Afloramento WW-11 localizado no sopé do Morro do Pereirinha, onde pode se -45 observar duas foliações desenvolvidas, $S_0//S_1$ crenulada e S_2 plano axial

2 - Fotomicrografia com polarizadores paralelos (aumento de 50x), amostra WW 16 localizado na Ponta do Itacuruçá, corte XZ, onde pode se visualizar o desenvolvimiento das três foliações (marcadas na foto),
 45

PRANCHA 7

Fotografia 1. Estemistroarcelia dos zicaños do fracão NMA (E), do emostro XAMA (E, sumento do	pg	
 Fotomicrograna dos zacces da traçad Nim (5), "da amostra VVV-46, aumento de 60x. 	67	
2 - Fotomicrografia dos zircões da fração M (4), da amostra WW-75, aumento de 75x	67	
3 - Fotomicrografia dos zircões da fração M (4), da amostra WW-79, aumento de 45x	67	
4 - Fotomicrografia dos zircões da fração M (4), da amostra WW-128b, aumento de 75x	67	

1 INTRODUÇÃO

A flha do Cardoso localiza-se no litoral do Estado de São Paulo divisa com Estado do Paraná, abrangendo uma área de aproximadamente 151 km² (Fig. 1). Tratase de uma Área de Proteção Ambiental (APA) administrada pelo Instituto Florestal da Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo. Exibe uma densa e exuberante vegetação de Mata Atlântica, que serve de *habitat* a uma rica fauna representada por capivaras, catetos, jaguatiricas, jacarés, entre outros. Apresenta relevo em grande parte montanhoso atingindo a cota máxima de 814 metros. A ilha exibe uma densa rede de drenagem, na sua maioria rios e riachos perenes, expressivos manguezais e a sul uma restinga de aproximadamente 18 km de extensão por 500 metros de largura.



Figure 01 Localização da área

As pesquisas na liha do Cardoso iniciaram-se em fevereiro de 1996 tendo como principal objetivo o estudo geológico e geocronológico desta região e adicionalmente sua correlação com os domínios costeiros adjacentes.

Em termos geológicos destaca-se uma faixa setentrional, onde predominam rochas metamórficas de baixo grau, representados por xistos e filitos intercalados por

lentes de quartzitos Rochas, notadamente de natureza sienítica, intrusivas nestes metassedimentos, representam os litotipos predominantesda llha do Cardoso Esse expressivo maciço sienítico apresenta forma ovalada, ocupando uma area de aproximadamente 68 km² (Fig. 2)



Figura 02- Mapa geológico simplificado

O estudo geológico-geocronológico dos terrenos pré-cambrianos localizados na liha do Cardoso, proposto neste trabalho, envolveu trabalhos de campo, bem como a coleta de amostras, algumas orientadas, neste caso, para melhor caracterizar o padrão estrutural, e as demais para estudos geocronológicos, geoquímicos e petrologicos. Em termos geocronológicos utilizou-se dos métodos U-Pb em zircões, Sm-Nd (T_{DM}), K-Ar (anfibólios e rocha total) e Rb/Sr (em rocha total) com o intuito de se obter informações petrogenéticas relativas as épocas de diferenciação manto-crosta dos protólitos crustais dessas rochas, bem como da época de formação e resfinamento das mesmas. O estudo petrológico e geoquímico (elementos maiores, traços e Terras Raras) tiveram por objetivo não só a caracterização dos litotipos mapeados, como também dar suporte às análises geocronológicas.

Adicionalmente foi realizado um estudo bibliográfico dos domínios costeiros adjacentes a tiha do Cardoso, bem como o reconhecimento geológico-geocronológico das regiões de Cananéia, Itapitangui e Ariri numa tentativa, de melhor posicionar a área estudada, no quadro geotectônico regional

1.1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A Ilha do Cardoso situa-se no sudeste do Estado de São Paulo próximo a divisa com o Estado do Paraná. Tem como referências a Ilha de Cananéia e Ilha Comprida, ambas a NW, Ilha de Superagui (SW - Estado do Paraná) e o Oceano Atlântico (E), como mostra a figura 3.



Figura 03 vias de acesso á área

As principais vias de acesso, (a partir de São Paulo) são a Rodovia BR-116 (Régis Bittencourt) através da qual atinge-se o município de Jacupiranga (distante cerca de aproximadamente 215 quilômetros). De Jacupiranga, segue-se rumo a Cananéia, através da Rodovia SP-222 (distante 70 quilômetros), passando-se neste trecho pela cidade de Pariqüera Açu. De Cananéia o acesso a Ilha do Cardoso é realizado através de barcos. Um referencial importante na Ilha do Cardoso é a base do Instituto Florestal, que dista 6 quilômetros (via fluvial) de Cananéia. Na Ilha do Cardoso não há estradas, as drenagens constituem-se nos principais acessos uma vez que as poucas picadas existentes encontram-se em grande parte tomadas pela vegetação.

1.2 FISIOGRAFIA

I

A Ilha do Cardoso apresenta três compartimentos geomorfológicos distintos, e relacionados diretamente com os tipos litológicos encontrados (Fig. 4).

No primeiro compartimento predomina o relevo montanhoso, que ocorre no âmbito das rochas granito-sieníticas, ocupando uma área de aproximadamente 68 km², na porção oriental da Ilha extendendo-se até o mar, formando costões rochosos, onde ocorrem terraços de abrasão marinha além de grandes matacões. É formado por cristas elevadas (cota máxima de 814 metros), com vertentes convexas, uma densa rede de drenagem encaixada e com alto gradiente de inclinação.

O segundo compartimento é representado principalmente por pequenos morros arredondados, com declividade média (gradiente) característicos do setor norte da Ilha, domínio das rochas metamórficas de baixo grau. No limite oeste, dentro do canal do Ararapira, ocorre um morro testemunho representado pela Ilha da Casca.

O terceiro domínio é representado pela planície costeira, que pode ser subdividida em mangues (região oeste da Ilha, entre os canais e planície de maré) e praias e cordões arenosos, que localmente formam pequenas dunas por ação do retrabalhamento eólico. As praias geralmente são recortadas por costões rochosos do domínio montanhoso. No sul da Ilha destancam-se a formação de uma restinga arenosa com extensão de 18 quilômetros por 500 metros de largura e com altitudes que atingem até aproximadamente três metros. A drenagem neste domínio é de baixo gradiente, com canais meandrantes e localmente entrelaçados por influência da maré.

4



Figura 04. Fisiografia de liha do Cardoso (compartimentação geomorfológica)

1,3 METODOLOGIA

Serão discutidas aqui as metodologias utilizadas pelo autor para a elaboração deste trabalho. Tal discussão envolverá os estudos geológicos convencionais, os métodos geocronológicos, as análises geoquímicas, e as análises petrográficas.

1.3.1 Estudos Geológicos Convencionais

As sucessivas etapas pelas quais passou esta pesquisa podem ser assimiresumidas:

 - análise bibliográfica, com a finalidade de selecionar publicações de interesse na região estudada, bem como de áreas adjacentes, neste caso visando uma melhor caracterização geotectônica do setor sudeste do Estado de São Paulo;

 viagens de campo, visando o reconhecimento dos principais litotipos que ocorrem na Ilha do Cardoso e arredores (regiões de Ariri, Cananéia e Itapitanguí). Foram utilizadas nesta etapa os mapas geológicos do IBGE e Ministério do Exército, na escala 1:50.000.

- análise de imagens de satélite (escala 1:250.000) e foto-aéreas (escala 1:35.000)

- digitalização de mapa plani-altimétrico na escala 1:50.000,com equidistância entre as curvas de nível de 40 em 40 metros através mesa digitalizadora, microcomputador, utilizando-se programa gráfico AUTOCAD R12 :

- trabalhos de campo e confecção de prefis geológicos, tendo por objetivo a caracterização dos litotipos da Ilha do Cardoso e arredores (no continente) e efetiva coleta de amostras para análises petrográficas, geoquímicas, e principalmente geocronológicas;

- confecção de esboço geológico da Ilha do Cardoso, na escala 1:50.000, em microcomputador utilizando programas gráficos AUTOCAD e CORELDRAW.versão 7

1.3.2 Estudos Geocronológicos

Os dados geocronológicos disponíveis para Ilha do Cardoso, e arredores (setor continental adjacente) restringiam-se a quatro análises K-Ar obtidas na década de 60 no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geocièncias da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP). Destes, uma única idade K-Ar retratava uma rocha granitica coletada na Ilha do Cardoso. As três análise K-Ar restantes referem-se a três minerais separados de rocha alcalina da região de Cananéia. Neste trabalho foram realizadas 21

determinações radiométricas envolvendo o setor insular e 3 no setor continental adjacente, utilizando-se dos métodos K-Ar, Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd (T_{DM}) Essas análises foram realizadas em laboratórios do CPGeo-USP

A preparação de amostras e interpretação geocronológica obedeceram às particularidades específicas inerente a cada metodologia, conforme comentário a seguir

Nétodo Potássio Argônio (K-Ar)

1) Preparação de amostras

Análises através do método K-Ar são realizadas normalmente em minerais separados Os mais adequados para análises desta natureza são anfibólios, seguidos de micas e de plagioclásio. A separação desses minerais segue os seguintes passos

- fragmentação manual das amostras à níveis centimétricos (1-2 cm),
- redução da granulometria a níveis milimétricos, utilizando-se de almofariz e pilão de ferro ou britador de mandibulas,
- concentração do material a intervalos granulométricos que garantam a liberação total do mineral selecionado (não pode estar agregado a outros minerais, nem conter inclusões) Nesta etapa utilizou-se em paralelo o moinho de disco e um jogo de peneiras As frações mais utilizadas referem-se aos intervalos 35-60, 60-100, e 100-150 mesh, função do grau de liberação do mineral selecionado
- separação de minerais em aparelho tipo 'Frantz', através das diferentes susceptibilidades magnéticas, aqui vale resaltar que para os anfibólios da amostra WW-46 foi necessário utilizar uma calibragem diferente da normalmente utilizada, pois mesmo em frações menores (abaixo de 100 mesh) estes encontravam - se associados a piroxênios, a regulagem que melhor separou as amostras encontra-se na tabela 1.2.1.
- utilização de placa vibratória, que permite uma concentração de minerais placóides (tendem a ficar retidos) e prismáticos (tendem a rolar com a vibração)
- concentração em líquidos pesados, tipo Bromofórmio (d=2 9 g/cm³) Os minerais menos densos (quartzo e feldspato) permanecem em suspensão no líquido, enquanto que os de maior densidade (anfibólio, biotita) tendem a decantar. Neste processo utiliza-se um funil de vidro que possui em sua extremidade basal um tubo de borracha com um

dispositivo de interrupção de fluxo. Ao se colocar o bromofórmio no funil, adiciona-se a amostra, processando-se a separação. Após um intervalo de tempo necessário para separação, o dispositivo de fluxo é aberto, sendo coletado apenas o material mais pesado, enquanto que o mais leve permanece no funil. Este processo é efetuado dentro da capela de exaustão para evitar o escape de gases nocivos. O material coletado é lavado com álcool e submetido à secagem sob lâmpadas refletoras dentro da capela.

limpeza final em lupa, através de catação manual.

;

1

 a seleção de minerais como micas, anfibólios, e as vezes plagioclásios se deve aos mesmos se mostrarem favoráveis as datações K-Ar por apresentarem temperaturas críticas de difusão/ retenção de gás Argônio relativamente precisas, permitindo delimitar com nitidez diferentes províncias geocronológicas.

ORDEM DE	INCLINAÇÃO X
PASSAGEM	AMPERAGEM
1	15X15X0.5A
2	10X18X0.5A
3	10X15X0.5A
4	10X15X0.4A

Tabela 1.3.1- Seqüência utilizada no "Frantz" para separação entre minerais de piroxênio(egerinaaugita) e anfibólios (homblendas)

2)Técnicas Analiticas

O argônio, na qualidade de gás nobre, encontra-se preso mecanicamente ao retículo cristalino dos minerais, tornando-se susceptivel a migrações por simples excitação térmica. A temperatura crítica para a retenção de argônio parece representar, na verdade, um intervalo muito restrito (de alguns poucos graus) em que se passa de uma situação de perda completa (acima da temperatura crítica), para uma situação de retenção completa (abaixo da temperatura crítica). Os limites críticos variam, de mineral para mineral, sendo por exemplo da ordem de 450°-500°C para os anfibólios e da ordem de 250°-300°C para as micas (Faure 1986, Haner 1991).

O padrão de idades aparentes K-Ar indica tão somente épocas relacionadas ao resfriamento regional, idades consideradas mínimas, e que podem ser muito mais jovens que os episódios reais de cristalização magmática ou recristalização metamórfica que deram origem às paragêneses minerais observadas.

Em áreas policiclicas, por outro lado, pode ocorrer uma degaseificação incompleta de argônio, sendo os resultados obtidos nestes casos superiores aos de resfriamento regional e, sem significado geológico.

Para obtenção dos resultados K-Ar foram observados basicamente os procedimentos técnicos discutidos por Amaral *et al.* (1966) com inúmeras modificações introduzidas, desde então, pelo corpo técnico do CPGeo.

As análises de K, em duplicata, foram realizadas por ataque químico convencional e sua quantificação foi obtida por fotometria de chama em aparelho Micronal, modelo B-262. O argônio foi extraído em unidades de ultra alto vácuo, sob pressões inferiores a 10⁻⁷ mmHg e purificado em fornos de cobre e titânio.

A reprodutibilidade analítica do método é da ordem de 2 a 3%, com base na utilização de padrões laboratoriais variados. Para o cálculo das idades, realizado em microcomputador, utilizou-se as constantes recomendadas por Steiger & Jäeger (1978), listadas a seguír:

 $\lambda_{\beta} = 4,962 \times 10^{10} \text{ anos}^{-1}$ $\lambda_{k} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$ $(\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36})_{\text{atm}} = 295,5$ $\text{K}^{40} = 0,01167\% \text{ K}_{\text{total}}$

Método Rubídio-Estrôncio (Rb-Sr)- Rocha Total

1) Preparação de amostras

- As amostras são quebradas manualmente em pedaços com aproximadamente 5cm e a seguir britados utilizando-se de um britador de mandíbulas. Os fragmentos ficam reduzidos a dimensões inferiores a 0,3 mm, quando procede-se a quarteação. A fração selecionada é pulverizada a uma granulometria inferior a 200 mesh (0,074 mm).
- material é então analisado através de fluorescência de raios-X para dosagem semi-

quantitativa de Rb e Sr e consequente seleção das amostras a serem datadas. Após tal seleção, as amostras são analisadas quantitativamente através de fluorescência de raios-X e quimicamente:

- deposita-se aproximadamnte 0,1g de amostra em béquer 'savillex' ao qual são adicionados 1 ml de ácido nítrico (HNO₃) concentrado e 2ml de ácido fluorídrico (HF) concentrado,
- coloca-se em ultrassom por aproximadamente 45 minutos;
- mantem-se em aquecimento sob lâmpada, em evaporador, por 12 horas.
- -dissolve-se com ácido cloridrico (HCI) 6N destilado e deixa-se sob lâmpada por uma noite;
- evapora-se até a secura e dissolve-se com HCI 2,62 N;
- transfere-se a amostra para um tubo de centrifuga;
- -centrifuga-se durante tempo necessário para que o líquido fique transparente, ou seja, com o resíduo totalmente depositado no fundo. Após filtragem e passagem na coluna, devidamente calibrada, adiciona-se algumas gotas de ácido perclórico (HCIO₄) a 50% e coloca-se para secar em evaporadores até a secagem total. Este ácido elimina a matéria orgânica da resina que por ventura escapou da coluna. O resíduo seco é levado para espectrômetro de massa para a análise isotópica.

2) Técnicas Analíticas

As idades Rb-Sr em rocha total, relativas a conjuntos cogenéticos são normalmente tratadas em diagramas isocrônicos, e indicam episódios formadores de rochas, em sentido extenso, por meio de quaisquer processos petrogenéticos que conduzam ao aparecimento de associações minerais bem definidas, provenientes de cristalização magmática ou de recristalização metamórfica. Na grande maioria dos casos são datáveis pelo método Rb-Sr processos petrogenéticos diversificados que levam a formação de rochas do tipo granítica ou assemelhada, processos estes referidos como granitização, anatexia, palingênese, metassomatismo, migmatização e metamorfismo de fácies anfibolito (Faure 1986, Cordani 1980)

A relação inicial (Sr⁸⁷/Sr⁸⁶), isocrônica pode ser utilizada como traçador

petrogenético, em que, de modo grosseiro, as rochas com r.i.>0,705 indicam fontes crustais e aquelas com r.i.<0,705 sugerem origem do manto superior ou crosta inferior. Os parâmetros citados necessitam de suportes adicionais, obtidos através de outras metodologias (Pb, Nd), uma vez que devem ser levados em conta a possibilidade de heterogeneidade do manto, bem como de mistura de materiais oriundos de diferentes fontes.

Nos modelos de cálculo de idades isocrônicas Rb-Sr, cabe mencionar que os métodos de regressão incluem fatores de peso alicerçados em desvios e erros analíticos em relação à reta, com base num nível de confiança estabelecido (e.g. Williamson 1968, Brooks <u>et al.</u> 1972). Adicionalmente, uma análise comparativa dos principais modelos de cálculo aplicados a exemplos brasileiros foi apresentada por Kawashita <u>et al.</u> (1990), com comentários a respeito de seleção de amostras e aspectos geológicos, que influenciam no sistema Rb-Sr.

O espectrômetro de massa utilizado foi o VG-354 termoiônico com 5 coletores (taças de Faraday) e com um detector Daly. Neste equipamento podem ser colocadas até 16 amostras que são analisadas de forma automática ou semi-automática. O detector Daly tem uma sensibilidade 100 vezes maior que a taça de Faraday.

Os valores Sr⁸⁷/Sr⁸⁸ foram normalizados em função da relação Sr⁸⁶/Sr⁸⁸ = 0,1194, sendo as constantes utilizadas aquelas recomendadas por Steiger & Jãeger (1978):

 $\lambda_{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Rb⁸⁵/Rb⁸⁷)_N = 2,59265

Método Urânio-Chumbo (U-Pb)

I

1) Preparação de amostras

Para este método foram coletadas em torno de 15 kg de amostra, que após fragmentação em britador de mandibulas, foram reduzidas a granulação inferior a 100 mesh em moinho de disco. Os minerais pesados (zircão, titanita, granada, monazita, apatita, piroxênios, anfibólios, etc) são concentrados em mesa vibratória. A etapa seguinte consiste na utilização de líquidos pesados de diferentes densidades, tais como Bromoformio (d= 2.9) e o lodeto de Metileno (d=3.2), com objetivo de eliminar os minerais indesejáveís, e concentrar o zircão. Os sulfetos existentes no concentrado são removidos

com HNO₃ e as apatitas com HCI. O concentrado é então levado novamente ao separador magnético Frantz, onde são separadas várias frações de zircões com diferentes susceptibilidades (M₆, M₅, M₄, ...). A razão disto é que existe uma relação inversa entre a susceptibilidade magnética e a concentração de Pb no zircão. Com o auxílio de uma lupa, são selecionados cerca de 100-150 grãos de zircão de cada fração magnética a ser analisada. Escolhe-se zircões sem impurezas, bem formados e sem zonação. Por problemas de instalação dos abradores, os zircões analisados não foram submetidos a processos de abrasão através de ar comprimido e pirita, para arredondamento de suas bordas e obtenção de idade de cristalização mais precisa. Os zircões selecionados são então submetidos a ataque químico em bombas de teflon até completa dissolução (três das) utilizando-se de HF e HNO₃. A solução é então retomada em HCI para posterior passagem em colunas de troca iônica, utilizando-se da resina catiônica AG-1-X-8 200-400 Mesh, para purificação de U e Pb, através da lixiviação de outros elemenos químicos. No ataque químico foi utilizado *spike* USP-1A.

Técnicas Analíticas

A metodologia U-Pb tem permitido a resolução de problemas geológicos complexos devido, principalmente, a excepcional resistência do retículo cristalino dos zircões com relação a modificações posteriores à sua formação. A "memória" dos zircões, retendo idades de eventos iniciais, mesmo que apenas em seu núcleo, favorece sua aplicação ao estudo da evolução de terrenos policíclicos. Além disso, a resistência aos processos intempéricos permite a análise de zircões oriundos de rochas sedimentares. É também um método muito utilizado na datação de deformações polifásicas onde, associados aos dobramentos tem-se mobilizados neossomáticos com zircões, esfenos ou monazitas neoformados.

A metodología utilizada observou os procedimentos técnicos descritos em Krogh (1973, 1982a e b) e Corfu & Stott (1986). Estas técnicas implicam num cuidadoso procedimento experimental, de modo a concentrar frações de zircões com diferentes susceptibilidades magnéticas, para posterior seleção em lupa.

Aos trabalhos de Ahrens (1955) e posteriormente de Wetherill (1956) deve-se o conceito de curva Concordia, que representa o lugar geométrico dos pontos com idades

12

concordantes, obtidas pelos dois cronômetros U²³⁸/Pb²⁰⁶ e U²³⁵/Pb²⁰⁷ e por conseguinte, tambem do par Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶

Desde que um ponto analítico não esteja situado sobre a curva Concórdia as três idades deixam de ser iguais. Os resultados fornecidos pelos cronômetros separadamente, são diferentes, tendo-se então uma discordância. A reta que contém os diferentes pontos discordantes recebe o nome de Discórdia.

A intersecção superior da reta Discórdia com a curva Concórdia caracteriza a epoca de cristalização dos zircões. Para a intersecção inferior existem interpretações que a relacionam com uma perda episódica ou então, a uma perda contínua. Por outro lado, a idade definida pela intersecção superior será mais confiável quanto mais concordantes foram os pontos analíticos.

As características e rotina analítica do laboratório U-Pb, no CPGeo-USP encontram-se sintetizadas em Basei <u>et al.</u> (1994)

O espectrômetro de massa utilizado foi o VG-354, sendo os resultados obtidos, calculados utilizando-se o "software" ISOPLOT (Ludwig 1993) As constantes utilizadas nos cálculos das idades foram as seguintes (Steiger & Jaeger 1978)

> $\lambda_{U238} = 1,55125 \times 10^{10} \text{ anos}^{10}$ $\lambda_{U235} = 9,8485 \times 10^{10} \text{ anos}^{11}$ $U^{238}/U^{235} = 137.88$

Método Samário-Neodímio (Sm-Nd)

1) Preparação de Amostras

Os procedimentos de preparação de amostras são similares aos utilizados nos métodos Rb-Sr (quando em rocha total), e K-Ar (quando em minerais)

As técnicas de análises envolvem soluções ácidas (HF + HNO₃ +HCI) e copos savilex ou bombas (no caso de granadas, zircões e outros minerais refratários) à 180°C. A separação do Sm e Nd é efetuada em duas etapa. Utilizando-se inicialmente de resina catiônica (AG-50W-X-8) e a seguir pó de teflon revestido com ácido ortofosfótico. As razões isotópicas ¹⁴⁹Nd/¹⁴⁴Nd, bem como as demais razões de Sm e Nd para o cálculo das

concentrações, por diluição isotópica, são obtidas no CPGeo-USP em espectrômetro de massa multi-coletor, tipo VG-354. As razões isotópicas de Nd foram normalizadas através da relação ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. Pormenores relativos as técnicas laboratoriais (digestão química, eluição, preparação e calibração de colunas de troca catiônica, deposição das amostras, análises espectrométricas, e cálculos de diluição isotópica) podem ser encontradas em Sato *et al.* (1995)

2) Técnicas Analíticas

O desenvolvimento do método Sm-Nd em materiais terrestres iniciou-se na década de 1970, a partir de estudos de meteoritos e rochas lunares (Lugmair <u>et al.</u> 1975, Nakamura <u>et al.</u> 1976). Com a melhor compreensão do comportamento dos isótopos de Sm e Nd nos processos geológicos e de suas características geoquímicas no manto superior e na crosta continental, a sistemática Sm-Nd tem se mostrado uma importante ferramenta para os estudos de evolução crustal

O Sm e o Nd são dois elementos do grupo dos Terras Raras (ETR) ou Lantanídeos com raios iônicos bastante próximos (0,96 e 1,0Å), e com mesma valência, o que os tornam praticamente elementos isoquímicos, ao contrário do sistema Rb-Sr, onde os elementos possuem ciclos geoquímicos opostos. Este fato resulta em razões Sm-Nd pouco diferenciadas, variando de 0,1 a 0,37 entre os diversos minerais e rochas. Como os ETR têm uma forte densidade de carga (3+) e um número atômico elevado (57 a 71), não se difundem facilmente no estado sólido, resultando em pouca mobilidade desses elementos, em escala de rocha total. Por outro lado, a nível mineral, ocorre uma redistribuição do Sm e Nd entre as fases minerais neo-formadas, durante os processos de recristalização metamórfica (Faure 1986, De Paolo 1988).

O Sm e o Nd são encontrados em quase todas as rochas, em geral substituindo os elementos de íons grandes. Ocorrem principalmente nos clinopiroxênios anfibólios, granadas, micas e feldspatos, que constituem os principais minerais a serem analisados por este método. Em alguns minerais acessórios de rochas graníticas, como por exemplo, as allanitas, monazitas, xenotimio, columbita-tantalita, fluorita schelita, ocorre enriquecimento dos ETR. Quando o sistema rocha total é enriquecido nesses minerais acessórios pode ocorrer o fracionamento de Sm e de Nd, modificando substancialmente a razão original Sm-Nd (Pimentel & Charnley 1991)

O significado geológico das idades isocrônicas Sm-Nd em rocha total e similar ao observado através de isócronas Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircões. A vantagem na aplicação do método Sm-Nd se deve a pouca mobilidade desses elementos em escala de rocha total. O sistema Sm-Nd dificilmente é perturbado por eventos geológicos superpostos (De Paolo 1988). Acrescente-se que as razões Sm-Nd são normalmente mais elevadas em rochas ultramáficas, permitindo a aplicação do método isocrônico que dificilmente seria conseguido por outra metodologia mais tradicional. Entretanto para tais rochas, as concentrações de Sm e de Nd são muito baixas, na maioria dos casos, inferiores a 4 ppm.

O fato da razão Sm-Nd modificar-se significativamente sómente durante a diferenciação manto-crosta permite calcular idades denominadas modelo, interpretadas como da época em que os precursores crustais (protolitos) se diferenciaram do manto superior. Os modelos de evolução isotópica de Nd para o manto superior, envolvem principalmente a evolução dos condritos (CHUR - Reservatório Condrítico) e manto empobrecido (DM - Depleted Mantie). Este último modelo admite processos envolvendo fracionamento, resultando em manto residual, enriquecido na relação Sm-Nd e empobrecido em elementos litófilos de íons grandes. A existência de mistura de magmas na formação de rochas podem levar a obtenção de idades Sm-Nd híbridas e sem significado geológico (Amdt & Goldstein 1987). O grau de fracionamento de Sm em relação a Nd pode ser estimado e os desvios minimizados, se forem conhecidas a idade do evento formador da rocha (Rb-Sr, U-Pb e Pb-Pb) e a razão. ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd nesta época (valor médio obtido em várias determinações da mesma região). Neste caso utiliza-se de modelo de evolução em estágio duplo (Sato, 1998).

A comparação da razão Nd¹⁴³/Nd¹⁴⁴ da amostra, e do reservatório condrítico (CHUR), para a época de formação da rocha ou mesmo para o período atual possibilita a utilização dos isótopos de Nd como indicadores petrogenéticos. Tal parâmetro, denominado _{8Nd}, indica fonte mantélica, quando maior ou igual a zero e, contribuição crustal, quando negativo

Informações relacionadas a implantação dessa metodologia no CPGeo-USP, envolvendo a utilização dos isótopos de Nd, bem como procedimentos químicos e espectrométricos (VG-354) encontram-se publicadas em Sato <u>et al.</u> (1994) e Sato (1998). As constantes utilizadas no cálculo das idades foram as seguintes (Michard <u>et al.</u> 1985).

> $\lambda_{147} = 6,54 \times 10^{12} \text{ anos}^{-1}$ (Nd¹⁴³/Nd¹⁴⁴)₀ CHUR = 0,512638

$$(Sm^{147}/Nd^{144})_0$$
 CHUR = 0.1967

As razões isotópicas de Nd foram normalizadas em função da relação ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 07219

1.3.3 - ANÁLISES GEOQUÍMICAS

Foram realizadas análises de elementos maiores, traços e terras raras em 17 amostras coletadas em diferentes afloramentos que ocorrem na Ilha do Cardoso, das quais 13 referem-se a sienitos isótropos e 4 a metassedimentos. Adicionalmente foram realizadas análises em 7 amostras do setor continental em rochas graniticas com afinidade alcalina que ocorrem entre Itapitangui e Ariri, e do maciço alcalino de Cananéia

Foram utilizadas amostras de rochas isentas de alteração, assumindo-se, como premissa para o tratamento dos dados geoquímicos, que as variações observadas nos teores dos elementos se referem à composição original da rocha. Estas análises foram realizadas em laboratórios do Canadá (Activation Laboratories Ltd) e o no CPGeo-USP, segundo os seguintes critérios.

-seleção de amostras representativas das unidades mapeadas (granitóides alcalinos, milonitos?, metassedimentos) e com estudos petrográficos,

-quebra manual e posterior britagem em britador de mandíbulas,

-quarteamento e moagem, utilizando-se de moinho revestido em ágata.

Os dados obtidos, foram tratados em programa MINPET versão 2.02 para a confecção de gráficos e diagramas. Os dados relativos às análises químicas são apresentados no Apêndice 01

1.2.4 - ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Analizaram-se um total de 73 seções delgadas envolvendo rochas sieníticas e metassedimentares, algumas das quais orientadas. Nestas foram efetuados cortes XZ (normais à foliação metamorfica S₂ paralelos à lineação de estiramento La) e YZ (normais a foliação metamórfica S₂ e normais à lineação de estiramento mineral), com intuito de obter informações relativas à deformação e movimentação relativa

As informações obtidas através do estudo petrográfico convencional permitiu caractenzar e diferenciar os sienitóides, e adicionalmente no caso das rochas metassedimentares inferir o grau metamórfico atuante e sua polaridade

2. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS DA ÁREA

2.1 COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

Os terrenos pertencentes à liha do Cardoso são ocupados, em quase sua totalidade, por um complexo ígneo formado durante o Neoproterozóico, representando principalmente por alcali-feldspato granitos/sienitos, quartzo-sienitos e sienitos. Em sua porção setentrional destaca-se uma faixa de metassedimentos estruturada segundo a direção geral E-W, onde predominam quartzitos, quartzo xistos, quartzo-mica xistos, não raro a cordienta e andalusita

Com o intuito de melhor caracterizar os terrenos pertencentes a Ilha do Cardoso no quadro geotectónico regional foram abordados os dominios adjacentes, relativos a porção NE do Estado de Santa Catarina, e SE dos estados do Paraná e São Paulo foram incluídos por Hasui *et al.* (1975) no Maciço Mediano de Joinville

Estudos posteriores realizados, destacando-se os realizados por Basei *et al* (1990 e 1992) e Siga Jr *et al* (1992 e 1995), sugerem o abandono do termo Maciço de Joinville, caracterizando neste setor a existência de três dominios geotectônicos com caracteristicas próprias e distintas

O primeiro domínio (Luís Alves), tem grande expressão na porção setentrional de Santa Catarina, afilando-se rumo a NE, sentido Serra Negra, estendendo-se possivelmente, para norte, até o Maciço de Itatins, já no no sudeste de São Paulo É representado, em grande parte, por rochas de alto grau metamórfico, tendo como litotipo principal gnaisses granulíticos, formados no Arqueano (2 800-2 600 Ma) e no Paleoproterozóico (2 200-1 900 Ma) Grande parte desses terrenos encontrava-se relativamente frio no Neoproterozóico, representando nesta época, um segmento continental (microplaca) posicionada entre os Crátons do Congo-São Francisco e do Paraná

O segundo dominio (Cuntiba) é balizado a SE pelos terrenos Luís Alves através de zonas de cisalhamento, e no setor noroeste pelas sequências metassedimentares dos Grupos Açungui e Setuva. Predominam neste domínio rochas gnáissicomigmatíticas do fácies anfibolito, ocorrendo em sua borda meridional uma faixa de granitóides cálcio-alcalinos (Suíte Rio Piên) e uma sequência de natureza máfica e ultramáfica. O Domínio Curitiba caracteriza-se por mesossomas formados no Paleoproterozóico (2.200-1.800 Ma), com leucossomas e porções graniticas do

18

Neoproterozóico (620-560 Ma)

O terceiro domínio (Paranaguá), ocupa grande parte do setor oriental dos estados de Santa Catarina, Paraná, e sudeste de São Paulo, posicionando-se lateralmente, aos terrenos aqui estudados São representados por uma grande vanedade de granitóides heterogeneamente deformados (Morro Inglês e Canaveiras) e isotropos (Rio do Poço e Estrela), ocorrendo como encaixantes gnaisses, xistos, quartzitos e anfibolitos As denominações citadas, utilizadas por Siga Jr (1995), representam uma tentativa de regionalização da proposta apresentada por Lopes (1987) na Serra da Prata (PR) Os dados geocronológicos obtidos por Basei (1991) e Siga Jr (1995) sugerem a formação desses granitóides principalmente no intervalo 620-570 Ma O padrão K-Ar (560-480 Ma) indica que o resfinamento desse segmento ou de parte dele atingiu o Cambro-Ordoviciano, evidenciando prováveis processos relacionados à aglutinação dos Crátons do Congo/São-Francisco/Kalahari e do Paraná e consequente formação do Gondwana Ocidental

Ocorre ainda no âmbito dos domínios Luís Alves e Cuntiba expressivo magmatismo de natureza alcalina-peratcalina de idade Neoproterozóica (600-570 Ma), representado pelos maciços graniticos do Graciosa, Anhangava, Marumbi, Serra da Igreja, Agudos do Suí, Morro Redondo, Dona Francisca, Piraí, Corupá, e Serra Alta Neste mesmo período ocorre intenso vulcanismo ácido - intermediário, relacionado à evolução das Bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá Tais manifestações sugerem uma associação com regimes tectônicos distensivos produzidos possivelmente pelos ajustes crustais decorrentes de uma procura de condições de maior estabilidade, após o espessamento provocado pelo tectonismo responsável pela justaposição dos terrenos Luís Alves, Cuntiba e Paranaguá

Observa-se nesta síntese, que o expressivo magmatismo que ocorre no âmbito da Ilha do Cardoso, representado principalmente por alcali-feldspato sienitos quartzo sienitos e sienitos não encontra identificação imediata com os domínios adjacentes estudados. Com objetivo de melhor posicionar esses terrenos no quadro tectônico regional realizou-se um perfit no setor continental adjacente entre as localidades de ltapitangui e Ariri, e outro entre a cidade de Panquera-Açu e a Rodovia BR-116

O estudo realizado sugere uma associação das rochas metassedimentares que ocorrem no setor setentrional da Ilha do Cardoso com as observadas no continente, próximo a Taguari. Acrescenta-se que essas rochas se estendem para sul como

19

estreitas faixas, segmentos, que ocorrem ao longo de todo Domínio Paranaguá. Representam provavelmente restos das encaixantes em meio ao imenso e variado complexo ígneo.

Rochas graníticas de natureza alcalina, relativamente similares às que ocorrem na Ilha do Cardoso foram observadas ao longo do perfil Itapitangui - Ariri, próximo a Rio das Minas, representadas por alcali-feldspato granitos. É importante salientar que a relação dessas rochas de afinidade alcalina com os demais litotipos graníticos predominantes nesta porção do domínio Paranaguá não foi observada. Destaca-se ainda a ocorrência nos arredores de Cananéia de rochas alcalinas com índice de cor, texturas, e estruturas bastante similares às observadas na Ilha do Cardoso, e portanto facilmente relacionadas sob o ponto de vista macroscópico. Distinguem-se composicionalmente por apresentarem microclíneo, plagioclásio (<10%), quartzo (<5%), barkevicita, biotita, piroxênio e como acessórios zircão, apatita e óxidos e também temporalmente, representando manifestações relacionadas ao Cretáceo.

Através do exposto acredita-se que os terrenos pertencentes à Ilha do Cardoso se incluam no contexto evolutivo relacionado ao Domínio Paranaguá. Estudos de detalhe envolvendo o setor costeiro do sul-sudeste brasileiro se fazem necessários para melhor caracterizar as relações existentes entre a grande variedade de granitóides, que se distribuem ao longo desta faixa oriental por mais de 100 Km de extensão (Ilha de São Francisco, SC ao sul de Itatins, SP).



Figura 2.1- Compartimentação tectônica esquemática

2.2 TRABALHOS ANTERIORES

A bibliografia relacionada a Ilha do Cardoso é bastante escassa caracterizada, normalmente, por abordagens restritas, envolvendo poucos dados de campo e/ou laboratoriais incluídos em trabalhos de cunho regional

Trabalho pioneiro foi realizado na Ilha do Cananéia, próxima à Ilha do Cardoso, por Freitas (1947), que identificou duas famílias de rochas alcalinas representadas por pulaskitos e nordmarkitos. Posteriormente, Amarał *et al.* (1967) realizaram datações K-Ar em alcali-feldspato, barkevicita e biotita de um nordmarquito, coletado por Freitas (*op.cit.*) em Cananéia. As idades obtidas foram respectivamente de 84 Ma, 82 Ma e 81 Ma. resultando em uma idade média de 82 Ma. Estes dados foram recalculados por Sonoki. & Garda (1988), utilizando-se das novas constantes, em vigor, obtendo uma idade de média de 83 5 Ma.

Kutner (1962) descreve a existência de uma laje no canal de Cananéia e supõe ser a ligação entre o maciço alcalino de Cananéia e o Morrete na Ilha Comprida. As rochas que ocorrem no Morrete da Ilha Comprida foram caracterizadas petrograficamente por Coutinho (1971), como quartzo sienitos (nordmarkitos)

As sequências sedimentares cenozóicas da planície costeira entre Cananéia e Iguape foram estudadas por Petri & Suguio (1971, 1973), utilizando-se de sondagens mecânicas, executadas pelo Instituto Geográfico e Geológico e pela Geobrás (1966) Mencionam que o embasamento Pré-Cambriano é composto por filitos, mica xistos, migmatitos e gnaisses

A primeira descrição das rochas (gneas que ocorrem no domínio da Ilha do Cardoso, foi realizada por Cordani & Bittencourt (1967). Caracterizam a ocorrência de granitos intrusivos no complexo migmatítico indiferenciado com idade K-Ar em anfibólio de 610 ± 20 Ma

Em 1969 Petri & Fúlfaro correlacionam as rochas metassedimentares aflorantes na Ilha do Cardoso às sequências por eles descritas na região de Apiaí-Iporanga sugerindo ambiente de sedimentação de águas rasas

Petri & Fúlfaro (1970), descrevem os metassedimentos que ocorrem no setor setentrional da Ilha do Cardoso como metaritmitos, caracterizados pela alternância de níveis francamente psamíticos (areias), e níveis pelíticos (silto-argilosa). Menciona a presença de estruturas sedimentares preservadas (estratificação cruzada e laminações

21

cruzadas por migração de ondas) principalmente nos níveis arenosos grossos. Os mesmo autores atribuem para o pacote metassedimentar espessura de 5.000 metros desconsiderando a perturbação tectônica.

Eventos relacionados ao Quaternário da planície costeira do sul do estado de São Paulo são discutidos por Suguio & Petri (1973), com ênfase as areias regressivas tipo "sheet sands", que constituem uma fonte importante de detritos para os sub-ambientes atuais. Os mesmos autores, utilizando-se de dados obtidos através de levantamentos geofísicos, executados entre a Ilha Comprida e a Nha do Cardoso, descrevem a existência de um desnivelamento entre esta última e o continente. Tal desnivelamento foi interpretado como um mergulho natural (1/100) do embasamento da região, rumo ao oceano.

Martin & Suguio (1975), sugerem para o setor costeiro de São Paulo movimentos tectônicos relativamente fracos durante o Holoceno e mais intensos durante o Pleistoceno, o que explicaria o comportamento diferenciado entre a costa sudeste, com características de emersão, em relação a costa nordeste, com características de imersão

Morgental *et al* (1975), descrevem as rochas graniticas da Ilha do Cardoso atípicas', classificando-as petrograficamente como plauenitos e alcali sienitos, sugerindo tratar-se de rochas formadas através da diferenciação de corpos alcalinos Sugerem a realização de datações geocronológicas adicionais para melhor definir a colocação crono-espacial dessas rochas alcalinas. Através dos dados geocronológicos existentes estes autores correlacionaram as rochas alcalinas da Ilha do Cardoso ao Maciço granítico Alto Turvo

Silva et al (1981), correlacionam os metassedimentos da Ilha do Cardoso à sequência Turvo- Cajati, posicionando-os na sub-sequência Cajati, de caráter rítmico com passagem gradativa para a sub-sequência Turvo - Areado. Os mesmos autores atribuem a esses metassedimentos origem vulcano-sedimentar, predominantemente clasto-química de idade transamazônica. Sugerem ainda a possibilidade das rochas alcali sieníticas que ocorrem na Ilha do Cardoso estarem relacionadas temporalmente ao corpo alcalino de Cananéia. Aconseiham estudos mais detalhados de campo e principalmente geocronológicos.

Ulbrich & Gomes (1981), descrevem as rochas que ocorrem em Cananéia como uma associação sienítica saturada a subsaturada predominando alcali sienitos,

22
pulaskitos e nefelina sienitos com mineralogia típica de suítes miaskíticas, segundo Sorensen (1974)

Suguio et al (1987) utilizando-se de perfilagens geofísicas realizadas entre a liha de Cananéia e a líha Comprida, definem o contorno para a laje do Argolão, um afloramento rochoso testemunho da ligação entre o morro de São João (Cananéia) e o morrete (Ilha Comprida)

Riccomini (1995), constata que o padrão de fraturamento NE-SW relativo às rochas alcalinas que ocorrem em Cananéia é coerente com o observado para o alinhamento Guapiara. Sugere regime de esforços trativos modificando-se, provavelmente no Ecceno, para transcorrente sinistral, com compressão NE-SW e extensão NW-SE e a consequente colocação de diques de lamprófiro.

Souza (1995, 1996) utilizando-se de dados geológicos e geofísicos, admite um condicionamento tectônico para o arcabouço estrutural da planície costeira Cananéia - Iguape, responsáveis pela formação do *rifi* continental do sudeste do Brasil, provavelmente durante o Cenozóico

3. GEOLOGIA DA ÁREA

3.1 SÍNTESE GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA

Os terrenos pertencentes a Ilha do Cardoso são constituídos em sua quase lotalidade por um complexo ígneo representado principalmente por rochas sieniticas As melhores exposições destas rochas foram observadas no setor costeiro e ao longo de algumas drenagens. Destaca-se na porção setentrional da ilha uma faixa de rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico estruturadas segundo a direção geral E-W. Predominam quartzo xistos mica xistos e mica-quartzo xisto, muitas vezes com cordienta e andaluzita. Nas cotas mais baixas essas litologias são recobertas por sedimentos quaternários

Com intuito de correlacionar os terrenos pertencentes a ilha do Cardoso com os do setor continental adjacente, foram realizados estudos de reconhecimento entre Itapitangui - Ariri, e arredores de Cananéia

A síntese geológica e petrográfica a ser discutida envolverá os setores insular e continental, com enfase no primeiro setor, objeto deste estudo

SETOR INSULAR

Na Ilha do Cardoso foram reconhecidos três domínios litológicos principais domínio das rochas sieníticas, domínio das rochas metassedimentares, e domínio dos depósitos quaternários (Fig 3.1.1)

Os estudos restringiram-se aos dois primeiros domínios (das rochas sieníticas e das metassedimentares) objetos desta pesquisa. Nos domínios dos depósitos quaternários foram somente realizadas observações para fins cartográficos.

Rochas sienitóides

As rochas sieníficas observadas na liha apresentam de modo geral cor cinza claro a cinza esverdeada, são leucocráticas, e quando alteradas exibem tonalidades avermelhadas, são predominantemente inequigranulares com granulação que varia de media a grossa Estruturalmente exibem uma orientação preferencial dada pela disposição dos fenocristais de feldspatos potássicos (aresta maior entre 1,0 e 3,0 cm) e também dos anfibólios, caracterizando orientação por fluxo magmático. Localmente



Figura 3.1.1 Mapa geológico esquemático, mostrando as principais unidades aflorantes nos setores insular e continental.

pode-se observar uma maior concentração de fenocristais máficos (anfibólios em sua maioria), imprimindo a rocha uma textura glomeroporfirítica.

Uma característica marcante dessas rochas é a presença de magnetita, facilmente detectada em campo através do imã de mão, que dá a esse litotipo um magnetismo moderado a forte.

Microscopicamente foram avaliadas 48 seções delgadas, cuja descrição será sintetizada a seguir. Acrescente-se que em 13 destas seções foram realizadas contagem dos minerais de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e máficos, posteriormente locados no diagrama QAP (Streckeisen, 1976), (Fig.3.1.2).



Figura 3.1.2 Diagrama QAP (Streckelsen 1976) • apresentando a classificação petrográfica para os sienitóides da liha do Cardoso

Apresentam uma mineralogia composta por microclíneo micropertitico a mesopertitico (~50%),(Foto 1 prancha 1), que ocorrem tanto como fenocristais idiomórficos normalmente com crescimento zonado e englobando pequenos núcleos de plagioclásio, (Foto 2 prancha 1). Os plagioclásios (olígoclásio) presentes são idiomórficos a hipidiomórficos ocorrendo disseminados na matriz ou em pequenos núcleos aprisionados em fenocristais de microclíneo raramente ultrapassando os 10%.

Os principais minerais máficos presentes referem-se aos anfibólios (15-20%), representados por homblendas xenomórficas a idiomórficas, exibindo algumas vezes geminação simples, e coloração castanha a verde e tons verde-azulado (Foto 3 prancha 1). Pode-se observar duas fases de cristalização dos anfibólios, uma mais

precoce com minerais geralmente bem formados que podem estar alterados na bordas normalmente para epidotos, altanita e titanita. Os anfibólios das fases mais tardias se apresentam xenomórficos muitas vezes nas bordas de piroxênios estando relacionados a processos de uralitização. Tal constatação dificultou a data-los pelo método K/Ar em anfibólios, uma vez que os piroxênios presentes podem interferir nas idades obtidas devendo por tanto serem eliminadas.

Os piroxênios (~10%) são representados principalmente por aegerina-augitas idiomórficas, muitas vezes alteradas - uralitizadas- (Foto 4 prancha 1), gerando como produto opacos, biotitas/anfibólios em pequenos núcleos

O quartzo presente se distribui em pequenos grãos na matriz ou então como intercrescimento mimerquítico. Raramente ultrapassam os 10 % em volume da rocha

Os minerais acessórios mais comuns são representados pela apatita que ocorre em pequenos agregados normalmente contornando anfibólios, epidoto geralmente granular e associado a transformação de anfibólios, titanita sugerindo duas fases de cristalização, uma precoce onde os cristais se mostram bem formados (idiomórficos) e uma tardia onde esse mineral se apresenta xenomórfico a hipidiomórfico , opacos (hipidiomórficos) e zircão, (idiomórfico, biterminado, prismático com uma relação 3.1 e incolor). Optou-se neste trabalho denominar as rochas sieníficas acima descritas por Sienito Três Irmãos (STI).

No setor oriental da ilha do Cardoso nos costões situados entre a Praia de Cambriú e do Fole, ocorrem rochas que se distinguem, em campo, dos sienitos cinza ora discutidos, por sua cor cinza-rosada, com presença de biotita. São rochas leucocrática com textura inequigranular e granulação média que mostram contatos intrusivo com os sienitos tipicamente cinza e cinza esverdeadas anteriormente descritas (doravante denominados de Granito Cambriú, GC). Os STI ocorrem muitas vezes como enclaves no GC, com formas arredondadas a angulares e tamanhos variados (de centimétricas a métricas (Foto1 prancha 2).

Em seções delgadas predominam nessas rochas o microclíneo normalmente hipidiomórfico com geminação em grade (~55%), quartzo (~20%), plagioclásio (raro <5%), ocorrendo em maior ou menor proporção a hornblenda e a biotita são os principais minerais máficos. Os minerais acessórios mais comuns são apatita, zircão, opacos e titanita. Em diagrama QAP essas rochas distribuem-se no campo relativo ao alcali-feldspato granito.

PRANCHA 1

Foto 1- Fotomicrogafia com polarizadores cruzados (aumento de 50X) de alcali feldspato sienito amostra WW-38, mostrando microclíneo (Mi) mesopertitico (Pe) e homblenda (Hb), observar cristal de zircão incluso no microclíeno

Foto 2 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25X) de quartzo alcali feldspato sienito, amostra WW43-B, mostrando fenocristal de Microclíneo (Mi) englobando vários núcleos menores de plagioclásio (Pl)

Foto 3 - Fotomicrografia com potanzadores cruzados (aumento de 50X), de quartzo sienito , amostra WW-40 mostrando mineral de piroxênio Egenna-augita (EA) alterada, no seu interior observa-se prismas bem formados de titanita (Ti), opacos (Opc) e pequenos pontos de anfibólios castanhos

Foto 4 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 50X) de alcali feldspato sienito, amostra WW-46, onde observase prisma de hornblenda (Hb) em que vê-se a variação de coloração de tons verde claro á verde escuro e alguns pontos levemente azulados (Mi) microclíneo, (PI) plagioclásio



 $\mathbf{28}$

Próximo ao contato entre esses dois corpos, o sienito cinza e o GC.ao longo de aproximadamente 5,0 metros, observa-se a presença de uma rocha cinza de granulometria fina contendo inúmeros enclaves de composição diorítica a granodiorítica. Apresentam normalmente formas elípsoidais e tamanhos diversos, (Foto 2 prancha 2), com a mineralogia constituida de biotita, quartzo , plagioclásio e subordinadamente piroxênio/anfibólio (Foto 3 prancha 2). Uma observação interessante é que eixo maior desses elipsóides orienta-se subparalelemente a direção de fluxo magmático. Feições similares foram obtidas através de experimentos de laboratório envolvendo fluxo de convecção forçada em materiais de diferentes densidades e viscosidades, (Kouchi & Sunagawa 1983 e 1985, e Koyaguchi ,1987).

Na porção centro-norte da Ilha, domínio das rochas sieníticas cinza, caracterizase o caráter intrusivo deste litotipo nos metassedimentos. Observam-se veios centimétricos a métricos de composição sienítica cortando discordantemente as rochas metassedimentares, que também ocorrem como xenólitos, (Foto 1 prancha 3) com formas e tamanhos variados. Tais feições encontram-se bem caracterizados nos afloramentos WW-12, 14 no costão da praia de Ipanema, e WW-27 e 37.ao longo do rio Perequê.

Estruturalmente as rochas sieníticas exibem além de sua orientação dado pelo fluxo magmático (orientação dos felspatos potássicos e anfibólios), um complexo sistema de fraturamento cuja direção e mergulho se mostram bastante variados. Segundo Petri e Fulfaro (1970), esse padrão de fraturamento condiciona a construção de terraços marinhos nos costões próximos ao mar, por processos de abrasão marinha (Foto 2 prancha 3).

Adicionalmente diques de composição básica e espessuras variáveis, entre 0,20 a 2,00 metros aproximadamente, com direções que variam entre N50E a N40W e que cortam o complexo sienítico(Foto 3 prancha 3). Petrográficamente são compostos predominantemente por olivina, piroxênio/anfibólio e por fenocristais milimétricos de plagioclásio, originando uma textura microporfirítica. Como acessórios destaca-se a presença de allanita e opacos.

Domínio dos metassedimentos

As de rochas metassedimentares ocupam o domínio setentrional norte da liha do Cardoso, distribuindo-se segundo uma faixa de direção aproximada E-W.

PRANCHA 2

Foto 1 – Afloramento na Ponta de Cambriú, ponto WW-79, onde observa-se restos do sienito encaixante (S) englobados pelo granito tipo Cambriú (GC).

Foto 2 – Afloramento no costão da praia do Fole, ponto WW-44/WW-8D-V, no qual se observa enclaves de material básico com formatos elipsoidais de diversos tamanhos que orientam-se subparalelamente a direção do fluxo magmático.

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25X), em que se vé uma visão parcial da área de contato entre o corpo de alcali granito e os enclaves elipsoidais. (Anf) anfibólio; (Px) piroxênio; (Bio) biotita; os minerais fésicos são quartzo, feldspato potássico e plagioclásio.







PRANCHA 3

Foto 1 – Xenólito estirado da encaixante (metassedimento) no sienito, muito comuns na área de contato entre os os dois corpos.

Foto 2 – Vista parcial de terraços de abrasão marinha condicionados ao fraturamento subhurizontal/horizontal, situado no costão entre as praias de Itapema e Cambriú.

Foto 3 - Dique Mesozóico de composição básica que corta os sienitos





Esses litotipos tem como característica geral um bandamento ritmico, representado por intercalações de níveis francamente pelíticos e de níveis francamente psamíticos. A espessura desses níveis podem variar de subcentimétricos a métricos, sendo comum a presença de estratificação cruzada de baixo ângulo, granodecrescência e estruturas plano paralela.

De modo genérico, em função da predominância de certos minerais, foram diferenciados três conjuntos litológicos representados de norte para sul por três subdomínios: quartzo-xistos, mica-xistos e mica quartzo-xistos muitas vezes com andaluzita e/ou cordierita.

O subdomínio dos quartzo xisto (predominantes na faixa setentrional) apresentam normalmente coloração cinza médio a escuro e granulometria média. Exibem um bandamento composicional S₀, caracterizado pela intercalação de níveis subcentimétricos pelíticos, composto por biotita e muscovita, com níveis centimétricos rícos em quartzo.

O subdomínio dos mica xisto (faixa central) exibem granulometria fina a muito fina, coloração cinza a cinza – esverdeada. Quando alterados destacam bandas de coloração avermelhada alternada com bandas amareladas (intercalação de niveis argilosos com níveis mais siltosos) imprimindo a rocha um aspecto rítmico. As melhores exposições destes litotipos encontram-se na Ilha da Casca e na Ponta do Itacuruçá (afloramentos WW-67, 16, 17 e 32), Foto 1 prancha 4. Observa-se uma grande concentração de magnetita, nestas rochas deste domínio, principalmente nos niveis mais arenosos, e que parecem estar associadas a processos de deposição e/ou ao primeiro evento metamórfico que atingiu estas rochas.

O terceiro subdomínio dominado por quartzo mica xisto, predominam na porção meridional deste domínio, sendo mais freqüente a presença de andaluzita e/ou cordierita. Tem coloração cinza médio, e exibe uma xistosidade milimétrica marcante S₂, dada pela orientação dos minerais micáceos (biotita/muscovita). Foram observados veios de quartzo com dimensões variadas, atingindo escala métrica concordantes com a foliação metamórfica,.

Embora os porfiroblastos de andaluzita e cordierita possam ocorrer em menor escala nos dois subdomínios anteriores, estes sobressaem-se neste subdomínio função da proximidade do contato com a intrusão da rocha sienítica

A textura dessas rochas varia de lepidoblástica a granolepidoblástica e

porfiroblástica, tendo sido este um dos critérios utilizados para a divisão desses tipos litológicos nos subdomínios . No primeiro há um predomínio de minerais micáceos (biotita e muscovita/serícita). No segundo, há um acréscimo considerável na porcentagem de quartzo que pode ultrapassar os 40% do total da rocha, e no ultimo a cristalização de porfiroblastos de andatuzita.

Microscopicamente os xistos têm uma composição mineralógica relativamente homogênea, variando apenas quanto a porcentagem dos minerais presentes, e à textura.

Os minerais mais comuns observados nestes litotipos são, o quartzo que ocorre em duas gerações diferentes, uma primeira com indivíduos anédricos, granulares, ás vezes levemente estirados, podendo exibir extinção ondulante, e uma segunda geração de cristais recristalizados em sombras de pressão de porfiroblastos rotacionados, ou como substituição (pseudomorfos).

Os minerais micáceos são representados principalmente pela biotita, muscovita/sericita, lamelares, subeuedricos, finamente cristalizados e podem ocorrer em duas gerações distintas e ocasionalmente por cloritas.

Os cristais de andaluzita presentes são euedricos, geralmente megacristais rotacionados com sombras de pressão onde ocorre a cristalização/recristalização de quartzos e micas, internamente exibem a Cruz Malta, constiuída por concentrações de grafita (Foto 2 prancha 4). Geralmente esses minerais encontram-se alterados para micas brancas e, em alguns pontos, podem estar completamente substituídos por biotitas e quartzos formando pseudomorfos (Foto 3 prancha 4). Em algumas lâminas ocorre a presença de cordieritas, geralmente como minerais euédricos a subeuédricos, formam prismas alongados, e encontram-se alterados para micas brancas. Os minerais acessórios observados são: Opacos (geralmente magnetitas, subeuédricas a euédricas, formando prismas curtos de seção quadrada; turmalínas (em seções basais prismáticas) e zircões (levemente arredondados a prismáticos).

Em termos estruturais, a alternância de níveis pelítico – psamítico, presença de estruturas sedimentares primárias (estratificaçõe cruzadas, granodecrescência e estruturas plano paralelas) caracterizam a superfície S_0 . A presença de sericitas e biotitas (de primeira geração) orientadas parlelamente a subparalelo ao acamamento, definem uma superfície metamórfica S_1 de baixo grau metamórfico. Esta superfície encontra-se crenulada, dobrada com padrões abertos, chegando em alguns

alloramentos a dobras fechadas tendendo a isoclinais. Paralelamente aos planos axiais destas dobras, ocorre a formação de uma superfície metamórfica S₂, plano axial muito bem evidênciada, que é dado pela orientação de minerais micáceos biotitas, muscovitas/sericitas e quartzos (de segunda geração) e que orientam-se segundo esta superfície formada que apresenta orientação geral E-W, com mergulhos subverticars, ora para N ora para S. Em alguns afloramentos, a exemplo dos localizados no Morro do Pereirinha (WW-1, 2 e 11), observa-se uma outra superfície de clivagem, bem espaçadas, que são resultantes da crenulação suave, assimétrica da superfície S₂ sugerindo uma superfície S₃ (Foto 1 prancha 4) com um grau metamórfico fraco (fácies xisto verde zona da clorita)

Quartzitos ocorrem geratmente como lentes em meio aos xistos. Merece destaque o corpo de quartzito que ocorre na Ponta de Itacuruçá, com aproximadamente 60 metros de largura por 30 metros de altura aproximadamente, sustentando o relevo. Exibe uma coloração avermelhada a creme, sua granulometria varia de média a grossa. Encontram-se dispersos pela rocha magnetita e algumas palhetas de biotita. Algumas outras lentes de quartzito de menor expressão afloram dentro do pacote de xistos, não mostrando uma continuidade.

Na figura 3.1.3, encontram-se resumidos a mineralogia, as fases de deformação, superfície formada e metamorfismo associado. Vale slientar que no metamorfismo M3 não occoreu a formação (recristalização) de mineralogia, e que a superfície S₃ é uma clivagem dados pela crenulação da superfície S₂



Figura 3.1.3 - Dados resumidos das observações petrográficas em seções delgadas com as principais observações

PRANCHA 4

Foto 1 – Fotografia do afloramennto WW-32 localizado na Ponta do Itacuruçá, onde predominam mica xistos ricos em magnetita, observar veios de quartzo subcentimétricos dobrados nos quais ocorre grande cristalização de magnetita

Foto 2 – Fotomicrografia com polarizadores paralelos (aumento de 50X), amostra WW-68B corte XZ, porfiroclasto de andaluzita variedade kiastolita, rotacionado (sentido de giro sinistral), gerando sombra de pressão assimétrica onde cristalizam-se biotita e quartzo

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25x), amostra WW-11B corte XZ, pseudomorfo de andaiuzita (Psmf) substituído por quartzo + biotita, orientando-se paralelamente a S₂ que corta a superfície S₁//S₂ impresso na foto

Foto 4 – Vista da ponta do Itacuruçá, no primeiro plano a crista de quartzito e ao fundo as setas indicam o domínio do metassedimentos e dos sienitóides









SETOR CONTINENTAL

No setor continental, foi realizado um perfil entre as localidades de Itapitangui e Ariri, com observações adicionais na região de Cananéia

Nos arredores de Arm ocorre um conjunto de rochas representado predominantemente por anfibólio/biotita gnaisses Essas rochas apresentam coloração cinza escuro, exibindo um bandamento caracterizado pela alternância de níveis preferencialmente quartzo-feldspatico milimétrico, e níveis centimétricos nos em biotita e subordinadamente anfibólio com direção preferencial E-W/50N. A mineralogia dessas rochas é composta predominantemente por biotitas (geralmente porquilíticas onde recristaliza-se quartzo e opacos), anfibólio (que ocorre como pequenos nucleos no interior de algumas biotitas), microclíneo (subédrico a anédrico, inequigranular, com geminação em grade), quartzos (inequigranulares) que ocorrem disseminados na rocha e como inclusões em biotitas, alguns poligonizados), plagioclásio (subeuedrico inequigranulares). Como acessórios mais comuns,destaca-se a presença de opacos anédricos a subédricos e granada (foto1 prancha 5).

Seguindo-se pela estrada sentido Ann - Itapitangui, observa-se um corpo de granito porfirítico, leucocrático de coloração cinza claro que apresentam fenocristais de FK (microclíneo), com geminação em grade. O plagioclásio (oligoclásio/andesina) ocorre tanto na matriz como envolvido pelos megacristais de microclíneo. Os cristais de quartzo são normalmente anédricos com extinção ondulante. A biotita apresenta-se levemente orientada com pleocroísmo de castanho a verde claro, as vezes mostrando-se cloritizada. A homblenda quando presente, denota pleocroísmo de verde escuro a verde claro. Como minerais acessórios principais ocorrem apatita, zircão opacos e titanita. Ao norte, esse corpo exibe feições protomiloníticas, com os fenocristais de feldispato potássico rotacionados, grãos de quartzos e plagioclásio estirados. Esse corpo está em contato (intrusivo ?) com metapelitos que ocorrem a sul do bairro do Taquan

Esses metassedimentos exibem um bandamento composicional destacado pela alternância de níveis com coloração vermelho e amarelada. A foliação apresenta direção geral E-W com mergulho subvertical para S, similar ao padrão observado nos metassedimentos que ocorrem na parte setentrional da Ilha do Cardoso, podendo fazer parte de uma mesma unidade

O contato entre estas duas unidades está recoberto por sedimentos da tormação Pariquera-Açu, composto por argilitos e conglomerados, exibem uma coloração avermelhada

No bairro do Taquari ocorre um corpo de gnaisses graníticos milonitizados intercalados com pacotes métricos de rochas máficas a ultramáficas que se mostram concordantes com a foliação dos gnaisses observados. Estas apresentam coloração verde escura, granulação fina a média e na mineralogia apresenta espinélio, ortopiroxênio, opacos e serpentina. É comum a presença de leucogranitos finos e foliados que se mostram intrusivos nos gnaisses graníticos. A orientação geral da foliação milonítica nesses conjunto é WNW a ENE.

Seguindo sentido Itapitangui, próximo ao Sitio Três Pinheiros, ocorrem rochas granificas de afinidade alcalina, isótropas, leucocráticas, de cor cinzaesverdeada equigranular de granulação grossa É composto por microclineo (~45%) idiomórfico a hipidiomórfico mesopertiticos fraturados formando microveios preenchidos por quartzos poligonizados e por finas palhetas de sericita, estas podem ser resultante da reação dos fluidos com o mineral "hospedeiro" (Foto 2 prancha 5), o plagioclásio quando presente ocorre na matriz em pequenos nucleos, que em estimativas visuais dificilmente ultrapassa os 10%. O quartzo(~30%) é geralmente anédinco disseminados entre os interstícios na matriz e quando encontra-se preenchendo microfraturas assume formas poligonizadas com arestas bem definidas.

Os minerais máficos representados por arvfedsonita (~15%), são geralmente intersticiais, exibindo uma tonalidade verde azulada característica de anfibólios sódicos (foto 3 prancha 5) Ainda entre os máficos pode-se citar clontas(~5%) que são produto de alteração de anfibólio. Em estimativa visual plotados no diagrama QAP (Streckeisen, 1976) estes últimos localizam-se no campo dos alcali-feidspato granito (figura 3 1 3)

Em Cananéia, no Morro de São João, aflora uma rocha de natureza alcalina denominada genericamente alcalina de Cananéia

Macroscópicamente essas rochas se mostram bastante similares ao corpo sienítico da Ilha do Cardoso. São rochas leucocráticas de cinza claro, granulação média, e isótropas. Corespondem aos Nordmarkitos e pulaskitos descritos por Freitas (1947). Microscopicamente é composta por microclíneo euédricos a subédricos, parcialmente alterados para argilo-minerais, plagioclásio formando pequenos núcleos, barquevicita euédricas a subédricas que quando alteradas formam óxidos, biotita e as vezes clorita. Os minerais acessórios presentes são zircão, apatita e opacos. As rochas descritas como nordmarkitos e pulaskitos mostram mineralogia bastante similar, diferenciando-se somente na porcentagem de quartzo, que se mostra ligeiramente superior no primeiro (nordmarkito), em relação ao segundo (pulaskito). Em diagrama QAP (figura 3.1.4) ambos plotam no campo dos alcali felspato sienitos

Estudos de detalhamento nos corpos aflorantes nesta porção seriam de grande interesse, principalmente se forem estabelecidas as relações de contato entre eles.



Figura 3.1.4, Diagrama QAP (Streckeisen 1976), para os granitos do setor continental

PRANCHA 5

FOTO 1 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25X), amostra WW-93, visão geral da mineralogia composta por biotitas (Bio) que podem apresentar em seu interior a recristalização de quartzo (Qz) e opacos (Opc), microclíneo (Mi) alguns micropertíticos

FOTO 2 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento de 25X), amostra WW-128B, Cristais de microclíneo (Mi), e grãos de quartzo (Qz) fraturados formando microveios preenchidos por quartzo e por sericita (Sct) este talvez resultante da reação do microclineo quando do contato dos fluidos magmáticos percolantes

FOTO 3 – Fotomicrografia com polarizadores paralelos (aumento de 50X), amostra WW-126A, anfibólio (arvfedsonita) intersticial entre grão de microclineo e quartzo e em contato com titanita



3.2 ANÁLISE ESTRUTURAL

Neste capitulo serão discutidos as principais feições estruturais observadas em campo envolvendo principalmente os litotipos que ocorrem na liha do Cardoso, e subordinadamente as rochas do setor continental adjacente. Os dados coletados em campo serão tratados em estereogramas com intuito de permitir uma melhor visualização do padrão estrutural. Adicionalmente pretende-se associar as deformações os principais minerais desenvolvidos.

SETOR INSULAR

ROCHAS SIENÍTICAS

A principal feição estrutural observada em grande parte dos afloramentos relacionadas as rochas sieníticas da Ilha do Cardoso refere-se a orientação de certos minerais a exemplos de anfibólios e de fenocristais de feldspato potássico sugestivas de fluxo magmático

Trata-se de uma orientação preferencial, que é marcante em alguns afloramentos, e tênue em outros Caracteriza-se pelo aspecto direcional de certos minerais, e não por uma disposição planar dos mesmos, e por isso indicativas de fluxo magmático

Para análise do fluxo magmático optou-se por dividir o domínio das rochas sieníticas em quatro subdomínios NE, NW, SE e SW De um modo geral o subdominio NE apresenta um fluxo magmático com direção em torno de NW mergulhando forte para NE, no subdominio NW o fluxo tem orientação NNW com mergulhos moderados a fortes para W, o subdominio SW é caracterizado por um fluxo magmático com orientação em torno de E-W com mergulhos fortes para N, e o subdominio SE apresenta medidas mais dispersas que variam de direção NE com mergulhos fortes a moderados para SW (Fig. 3.2.1) Adicionalmente observa-se em alguns afloramentos feições cataclásticas localizadas (planos preferenciais onde minerais mostram-se quebrados e cominuidos), indicativas de uma tectònica de caráter ruptil tardia a formação dessas rochas



Figura 3.2.1-Esterograma 1 medidas do fluxo magmático nas rochas sieníticas(nº de medidas: 65)

ROCHAS METASSEDIMENTARES

Nas rochas metassedimentares, a superfície S₀ é caracterizada pela alternância de níveis pelíticos e níveis psamíticos, responsável pelo bandamento ritmico observado. Adicionalmente observa-se em alguns afloramentos estruturas sedimentares preservadas tais como estruturas cruzadas, granodecrescencia, dobras convolutas e estruturas plano paralelas.

Observam-se planos milimétricamente espaçados, normalmente subparalelos a superfície primária, que em campo muitas vezes se confundem com S_0 , onde desenvolvem-se sericitas e biotitas, orientando-se definindo uma superfície S_t , gerada em condições metamórficas de baixo grau, fácies xisto verde zona da clorita/biotita

Essa superfície (S₁) apresenta-se em alguns afloramentos crenulada, em outros mostra-se dobrada, gerando por vezes dobras D2 abertas, cilíndricas, e por outras dobras relativamente mais fechadas, tendendo a isoclinais. Observa-se uma clivagem de crenulação diferenciada, plano axial a essas dobras, onde desenvolvem-se biotitas, sericitas/muscovitas, quartzos e andaluzitas.

No estereograma 2 (Fig. 3.2.2), encontram-se representados os pólos relativos a medidas realizadas ao iongo de uma dessas dobras abertas (plano AC), juntamente com plano axial e eixo. A guirlanda construída retrata o padrão de dobramento abservado (D2) neste afloramento, apresentando direção geral E-W/45SE e com eixos subhorizontais e caimento preferencialmente para E



Figura 3.2.2- Estereograma 2 -medidas ao longo dos flancos de dobras abertas do afloramento WW-11 (nº, de medidas: 22, intervalo entre as curvas 5%)

Um tratamento conjunto envolvendo a projeção polar das superfícies S₀//S₁ relativo aos demais afloramentos visitados pode ser observado na figura 3.2.3. Este mostra uma concentração dos pólos nos extremos N e S do diagrama, permitindo o traçado de uma guirlanda sugestiva de dobramentos relativamente fechados, isoclinais.



Figura 1.2.3- Estereograma 3-medidas de S1//S0 (nº de medidas: 46, intervalo entre curvas 4%)

Adicionalmente observa-se nos diagramas das figuras 322 e 323, uma relativa dispersão dos pólos S₀//S₁, ao longo de superfícies aproximadamente E-W Tal dispersão é sugestiva de dobramentos abertos, amplos, de caráter regional (D3), não observada a nível de afloramento. Medidas de clivagens espaçadas, observadas principalmente no afloramento WW-11 (foto 1a e 1b - prancha 6), plotam neste diagrama, provocando uma forte dispersão das foliações S₀, S₁, e S₂ (paralelizadas) segundo eixo de direção aproximadamente N-S , podendo representar superfície paralelas aos planos axiais das dobras D3, caracterizadas por uma clivagem de crenulação assimétrica relativamente ortogonal a S₂ (foto 2 - prancha 6)

RELAÇÃO ENTRE AS ROCHAS SIENÍTICAS E ROCHAS METASSEDIMENTARES

O padrão estrutural macro e microscópico permitem os seguintes comentários

- A foliação S₂ não se encontra impressa nas rochas sieníticas.
- A possibilidade dos fenocristais de andaluzita representarem produto de metamorfismo de contato não encontra suporte, uma vez que encontram-se distribuídos generalizadamente distribuídos nos metassedimentos, e indicam crescimento sin a deformação S₂
- Acredita-se que a colocação da rochas sieníticas seja tardi a pós S₂, e possivelmente concordante com S₃
- Não pode ser descartada a possibilidade dos pseudomorfos de andaluzita e mesmo dos cristais de cordienta (distribuídos próximo ao contato com os sienitos), representarem produtos de metamorfismo de contato. Tal fato é indicativo de pressões inferiores a 4 kb e temperaturas ao redor de 600 °C.

SETOR CONTINENTAL

No setor continental, representado pelo perfil Ariri - Itapitangui, foram tratados três conjuntos litilógicos distintos

O primeiro associado as rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, exibem um padrão similar ás da Ilha do Cardoso, e apesar de poucos dados, observase que a segunda fase de dobramento D2 apresenta direção aproximada E-W (PA), eixos B2 com atitude S62W/78. Vale salientar que não foi observado em escala de afloramento ou mesmo no tratamento em estereogramas, a terceira fase de deformação (figura 3.2.4).



Figura 3.2.4 -Estereograma 4-medidas de xistosidade 52, PA e eixo medido dos metassedimentos que ocorrem no setor continental (nº de medidas:8, Intervalo entre curvas 12%)

O segundo conjunto litológico representado por biotita-gnaisses que ocorrem próximos a Ariri, exibe uma foliação dada pela orientação das biotitas nos níveis mais xistosos e pela intercalação de níveis quartzo-feldspáticas com níveis de biotita/anfibólio.

Os anfibólio-biotita gnaisses e gnaisses graníticos, que ocorrem próximos ao bairro do Taquari, fornam o terceiro conjunto. A sua foliação é caracterizada por um bandamento gnaissico, onde observa-se a alternância de faixas com 1,0 a 3,0 cm, quartzo-feldspáticas e bandas mais ricas em máficos. Esta foliação pode encontrar-se protomilonítica, com estiramento mineral, minerais rotacionados e/ou formando augens. Esta foliação apresenta o desenvolvimento de dobras associadas ao falhamento, com eixos de direção N40W/30. Dobramentos posteriores afetam esta foliação com desenvolvimento de uma superfície plano axial de direção E-W/subvertical, com eixos orientando-se segundo a direção N70E/21.

PRANCHA 6

FOTO 1a – Afloramento WW-11 localizado no sopé do Morro do Pereiminha, onde pode-se observar as três foliações desenvolvidas, $S_0//S_1$, S_2 e S_3 esta ultima responsavel pela relativa dispersão nos polos das outras três suprificies formadas

FOTO 1b – Afloramento WW-11 localizado no sopé do Morro do Pereirinha, onde pode-se observar duas foliações desenvolvidas, S₀//S₁ crenulada e S₂ plano axial

FOTO 2 - Fotomicrografia com polarizadores paralelos (aumento de 50x), amostra VW-16 localizado na Ponta do Itacuruçá, corte XZ, onde pode-se visualizar o desenvolvimento das tres foliações (marcadas na foto),







4. GEOQUÍMICA

A escolha de 24 amostras para análise química (elementos maiores, traços e terras raras), teve o intuito de auxiliar na classificação dos principais tipos litológicos existentes na área

Do total de 24 amostras analisadas, 17 representam o setor insular (13 amostras de rochas sieníticas e 4 das rochas metassedimentares), e 7 amostras do setor continental, onde 2 amostras representam o Morro de São João em Cananéia (MSJ), 2 do perfil entre Ann e Itapitangui (PAI) e 3 do perfil entre Cananéia e Iguape (PCI), este localizado fora da área mapeada

As amostras selecionadas para análise obedeceram critérios como aspectos macroscópicos, microscópicos e rochas que não indicassem alteração intempérica e/ou hidrotermal

A discussão dos dados geoquímicos segue a mesma ordem do capitulo anterior, ou seja, setor insular e setor continental. O resultado das análises químicas encontra-se no anexo 1

SETOR INSULAR

As rochas sieníticas da Ilha do Cardoso se caracterizam principalmente por tratar-se de uma associação predominantemente alcalina de sénes metaluminosas

O caráter alcalino destas rochas pode ser observado no diagrama QAP (Fig. 4.1) com os campos de distribuição das séries granitóides (segundo Lameyre e Bowden, 1982)

No diagrama Log (CaO/(Na₂O+K₂O)) versus SiO₂ (Fig. 4.2) (Brown 1982), a maioria das amostras das rochas sieníficas da liha do Cardoso situa-se no campo das suites extensionais alcali-calcica a alcatinos, (índice de Peacok situado entre 52 e 54), reafirmando o caráter alcalino para estes litotipos



Figura 4.1- Diagrama QAP com os campos de distribuição das séries granitóides (segundo Lameyre e Bowden, 1982)- campos: 1- Toleítico; 2- Cálcio-alcalino-trondjemítico (baixo K); 3-Cálcio-alcalino-granodiorítico (médio K); 4- Cálcio alcalino-monzonítico (alto K); 5- Granitóides aluminosos de provincias alcalinas; 6- Alcalino e peralcalino; 7- Recobrimento de granitóides por



Figura 4.2- Diagrama log (CaO/Na₂O + K₂O) x SiO₂, com o campos dos andesitos cálcio-alcalinos normais de Brown, 1982.

Quando os dados são plotados no gráfico de Mainar e Piccoli (1989) Fig. 4.3 , estes posicionam-se no campo das rochas metaluminosas a exceção da amostra WW-43A que situa-se no campo das rochas peraluminosas.



Figura 4.3- Diagrama de índice de aluminosidade (Mainar e Piccoli, 1989), para as rochas STI (círculos vermelhos) e GC (triângulos cinza)

Em diagrama multicatiônico R1 x R2 (De La Roche et al., 1980) com os campos de Batchelor & Bowden (1985) - Fig. 4.4-, observa-se uma leve concentração dos dados no campo 4, tardi orogênicas, posicionando-se entre alcalinas e subalcalinas. As quatro amostras que plotam fora dos campos do diagrama são WW-38, 46, 70 e 77, provavelmente por serem amostras de ricas supersaturadas em alcalis. Apenas uma amostra posiciona-se no campo das granitóides pós-orogênicos (WW-43A).

A figura 4.5 apresenta as relações percentuais bivariantes de óxidos versus silica (diagramas de Harker), para as amostras analisadas. Destaca-se ai apesar de leve dispersão dos dados, a correlação negativa com o aumento de sílica dos óxidos Fe₂O₃t, MgO, CaO e TiO₂.

No diagrama K₂O x SiO₂ ocorre uma dispersão dos dados, provavelmente refletindo possíveis modificações durante a cristalização do magma ou uma diferenciação mais acentuada para o elemento K. (incompatibilidade?)



Figura 4.4 – Diagrama R1xR2 (De La roche Et al., 1980). Campos segundo Batchelor e Bowden (1985).

No diagrama Na₂O x SiO₂ apesar da dispersão de alguns dados, consegue-se tracar uma correlação negativa em relação a ao aumento da silica.

Em diagrama Ba x Sr, observa-se a existência de dois grupos distintos, no qual um dos grupos formados pelas amostras WW-43A, 79 e Fo, é francamente mais empobrecido nos teores dos dois elementos.



р Л

Figura 4.5 - Diagramas de Harker (SiO x óxidos), onde os circulos vermelhos representam as ams. dos STI e os triângulos as ams. Do GC.

O diagrama de elementos terras raras (ETR), figura 4.6, ressalta o comportamento geoquímico entre as rochas analisadas do setor insular, mostrando um forte fracionamento apresentando um pequeno ganho nos elementos terra raras pesados (ETRP), a exceção das amostra WW-77 e 33 que apresentam um empobrecimento em ETRP provavelmente houve a participação de anfibólio residual durante a sua formação. O padrão serrilhado nos ETRP sugere uma origem por fusão crustal, típico de granitos anorogênicos a tardi tectônicos e que o fracionamento nestes elementos pode estar relacionado a cristalização da hornblenda. Não é descartada a hipótese de problemas analíticos. Observa-se uma variação quanto ao elemento Eu, no qual algumas amostras mostram anomalia negativa maior do que em outras, sugerindo que o feldspato teve um papel importante durante a fusão parcial e seguido de cristalização fracionada.



Figura 4.6 Padrões de terras raras paras as amostras da liha do Cardoso, simbologia idem as figuras anteriores

Para as rochas metassedimentares foram considerados apenas os dados referentes aos elementos terras raras (ETR), pelo motivo das poucas amostra analisadas, que quando lançados em diagramas bivariantes para elementos maiores (óxidos x silica) mostraram-se dispersos resultando em correlações não confiáveis.

O diagrama de terras raras (fig 4.7), exibe um forte fracionamento entre os TRL e os ETRP. A forte depleção de Ce observada refere-se as rochas com frações mais finas e podem estar refletindo condições de intemperismo e que as soluções envolvidas nesse processo perderam Ce. As outras duas amostras referem-se a termos mais psamiticos, nos quais não observa-se tal anomalia.

A suave depleção do elemento Eu, com enriquecimento em TRL, podem indicar como fonte dos sedimento, andesitos desenvolvidos em arcos de ilha continental ou arcos formados próximos a margens continentais. (Bathia & Crook, 1986). Ainda o enriquecimento em TRL, implica que 80% do material original tenha como fonte rochas ígneas félsicas (Ericksson & Soegaard, 1985).



Figura 4.7 Padrão de terras raras para os xistos da Ilha do Cardoso
SETOR CONTINENTAL

As rochas mapeadas neste setor exibern características macro e microscópicas distintas. Podem ser caracterizadas por uma conjunto de rochas alcali – feldspato granito e rochas alcalinas (sienitos). Com intuito de correlacionar os dados geoquímicos com terrenos adjacente a área mapeada, três amostras analisadas pertencem ao perfil entre Cananéia e Iguape.

A classificação dos litotipos observados neste setor pode ser visualizado no diagrama QAP com os campos de distribuição das séries granitóides (segundo Lameyre e Bowden, 1982), figura 4.8

No diagrama log (CaO/Na₂O+K₂O) *versus*.SiO₂ (Brown 1982) figura 4.9, as amostras distribuem-se no campo das suites alcali-calcica, enquanto que as 2 amostras relativas ao Morro de São João em Cananéia situam-se no campo das suites alcalinas



Figura 4.8- Diagrama QAP com os campos de distribuição das séries granitóides (segundo Lameyre e Bowden, 1982)- campos: 1- Toleitico; 2- Cálcio-alcalino-trondjemitico (baixo K); 3-Cálcio-alcalino-granodioritico (médio K); 4- Cálcio alcalino-monzonítico (alto K); 5- Granitóides aluminosos de provincias alcalinas; 6- Alcalino e peralcalino; 7- Recobrimento de granitóides por fusão crustal; símbolos iguais fig 4.7.



Figura 4.9- Diagrama log (CaO/Na₂O + K₂O) × SiO₂, com o campos dos andesitos cálcio-alcalinos normais de Brown, 1982

Em diagrama multicatiónico R1xR2 (De La Roche et al , 1980) com campos de Batchelor e Bowden (1985), observa-se uma dispersão dos dados. As amostras relativas a alcalina de Cananéia, amostras (WW-56A e 58), a WW-56A situa-se no campo 4 dos granitos tardi-orogênicos enquanto que a WW-58 fica fora dos campos do diagrama provavelmente por tratar-se. de uma rocha supersaturada em alcalis. Outro grupo situa-se entre os campos 6 e 7, dos granitos sin-colisionais e pós orogênicos Fig. 4 10, representados pelas amostras dos perfis entre Cananéia - Iguape e Arin - Itapitangui respectivamente.



Figura 4.10- Diagrama R1xR2 (De La roche Et al., 1980). Campos segundo Balchelor e Bowden (1985).

O caráter metaluminoso destas amostras pode se observado no diagrama de Mainar e Piccoli (1989) Fig. 4.11.

Em diagramas bivariantes, óxidos versus SiO₂ (diagramas de Harker) fig. 4.12 observa-se a formação de três grupos distintos, com comportamento químico similar, mesmo não evidenciando uma correlação linear quanto a variação do SiO₂. O primeiro grupo é representado pelas amostras do Morro de São João (alcalina de Cananéra), o segundo é representado por duas amostras do Perfil entre Ariri e Itapitangui , e o terceiro grupo é representado por três amostras do Perfil entre Cananéra e Itapitangui.



Figura 4.11 Diagrama de índice de aluminosidade (Mainar e Piccoli, 1989

O diagrama de terras raras (TR)- Fig. 4.13-, mostra que o comportamento geoquímico entre as rochas analisadas do setor continental, são bastante fracionadas, mostrando um ganho de TRL e empobrecimento dos TRP. O padrão serrilhado nos TRP que se repete neste setor pode sugerir uma origem por fusão crustal dos litotipos, similar ao que ocorre no setor insular. A anomalia negativa do elemento Eu, sugere que o feldspato teve um papel importante no controle da gênese e evolução destes corpos. Uma das amostras analisadas mostra uma perda maior em TRP, provavelmente pela atuação de anfibólios, piroxênios e zircão durante a sua formação



Figura 4.12- Diagramas de Harker (SiO₂ x óxidos)



Figura 4.13 – Padrões de terras raras para os granitóides do setor continental

5. GEOCRONOLOGIA

Introdução

O quadro geocronológico anterior relacionado às rochas que ocorrem na região estudada, resumem-se a quatro determinações K-Ar realizadas na década de 60, três das quais efetuadas no Maciço Alcalino de Cananéia (Amaral *et al*, 1967 – tabela 5.1) e a outra em rocha granítica da Ilha do Cardoso (Cordani & Bittencourt, 1967 – tabela 5.1)

Para o corpo alcalino de Cananéia, as idades distribuíram-se entre 81 e 85 Ma (três análises feldspato potássico, barkevicita e biotita), valores esses similares aos observados para outros maciços alcalinos a exemplo de Serra Negra (MG), Ilha de São Sebastião (SP), Ilha Montão de Trigo (SP), caracterizando importante atividade ígnea de natureza alcalina no SE brasileiro durante o Cretáceo Superior

Para o corpo granitico da Ilha do Cardoso Cordani e Bittencourt (1967) obtiveram uma idade K-Ar de 610 ± 20 Ma (análise realizada em anfibólio – tabela 5.1), caracterizando o resfinamento dessas rochas (abaixo da isoterma de 500°C) ainda no Neoproterozóico. Esses dados já permitiam distinguir temporalmente esta atividade ígnea da intrusão do corpo alcalino que ocorre na cidade de Cananéia (Morro de São João).

Com intuito de conhecer a idade dos terrenos que ocorrem na llha do Cardoso e permitir sua comparação com os setores adjacentes continentais no contexto evolutivo do S-SE brasileiro, foram efetuadas análises geocronológicas em rochas igneas (Sienito Três irmãos e alcali Granito Cambriú), e nos metassedimentos distribuídos na porção setentrional da Ilha do Cardoso

Nas rochas ígneas, foram aplicados os métodos U-Pb (treze frações de zircões relativas a quatro afloramentos), Sm-Nd (T_{DM} – cinco análises em rocha total) e K-Ar (uma análise em anfibólio) Nos metassedimentos, foram realizadas quatro análises Sm-Nd (T_{DM}) preferencialmente em xistos homogêneos. Adicionalmente, foi efetuada uma análise Sm-Nd (T_{DM}) em rocha pertencente ao Maciço Alcalino de Cananéia.

Deve ser aqui ressaltado que tal estudo geocronológico encontra-se a nível de reconhecimento, uma vez que a colocação dessas rochas pode ter envolvido processos múltiplos com durações de alguns milhões de anos, e portanto dentro do

erro analítico das análises isotópicas.

A) Sienito Três irmãos (STI)

Nos termos sieníticos de tonalidade cinza (STI), foram realizadas análises U-Pb (zircões) em dois afloramentos que ocorrem na Ilha do Cardoso, o primeiro localizado na Praia do Fole (amostra de nº de campo WW-46) e o segundo localizado no Rio Sambagui Mirim (amostra de nº de campo WW-75).

Na rocha quartzo-sienítica (afloramento WW-46), foram concentradas duas frações de zircões M(-4) e NM (-5), que interceptaram a Curva Concórdia na idade de 618 ± 7 Ma. Tal valor é interpretado como relativo à época de cristalização dos zircões indicando, portanto, a época de colocação dessas rochas sieniticas (tabela 5.1) Em função da posição da fração M (-4) posicionou-se próxima à Curva Concórdia a idade obtida apresentou um baixo erro. Em todas as frações observadas predominam zircões prismáticos, idiomórficos, translúcidos com algumas inclusões fluidas, sendo estes os tipos escolhidos (Foto 1 prancha 7).



Análise K-Ar realizada em anfibólios, concentrados em amostra desse mesmo afloramento (WW-46), indicou idade de 597 ± 14 Ma, indicando um rápido resfriamento dessas rochas.

Adicionalmente foi realizada uma análise Sm-Nd (T_{DM}) que acusou idade de 2.030 ± 56 Ma, sugerindo que a fonte dessas rochas ter-se-ia diferenciado do manto no Paleoproterozóico.

Em outro corpo de alcali-feldspato-sienito (afloramento WW-75) foram analisadas três frações de zircões, duas das quais, M(-5) e M(-4), posicionaram-se em diagrama U-Pb, relativamente próximas à Curva Concórdia, apresentando para o intercepto superior a idade de 619 ± 29 Ma. (Fig.5.2). A terceira fração NM (-5) não foi considerada nos cátculos, por posicionar-se acima da curva concórdia, denotando provável mobilidade de Pb e/ou U. Portanto, para o cálculo da idade foram computadas somente as frações M(-5) e M(-4). Adicionalmente, o traçado da Discórdia foi efetuado incluindo a origem do Diagrama (forçado para zero), devido a proximidade desses pontos. Os zircões datados mostram tipología bastante similar a observada nos zircões da rocha sienítica do afloramento WW-46 (Foto 2 prancha 7).



Figura 5.2- Diagrama concórdia U-Pb em zircões do STI

Análise Sm-Nd (T_{DM}) efetuada em rochas do afloramento WW-75 apresentou idade de 2.235 ± 54 Ma, reforçando o dado Paleoproterozóico e confirmando a importância desse período na geração dos protólitos crustais dessas rochas

Em resumo, os dados isotópicos disponíveis para as rochas sieniticas cinza (STI), indicam para seus precursores crustais derivação mantélica durante o Paleoproterozóico (idades Sm-Nd de 2 200 – 2 000 Ma). A formação dessas rochas ocorreu durante o Neoproterozóico (idades U-Pb próximas a 620 Ma), com rápida colocação em níveis crustais superiores, abaixo da isoterma de 500°C, conforme indicado pela idade K-Ar de 597 Ma

B) Granitóides rosados - Tipo Cambriú (GC)

Padrão geocronológico distinto do sienito foi observado para os granitóides rosados, que cortam os termos sieníticos de coloração cinza (STI). O termo utilizado 'Tipo Cambriú', se deve as excelentes exposições dessas rochas na localidade homônima, onde se observam enclaves com forma e tamanhos variados dos termos sieníticos em meio aos granitóides rosados.

Na Ponta do Cambriú (Ilha do Cardoso) foram realizadas análises U-Pb nas frações de zircões, M(-1), M(-2), M(-3) e M(-4), extraídos da rocha sienogranítica de número de campo WW-79 (tabela 5.1). Os dados obtidos apresentam-se bem distribuídos e relativamente alinhados em Diagrama U-Pb, indicando para o intercepto superior a idade de 583 ± 45 Ma (figura 5.3). Tais zircões não foram submetidos a processos de abrasão, que poderia ocasionar sensível aproximação dos pontos (principalmente da fração M-4) da Curva Concórdia, resultando em maior precisão na idade obtida. Tratam-se de zircões em prismas longos, biterminados com arestas e faces bem desenvolvidas, em geral com inclusões fluidas. Distinguem-se daqueles concentrados dos Sienitos cinza (STI) principalmente por sua tonalidade castanha-clara e por se apresentarem fraturados (Foto 3 prancha 7). Tais características poderiam explicar parte do alto grau de discordância desses zircões.

A metodologia Sm-Nd foi aplicada a essas rochas, resultando em idade modelo (T_{DM}) de 1 536 ± 49 Ma, para o afloramento da Ponta do Cambriú (WW-79), e de 1 557 ± 49 Ma para rocha similar que ocorre no Rio Cachoeira Grande (amostra de nº de

62

campo WW-77, Ilha do Cardoso) Tais valores, relativamente próximos, sugerem que essas rochas se originaram a partir de material derivado do manto superior durante o Mesoproterozóico, portanto diferenciando-os dos sienitos



Figura 5.3 – Diagrama concórdia U-Pb em zircões do GC.

No setor continental, proximidades de Itapitangui, ocorrem alcali-feldspato granitos rosados similares aos observados na Ponta do Cambriú. Em afloramento representativo deste litotipo, foram realizadas análises U-Pb em quatro frações de zircões M(-1), M(-2), M(-3) e M(-4) em amostra de nº de campo WW-128. Esses dados quando plotados em Diagrama U-Pb, interceptam a Curva Concórdia na idade de 567 ± 76. Ma. (Fig. 5.4), interpretada como relativa à época de cristalização dos zircões. Devido aos pontos analíticos se apresentarem relativamente dispersos e, posicionarem-se próximos entre si, a idade for calculada a partir da origem do diagrama (forçado para zero). Os zircões datados possuem hábito prismático, idiomórfico e translúcido (Foto 4 prancha 7). De maneira análoga, ao caso anterior, o grau de discordância das frações analisadas é atribuído a presença de inclusões fluídas e microfraturamento dos cristais.

Em resumo, os dados geocronológicos U-Pb obtidos para as rochas granitóides.

(Ponta do Cambriú e Itapitangui), embora pouco precisas, indicam épocas de formação no intervalo 565-585 Ma, pouco mais jovens que as obtidas para os Sienitos cinza (STI). A idade foi calculada a partir da origem do diagrama forçado para zero. As idades obtidas através da metodologia Sm-Nd (T_{DM}), refletem, para seus protólitos crustais, derivação do manto superior durante o Mesoproterozóico, distinto dos litotipos cinza (STI), cuja época de diferenciação manto/crosta está relacionada ao Paleoproterozóico



Figura 5,4 – Diagrama concórdia U-Pb em zircões do alcali-feldspato granito do setor continental localizado no Sitio Três Pinheiros (perfil Ariri – Itapitangui)

C) Sienito Ilha de Cananéia

As idades K/Ar obtidas por Amaral *et al* (1967) em diferentes minerais distribuem-se no intervalo entre 81 e 85 Ma. Essa idade deve ser bastante próxima 1 à época de colocação desta rocha, razão pela qual não foi preocupação deste trabalho a realização de dados geocronológicos adicionais. Entretanto, com intuito de comparar com as demais rochas observadas na região foi efetuado uma análise Sm-Nd, cuja idade modelo (T_{DM}) indicou a idade de 1 236 ± 20 Ma. Como nos demais casos essa idade relaciona-seà época de diferenciação manto-crosta dos protólitos dessa rocha. O valor obtido é significativamente mais jovem do que aqueles observados nas demais.

rochas igneas observadas

Rochas Metassedimentares

O estudo geocronológico inicialmente planejado para as rochas metassedimentares que ocorrem na porção setentrional da Ilha do Cardoso, envolvia determinações Rb-Sr, K-Ar e Sm-Nd

Para a metodologia Rb-Sr as amostras foram coletadas em afloramentos relativamente frescos, onde predominava a fração silte-argila (xistos), numa tentativa de se obter maior homogeneização das partículas, eliminando possíveis porções detríticas As relações Rb-Sr obtidas mostraram-se bastante similares, impossibilitando a aplicação desta metodologia, uma vez que os dados analíticos posicionaram-se no intervalo, entre 3.3 e 4.8, não permitindo o traçado de uma reta isocrônica

Na tabela 5 1 estão relacionados os dados analíticos obtidos através do método Sm-Nd Essas análises foram realizadas em rocha total de quatro amostras de xistos (n^{es} de campo WW-86, WW-4, WW-16 e WW-11) coletadas, respectivamente, no Rio Sítio Grande, Rio Perequê, Ponta do Itacuruçã e Morro do Pereirinha. Os dados obtidos foram de 2 273 \pm 62, 2 228 \pm 66, 2 141 \pm 55 e 1 883 \pm 27 Ma, caracterizando idades paleoproterozóicas. Tais valores refletem idades das rochas-fonte, cujo agrupamento das idades modelo em torno de 2 000 \pm 200 Ma sugere tratarem-se de materiais oriundos de rochas-fonte cujos protólitos crustais foram derivados do manto durante o Paleoproterozóico

Discussão dos Dados Geocronológicos

Os dados isotópicos e geocronológicos apresentados, caracterizam épocas distintas de diferenciação de material do manto superior para crosta, bem como de formação do magmatismo granítico-alcalino na Ilha do Cardoso e arredores (região de Cananéia)

Valores T_{DM} entre 2 200 - 2 000 Ma referem-se à épocas de diferenciação manto-crosta dos protólitos das rochas sieníticas cinza (STI), cuja época de formação relaciona-se ao Neoproterozóico (idades U-Pb próximas de 620 Ma). O único dado K-Ar disponível para essas rochas indica que o resfinamento se deu logo após a sua formação, próximo a 600 Ma (K-Ar em anfibólio).

Padrão geocronológico distinto é observado para os granitóides rosados (SG) cujos dados Sm-Nd (T_{OM}) indicam para seus protólitos crustais época de derivação do manto durante o Mesoproterozóico (próximos a 1 550 Ma). A formação dessas rochas ocorreu durante o Neoproterozóico, conforme idades U-Pb em zircões de aproximadamente 570 Ma (setor continental) e 580 Ma (Ilha do Cardoso).

Um terceiro padrão geocronológico refere-se às rochas alcalinas que ocorrem na liha de Cananéia que apresentam idades K-Ar próximas a 80 Ma e idade Sm-Nd (T_{DM}) de 1 236 ± 20 Ma

O quadro geocronológico obtido sugere três períodos distintos de diferenciação de material manto/crosta Paleoproterozóico (2 200 - 2 000 Ma), Mesoproterozóico inferior (próximo a 1 550 Ma) e Mesoproterozóico superior (1 235 Ma) Tal padrão é coerente com o observado em rochas graníticas e granodioríticas do Cinturão Costeiro do sudeste do Estado de São Paulo e do Rio de Janeiro (Sato, 1998), reforçando a hipótese de tratarem-se de materiais cujos protólitos se originaram no manto em épocas distintas Não podemos, no entanto, descartar a hipótese de mistura de material de fontes crustais distintas, o que poderia resultar em idades T_{DM} híbridas

Os dados U-Pb em zircões das rochas sieníticas cinza (STI) acusaram idades próximas a 620 Ma e as relacionadas aos granitóides tipo Cambriú (GC) próximas a 570 Ma (setor continental) e 580 Ma (liha do Cardoso), confirmando as observações de campo que sugerem a mesma sequência de colocação para esses corpos ígneos

Padrão totalmente distinto dos demais, refere-se aos dados K-Ar obtidos para as rochas aicalinas da liha de Cananéia, onde encontram-se valores entre 81 e 85 Ma, relacionados ao Cretáceo Superior

Dados geocronológicos adicionais referem-se aos obtidos para os filitos que ocorrem na porção setentrional da Ilha do Cardoso, que indicaram idades Sm-Nd (T_{DM}) paleoproterozóicas (entre 2.270 e 1.900 Ma). Tais valores representam idades (T_{DM}) de rochas-fonte. No entanto, diferentes fontes podem estar envolvidas na origem destes sedimentos. Neste caso, as idades obtidas não teriam significado geológico, e representariam mistura de materiais formados em épocas distintas. Entretanto a coerência nas idades obtidas, sugere tratar-se de materiais oriundos de fontes cujos protólitos crustais se diferenciaram do manto durante o Paleoproterozóico.

PRANCHA 7

FOTO 1- Fotomicrografia dos zircões da fração NM (-5), da amostra WW-46, aumento de 60x.

FOTO 2- Fotomicrografia dos zircões da fração M (-4), da amostra WW-75, aumento de 75x

FOTO 3- Fotomicrografia dos zircões da fração M (-4), da amostra WW-79, aumento de 45x

FOTO 4- Fotomicrografia dos zircões da fração M (-4), da amostra WW-128b, aumento de 75x





·		e celes a bat a	See Nd Ma.	K/Ar Ma.	localiz ação
			(T _{DM})		
WW-46	Ozo-Sienito	618 ± 7	2030 ± 55	597 ± 14	Praja do Fole
WW-75	A.F. Sieníto	619 ± 29	2235 ±54	X	Rio Sambaqui
					Mirim
WW-79	A F.Granilo	583 ± 45	1.536 ± 49	531 ± 5	Ponta do
					Cambriú
WW-128	A F. Granito	567 ± 76	x	X	Тадиал
WW- 77	A.F. Sienito	х	1557 ± 49	×	Rio
					Cachoeirinha
WW-4	Mica-Xisto	Х	2228 ± 66	×	Rio Pereguê
WW-11	Qzo-Xislo	X	1883 ± 27	X	Morro do
					Pereirinha
VVV-16	Qzo-Mica Xisto	X	2141 ± 55	X	Ponta do
				ļ	Itacuruçá
WW-86	Mica-Qzo Xisto	x	2273 ± 62	X	Rio Sitio
				1	Grande
VW-56	A.F.Sienito	X	1.235 ± 54	83*	Cananéia
WW-13	Diabásio	X	X	77 ± 2	Praia de
	1		1		Ipanema
	Granito (?)	X	×	610 ± 20**	liha do Cardoso

Tabela 5.1 -Resumo dos dados geocronológicos da área em estudo

*Amaral et al. (1969),

** Cordani e Bitencourt (1967)

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nos capitulos antenores foram discutidos os dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos relativos a área situada no sudeste do litoral do estado de São Paulo limite com estado do Paraná. Pretende-se aqui realizar uma abordagem sucinta destes dados

A Ilha do Cardoso é formada na sua maior porção por um complexo (gneo representado por rochas sieníticas (egenna/augita-hornblenda- alcali-feidspato sienito), de cor cinza claro, leucocráticas, inequigranulares, com granulação que varia de média a grossa. Estruturalmente exibe uma orientação de fluxo magmático dado pelo alinhamento de fenocristais de feldspato potássico e anfibólios. Neste trabalho adota-se a denominação de Sienito Três Irmãos (STI).

Os STI, são cortados por alcali-feldspato granitos de cor cinza-rosada, leucocrática, textura inequigranular e granulação média, relacionados ao Granito Cambriú (GC)

As rochas metassedimentares que afloram na parte setentinonal da ilha são compostos por quartzo-mica xisto, mica xisto e mica-quartzo xisto muitas vezes com andaluzita e cordienta Exibem uma xistosidade S₂ plano axial marcante de direção preferencial E-W, com eixos subhorizontais e caimento preferencialmente para E. O metamorfismo atuante neste pacote atingiu no máximo a fácies xisto verde zona da biotita. A presença frequente de andaluzitas sugerem que as pressões se mantiveram abaixo de 4kb e as temperaturas atingiram valores da ordem de 600 °C. A cordienita ocorre localizadamente e as relações de campo e petrográficas apesar de não conclusivas, indicam que essas podem ter sido originado pelo aporte de calor relacionado a colocação do corpo sienítico nitidamente intrusivo nos metassedimentos Esta intrusão ter-se-ra dado tardi a pós o desenvolvimento da deformação geradora da superfície S₂, tal como sugerido pelo desenvolvimento de cordientas nesta foliação.

Os corpos igneos aflorantes na ilha caractenzam-se geoquímicamente como uma associação alcalina de série meta aluminosa, típico de granitos anorogênicos a tardi-tectônicos, o padrão de ETR apresenta um fracionamento nos elementos, com empobrecimento de ERTP em relação aos ERTL. Para os xistos o padrão de ETR sugerem que as áreas fontes desses metassedimentos seriam rochas ígneas félsicas, provavelmente andesitos desenvolvidos em ambientes de arcos de ilhas continentais

68

O padrão geocronológico para as rochas (gneas supõem dois episódios magmáticos distintos, onde o mais antigo refere-se aos STI, com idades ao redor de 619 Ma. definindo como provável idade de formação destas rochas, com resfriamento ao redor de 597 Ma e provável época de saída do protolito do manto em torno de 2.100 Ma. O segundo episódio refere-se ao GC, com idade de formação ao redor de 580 Ma, e principal período de diferenciação do manto ocorrido há 1.500 Ma.

Nas figuras 6.1 A e 6.1 B encontram-se representados os valores de ε Nd versus T(Ga.), para as rochas igneas e os xistos respectivamente. Observa-se os dados situados entre 2.200–1.200 Ma., caracterizando idades paleoproterozóica a mesoproterozóica como principal período em que os precursores destes sienitos foram diferenciados do manto. As idades mais T_{DM} mais jovens para as amostra WW-77 e WW-79 talvez possa refletir idade de mistura entre dois materiais com idades diferentes. Para os xistos a época em que os precursores, das rochas que serviram de fonte para os sedimentos, foram diferenciadas do manto situa-se entre 2.200-1.800 Ma., ou seja paleoproterozóicas.



Figura6.1 A - Diagrama de evolução isotópica ε Nd versus tempo geológico T9Ga.) das rochas igneas da liha do Cardoso e do Morro de São João em Cananéia (alcalina de Cananéia –amostra WW-56.)



Figura 6.1B - Diagrama de evolução isotópica ε Nd versus tempo geológico T(Ga,) dos xisto aflorantes na liha do Cardoso.

No diagrama ε Nd (t) versus ε Sr (t) para t=0.62 Ga. (figura 6.2), os pontos analíticos distribuem-se no 4^o quadrante com valores ε Nd bastante negativos e ε Sr positivos, sugerindo tempo de vida crustal relativamente longa. A amostra WW-79 a exceção das outras, mostra valor de ε Sr negativo, o que pode refletir idade de mistura de protolitos crustais e material mesoproterozóico juvenil. Ainda no mesmo diagrama, os dados indicam para os xistos alto tempo de residência crustal de seus precursores.

A relação geológica entre os terrenos da ilha e do continente, sugere possível continuidade nos metassredimentos da ilha com rochas similares, que desde a região de Pariqüera-Açu, extendem-se para sul ao longo de toda porção litorânea até a região de Guaraqueçaba e Paranaguá, onde Lopes (1987) descreve a formação Rio das Cobras. Esses metassedimentos se mostram como faixas estreitas e alongadas, sugerindo que sua distribuição esteja condicionada a grandes lineamentos com direção NE-SW.



Figura6.2- Diagrama ε Nd (t) versus ε Sr (t) para t=0.62 Ga, onde os pontos pretos representam as amostras dos corpos igneos e os triângulos azuls são amostras dos xistos aflorantes na liha do Cardoso

Com características composicionais e geocronológicas semelhantes aos GC observada na Ilha do Cardoso, tem-se no continente o corpo de alcali-feldspato Granito de Itapitangui. Não foi observado na região quaisquer rochas sieníticas semelhantes ao STI, que compõem a principal litologia a nível da Ilha do Cardoso.

As rochas (gneas e metamórficas observadas na Ilha do Cardoso, apesar de suas particularidades integram possívelmente os Terrenos do Domínio Paranaguá (Basei et al, 1992 e Siga Jr, 1995) diferindo significativamente dos principais blocos tectônicos conhecidos na região tais como Bloco Apiaí, Luiz Alves e Curitiba.

7. BIBLIOGRAFIA

- AHRENS, L.H. (1955) Implications of the Rhodesian age pattern. Geochimica et. Cosmochimica Acta, 8(1) 1-15
- AMARAE, G., BUSHEE, J., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., REYNALDS, J.H. 1966 Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil Geochim Cosmochim Acta 31 117-142
- AMARAL, G, CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., REYNOLDS, J.H. 1966 Potassium-Argon dates of basaltics rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **30**(2) 159-189
- ARNDT, N.T. & GOLDSTE/N, S.L.1987 Use and abuse of crust-formation ages. *Geology* **15** 893-895
- BARCELOS, J H. 1975. Sedimentação e subambientes deposicionais da Ilha Comprida. São Paulo. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 155p.
- BASEI, M A S , SIGA Jr , O , REIS NETO, J M 1990a O Batolito Paranaguá Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. Anais. 4 1684-1699
- BASEL M.A.S., SIGA Jr., O., MACHIAVELLI, A 1990b Tectônica de nappes do Proterozóico Superior e Eopaleozóico da porção sul brasileira. In REUNIÃO INTERNACIONAL DO PROJETO 270 - PICG, 3, São Paulo, IUGS/UNESCO
- BASEI, M.A.S., SIGA Jr., O., MACHIAVELLI, A. 1990c. Tectonic relationship between the Dom Feliciano Belt and the Joinville Massif, Southern Brazil. In SBG, Workshop

"Geoquímica isotópica, Lito-geoquímica e Geocronologia das regiões Sul e Sudeste do Brasil" São Paulo "*Boletim de Resumos,* 1 17-19

- BASEI, M A S , SIGA Jr , O , MACHIAVELLI, A , MANCINI, F 1992 Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC) Revista Brasileira de Geociéncias, 22(2) 216-221
- BASEI, M.A.S., SIGA JUNIOR, O., SATO, K., SPROESSER, W.M. 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos An Acad Bras. Ci. 67(2) 221-237.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks. series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**(1/4) 43-55.
- BHATIA, M.R. & CROOK, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92 181-193.
- BHATIA, M.R. 1983 Plate tectonics and geochimical composition of sandstones. *Journal* of Geology, 91 611-627
- BOWDEN, P & TURNER, D C 1974 Peralkaline and associated Ring Complex in the Nigeria - Niger Province, West Africa In SORENSEN, H (Ed.) The Alkaline Rocks New York, J Wiley & Sons, p. 330-351
- BOWDEN, P., BATCHELOR, R.A., CHAPPEL, B.W., DIDIER, J., LAMEYRE, J. 1984 Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks. A discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **35**(*1/3*) 1-11
- BROOKS, C, HART, S.R., WENT, I 1972 Realistic use of two-error regression treatements as applied to rubidium-strontium data. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **10**(2) 551-577

BROWN G C 1982 Calc-alkaline intrusive rocks their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In THORPE, R S (Ed) Andesites New York, J Wiley & Sons, p 437-461

COBBING, J 1996 Granites-an overview Episodes 19(4) 103-105

- CORDANI, U.G. & HASUI, Y. 1969. Idades K-Ar de rochas alcalinas do primeiro planalto do Estado do Paraná. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia,22 v 2 149-153.
- CORDANI, U.G. 1970. Idade do Vulcanismo no Oceano Atlântico Sul *Bioletim IGA*, **1** 9-75 (Separata)
- CORDANI,U G & BITTENCOURT, i 1967 Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui in SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 21, Cuntiba, *Anais*, 218-223
- CORFU, F & STOTT, G M 1986 U/Pb ages for late magmatism and regional deformation in the Shebandowan Belt, Superior Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 23(8) 1075-1082
- COUTINHO, J M V 1971 O falhamento do Cubatão In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, Atas v 1, 130-131
- COUTINHO, J M V 1971 Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores. Precisa constar o periódico 3 5-99
- DEPAOLO, D.J. 1980. Neodymium isotopes in Colorado Front Range and crustal evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291** 193-196.

- DEPAOLO,D J 1988 Neodymium isotope geochemestry an introduction. Berlin, Springer-Verlag 187p
- ERICKSSON, K.A. & SOEGAARD, K. 1985. The petrografy and geochemistry of Archean and Early Proterozoic sediment: implication of crustal compositions and surface processes. *Geological Survey of Finland*, Nº 331.
- FAURE, G 1986 Principles of isotope geology. New York, John Wiley & Sons. 589p.
- GRAUCH, R I 1989 Rare earth elements in metamorphic rocks. In B R Lipin & G A Mckay (ed.) Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy, 21 148-167.
- HARRIS, N 1996 Radiogenic isotopes and the interpretacion of granitic rocks *Episodes* **19**(4) 107-113
- HASUI, Y, CARNEIRO, C D R, COIMBRA, A M 1975 The Ribeira Folded Belt Revista Brasileira de Geociências, **5** 257-267
- HUTTON, D H W 1996 The space problem' in the emplacement of granite *Episodes* **19**(4) 114-119
- KAUL, P. F.T. & TEIXEIRA, W. 1982. Archean and Early Proterozoic Complexes of Santa Catarina. Paraná and São Paulo States, south-southeastearn Brazil: an outline of their geological evolution. *Revista Brasileira de Geociências* **12** 172-182.
- KAUL, P T F 1984 Significado dos granitos anorogênicos da suite intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do Sul-Sudeste do Brasil, no âmbito das Folhas SG-22 Curitiba e SG-23 Iguape In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 6 490-499

- KAWASHITA, K. SONOKI, I.K., SATO, K., SONOKI, H.M. 1990. Regressões lineares em geocronologia isócronas, errócronas e pseudo-isócronas. Boletim IG-USP. Série Científica, 21 53-72.
- KOUCHI, A & SUNAGAWA, I 1983 Mixing basaltic and dacitic magmas by force convection *Nature*, **304** 527-528
- KOUCHI A & SUNAGAWA, I 1985 A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **89**, 17-23.
- KOUCHI, A., TSUCHIYAMA, A., SUNAGAWA, F. 1986. Effect of stirring on crystallization kinetics of basalt texture and element parttioning. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **93** 429-438.
- KOYAGUCHI, T 1987 Magma mixing in a squeezed conduit *Earth and Planetary Science* Letters **84** 339-344
- KROGH, T E 1973 A low-contamination method for hidrothermal decomposition of Zircon an extraction of U and Pb for isotopic age determinations *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**(*3*) 485-494
- KROGH, T.E. 1982a. Improved accuracy of U/Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**(4) 631-636.
- KROGH, T & 1982b Improved Accuracy of U/Pb Zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**(4) 637-649.

- KUTNER, A S 1962 Granulometria dos sedimentos de fundo da região de Cananeia, SP Bol Soc Bras Geol 2(2) 41-54
- LAMEYERE, J & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series discrimination of various granitoids series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14** 169-186.
- LAMEYRE, J & BOWDEN, P 1982 Plutonic rocks types series discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14(1/2) 169-186
- LOPES, O.F. 1987 Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do pré-Cambriano do Estado do Paraná. In SBG, SImpósio Sul-brasileiro de Geologia. 3 Curitiba. Atas, **1** 303-312
- LOPES, O F. e LIMA, R E. 1985 Evolução geológica da Formação Rio das Cobras no leste do Estado do Paraná. In SBG, Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis *Atas*, p 53-60
- LUDWIG, K.R. 1990. Isoplot, a plotting and regression program for radiogenic isotope data, for IBM-PC compatible computers. Version 2.11. U.S. Geological Survey - Open File Report, 88-557,33p.
- LUGMAIR, G. W., TATSUMOTO, M., NUNES, P.D., MARTI, K. 1975 a Sm-Nd age of Apollo 17 basalt 75075 evidence for early differentiation of lunar exterior. *Proc. Lunar Planet, Sci. Conf. 6th*, 1419-1429
- LUGMAIR, G. W., TATSUMOTO, M., NUNES, P.D., MARTI, K. 1975 b. The isotopic abundance of ¹⁴²Nd in de Juvinas meteorite. *Earth Planetary Science Letters*, **27** 79-84

- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989 Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **101** 635–643
- MELO, M S 1990 A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados sedientação, tectônica e geomorfologia Inst de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 211p
- MICHARD, A., GURRIET, P., SOUNDANT, M., ALBAREDE, F. 1985. No isotopes in French phanerozoic shales: externed vs. Internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49** 601-610.
- MIDDELTON, G V 1960 Chemical composition of sandstones Bulletin of Geological Society of America (71(7)) 1011-1026
- MORGENTAL, A , BATOLLA JR , F , PINTO,G G , PAIVA, I P , DRUMOND, B V 1975 Projeto Sudelpa-CPRM Relatório Final, geologia volume 1

PEARCE, J 1996 Sources and settings of granitic rocks. Episodes 19(4) 120-125

- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25 956-983.
- Perfilagens geofísicas e sediemntação na área submersa entre Cananéia e Barra do Cananéia (SP) in Simpósio sobre ecossistemas da costa sul e sudeste brasileira,
 1, Cananéia, Síntese dos conhecimentos Acad de Ciências do Estado de São Paulo, 2 234-241 (Publicação ACIESP nº 54-II)
- PETRI, S & FÚLFARO, V J 1970 Nota sobre geologia e terraços marinhos da liha do Cardoso Not Geomorfol 20(10) 21-31

- PETRI, S & FÚLFARO, V J 1969 Sobre os metassedimentos do Açungui do extremo sul do Estado de São Paulo, São Paulo, DAEE-USP, 81p
- PIMENTEL, M M e CHARNLEY, N 1991 Intracrustal REE fractionation and aplications for Sm-Nd model age calculations in late stages granitic rocks. Na example for central *Brazil Chem Geol* **186:**123-138
- PITCHER, W.S. 1983. Granite type and tectonic environment. In Hsu, K. (ed). *Mountain* Building Processes Academic Press, London, p. 19-40.
- PITCHER, W S 1993 *The nature and ongin of granite* 1[°] ed. New York, Chapman & Hall 321p
- RICCOMINI, C. 1995. Padrão de fraturamentos do maciço alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozórco-cenozórca do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 25(2) 79-84.
- RIDEG, P. 1974 Geology and structure of a portion of the Serra do Mar in Eastern São Paulo, Brazil State Univ New York, Binghamton, Ph. D. Thesis, 145p
- ROLLINSON, H 1993 Using geochimical data evaluation, presentation, interpretation 1⁻ ed, Logman Scientific & Techinical, London 352p
- SATO, K, TASSINARI, C C G, KAWASHITA, K, PETRONILHO, L 1995 O metodo geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações An Acad Bras Ci 67 (3) 315-336
- SIGA Jr, O , BASEI, MAS, REIS NETO, JM, HARARA, OMM, PASSARELI, C R ,PRAZERES FILHO, H J , WEBER, W , MACHIAVELLI, A 1997 Ages and tectonic setting of alkaline-peralkaline granitoids of Paraná and Santa Catarina.

States, southern Brazil In SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY Campos do Jordão, 1997 *Extended Abstracts* p 301-303

SIGA Jr., O., BASEI, M.A.S., MACHIAVELLI, A. (1993) Modelagem geocronológica do setor NE de Santa Catarina e SE do Paraná, Brasil *In* SIMPOSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZOICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA 1 La Paloma-Minas *Resumenes Extensos* La Paloma-Minas, Uruguai, v 2, nº 30

SILLITOE, R H 1996 Granites and metal deposits Episodes 19(4) 126-133

- SILVA, A T S F 1981 Tentativa de interpretação da gênese e evolução da infraestrutura arqueana exposta entre Peruíbe e Curitiba, SP e PR In SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, Atas, 1 133-147
- SILVA, A T. S. F., CHIODI FILHO, C., ALGARTE, J.P. 1978. Geologia integrada das folhas Iguape e Cananéia. In. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. Anais 1 208-221.
- SILVA, A T S da, FRANCISCONI, O , GODOY, A M de, BATOLLA JR , F 1981 Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira São Paulo DNPM/CPRM. Relatório final vol 1
- SOUZA, LA P., TESSLER, M.G., GALLI, V.L. 1996. O grabén de Cananéia. *Reveista* Brasileira de Geociências. **26** 139-150.
- STEIGER, R H & JAEGER, E 1978 Subcomission on geochronology convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. Contributions to the Geologic Time Scale. Studies in Geology, 6 67-72

- STRECKEISEN, A 1976 To each plutonic rock its proper name Earth Science Reviews 12(1) 1-33
- SUGUIO, K & MARTIN, L 1975 State of São Paulo coastal plain evolutive scheme and brazilian littoral quartenary marine formations. In Symp. Cont. Margins of Atlantic Type, São Paulo, An. Acad. Bras. Ciênc ,48 325-334
- SUGUIO, K & PETRI, S 1973 Stratigraphy of the Iguape-Cananéia Iagoonal region sedimentary deposits, São Paulo state, Brazil Part i Field and grain size analysis *Bolletim IG-USP* **4** 1-20
- SUGUIO K & TESSLER, M G 1992 Depósitos quaternános da Planície Costeira de Cananéia-Iguape (SP) In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Roteiro de excursão*, 1 31p
- TASSINARI, C C G , TAYLOR, P N , KAWASHITA, K 1987 Sr and Pb isotopic evolution of granitoids in the São Paulo region, Brazil Rev Bras. Geocr. 17(4) 519-523
- TORQUATO, J R & KAWASHITA, K 1994 Georonologia nuclear Capitulo V O método Rb/Sr Revista de Geologia 7 91-124
- ULBRICH, H H G J & GOMES, C B 1981 Alkaline rocks from continental Brazil *Earth* Sciense Reviews, **17** 135-154
- VITAL, P 1987 Use and misuse of radiogenic isotopes in granite petrology *Rev Bras* Geoc **17**(4) 468-472
- WERNICK, E & GALEMBECK, T M B 1987 Evolução geotectônica durante o Proterozórco Superior no Estado de São Paulo uma contribuição através da análise do magmatismo granitóide. In SBG, Simpôsio Regional de Geologia, 6, Rio Claro, Atas, 1 191-203.

- WERNICK, E. 1979. Aspectos petrológicos dos granitóides da província Ribeira, SP e PR. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 2, São Paulo, *Atas,* **1** 101-115
- WERNICK, E 1982 Contribuição à caracterização das linhagens de granitóides Brasilianos do Sul do Brasil In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Anais, 2 490-499
- WHITE, A J R 1992 Granite handbook genesis, some associate ore deposits. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992, 109 p. (Inédito)

WILSON, M 1989 Igneous Petrogenesis London, Unwin-Hyman 466p

YARDLEY, B.W.D. 1994 Introdução a petrologia metamórfica Brasilia, Ed Univ de Brasilia 340p

ANEXOS

I

......

Sample	WW- 128B	WW-1339	WW-33	WW-38	WW-40	WW-43A	WW-438	WW-46	ŴW-53
SiÖ2	75 76	76 55	64 40	58 16	62 27	75 62	65 75	60 72	71 38
TiO2	0 14	0 18	0.51	0.96	0 54	0.12	0 45	0 55	0 33
AI2O3	12 12	12 11	16 38	15 53	17 44	13 59	16 01	17 83	13 91
Fe2O3T	2 14	2.06	4 74	8 27	4 55	1 33	3 87	4 80	3 34
MnO	0.04	0 02	0 10	0 22	0 11	0 04	0.11	0.14	0.06
MgO	0.03	0 15	0 99	1 38	0 89	0 14	0.58	0.86	0 30
CaO	0 45	073	3 44	5 02	2 96	0 30	2 40	3 38	1 52
Na2O	4 00	3 59	4 95	4 61	5 14	3 90	4 89	5 30	3 14
K20	4 87	4 86	4 31	4 95	5 68	4 62	5 84	5 85	5 63
P2O5	0.01	0 04	0 21	0 32	0 18	0 03	015	019	0 10
LOI	0 29	0 55	0 53	0 34	0 6 9	05	0 29	031	068
Total	99 85	100 84	100 56	99 78	100 45	100 19	100 34	99 93	100 39
Fe2O3	0 32	0 31	071	1 24	0.68	0 20	0 58	0 72	050
FeO	Ø 36	0 34	079	1 38	076	0 22	0 64	0 80	056
FeOT	0.65	0 62	1 43	2 50	1 37	0 40	1 16	1 45	1 0 1
IB	0.05	0 09	0 37	0 53	0 27	0 04	0 22	0 30	0 17
Ba	88	310	1 5 84	1691	1825	172	1304	1637	999
Rb	174	174	102	121	145	395	255	141	259
Sr	10	49	1111	1127	1094	64	806	1146	104
Y	121	65	15	42	27	26	30	24	65
Zr	384	248	175	426	2 42	170	235	261	354
Nb	37	30	14	31	18	51	31	17	20
Th	15	22	8	10	1 1	31	14	5	16
РЬ	-5	16	23	28	30	33	36	29	33
Ga	30	27	22	23	23	22	24	24	24
Zn	39	41	80	147	120	61	89	98	75
Cu	-10	12	24	32	18	-10	16	22	-10
NI NI	-10	-10	14	19	-10	12	43	-10	24
N .	-5	6	63	119	63	-5	56	76	5 [
Cr	-10	-10	-10	-10	-10	13	23	-10	-10
HT D-	12	8	5	13	6	6	<u>/</u>		10
CS C-	2	3	2		5	12	. (2	
эс То	1	2		~	-	Ē		-	
	2	2	1	44	~	0	4	-	1
	-1	4	3/	41	20	- 30 - 16	19	р -	3
UUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUUU	3	4	2	444	101	747	107	1	о С
¢v Sn	10	Å	200	114	2	24/	7	Š	4
50	10	4		4	f.	ſ	r	4	4
Mo	1	1	1	1	1	0	1	1	2
La	109	76	40	74	56	30	45	52	77
Çe	208	124	77	161	97	45	82	103	164
Pr	30	15	8	18	11	6	9	10	17
Nd	126	55	34	76	44	22	38	42	72
Sm	27	11	6	15	8	5	8	8	15
Eu	1	1	2	4	2	1	2	2	2
Gđ	25	10	4	10	6	4	6	6	12
Tb	4	2	1	2	1	1	†	1	2
Dy	24	10	3	8	5	5	\$	\$	12
Но	5	2	1	2	1	1	1	1	2
Er	13	6	1	4	3	3	3	3	7
Tm	2	1	0	1	0	1	0	Ð	1
Yb	11	7	1	4	3	4	3	2	6
Lu	1	1	0	1	0	1	0	0	1

Sample	WW-11	WW-16	WW-4	WW-86
\$102	62 70	60 48	56 02	63 19
1102	0.91	1 33	1 50	1 37
AI2O3	16 39	18 60	19 4 9	15 98
Fe2O3T	7 11	10 31	10 81	9 97
MoO	0.11	-0 01	-0 01	0 10
MgO	2 70	0 24	0 16	1 93
CaO	131	0 10	0.10	0.04
Na2O	1 85	081	0.95	0 67
K2O	3 52	2 78	3 12	2 67
P2O5	0 15	0 12	0 08	0 23
LOI	2 7 8	5 07	5 26	3 49
Total	9 9 5 3	99 83	99 48	99 64
Fe2O3	1 07	1 55	1 62	1 50
Ce3	1 19	1 72	1 80	1 67
FeOT	2 15	3.11	3 26	3 02
rB	0.24	0 03	0 02	0.01
Ba	592	349	493	366
Rb	159	109	143	114
Sr	99	104	98	105
Y	36	23	29	37
Zr	227	211	202	238
Nb	20	18	27	25
Ťħ	14	13	15	11
Pb	26	-5	35	36
Ga	23	19	36	29
Zn	93	19	45	143
Cu	45	24	32	82
NI	40	37	45	83
V	121	144	216	187
Cr	127	172	141	123
H	7	6	5	6
Cs	9	5	7	5
Sc	18	28	31	24
Та	1	1	2	1
Co	18	1	5	30
U	3	2	2	2
W	2	1	1	1
Sn	3	2	4	4
MO	1	0	1	Ų
La	48	80	33	54
Ce Inc	98	12	22	0/ 14
121	11	17	5 24	11
15m	43 6	/ 1	بد ن ۳	40
	۵ م	13	r D	2 ⁴ 7
64	۲ ۲		∡ 7	2
ть	0 1	1	, 1	1
Dy .	É	۲ د	, K	7
E,	1	4	1	1
Er.	4	1 A	- 1	4
Tm	т 1		1	
Yn	3	å	3	4
	1	т 1	1	-1
<u></u>				

-. -

Sample	WW-6C	WW-70	WW-75	WW-77	WW-79	WW-FO
SiO2	5 9 92	61 28	60 30	63 6 2	68 82	68 91
TiQ2	0 69	0 57	0 71	0 24	0 20	0 32
AI2O3	17 19	17 53	16 17	17 65	15 88	14 81
Fe2O3T	ô 44	4 77	7 06	2 72	2 52	2 88
MnO	0 14	0 14	0 16	0.08	0 07	0 10
MgO	1 54	0 80	1 59	0 49	0.14	0 32
CaO	4 32	3 56	4 55	186	0.99	1 05
Na2Ó	4 93	5 39	4 23	7 27	5 27	4 51
K2O	4 57	5 47	5 09	4 69	5 76	5 30
P205	0 30	0 19	0 35	0.08	0 04	0.08
LOI	0 44	0 34	0 46	1 22	0.61	0 66
Totai	100 48	100 04	100 67	99 92	100 30	98 94
Fe2O3	0 97	0 72	1 06	0.41	0 38	0 43
FeO	1 08	0 60	1 18	0 46	0 42	0 48
FeOT	195	1 45	2 13	0.83	0 76	0.67
1B	0.45	0 33	0 49	0 16	0 09	0 11
Ba	1774	1640	1460	1330	188	•
Rb	100	122	139	103	192	197
Sr	1207	1250	949	958	78	•
Y	23	26	26	11	47	•
Zr	243	242	190	195	299	•
Nb	17	25	21	15	40	45
Тъ	8	7	15	6	17	21
Ph	23	27	24	34	32	8
Ga	23	26	23	32	27	25
7.	47	47	102	80	94	40
Cu	28	29	41	33	-10	-10
Ni	14	17	21	14	-10	10
	109	94	124	39	-5	
Ċr	-10	-10	-10	23	-10	14
H	6	6	5	5	A	10
Cs.	2	2	4	1	3	10
Sc	*	7	14	3	3	4
Та	1	1	1	1	2	3
Co	44	7	14	4	- 1	3
	1	1	3	2	3	5
w	199	Ō	2	- 1	0	1
Sn	2	3	2	2	4	5
Mo	2	2	- 1	- 1	2	2
La	52	57	53	37	94	74
Ce	98	105	94	61	174	110
Pr	10	11	10	6	18	13
Nd	43	43	41	22	60	48
Sm	8	<u>я</u>	я. Я	4	10	Ŕ
Eu	2	2	2	1	1	1
Gđ	5	7	6	3	10	8
Th	1	- 1	1	õ		1
1Dv	4	5	5	2	7	6
Ho	1	1	ĩ	0	2	* 1
Er	2	3	2	1	4	4
Tm	ō	õ	õ	, O	1	1
Yb	2	2	ž	1	4	4
Lu	0	ō	0	Ō	1	1
		<u>~</u>	<u>`</u>	ĭ		
Sample	WW-54	WW-56A	WW-58	WW-61	WW-69	
----------	--------	--------	-------	-------------	--------	
SIO2	75 24	62 51	64 25	72 02	63 06	
17:02	0 20	0 56	0 13	0.51	0 56	
;Al2O3	12 55	17 14	18 01	13 68	16 28	
Fe2O3T	2 31	4 91	3 37	3 72	5 05	
MnO	0.04	011	0.11	0.06	0 13	
MgO	0 21	0 66	0.08	0.96	1 12	
CaO	1 05	1 99	0 45	1 80	3 32	
Na2O	3 04	6 00	7 35	3 20	4 94	
K2O	5 29	5 26	5 38	3 82	5 09	
P2O5	0.06	0 14	0.03	0 19	0.26	
LOI	0 52	0 42	0 65	0 62	0 29	
Total	100 51	99 70	99.81	100 58	100 10	
Fe2O3	0 35	0.74	0.51	0 56	076	
FeO	0 39	0 82	0 57	0.62	0.84	
FeOT	0 70	1 49	1 03	1 12	1 52	
IB	0 13	0 18	0 04	0 26	0 33	
Ba	430	972	223	461	1390	
Rb	264	125	162	202	172	
Sr	62	119		226	840	
ly .	74	40	63	23	22	
Zr	222	631	551	238	261	
Nb	17	80	94	24	26	
Th	27	10	23	30	16	
Ph	40	18	24	36	23	
Ga	20	28	33	22	26	
7n	54	83	119	77	85	
Co	-10	-10	-10	-10	28	
Ni	14	-10	-10	20	16	
NV N	-5	9	-5	34	107	
Cr	11	-10	-10	26	15	
Hf	7	13	13	7	7	
Ċs.	6	3	2	7	6	
Sc		•	-		10	
Тя	2	5	6	2	1	
Co	2	21	17	8	ġ	
U	ñ	2	4	4	4	
Ŵ	ō	191	83	1	, O	
Sn	5	4	4	3	3	
Mo	1	4	1	1	- 1	
La	55	52	141	87	49	
Ce	122		261	157	87	
Pr	13	1D	23	16	9	
Nd	57	41	86	60	34	
Sm	13	9	16	10	6	
Eu	1	2	1	1	2	
Gđ	11	7	12	5	6	
Тb	2	1	2	1	- 1	
Dy	13	7	13	4	4	
Ho	3	2	3	1	1	
Er	a	- 4	7	2	2	
Tm	1	1	, 1	õ	0	
Yb	в	5	7	2	2	
Lu	1	1	1	0	0	
<u> </u>	·	'		<u>`</u>	·····	

























NpX Oue 20 MeV EV This result of thi





EQUIDISTÂNCIA DAS CURVAS DE NÍVEL 40 METROS



carlografica gerada a partir das Folhas
(SG 23-X-D-III-2) escala 1 50 000 IBGE 1987
tra do Superagui (SG 23-X-D-III-4) escala 1 50 000 IBGE 1992
naneia (SG 23-V-C-I-1) escala 1 50 000 DSG 1983
em el quidometragem UTM Equador el Meridiano 51 WGR
soidas as constantes 10 000 e 500 km respectivamente
m horizontal imbiluba - Santa Caterina
m- (venica) SAD-69

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA





ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA





Base cartografica gerada a partir das Folhas - Arin (SG 23-X-D-III-2) escala 1 50 000 IBGE 1987 - Barra do Superagui (SG 23-X-D-III-4) escala 1 50 000 IEGE 1992 - Cananeia (SG 23-V-C-I-1) escala 1 50 000 DSG 1983 Origem e quilometragem UTM Equador e Meridiano 51° WGR acresoidas as constantes 10 000 e 500 km respectivamente Datum horizontal Imbriuba - Santa Catarina Datum Vartical SAD 60

Daluma Vertical SAD-69

SEÇÕES GEOLÓGICAS AA' E BB'

ESCALA HORIZONTAL = ESCALA VERTICAL = 1 50 000



Bairro



;ÃO DA ÁREA

MAPA GEOLÓGICO E SUDESTE DO ESTA





🦯 🕑 Falha inferida



+26:3



COLUNA GEOLÓGICA

CENOZÓICO

HOLOCENO

Sedimentos recentes inconsolidados

PLEISTOCENO

Sedimentos da Formação Panqueia açui argititos isilítios e sedimentos arenosos e conglomerados polimíticos.

MESOZÓICO

Diques basicos de coloração cinza escural granulação final textura equi a inequigranular isotropos.

SIENITO CANANEIA

Alcali-feldspalo sienitos feucocraticos coloração cinza a cinza esverdeada granulação media equi a inequigranulares isotropos a barquevicita biolita e piroxenio

NEOPROTEROZOICO

GRANITO ITAPITANGUI

د

Alcal-felospelo granito leucocratico de coloração cinza medio a claru, granutação media e grossa, textura equi a megungranitar isotropos, a biotita e antibolio.

GRANITO CAMERIU

Alcal-feldspalo granitos leucocrations, de colorar ão cinza rosada, textura equira mequioraminar, granulação

GRANITO CAMBRIÚ

Alcal-feldepato granitos leucocráticos de coloração ciuza rosada textura equi a inequigranular granulação média a fina, isótropos, à biotita e anfibólio

GRANITÓIDE PARANAGUÁ

Granilóides cinza claro a médio, portuíticos, com grau de ceformação variada, à biofita e/ou antibólio. Megacristais de feldopato polássico, tabulares a ocelates, em matriz granodiorífica a granifica de granulação média a grossa: presenca de enclaves dioríficos a guartzo dioríficos com formas e tamanhos variados.

SIENITO TRÊS IRMÃOS

'n

2

Quartzo sienitos, álcali-feldspatos-quartzo sienitos, álcali-feldspato sienitos, leococráticos, cinza claro a cinza esverdeado, inequigranulares a portiríficos, isótropos, algumas vezes com estrutura de fluxo maginático, dada pela orientação dos cristais de F-K; à piroxênio e anfibólio.

Mica xistos de coloração cinza clara, com bandamento rítmico (intercalação de niveis pelíticos e psamíficos, milimétricos a centimétricos), preservando estruturas sedimentares.

Rochas xistosas de coloração cinza clara, com bandamento ritimico (intercalação de niveis pelíficos e psamiticos, milimétricos a centimétricos), preservando estruturas sedimentares quartzo xistos à biotita, clorita, muscovita/sericita e raramente andalusita(qx): mica xistos à biotita, clorita, muscovita/sericita e andalusita (mx); mica-quartzo xistos à biotita, muscovita, andalusita e por vezes cordierita(qxac)

Gnaisses bandados:

gnaisses graniticos porfirocásicos, leucocráticos, cinza ctaro a cinza rosado, com intercalação de leucogranitos, finos, equigranulares, foliados (g): granada-biotila gnaisses de coloração cinza-média, com intercalações de níveis máis ricos em biotita e níveis quartzofeldspáticos, intercalações marcantes de anfibolitos, subordinadamente xistos ultimáticos (b)

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

Estradas e picadas

Dramana

Estradas e picadas

Drenagens

Cidades ou vilas

Curvas de nivel

.1

Envisa de Estado

_ = 1.50.000

3<u>6</u>.



Autor Geologo Werner Weber

DO ESTADO DE SÃO PAULO

