UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CONDICIONANTES ESTRUTURAIS E
CONTEXTO TECTÔNICO DO
“ALINHAMENTO DE GUAPIARA”**

Delzio de Lima Machado Júnior

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2000

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CONDICIONANTES ESTRUTURAIS E CONTEXTO TECTÔNICO DO "ALINHAMENTO DE GUAPIARA"

DELZIO DE LIMA MACHADO JÚNIOR

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

Examinadores: Prof. Dr. Carlos Alberto Mendonça

Prof. Dr. Claudio Riccomini

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

Dr. Pedro Victor Zalan

SÃO PAULO
2000

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CONDICIONANTES ESTRUTURAIS
E CONTEXTO TECTÔNICO DO
“ALINHAMENTO DE GUAPIARA”**

Delzio de Lima Machado Júnior

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005422

SÃO PAULO
2000

Para Claudia e Erico

RESUMO

Neste trabalho são apresentados os resultados de um estudo que integra análise estrutural, interpretação geofísica (aeromagnetometria e gravimetria), apoiado em geocronologia, sísmica marinha e interpretação tectônica, na área relativa ao "Alinhamento de Guapiara", no sudeste do Estado de São Paulo. Este alinhamento é caracterizado pela ocorrência de inúmeras anomalias magnéticas que refletem uma estruturação profunda, ao qual se associam diversos feixes de diques máficos e complexos alcalinos eocretácicos. Após a sua constituição como estrutura arqueada, no Paleozóico, apresentou comportamento neutro, com discreta tendência positiva até o final do Jurássico, quando sofreu vigoroso evento de reativação tectono-magmática por ocasião da abertura do sul do Continente Gondwana, com a conseqüente separação América do Sul-África. A principal implicação da estruturação que se implantou foi a criação de zonas preferências de fraqueza, que foram reativadas no Terciário, através de tectônica transtensional, possivelmente no Mioceno. Com isso, desenvolveu-se uma bacia de sedimentação terciária formada por um conjunto de depressões tectônicas, situados na região do Baixo rio Ribeira de Iguape e na plataforma costeira adjacente, configurando a Planície Costeira Cananéia-Iguape.

*endereço atual do autor: *delzio@ep.petrobras.com.br*

ABSTRACT

This work shows the results of an integrated study related to structural analysis, geophysics interpretation (aeromagnetic and gravimetric), with geochronology, marine seismic and tectonics interpretation in the "Guapiara Alignment" region, southeastern of São Paulo State, Brazil. This alignment is characterized by innumerable magnetic anomalies which show a deep structural control, related to many eocretacic mafic dikes swarms and alkaline complexes. After its formation, during the Paleozoic era, its shape was that of an arc presenting a neutral behavior, with a minor positive tendency up to the end of the Jurassic period, when it suffered a vigorous tectonic-magmatic event, during the south opening of the Gondwana supercontinent. This resulting on the consequential break up of South America from Africa. The main consequence of this structural set was the birth of preferential weakness zones which were reactivated during the Tertiary era, through transtentional tectonics, probably dated from a Miocene age. Even so, a tertiary sedimentary basin was developed, therefore characterized by tectonic depressions in the lower Ribeira de Iguape river region and adjoining continental shelf, thus creating the Cananéia-Iguape coastal plain.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi desenvolvido no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - **IGcUSP**, com o apoio financeiro parcial da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - **Fapesp** (Proc. 99/01211-0) e do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - **CNPq**. Teve a ajuda inicial do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT e, na sua finalização, o apoio irrestrito da GEREX/GEINOR da **Petrobras**, na pessoa de Mário Carminatti e Adali Spadini, instituições e pessoas que o autor gostaria de agradecer sinceramente.

Agradeço profundamente ao Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves por sua disposição na orientação e a confiança depositada. Aos professores do IGcUSP pela sua disposição e acompanhamento. Particularmente ao Prof. Dr. Ginaldo A.C. Campanha, expresse minha gratidão pela amizade, atenção, interesse e dedicação sempre manifestados durante os trabalhos realizados nesta e em outras ocasiões.

Aos colegas da Petrobrás Zalán, Gamboa, Jefferson e Milani agradeço o entusiasmo e interesse manifestado nas discussões realizadas.

Aos colegas de mesmo barco Chico Bill, Mauro, Renata, Picanço, João, Nolan, Glória, Marcelo, Marcelus, Gilberto, Werner, Sapão, César e tantos outros da USP, com tantas dúvidas em modelos e interpretações, que sabem tornar as mazelas acadêmicas suportáveis, o meu profundo reconhecimento pela amizade e companheirismo.

Agradeço o profissionalismo e atenção dos funcionários Pedro, Rita, Helem, Ivone, Artur, Liliane, Nícia, Sonia e Tadeu que viabilizam diariamente o andamento do nosso trabalho. A presteza e atenção da Cida, Erica, Brenda, Estela

no pronto atendimento na biblioteca também merece o meu sincero reconhecimento.

À minha família pelo carinho e confiança sempre presentes.

Em especial agradeço aos amigos Edison e Deo, antigos companheiros de travessia, pela atenção sempre dedicada, constante preocupação, emoção e convivência nestes anos todos. Por isso o meu muito obrigado.

Finalmente na citação, mas mais proximamente, meu mais querido agradecimento à Claudia, pela compreensão, carinho e amor inabaláveis nas várias ausências devidas ao trabalho.

E também àqueles que, mesmo não mencionados, trabalharam, pensaram e torcerem pelo nosso sucesso, nos cumprimentos de corredores e nas esquinas da vida, o meu muito obrigado.

SUMÁRIO

<u>RESUMO</u>	I
<u>ABSTRACT</u>	II
<u>AGRADECIMENTOS</u>	III
<u>I INTRODUÇÃO</u>	1
1.1 DEFINIÇÕES E LIMITES	3
1.2 JUSTIFICATIVAS	4
1.3 OBJETIVOS	6
1.4 PRODUTOS OBTIDOS	7
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS EMPREGADOS	7
1.6 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA	9
1.7 As FONTES DE INFORMAÇÃO	10
1.7.1 Diretas	10
1.7.2 Indiretas	11
1.8 TERMINOLOGIA ADOTADA	11
<u>II CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</u>	13
1 TRABALHOS ANTERIORES	13
2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	14
2.1 O Arco de Ponta Grossa e Domínios Relacionados	14
2.2 O Magmatismo Serra Geral	18
2.3 A Província Paraná-Etendeka	19
<u>III GEOLOGIA LOCAL</u>	23
1 GENERALIDADES	23
2 SETOR SUDESTE (DOMÍNIO COSTEIRO E FAIXA RIBEIRA)	24
2.1 Coberturas Cenozóicas (Grábens de Sete Barras, Cananéia e Iguape)	25
3 SETOR NOROESTE (BACIA DO PARANÁ)	29
3.1 Paleozóico	30
3.2 Mesozóico	31
3.2.1 Formação Serra Geral	31
4 INTRUSIVAS DA ÁREA	34
1 CORPOS ALCALINOS	34
4.2 Sills de Diabásio	35
4.3 Diques de diabásio	36
4.3.1 Modo de ocorrência	38
<u>IV A INFORMAÇÃO RADIOMÉTRICA</u>	45
1 COMPLEXOS E MACIÇOS ALCALINOS	45
1.1 Idade de Pariquêra Açú	48
2 VULCÂNICAS	50
3 INTRUSIVAS	52
4 SÍNTESE	53

<u>V A INFORMAÇÃO AEROMAGNETOMÉTRICA</u>	54
1 PROCEDIMENTOS EMPREGADOS	54
1.1 Sinal Analítico	55
2 AQUISIÇÃO E PROVENIÊNCIA DOS DADOS	57
2.1 Gravimétricos	57
2.2 Aeromagnetométricos	57
3 ESTRUTURAS INTERPRETADAS	60
3.1 Por Gravimetria	60
3.1.2 Planície Costeira	62
3.2 Por Aeromagnetometria	64
3.2.1 Setor Noroeste	65
3.2.2 Setor Sudeste	66
3.3 Feixes de Diques Máficos Interpretados	67
3.4 Focos de Magmatismo	70
4 INTERPRETAÇÃO TECTÔNICA	72
<u>VI NATUREZA DAS ESTRUTURAS PESQUISADAS</u>	73
1 JUNTAS	75
2 FALHAS	75
3 EVIDÊNCIAS DE TRANSCORRÊNCIA	77
<u>VII ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO NA REGIÃO</u>	84
1 PROCESSAMENTO DOS DADOS DE CAMPO	84
2 SETOR SUDESTE	87
2.1 Baixo rio Ribeira de Iguape	87
2.2 Planalto de Guapiara	96
3 SETOR NOROESTE	106
<u>VIII DISCUSSÃO</u>	117
1 GENERALIDADES	117
2 A IMPLANTAÇÃO DO ALINHAMENTO DE GUAPIARA	118
3 A ATIVAÇÃO MESOZÓICA	120
4 A REATIVAÇÃO TERCIÁRIA	123
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	129
<u>IX CONCLUSÕES</u>	133
<u>X REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	134

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I

Figura I.1 - Arco de Ponta Grossa e seus alinhamentos estruturais	2
Figura I.2 - Influência de estruturas NW e NE na Bacia do Paraná	5
Figura I.3 - Principais acessos à área do Alinhamento de Guapiara	9

CAPÍTULO II

Figura II.1 - Contexto tectônico do Alinhamento de Guapiara	16
Figura II.2 - Principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná e do seu embasamento adjacente	17
Figura II.3 - Disposição dos corpos alcalinos cretácicos e lineamentos magnéticos da região do Arco de Ponta Grossa	18
Figura II.4 - Alinhamento de Guapiara no contexto da província Paraná-Etendeka	20

CAPÍTULO III

Figura III.1 - Linhas sísmicas interpretadas	28
Figura III.2 - Descontinuidades do Alinhamento de Guapiara	37
Figura III.3 - Mudança na orientação de abertura de um dique ao longo de sua direção de propagação	44

CAPÍTULO IV

Figura IV.1 - Determinações radiométricas - Alinhamento de Guapiara	46
Figura IV.2 - Idades K/Ar dos complexos alcalinos de Jacupiranga e Juquiá	47
Figura IV.3 - Diagrama isocrônico de shonkinitos de Pariquera Açu	50
Figura IV.4 - Idades K/Ar e Ar/Ar de interesse ao Alinhamento de Guapiara	52

CAPÍTULO V

Figura V.1 - Resultado da aplicação do sinal analítico em anomalia magnética	56
Figura V.2 - Articulação dos levantamentos aeromagnetométricos	58
Figura V.3 - Mapa de anomalia bouguer e sinal analítico	61
Figura V.4 - Mapa gravimétrico da planície costeira Cananéia-Iguape	63
Figura V.5 - Diques de diabásio e alinhamentos magnéticos	68
Figura V.6 - Diques de diabásio e alinhamentos magnéticos da Serra do Momuna	68
Figura V.7 - Grupo de anomalias do Alinhamento de Guapiara (Setor Sudeste)	71

CAPÍTULO VI

Figura VI.1 - Estrias - Baixo Ribeira	74
Figura VI.2 - Estrias - Planalto de Guapiara	74
Figura VI.3 - Estrias - Setor Noroeste	74
Figura VI.4 - Esquema do afloramento 106	78

CAPÍTULO VII

Figura VII.1 - Esquema explicativo dos diagramas apresentados	86
Figuras VII.2 a VII.39 - σ_1, σ_3, falhas e estrias - Diversos afloramentos	88 a 116

CAPÍTULO VIII

Figura VIII.1 - Alinhamento de Guapiara e Zona de Falhas Curitiba-Maringá	119
Figura VIII.2 - Condicionantes estruturais e direções de esforços - Alinhamento de Guapiara - Setor Noroeste	122
Figura VIII.3 - Condicionantes estruturais e direções de esforços - Alinhamento de Guapiara - Setor Sudeste	126

FOTOGRAFIAS

Foto 1 - Conjunto de juntas de baixo ângulo - Afloramento 63	33
Foto 2 - Dique de diabásio vertical - Afloramento 168	39
Foto 3 - Arqueamentos com intrusão de bismálito de diabásio - Afloramento 41	41
Foto 4 - Falha transcorrente destal - Afloramento 106	42
Foto 5 - Dique de diabásio - Afloramento 174	43
Foto 6 - Dique e sill de diabásio - Afloramento 174	44
Foto 7 - Milonito - Afloramento 98	76
Foto 8 - Blastomilonitos - Afloramento 102	76
Foto 9 - Falha transcorrente destal - Afloramento 102	78
Foto 10 - Estrutura em flor negativa - Afloramento 68	79
Foto 11 - Detalhe da fotografia anterior	79
Foto 12 - Falha transcorrente destal - Afloramento 43	80
Foto 13 - Pequena estrutura em flor - Afloramento 84	81
Foto 14 - Plano de falha transcorrente - Afloramento 107	82
Foto 15 - Estrias de atrito subhorizontais - Afloramento 43	82
Foto 16 - Quartzito milonítico - Afloramento 90	83
Foto 17 - Conjunto de fraturas de cisalhamento em milonito - Afloramento 100	83
Foto 18 - Dique de granito porfirítico - Afloramento 122	99
Foto 19 - Estrutura em flor em mármore cinzento - Afloramento 122	99
Foto 20 - Mármore bandado - Afloramento 124	100
Foto 21 - Sistema de falhas normais - Afloramento 41	111

TABELA

Capítulo IV

Tabela IV.1 - Resultados analíticos Rb/Sr para shonkinitos de Pariquera Açu	48
--	-----------

I INTRODUÇÃO

O Alinhamento Estrutural de Guapiara é uma importante feição tectônica que atravessa a Faixa Ribeira e seu embasamento, junto à região costeira sudeste do Estado de São Paulo, adentrando a Bacia do Paraná e mantendo a direção geral N50W. Integra um grupo de quatro alinhamentos orientados proximamente a N40-60W sub-paralelos ao eixo do Arco de Ponta Grossa. A posição que ocupa, no flanco norte do Arco de Ponta Grossa, passou a ser considerada como o seu limite setentrional após a proposição de Ferreira *et al.* (1981) (Figura I.1).

O Alinhamento de Guapiara (Ferreira *et al.* 1981, Ferreira 1982) constitui uma extensa zona fraturada que segue do litoral paulista, em direção ao Estado do Mato Grosso do Sul. São duas as principais feições diagnósticas que denunciam a sua existência: diques de diabásio e alinhamentos magnéticos. A mais acessível à análise direta é o conjunto de diques de diabásio. Estes arranjam-se segundo feixes sub-paralelos às direções N45W e N50W, bem reconhecíveis em qualquer nível de observação - de produtos de sensores remotos ao reconhecimento direto em campo - por cerca de 300 km em direção ao interior, a partir de onde seus indícios tornam-se não mais discerníveis. Zalán *et al.* (1986) chamaram genericamente de Zona de Falha de Guapiara a faixa caracterizada por grande concentração de lineamentos magnéticos, que essencialmente coincide com o alinhamento homônimo.

Em todo o trecho de afloramento a distribuição dos feixes de diques de diabásio é variável, o que sugere uma localização preferencial a determinados sítios. Na área de ocorrência do batólito granítico Agudos Grandes (SE de Guapiara, Desenho 1) ocupam uma faixa mais larga, perfazendo maior quantidade de exemplares, enquanto que no domínio das coberturas permo-

carboníferas (faixa central) diminui muito sua expressão, quase desaparecendo sob os basaltos da Formação Serra Geral (NW) e sob as coberturas cenozóicas (SE), distribuindo-se irregularmente por uma faixa de largura variável entre 20 a 60 km.

Figura I.1 - O Arco de Ponta Grossa e seus alinhamentos estruturais interpretados: 1 - Guapiara, 2 - S. Jerônimo-Curiúva, 3 - Rio Piquiri e 4 - Rio Alonzo. Percebem-se os contornos das seqüências paleozóica e mesozóica da Bacia do Paraná e de seu embasamento leste (modificado de Schobbenhaus et al. 1981)

Um padrão mais regular de feições pode ser notado em mapas de anomalias magnéticas, em uma dimensão superior àquela dada pelos afloramentos dos diques de diabásio. Nos desenhos 2, 3, 4 e 5 percebe-se o conjunto de estruturas que definem o Alinhamento de Guapiara. Estes mapas foram gerados a partir de dados

aeromagnéticos, de modo a ilustrar a tendência do campo magnético regional. Percebe-se a direção dominante NW resultado da presença de rochas ígneas máficas, aflorantes ou não. Por refletirem o campo magnético anômalo resultante da magnetização de corpos ígneos mais profundos, têm um alcance maior, fornecendo muito bem indícios do arranjo da infra-estrutura da região do Alinhamento de Guapiara.

I.1 DEFINIÇÕES E LIMITES

No Desenho 5 o conjunto de anomalias magnéticas permite notar que existe uma faixa com cerca de 50 km de largura que se acha balizada, no sudeste da área, por fortes anomalias elípticas correspondentes aos complexos alcalinos de Jacupiranga e Juquiá. Estes situam-se no centro de cada uma das anomalias, dentre as quatro mais notáveis e uma menor, localizada 5 km a oeste da cidade de Jacupiranga. Tal faixa pode ser delimitada, em sua extensão SW, por um traço de direção NW próximo do limite norte do Complexo de Jacupiranga, quase tangenciando-o. Do mesmo modo, um limite NE corresponde à anomalia externa que tangencia o Complexo de Juquiá, em sua extensão nordeste. Percebe-se ainda que o segmento contido entre as duas anomalias mais internas (Pariqüera Açu e Registro) contém uma outra faixa mais estreita, onde há um arranjo mais cerrado de estruturas NW, correspondendo, assim, à região mais proeminente e deformada, aqui considerada como o **eixo** do Alinhamento de Guapiara.

Em linhas gerais, pode-se afirmar que o Alinhamento de Guapiara atravessa três setores bem distintos, que são os terrenos pré-cambrianos na sua porção sudeste, toda a faixa paleozóica da Bacia do Paraná e a área de ocorrência de unidades mesozóicas, que ocorre mais em direção ao centro da bacia (Figura I.1).

Desde a proposição inicial de Algarte (1972) como "Fissuramento de Guapiara" e limitada à área pré-cambriana, tem sido feita a relação entre os diques de diabásio e corpos alcalinos com uma estrutura local. Posteriormente, a importância

do alinhamento foi ampliada, em virtude do reconhecimento das anomalias magnéticas (apresentadas inicialmente por Ferreira *et al.* 1981 e Ferreira 1982), ao que parece resultantes de um cerrado sistema de fraturas preenchidas por magmas máficos (Machado Jr. 1999) ou alcalinos. Estas invariavelmente contém diques de diabásio que arranjam-se segundo feixes irregularmente distribuídos em determinadas zonas, sobretudo no embasamento pré-cambriano.

Por outro lado, parte de sua importância já havia sido reconhecida no trato paleozóico e mesozóico da Bacia do Paraná. Os mapas de isópacas das seqüências paleozóicas de Nortfleet *et al.* (1969) e Zalán *et al.* (1986, 1991) (Figura I.2) indicam que a área do alinhamento constituía, no Paleozóico, uma estrutura arqueada interna a bacia (Arco de Guapiara). Este arco dividiu a Bacia do Paraná em duas sub-bacias, estando ativo desde a deposição da Formação Ponta Grossa até a do Grupo Itararé. Já no neopaleozóico constituía apenas área de passagem para o depocentro situado a SW, com menor influência na evolução da Bacia do Paraná como um todo.

I.2 JUSTIFICATIVAS

Apesar do conhecimento existente e de uma série de inferências a respeito da dinâmica do Arco de Ponta Grossa como um todo, e do seu limite norte, desde o Paleozóico, há dúvidas no diz respeito à história evolutiva do Alinhamento de Guapiara. Praticamente não se conhece sua história pré-paleozóica, ao passo que suas manifestações mais novas só começaram a ser mencionadas mais recentemente.

Não se conhece, de modo satisfatório, a idade da estruturação, o mecanismo gerador, as épocas de ativação e a exata extensão das estruturas ligadas à sua evolução. Contudo, as informações até agora existentes refletem a escala de reconhecimento para boa parte de sua área. Existem setores em que sua estruturação é mais pronunciada, com maior presença de diques e zonas cisalhadas, enquanto outros não. No entanto, são sempre

Figura I.2 - Influência de estruturas NW e NE na sedimentação paleozóica da Bacia do Paraná (isópacas).
 1 - Fm. Ponta Grossa; 2 - Grupo Itararé + Fm. Aquidauana;
 3 - Fm. Rio Bonito; 4 - Fms. Serra Alta, Irati, Terezina e Rio do Rasto (Zalán et al. op. cit.).

indistintamente acompanhados por persistentes anomalias magnéticas lineares. Na área próxima à costa sua influência ainda não é bem conhecida, bem como no segmento submerso adjacente onde situa-se a Bacia de Santos.

O magmatismo presente ao longo do Alinhamento de Guapiara é mais variado do que aquele referido aos já mencionados diques de diabásio, responsáveis pela grande quantidade de anomalias magnéticas presentes na região. Sem dúvida as rochas alcalinas e lamprófiros encontradas na região do Baixo Rio Ribeira, acham-se também a ele relacionado, restando conhecer-se a sua cronologia.

Tais considerações motivaram a pesquisa na área ocupada pelo Alinhamento de Guapiara com vistas ao entendimento de sua história tectônica.

I.3 OBJETIVOS

Os estudos empreendidos nesta pesquisa visam:

- a) delimitar a extensão do Alinhamento de Guapiara no Estado de São Paulo, no segmento que vai desde sua plataforma continental, passando pelo embasamento proterozóico da Bacia do Paraná, e seguindo até as coberturas eocretácicas;
- b) reconhecer e caracterizar a natureza tectônica e o arranjo das principais estruturas componentes e interferentes no Alinhamento de Guapiara;
- c) reconhecer as épocas de ativação tectônica, na área de influência do Alinhamento de Guapiara;
- d) compreender a natureza cinemática reinante em cada época de movimentação;
- e) compreender sua influência no condicionamento do magmatismo alcalino eocretácico, e
- f) discutir o posicionamento e sua influência no condicionamento de bacias cenozóicas.

I.4 PRODUTOS OBTIDOS

Além da interpretação ora exposta, obteve-se do presente trabalho:

- a) a síntese cartográfica atualizada (1:250.000) da área afetada pelas estruturas regionais,
- b) mapas de contorno magnético e imagens de relevo magnético sombreado para auxiliar a delimitação das estruturas tectônicas componentes e interferentes na região estudada,

I.5 MATERIAIS E MÉTODOS EMPREGADOS

Para o desenvolvimento dos trabalhos aqui propostos foi adquirido um acervo de materiais que inclui:

- a) produtos de sensores remotos tais como fotografias aéreas 1:25.000 (IGC - 1975), 1:35.000 (CESP - Litoral Sul - 1981) e imagens digitais do satélite Landsat 5 (INPE - 1994);
- b) dados aeromagnéticos dos projetos Bauru, Botucatu, São Paulo-Rio de Janeiro - Áreas III e IV e Plataforma Continental, e
- c) mapas geológicos em escala de detalhe, semi-detalhe e de reconhecimento de áreas pré-cambrianas e fanerozóicas (apresentados na legenda do Desenho 1).

Dispôs-se ainda de relatórios e mapas inéditos que abordam estudos para implantação de alguns aproveitamentos hidrelétricos da região do Rio Paranapanema. A informação cartográfica foi empregada na confecção do mapa geológico 1:250.000 (Desenho 1). As imagens de satélite serviram para atualização e retificação de contatos geológicos, quando constatadas inconsistências; obtenção de feições estruturais sugestivas da presença de fraturas, falhas, lineamentos em geral e feixes de diques de diabásio em áreas onde a sua presença acha-se menos registrada. Os dados aeromagnéticos serviram para o processamento digital com vistas à elaboração de mapas de contorno magnético, sinal analítico e imagens de relevo sombreado, usados para a interpretação de descontinuidades profundas.

A informação geológica foi analisada, revista e integrada, a partir dos mapas geológicos mais recentes nas escalas de reconhecimento, semi-detulhe e detalhe geológico. Para tanto recorreu-se ao uso, além das imagens de satélite, do reconhecimento de campo em setores considerados problemáticos. Quando constatada qualquer inconsistência resultante dos limites de mapeamentos, foi realizada uma adaptação. Desse modo, o mapa geológico aqui apresentado foi levemente simplificado, devido à escala de apresentação, mas ilustra todos os domínios litológicos e principais estruturas da região que puderam ser obtidas. Nele estão discriminadas formalmente apenas as unidades geológicas integrantes da Bacia do Paraná. Na área pré-cambriana as formações geológicas discriminadas somente por sua relação cronológica e natureza litológica. Do mesmo modo, as diferentes fácies das coberturas cenozóicas na porção sudeste da área estão agrupadas somente pela idade de sedimentação, terciária ou quaternária. Assim, devido sobretudo à extensão regional da área percorrida, o presente trabalho integra e considera informações de natureza heterogênea julgadas interessantes, e visa contribuir para uma nova abordagem para a região compreendida pelo Alinhamento de Guapiara.

A estratégia para o desenvolvimento dos trabalhos aqui realizados envolveu a seguinte seqüência de atividades:

- 1 - análise e compilação bibliográfica referente à geologia, tectônica e aeromagnetometria de interesse à área estudada;
- 2 - atualização e síntese da cartografia geológica existente na sua área de influência;
- 3 - sete etapas de trabalhos de campo envolvendo: coleta de dados estruturais, mapeamento geológico (1:100.000) e petrografia de uma área entre Ourinhos e Taguaí (SP);
- 4 - processamento de dados digitais aeromagnéticos, com elaboração e interpretação de mapas (anomalias magnéticas e sinal analítico) para identificação de descontinuidades;

- 5 - análises geocronológicas Rb/Sr e K/Ar do maciço alcalino de Pariquera Açu;
- 6 - análise visual e interpretação localizada de produtos de sensores remotos;
- 7 - mapeamento geológico de detalhe (1:35.000) da área Serra do Momuna, no Baixo Rio Ribeira;
- 8 - análise estrutural;
- 9 - integração de dados, e
- 10 - proposição de um modelo para a geração e evolução tectônica do Alinhamento de Guapiara.

I.6 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS À ÁREA

A área considerada neste trabalho localiza-se no sul do Estado de São Paulo, junto ao limite com o Estado do Paraná (Figura I.3).

Figura I.3 - Principais acessos à área do Alinhamento de Guapiara

É alcançada pelas rodovias SP-270 (Raposos Tavares) em seu porção noroeste através das cidades Piraju, Xavantes e Ourinhos, ou pela SP-255 seguindo-se por Taquarituba e Fartura. Chega-se à área central pela SP-127, passando por Capão Bonito e Guapiara, e na parte sudeste pela BR-116 (Régis Bittencourt). Estas são as principais rodovias que dão acesso a várias outras menores, permitindo percorrer-se a maior parte da área.

I.7 AS FONTES DE INFORMAÇÃO

Foram empregados procedimentos distintos para a obtenção de informações, devido às escalas diferentes de observação. Basicamente envolveram observações diretas, resultado das etapas de campo, e indiretas, provenientes da análise e interpretação de sensores distais, os quais necessitaram de processamento em escritório.

I.7.1 Diretas

Resultam da obtenção de dados em etapas de campo e da análise de amostras de lá provenientes. Foram percorridas quase todas as rodovias asfaltadas e praticamente todas as estradas menores que seguem entre as direções NS e NE, na posição mediana e longitudinal da área, sempre que possível através de perfis contínuos, além das principais na direção NW. Contudo, os dados estruturais de qualidade foram provenientes de exposições artificiais como minas, pedreiras (para brita, calcário e material de calçamento para estradas) e cortes mais profundos em rodovias, fato que limitou substancialmente a área de trabalho e o número de exposições encontradas.

A identificação e análise de estruturas rúpteis visou a compreensão do antigo mecanismo gerador de esforços e a sua época de atuação. Buscou-se, sempre que possível, a identificação de estruturas mais importantes, com presença de indicadores de movimentação associados, como planos de falhas com estrias de fricção (*slikensides*).

No total foram realizadas observações e descritos 192 afloramentos (alguns revisitados), número que não foi maior devido à exigüidade de exposições em determinadas regiões de topografia arrasada (como na faixa paleozóica e partes da porção sudeste) e à morosidade na obtenção e registro dos dados estruturais.

I.7.2 Indiretas

Resultaram da interpretação de imagens TM do satélite Landsat 5 e do processamento de dados aerogeofísicos utilizados na confecção de mapas de anomalias magnéticas. Com base nos dados aeromagnéticos foram empregados diversos métodos de interpolação com vistas à obtenção dos melhores produtos visuais. O objetivo foi reconhecer as principais descontinuidades que possam se relacionar com feições de superfícies ou subaflorantes, de modo a dar suporte à interpretação tectônica.

Foram adquiridas, corrigidas geometricamente e analisadas as imagens Landsat 5, para extensões localizadas da área estudada. Neste caso, buscou-se reconhecer os principais elementos morfológicos sugestivos da estruturação regional, como lineamentos estruturais, zonas de fraturas e falhas, diques de diabásio e quebras de relevo que possam se relacionar com as estruturas observadas em campo, afim de auxiliar a síntese geológica.

I.8 TERMINOLOGIA ADOTADA

O presente trabalho emprega a denominação de **Alinhamento de Guapiara**, mais próxima da primitiva denominação de Ferreira *et al.* (1981) e Ferreira (1982) como "Alinhamento Estrutural de Guapiara". Naquela ocasião foram apresentadas as principais características geométricas que permitiram a delimitação, em escala de reconhecimento, de uma série de lineamentos dispostos ao longo de uma faixa de largura variável. A partir de então sempre esteve implícito um vínculo estrutural aos lineamentos, visto sua área de ocorrência conter inúmeros diques de diabásio que afloram na mesma região.

Como se verá, a região estudada contém um grupamento de feições que se destacam a partir de levantamentos mais detalhados, muitas das quais podendo ser interpretadas a partir de mapas geológicos. Dela faz parte não só lineamentos magnéticos, mas os estruturais propriamente ditos, os quais delineiam zonas fraturadas mais ou menos espaçadas e descontínuas, geradas por ativação de falhas que tiveram movimentação recorrente. Sua natureza característica é decorrente desta movimentação, que influenciou toda uma faixa adjacente onde ocorre um estilo estrutural semelhante. Portanto, como Alinhamento de Guapiara entende-se uma **associação** de feições geológicas visíveis, prevalecendo lineamentos indicadores, em sua maioria, de feixes de diques de diabásio e segmentos de falhas, além daqueles interpretados (magnéticos), de modo não ser adequada a singela referência de Lineamento de Guapiara, à luz do detalhe ora apresentado.

II CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1 TRABALHOS ANTERIORES

Algarate (1972) foi quem primeiro denominou de "Fissuramento Guapiara" a faixa de rochas pré-cambrianas do sul do Estado de São Paulo atravessada por um denso feixe de diques de diabásio, de direção geral N45W, relacionado ao Arco de Ponta Grossa. Ferreira *et al.* (1981) descreveram tal alinhamento como "uma grande feição magnética anômala linear de direção NW-SE com mais de 600 km de extensão e largura entre 20 e 100 km", que se estende desde a região de Iguape (litoral paulista) até a confluência dos rios Verde e Paraná (junto à divisa dos estados SP e MS), sendo considerado como limite norte do Arco de Ponta Grossa (Figura I.1). Deve-se destacar que esta definição incluiu uma importante ramificação de direção N65W que parte da estrutura principal, e da qual divergem outras estruturas NW subordinadas. Tal conjunto é considerado mais novo pelos autores, mas ocorre além do limite NW da área do presente trabalho.

A existência de complicações de ordem estratigráfica e estrutural, resultante da presença de falhamentos e intrusões, levou Fúlfaro (1974) a propor o Alinhamento Estrutural do Paranapanema. Seu traçado acompanharia o rio homônimo, mantendo a direção ENE-WNW e seguiria desde a costa paulista, entre São Sebastião e Bertioga, para o interior do Estado. Conforme o autor, dataria do Cambro-Ordoviciano e teria importante atuação na evolução tectônica da Bacia do Paraná, do Permo-Carbonífero ao fim do Mesozóico, como um alto que, em certas épocas, constituiria uma barreira geográfica à sedimentação. No entanto, sua importância como elemento estrutural divisor da bacia pode estar superestimada, pois que os indícios estruturais referidos pelo autor para a região de Fartura(SP), são reflexos da marcante

estruturação NW, dada pela profusão de diques de diabásio e, sobretudo, pelo falhamento da Serra da Fartura (cf. Vieira 1973). Entretanto, uma importante orientação EW pode ser notada a nordeste de Fartura e leste de Piraju e que condiciona o leito do Rio Paranapanema, na altura do reservatório de Jurumirim (Desenho 1). Zalán *et al.* (1991) já a haviam notado pela sua extensão e paralelismo com lineamentos oceânicos, sem contudo interpretar a natureza da sua movimentação, denominando-a de Lineamento de São Sebastião. Por outro lado, Hasui *et al.* (1999) reconhecem como Lineamento Paranapanema os feixes de alinhamentos e lineações de drenagens e de relevo ao longo do vale homônimo, representantes de uma zona de falhas transcorrentes de direção EW e de atividade sobretudo neotectônica.

II.2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

II.2.1 O Arco de Ponta Grossa e Domínios Relacionados

O Arco de Ponta Grossa é uma das mais proeminentes estruturas tectônicas que interferem na Bacia do Paraná, dela fazendo parte quatro faixas estreitas subparalelas ao seu eixo, e que se sabe serem os setores de maior deformação (Figura I.1). Como visto, estas faixas são bem marcadas geologicamente por conterem feixes de diques de diabásio eocretácicos ocupando planos de falhas e fraturas, em geral, e geofisicamente caracterizadas por lineamentos magnéticos dispostos na forma de um leque aberto para o interior, com orientações variando de N40W a N60W. Ferreira (1982) interpretou as zonas de magnetismo anômalo como alinhamentos estruturais-magnéticos de Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonzo e Rio Piquiri. À exceção do Alinhamento do Rio Piquiri, os demais coincidem respectivamente com os falhamentos da Serra da Fartura, São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo, anteriormente propostos por Vieira (1973).

A natureza e intensidade da movimentação ocorrida ao longo dos citados alinhamentos, mais pronunciada na faixa central, configuraram o que se conhece por Arco de Ponta Grossa, como um

arqueamento regional que afeta até as unidades eocretácicas da Bacia do Paraná. Em seu flanco norte encontra-se o Alinhamento de Guapiara, de direção geral N50W.

O Arco de Ponta Grossa e o Alinhamento de Guapiara tiveram importante papel no condicionamento de boa parte da deposição das suas seqüências paleozóicas da Bacia do Paraná, constituindo este último um limite tectônico para a Bacia Bauru. Contudo, as rochas proterozóicas do embasamento adjacente distribuem-se segundo as direções ENE, quase sem interferência destas estruturas transversais, distribuídas em dois domínios tectônicos separados geograficamente. Um interior (Faixa Ribeira) e outro próximo à costa (Figura II.1).

O domínio costeiro compreende uma associação orto e paraderivada, metamorfisada em médio e alto grau e que aflora por toda a extensão sudeste da área, diferenciada no Complexo Gnássico-Migmatítico (Dantas et al. 1987), Maciço Itatins (Sadowski 1976) e restos de supracrustais atribuídas à Seqüência Cachoeira (Silva & Algarte 1981). Apresenta idades paleo-proterozóicas, porém com evidências de retrabalhamento no neoproterozóico. Todo o conjunto limita-se, através da zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão, com a Faixa Ribeira (Almeida et al. 1973, Campanha & Sadowski 1999), de evolução meso a neoproterozóica e de natureza predominante metassedimentar. Tal domínio tem sido interpretado como a extensão norte de uma microplaca proposta Basei et al. (1992) e que se amplia para sul, tendo sido bastante retrabalhada no local durante o Ciclo Brasileiro.

Figura II.1 - Contexto tectônico do Alinhamento de Guapiara

Em uma escala mais abrangente, destaca-se um conjunto de estruturas que interfere diretamente na área pesquisada (Figura II.2). Além da própria (1) - "Zona de falha de Guapiara", de direção NW, ocorrem: (2) - o "Lineamento de São Sebastião", de direção EW; as falhas de (3) - Guaxupé e (4) - Jacutinga; (5) - a Zona de falha de Taxaquara e (6) - a Zona de falha Lancinha-Cubatão, de direção NE. Segundo Zalán *et al.* (1986, 1991), das falhas de direção NW são característicos o preenchimento por diques de diabásio, padrão retilíneo e a presença de estruturas indicadoras de movimentos transcorrentes. Às falhas de direção NE estão normalmente relacionadas estruturas resultantes de movimentações transcorrentes, sendo restrita a ocorrência de diques. Como será abordado, o conjunto de estruturas NE é particularmente importante, pois imprime forte anisotropia ao embasamento da Bacia do Paraná.

Figura II.2 - Principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná e do seu embasamento adjacente; I - Arco de Ponta Grossa, II - Sinclinal de Torres, III - Arco do Rio Grande, IV - Arco de Assunção. Demais estruturas conforme texto (simplificado de Zalán et al. op. cit.)

Acredita-se que o segmento compreendido pelo Arco de Ponta Grossa e, em particular, o Alinhamento de Guapiara, teve sua principal fase evolutiva no mesozóico, relacionada com o magmatismo eocretácico que atingiu a Bacia do Paraná, o seu embasamento adjacente e a Bacia de Santos. Nesta área concentram-se inúmeros diques de

diabásio orientados na direção ortogonal aos limites de ambas as bacias, genericamente agrupados como enxame de diques do Arco de Ponta Grossa (Almeida 1983, Oliveira & Montes 1984, Sial et al. 1987). Também ocorrem vários corpos alcalinos concentrados sobretudo no embasamento pré-cambriano, junto à porção central do Arco de Ponta Grossa, e cujas idades reportadas (Ulbrich & Gomes 1981, Almeida 1986) variam de eo a neocretácicas (Figura II.3). Interessante de se notar é que os corpos alcalinos mais novos (neocretácicos) localizam-se sobre o eixo do Arco de Ponta Grossa (Figura II.3) revelando a tendência ascensional desta zona em tempos mais recentes.

Figura II.3 - Disposição dos corpos alcalinos cretácicos e lineamentos magnéticos da região do Arco de Ponta Grossa (modificado de Almeida 1986)

II.2.2 O Magmatismo Serra Geral

A Formação Serra Geral é atravessada por boa parte das estruturas integrantes do Alinhamento de Guapiara. É constituída por rochas vulcânicas de natureza bimodal (básicas e ácidas) distribuídas na forma de derrames que acompanham, *grosso modo*, o contorno estrutural do embasamento da Bacia do Paraná. Petrograficamente dominam basaltos toleíticos (quartzo toleítos), perfazendo cerca de 90% do volume total estimado, com menor participação de andesitos toleíticos (7%) e riolitos-riodacitos (3%) (Bellieni et al. 1986, Melfi et al. 1988).

As rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral agrupam-se em dois tipos principais. Uma suíte contendo litotipos em geral afíricos, que ocorrem na porção meridional da Bacia do Paraná é

conhecida por vulcânicas tipo Palmas. Diferem das vulcânicas tipo Chapecó, que apresentam normalmente textura porfirítica, ocorrendo na parte central e, sobretudo, na norte, como verificado no presente trabalho (Desenho 1) entre Piraju e Fartura. Quimicamente são classificadas em alto e baixo-Ti segundo conteúdos superiores ou inferiores a 2% de TiO_2 e em elementos incompatíveis (Bellieni *et al.* 1984, Piccirillo *et al.* 1987, Comin-Chiaramonti *et al.* 1988). Esses autores reconheceram que as rochas de baixo-Ti concentram-se a sul do Lineamento do Rio Uruguai, enquanto as de alto-Ti situam-se predominantemente a norte do Lineamento do Rio Piqueri (Figura I.1), coexistindo ambos litotipos na região entre os dois lineamentos.

Já os diques de diabásio do Arco de Ponta Grossa, incluindo o Alinhamento de Guapiara, apresentam composição química e idades eocretácicas que permite relacioná-los com as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Piccirillo *et al.* 1990, Renne *et al.* 1996). Contudo, apesar da semelhança quanto ao conteúdo de TiO_2 (alto, intermediário e baixo-Ti) têm maior afinidade química com as rochas vulcânicas da porção norte da Bacia do Paraná (Pinese 1989, Piccirillo *et al.* 1990).

II.2.3 A Província Paraná-Etendeka

A sucessão de derrames da Formação Serra Geral que aflora no sul do Brasil encontra notável correspondência com aqueles das formações Awahab e Tafelberg que sustentam o Planalto Etendeka, próximo ao litoral NW da Namíbia (Figura II.4). Além da coincidência entre pólos paleomagnéticos (Pacca & Hideo 1976), mesma sucessão estratigráfica e natureza química semelhante, assinalado por diversos autores (Erlank *et al.* 1984, Bellieni *et al.* 1986, Piccirillo *et al.* 1988a, Milner *et al.* 1995a, Jerran *et al.* 1999), existe contemporaneidade entre o vulcanismo das duas áreas (Renne *et al.* 1992, 1996a; Turner *et al.* 1994; Milner *et al.* 1995b, Stewart *et al.* 1996). Tais constatações provam que o vulcanismo da Bacia do Paraná e Planalto Etendeka é anterior à

Figura II.4 - O Alinhamento de Guapiara no contexto da Província Paraná-Etendeka (cf. Torquato 1974, Asmus 1974, Hunter & Reid 1987). Reconstrução pré-deriva a 150 Ma (De Wit et al. 1988)

separação continental América do Sul-África, tendo havido provável continuidade física entre as áreas através da Bacia de Pelotas. Este conjunto de vulcânicas, distribuído nos dois continentes conforme a Figura II.4, constitui a Província Ígnea Paraná-Etendeka.

De modo semelhante, tem sido sugerida a correspondência entre rochas vulcânicas da base de seqüências sedimentares mesozóicas do oeste de Angola com a porção norte da Bacia do Paraná. As bacias costeiras de Cuanza e Namibe contém rochas vulcânicas correlacionadas por seu quimismo e idade eocretácica com a Formação Serra Geral (Alberti *et al.* 1992, Marzoli *et al.* 1999). Marzoli *et al.* (*op. cit.*) ressaltam a mesma natureza petrogenética e correspondência entre idades de basaltos e diques toleíticos da Bacia de Cuanza com os basaltos da Bacia de Campos e diques da área Santos-Rio de Janeiro. Assim, o conjunto de ocorrências descrito estende a área das manifestações magmáticas da Província Ígnea Paraná-Etendeka até o NW de Angola.

Devido a natureza petrogenética semelhante, disposição espacial próxima e idades comparáveis, também tem sido proposta gênese comum para os diques localizados entre as áreas portadoras de rochas vulcânicas da Província Paraná-Etendeka. Assim são aqueles do Arco de Ponta Grossa, da faixa Santos-Rio de Janeiro e os correspondentes africanos. Hunter & Reid (1987) destacam a existência de feixes de diques de diabásio aflorantes no NW da Namíbia que apresentam idades jurássica e eocretácica, relacionando-os também ao magmatismo Etendeka. Milner *et al.* (1995b) também citam idades eocretácicas (125-130 Ma) para diques (doleritos) de Horingbaai no NW da Namíbia.

A Figura II.4 representa assim toda a extensão de rochas ígneas (vulcânicas e diques) associadas à Província Magmática Paraná-Etendeka. Nela estão incluídos os diques máficos da região do Morro Vermelho (SW de Angola), situados próximos à fronteira com a Namíbia, e cartografados por Torquato (1974). Estes diques

são os mais prováveis correspondentes em termos de idade e natureza química aos encontrados na área aqui pesquisada. Contudo, são claramente menos importantes do que no Brasil, tal como as zonas de falhas/fraturas associadas.

Tal como no Brasil, são também encontrados diques alinhados paralelamente à costa africana apresentando idades (K/Ar) eocretácicas. Sua localização intermediária entre os derrames de Angola (a norte) e o NW da Namíbia (a sul) sugere serem a extensão meridional do magmatismo Etendeka. Como também se nota na Figura II.4, ocorrem diques ocupando duas direções preferencias de alojamento no NW da Namíbia: uma subparalela à costa e outra aproximadamente ortogonal a ela, de modo semelhante ao que ocorre no Arco de Ponta Grossa, região de Florianópolis (Raposo *et al.* 1998), e em geral na faixa litorânea Santos-Rio de Janeiro. Por outro lado, a conexão entre todas as áreas integrantes da Província Paraná-Etendeka, como na Figura II.4, incluirá necessariamente a faixa mediana ocupada pelas bacias marginais de Campos, Santos e Pelotas (e as correspondentes africanas), que não foram poupadas do magmatismo eocretácico, pois contém na base das suas seqüências pré-rifte, basaltos continentais (Ponte & Asmus 1976, Fodor *et al.* 1984, Fodor & Vetter 1985, Mizuzaki 1987, Macedo 1991).

Assim, é lícito concluir que os diques de diabásio eocretácicos representaram uma tentativa de avanço do magmatismo toleítico em direção a áreas não atingidas pelos pulsos iniciais. Eles afloram conectando áreas portadoras de derrames, em particular a faixa aqui pesquisada, interposta às bacias de Santos e Paraná. Por outro lado, percebe-se que a estruturação representada pelo Arco de Ponta Grossa (e Alinhamento de Guapiara) quase em nada interferem no lado africano. Isto sugere também ser este arco uma feição não só posterior ao magmatismo Serra Geral, mas sobretudo pós-deriva continental, desvinculada do continente africano e regida por condicionantes locais.

III GEOLOGIA DA ÁREA

III.1 GENERALIDADES

Devido à extensão de cerca de 350 km entre os extremos da área, foram alcançados diferentes compartimentos geológicos. No Desenho 1 percebe-se que o limite da Bacia do Paraná acompanha o paralelo 24°00'S, de modo que a área acha-se geologicamente dividida entre um setor noroeste, a norte de 24°00'S, e outro sudeste, a sul. O setor noroeste coincide, portanto, com a Bacia do Paraná, e o sudeste ao seu embasamento. No extremo NW afloram rochas mesozóicas, compreendendo uma sucessão de arenitos e rochas vulcânicas eocretácicas, com delgada cobertura psamítica neocretácica. Este domínio estende-se até a faixa central, sobrepondo rochas sedimentares paleozóicas, onde se alojam *sills* de diabásio. Em conjunto, tais unidades formam a maior parte da seqüência fanerozóica do preenchimento das bacias do Paraná e Bauru.

Fora do domínio da Bacia do Paraná existem também inúmeras ocorrências de rochas fanerozóicas, ora como coberturas cenozóicas localizadas, ou como corpos magmáticos intrusivos. Os diques de diabásio ocorrem em maior número por todo o embasamento da bacia, enquanto os corpos máfico-ultramáfico-alcálinos localizam-se somente no domínio Costeiro. Em comum, têm a idade eocretácica, que os fazem importantes marcadores cronológicos relacionando-se, via de regra, com a atividade tectônica.

A Faixa Ribeira teve sua evolução do meso ao neoproterozóico, enquanto os complexos Costeiro e Gnáissico-Migmatítico, evoluíram desde o eoproterozóico, com retrabalhamento no neoproterozóico. Há pois, um zoneamento de idades de rochas que é crescente na direção do litoral, reflexo de uma compartimentação tectônica favorável, ajudada pela movimentação ascensional meso-

cenozóica ocorrida na parte oriental. Exceções são as coberturas distribuídas em área expressiva da região do baixo rio Ribeira de Iguape (domínio Costeiro), e que denunciam novo pulso tectônico no Cenozóico.

III.2 SETOR SUDESTE (DOMÍNIO COSTEIRO E FAIXA RIBEIRA)

A área de exposição do embasamento da Bacia do Paraná compreende perto de 40% do total. Nela sobressai o arranjo das unidades litológicas, fortemente influenciadas por um importante sistema de zonas de cisalhamento direcionais destrais, além de falhas associadas de direções NE, ENE e EW. Destacam-se os sistemas Lancinha-Cubatão, Agudos Grandes e Figueira, além de lineamentos menores de direção NE, que afloram em trechos preservados das coberturas fanerozóicas.

O Complexo Costeiro como proposto inicialmente (Hasui *et al.* 1981) compreende terrenos sem separação litoestratigráfica formal que afloram por todo leste de São Paulo. Na área, compõe-se por dois domínios separados. Um compreende as unidades charnoenderbíticas (**Maciço do Itatins**) e xistos da **Seqüência Cachoeira**, consideradas mais antigas. O outro é formado por unidades gnáissico-migmatíticas contendo ortognaisses e granitos de anatexia (**Complexo Gnáissico-Migmatítico**) e uma unidade metapelítica superior (**Complexo Turvo-Cajati**).

Picanço *et al.* (1997) obtiveram idade U/Pb (Shrimp) de 2173 $\pm$ 18 Ma para o metamorfismo de charnoquitos do Maciço Itatins, enquanto Siga Jr. (1995) encontrou valores em torno de 2600 Ma para granulitos possivelmente correlacionáveis, aflorantes no Paraná. Sobrepõem esta associação xistos e filitos do Complexo Turvo-Cajati, aflorando entre Jacupiranga e Pariquera Açu, totalmente em meio ao Complexo gnáissico-migmatítico. Alguns corpos graníticos intrusivos (neoproterozóicos) e de filiação alcalina ocorrem ainda no extremo sul da área.

A **Faixa Ribeira** compreende grande número de unidades metassedimentares terrígenas e químicas com metavulcânicas

associadas, atravessadas por diversos corpos graníticos. Apesar da variedade de litotipos existente, suas unidades puderam ser correlacionadas cronologicamente e espacialmente (Campanha & Sadowski 1999), de modo que sua descrição no Desenho 1 considera sobretudo sua natureza litológica. Seus litotipos distribuem-se de NW para SE em: Grupo Itaiacoca, Formação Água Clara, Subgrupo Lajeado, Subgrupo Ribeira e Formação Iporanga, conforme um zoneamento indicativo da existência de plataforma rasa, a NW, e mar profundo, no sentido SE. Ainda segundo Campanha & Sadowski (*op. cit.*) sua evolução teria se iniciado com deposição de sedimentos de borda continental no mesoproterozóico, tendo evoluído até o neoproterozóico e eocambriano, com metamorfismo e intrusão de diversos corpos graníticos.

III.2.1 Coberturas Cenozóicas (Grábens de Sete Barras, Cananéia e Iguape)

No setor sudeste da área existe uma significativa concentração de coberturas cenozóicas, estendendo-se de modo descontínuo, desde o litoral até o médio vale do rio Ribeira de Iguape. Em conjunto, ocorrem sedimentos de natureza variada: fluviais, lacustres, flúvio-marinhos e marinhos, depositados de modo intermitente e localizado possivelmente desde o Oligoceno, acompanhando pulsos da atividade tectônica (Melo 1990). Boa parte dos depósitos mais antigos está encoberta pela sedimentação fluvial recente, aflorando somente pequenas exposições, de modo que as diferentes fácies interpretadas e mapeadas por CPRM (1981) e Melo (*op. cit.*) necessitaram ser aqui agrupadas (Desenho 1).

As unidades cenozóicas acham-se distribuídas segundo duas áreas sedimentares principais. A maior forma uma ampla planície, dominada por sedimentação recente que se abre em leque a partir das confluências dos rios Ribeira e Juquiá para sudeste, constituindo a Planície Costeira. Uma outra mais recente ocorre confinada aos vales dos rios Ribeira de Iguape e Jacupiranga, em seus médios cursos no sentido SW, onde existem extensões

descontínuas de sedimentos em terraços elevados sobre o nível de sedimentação moderno, e que foram depositados por paleodrenagens orientadas, de modo geral, conforme a rede fluvial atual (Melo 1990). O contorno da Planície Costeira mostra bordas festonadas junto às exposições do embasamento migmatítico, e sobretudo junto a corpos graníticos, os quais também costumam formar maciços isolados internamente à planície.

A maior parte deste domínio compreende sedimentos quaternários depositados sob a influência do nível de base local, representado pelo rio Ribeira, e controlados pela variação de maré. Foram também em parte condicionados por estruturas tectônicas que recentemente vem sendo reconhecidas.

Uma extensão apreciável, que segue desde norte da cidade de Registro até sul de Pariquera Açu, é ocupada por sedimentos fluviais da Formação Pariquera Açu (Desenho 1). Estes estendem-se para leste, sendo encobertos pelos aluviões recentes.

Já entre Sete Barras e Eldorado existe um pequeno gráben que coincide com ampla planície aluvionar do rio Ribeira. Denominado de Gráben de Sete Barras (Melo *et al.* 1989), orienta-se integralmente segundo a zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão ocupando cerca de 5 x 19 km. Acha-se preenchido por sedimentos rudáceos que passam a finos, indicando possibilidade de sedimentação lacustre em seu interior. Segundo Melo (1990) tais sedimentos poderiam indicar atividade tectônica anterior à deposição da Formação Pariquera Açu, constituindo os mais antigos registros de idade terciária na região.

Na área da Planície Costeira entre Cananéia e Iguape ocorrem dois baixos gravimétricos, um deles confirmado por sondagem, denominados de modo único como Grábem de Cananéia por Souza (1995). Estes acham-se separados por um alto gravimétrico (v. Figura V.4, Cap. V) coincidente com a zona axial do Alinhamento de Guapiara (Arco de Guapiara). Como será mostrado à frente, neste local o alto coincide com uma zona de transferência, com falhas

transcorrentes destrais. A SW deste alto localiza-se o baixo gravimétrico de Cananéia, coincidente com o (sub)grábem homônimo, e encoberto por sedimentos quaternários (Desenho 1). Sua borda oeste coincide com a falha normal de direção N45E que segue até o Maciço de Pariqüera Açu. A espessura de sedimentos que o preenche foi estimada em mais de 400 m (Souza 1995), e seu fundo acha-se basculado para NW.

A NE do alto gravimétrico, o baixo existente é mais discreto, e corresponde a uma parte do aqui denominado **Grábem de Iguape**. Sua espessura sedimentar máxima foi estimada (Souza *op. cit.*) em cerca de 400 m, estando seu fundo basculado para SE.

A Figura III.1 apresenta duas linhas sísmicas, obtidas na plataforma continental defronte a Planície Costeira (Desenho 1). A LS 034 0505 é paralela à costa, e confirma a existência de uma depressão mar adentro com perto de 20 km de extensão linear na altura do Grábem de Iguape. Percebe-se que ela é influenciada por falhas que provém da costa, sendo fortemente estruturada na sua parte central por um bloco abatido que corresponde ao Grábem de Iguape, na área submersa. Na parte SE da mesma linha existe outra depressão, mais profunda que primeira, e disposta paralelamente ao setor SW da Ilha Comprida por cerca de 18 km, e que corresponde a continuação, mar adentro, do Grábem de Cananéia. Provavelmente foi gerado por falhas transcorrentes NW destrais encontradas no continente, e que produziram o rejeito normal presente na sua borda SW, como será abordado adiante.

A LS 034 0506 é uma linha ortogonal à costa, na altura do Grábem de Cananéia, que permite localizar sua borda externa, cerca de 20 km mar adentro. Acha-se confinado a um compartimento em forma de calha, visível pelo contorno interpretado do embasamento cristalino, que reteve um trato sedimentar (continental?) aparentemente distinto daquele de mar aberto, presente acima e em posição mais distal na seção.

Legenda

Quaternário

Terciário

Topo do embasamento

Falhas

Diques de diabásio

Profundidade em tempo de trânsito duplo

Figura III.1 - Linhas sísmicas interpretadas (localização cf. Desenho 1)
Plataforma Continental junto ao litoral sul de São Paulo
(Planície Costeira Cananéia-Iguape)

D.L. Machado Júnior (2000)
Condicionantes Estruturais e Contexto Tectônico do "Alinhamento de Guapiara"
Tese de Doutorado - IGcUSP

III.3 SETOR NOROESTE (BACIA DO PARANÁ)

A Bacia do Paraná é uma ampla depressão desenvolvida na Plataforma Sulamericana a partir do neordoviciano (Milani 1997) logo após cessado o tectonismo eocambriano, no encerramento do Ciclo Brasileiro. Como se observa no Desenho 1, o seu embasamento constitui um segmento de grande complexidade geológica, a julgar pela trama de falhas e zonas de cisalhamento adjacentes que dispõem blocos de natureza distinta lado a lado. Sua borda orienta-se proximamente na direção EW, acompanhando o contorno do Arco de Ponta Grossa que se delinea para sul. A Bacia Bauru (IPT 1989, Fernandes 1992) compreende a depressão neocretácica superposta à primeira, onde se acumularam sedimentos tradicionalmente incluídos na Bacia do Paraná, estando parcialmente representados na parte norte da área. A importância que apresenta a Bacia Bauru para o presente estudo, restringe-se ao fato da sua borda sudeste limitar-se com a feição positiva, representada pelo próprio Alinhamento de Guapiara, no Cretáceo Inferior.

Nas bacias do Paraná e Bauru afloram rochas sedimentares paleozóicas e uma sucessão sedimentar-vulcânica-sedimentar mesozóica compreendida nas seqüências Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru, conforme Milani (1997). Compreende as unidades litoestratigráficas tradicionalmente incluídas, no senso de Schneider et al. (1974), no Grupo Paraná, Supergrupo Tubarão, grupos Guatá, Passa Dois, São Bento e Bauru (Desenho 1). De todas as unidades presentes neste segmento, destacam-se as seqüências Gondwana I, II e III, sobretudo as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, pois conservaram feições diagnósticas do tectonismo e geração das estruturas ora em discussão. Em essência este conjunto é correlacionado à Bacia Karoo no sul africano.

III.3.1 Paleozóico

A Seqüência Paraná ocorre restritamente na área, sendo representada pelos arenitos devonianos da Formação Furnas. Compreende arenitos feldspáticos de granulação média grossa, portadores de estratificação cruzada de médio porte. Sua ocorrência se dá em altos de colinas e relevos pouco escarpados presentes a sul de Itapeva.

A Seqüência Gondwana I compreende o Grupo Itararé e as formações Rio Bonito, Palermo e Tatuí. O Subgrupo Itararé tem ampla distribuição na parte central, contudo com limitadas exposições acessíveis, devido a topografia suave da sua área de ocorrência. Predominam arenitos cinza claros, finos a médios, imaturos e diamictitos cinza e avermelhados, com matriz areno-argilosa e siltica. São conhecidas também camadas pouco espessas de carvão na região de Buri, totalmente subordinadas no contexto terrígeno. Mais para o topo da seqüência neopaleozóica ocorrem *sills* de diabásio.

A Formação Rio Bonito ocorre acima do Subgrupo Itararé, estando individualizada desde a porção oeste da área até a central. Constitui-se por siltitos e folhelhos cinza, com níveis de calcário, arenitos e ocasionalmente, conglomerados.

A Formação Palermo associa-se ao topo da Formação Rio Bonito, constituindo-se por siltitos e arenitos finos cinzentos. A partir da porção central para leste não se diferencia mais da primeira, passando ambas a ser representadas como Formação Tatuí.

A Formação Irati compreende folhelhos cinza-escuros e camadas de calcário restritas, ocorrendo quase continuamente de oeste a leste da área. Em seu topo encontra-se a Formação Serra Alta, constituída por folhelhos e siltitos cinza-escuros. Tal semelhança não permitiu a separação entre as duas formações no lado paranaense, de modo que estão representadas juntas próximo ao reservatório de Xavantes (Desenho 1).

A Formação Terezina compõe-se por camadas bem individualizadas de argilitos e folhelhos, e siltitos e arenitos muito finos.

O desfecho da sedimentação da Superseqüência Gondwana I se faz com a Formação Rio do Rasto. Compreendida unicamente pelo Membro Serrinha, é formada por arenitos muito finos, siltitos e folhelhos de cores esverdeada e avermelhada, onde ocorrem associados níveis de calcário, sílex e coquina. Em São Paulo tais características não são bem reconhecidas, de modo que a Formação Rio Bonito, mais parte expressiva da Formação Terezina, é referida por Formação Corumbataí.

III.3.2 Mesozóico

As unidades mesozóicas presentes na área compreendem as formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, sendo as últimas formadoras do Grupo São Bento.

A Formação Pirambóia constitui um pacote arenoso pouco espesso que aflora na parte inferior da Serra da Fartura, não sendo possível a separação da Formação Botucatu que a superpõe. Juntas compõem um pacote de arenitos de cores amareladas e rosadas, com estratificações de cruzadas de médio a grande porte, contendo alguns níveis lamíticos e conglomeráticos na base.

III.3.2.1 Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral compreende rochas vulcânicas de natureza bimodal - félsica e máfica - representadas por latitos e basaltos, respectivamente. No Desenho 1 está clara a posição estratigráfica inferior dos latitos em quase toda a extensão de afloramento da formação. Apenas na porção oeste, entre Jacarezinho e o Reservatório Xavantes, os latitos são precedidos estratigraficamente por um derrame de basalto.

Afloram principalmente entre os reservatórios Jurumirim e Xavantes, e entre as cidades de Fartura e Piraju, adjacentes à zona axial do Alinhamento de Guapiara. Ocupam a parte superior do

front da Serra da Fartura, mantendo o relevo de *cuesta* lá existente. Seu contato inferior é feito com o pacote de arenitos das formações Pirambóia-Botucatu, sendo bem marcado no relevo.

Os latitos são rochas vulcânicas de composição ácida, de cor cinza, cinza avermelhado e cinza azulado, textura porfirítica com matriz de granulação fina e fenocristais de piroxênio e de feldspatos ripiformes e de granulação média. Nos topos dos derrames, são comuns horizontes vesículo-amigdaloidais, com amígdalas preenchidas por quartzo microcristalino, calcita e filossilicatos verdes ou castanhos, de dimensões milimétricas a até 20 cm de diâmetro, encontrados junto a vertente sul do rio Paranapanema (afloramento 39 - Piraju).

Também a NW de Piraju (afloramentos 38 e 63 - Piraju) os latitos apresentam disposição subhorizontal marcante, dada por planos paralelos ao fluxo magmático, indicadores de antigas superfícies de derrames. Apresentam-se ligeiramente curvados com pequenas variações de mergulho (Foto 1). Localmente (afloramentos 37, 38 e 39 - Piraju) também foram observadas fraturas subverticais com preenchimento de zeólitas placóides centimétricas (heulandita) sobre suas superfícies, que representam fraturas abertas (trativas) decorrentes de deformação. A alteração destas rochas produz um solo de cor rosada, com matriz de granulação fina argilo-arenosa, com pontos brancos de caulinita e rico em geodos de quartzo/calcedônia.

Estas rochas têm estrutura maciça e petrograficamente textura intersertal a hialofítica, granulação muito fina, com matriz vítrea a microcristalina, basicamente composta por feldspato alcalino. Os plagioclásios representam 10 a 30% do volume da rocha e se apresentam levemente saussuritizados, com orientação decorrente do fluxo magmático. Piroxênios (5 a 10% da rocha) estão geralmente alterados em filossilicatos castanhos e minerais opacos associados. Há argilominerais e óxidos/hidróxidos de ferro preenchendo microfissuras nos fenocristais de feldspato.

Foto 1 - Conjunto persistente de juntas de cisalhamento de baixo ângulo paralelas à superfície de derrame - S₀ (latitos da Formação Serra Geral - Rod. Raposo Tavares a NNE de Timburi, setor noroeste - Afloramento 63)

Os derrames basálticos afloram continuamente a partir do vale do rio Paranapanema para norte e de Ourinhos para oeste, sendo raros a sul. Em geral, mantém contato inferior com os latitos. Ocorrências menores e descontínuas foram interpretadas a sul do rio Paranapanema como extensão lateral de afloramentos, em áreas de latossolo vermelho típico. Na região a SE de Ourinhos e a oeste do Reservatório Xavantes existe um derrame basáltico intercalado no pacote de arenitos Pirambóia-Botucatu, correspondendo a manifestação precoce do vulcanismo Serra Geral.

As rochas basálticas têm coloração cinza-acastanhado a marron-amarelado, estrutura compacta e granulação fina (textura fanerítica), sendo às vezes micro-porfiríticas. A sul de Piraju (afloramentos 50 e 53) apresentam disjunções colunares curvadas e inclinadas.

III.4 INTRUSIVAS DA ÁREA

As rochas intrusivas de interesse ao presente estudo compreendem corpos alcalinos, *sills* e diques de diabásio de idade eocretácica. Os corpos alcalinos constituem ocorrências isoladas situadas no setor sudeste (Jacupiranga, Juquiá, Pariqüera Açu e Registro), com formas circulares a elípticas, e com excelente resposta nos mapas aeromagnéticos (desenhos 3 e 5). Os diques de diabásio ocorrem como feixes de distribuição variada, que aumentam em número a partir do litoral, no sentido NW. Assim são os da Serra do Momuna (leste de Pariqüera Açu) e demais ocorrências dispersas pela parte sudeste da área, além da impressionante concentração verificada próximo à cidade de Guapiara. Os *sills* de diabásio são de distribuição mais restrita, intrudindo principalmente rochas neopaleozóicas (Fartura, Taguaí e Taquarituba), e em menor quantidade o Subgrupo Itararé.

III.4.1 Corpos Alcalinos

No setor sudeste localizam-se os maciços alcalinos do tipo central situados em sua porção mais a leste. Estão presentes os complexos de Jacupiranga e Juquiá, os maciços alcalinos de Pariqüera Açu e Barro Branco e a anomalia magnética de Registro (desenhos 1, 3 e 5). Os dois primeiros compreendem associações plutônicas de rochas máficas-ultramáficas alcalinas, estando presente peridotitos, piroxenitos, ijolitos, nefelina sienitos, álcali gabros e núcleos carbonatíticos. O maciço do Barro Branco (Vasconcelos *et al.* 1999) constitui pequena exposição de biotita-olivina gabros localizada 5 km a leste da borda sul do Complexo de Jacupiranga. Sua identificação deve-se a interpretação de forte anomalia magnética dipolar a partir de dados de aerolevantamentos (Vasconcelos *et al.*, *op. cit.*). Pariqüera Açu e Registro foram sugeridas por Ferreira & Algarte (1979) e Ferreira *et al.* (1987), também a partir do reconhecimento de anomalias magnéticas. Inicialmente supostas como duas novas ocorrências de eruptivas

alcalinas, somente a de Pariqüera Açu confirmou-se como tal. Esta constitui assim, um discreto centro alcalino formado principalmente por shonkinitos, malignitos e piroxenitos (Ferreira *et al. op. cit.*, Coutinho *et al.* 1998). Já a anomalia de Registro não tem afloramentos, achando-se em área totalmente tomada por sedimentos recentes do rio Ribeira de Iguape.

Tal grupamento de centros alcalinos e anomalias magnéticas já havia sido considerado por Almeida (1983) como integrantes da Província Alcalina do Arco de Ponta Grossa. Entretanto, formam um conjunto distinto das demais por apresentar idades eocretácicas, sendo condicionados por uma zona distensiva exclusiva orientada a NW, em paridade aos diques toleíticos. Fato interessante é que todas estas ocorrências situam-se dentro do Complexo Gnáissico-Migmatítico (domínio Costeiro), o que pode resultar da sua natureza tectônica distinta.

Ainda de destaque por sua importância, embora impossíveis de serem cartografados, são os diques de lamprófiros máficos eventualmente encontrados, e vez ou outra descritos na literatura (IPT 1985, 1989). No presente trabalho, pelo menos uma exposição não superior a um metro de largura permitiu o reconhecimento de um lamprófiro alcalino alterado atravessando outro dique de diabásio, junto aos migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico (afloramento 108 - Pariqüera Açu).

III.4.2 Sills de Diabásio

Os *sills* de diabásio de maiores extensões ocorrem principalmente junto às formações Rio Bonito e Irati, com pequenas exposições situadas inteiramente sobre rochas do Subgrupo Itararé. Ocorrem, em sua maior extensão, próximo ou sobre a zona axial do Alinhamento de Guapiara, cujos principais exemplares são o *sill* de Fartura e de Taquarituba, portadores das maiores espessuras conhecidas. Petrograficamente apresentam cores cinza médio a claro, que os diferem dos diabásios de diques, e normalmente de

textura mais grossa. Exibem bordas de resfriamento típica junto a sua base, com granulação crescente para as partes superiores.

III.4.3 Diques de Diabásio

Os diques de diabásio que integram o Alinhamento de Guapiara constituem a sua feição geológica mais notável. Inúmeros representantes ocorrem pela área e de há muito tem chamado a atenção de diversos pesquisadores. São normalmente associados cronologicamente (Renne *et al.* 1996) e geoquimicamente (Amaral *et al.* 1966, Piccirillo *et al.* 1987, 1988b, Pinese 1989, Turner *et al.* 1994, Stewart *et al.* 1996) aos derrames da Formação Serra Geral, e apresentam espessuras variadas de alguns centímetros a mais de 500 m. No geral são encontrados por toda a extensão do Alinhamento de Guapiara, embora formem feixes mais ou menos concentrados em determinados setores. Isso deve resultar tanto de condições favoráveis a sua exposição, como de um condicionamento local do fraturamento. Por outro lado, o padrão de distribuição de lineamentos magnéticos existente no Alinhamento de Guapiara mostra boa coincidência com a localização de diques mapeados, sobretudo nas áreas com levantamentos de detalhe, o que tem feito alguns autores generalizar a presença destes corpos baseado simplesmente na distribuição de lineamentos (Figura III.2).

Verifica-se que a presença dos diques de diabásio é muito diminuída na área de afloramento do Subgrupo Itararé (faixa central) sem que haja uma diminuição correspondente no número de lineamentos magnéticos. Contudo, esta distribuição heterogênea pode resultar de um conhecimento geológico ainda precário e heterogêneo, que os discriminaram mais em determinadas áreas. Onde ocorrem em maior densidade percebe-se que dispõem-se em feixes estreitos e descontínuos, quase sempre relacionados com anomalias magnéticas lineares. Assim, seu número poderá ser maior dependendo de detalhamentos geológicos futuros, a julgar pela distribuição mais homogênea de anomalias magnéticas que seguem em total

**Figura III.2 - Descontinuidades do Alinhamento Estrutural de Guapiara
(Diques de Diabásio + Anomalias Magnéticas)**

continuidade entre o limite de áreas com e sem diques aflorantes (Capítulo 5).

A grande maioria dos diques da região têm direção NW-SE, condicionados que são à estruturação regional. Entretanto, alguns poucos exemplares seguem as direções NE e ENE, alojando-se em fraturas associadas com estruturas que interferem sobre o conjunto principal do alinhamento. A clara identificação, sobretudo em fotos aéreas e imagens de satélite, é bastante facilitada em boa parte das rochas neopaleozóicas e arenitos mesozóicos. Nas demais rochas da Formação Serra Geral a sua presença também foi confirmada seccionando os derrames de latitos e, até mesmo os basaltos estratigraficamente superiores (cf. Zem-Gimenez 1996).

Quando frescos ou pouco alterados, os diabásios apresentam coloração cinza escura a preta, o que facilita a distinção dos exemplares provenientes de *sills*. Petrograficamente são invariavelmente diabásios que apresentam textura intergranular subofítica, por vezes porfirítica. Compõem-se de plagioclásios ripiformes milimétricos, piroxênios e opacos. A matriz é vítrea e ocupa espaços intergranulares. Pseudomorfos de olivina substituídos por filossilicatos verdes podem ocorrer esparsamente.

III.4.3.1 Modo de ocorrência

A grande quantidade de diques de diabásio encontrada permite generalizar a ocorrência de alguns tipos de feições, que parecem constituir um padrão para a área. No entanto, algumas diferenças entre o seu modo de ocorrência podem resultar dos diferentes litotipos atravessados em diferentes profundidades. As rochas do setor sudeste, por exemplo, são tipicamente de infra-estrutura, sendo neste local menos comum a formação de feições invasivas e que poderiam resultar de anisotropias locais. Do mesmo modo, os diques aqui parecem ser menos segmentados longitudinalmente, quando comparado aos existentes em áreas sedimentares, contudo sem serem necessariamente mais largos ou volumosos (Foto 2).

Foto 2 - Dique de diabásio vertical em corte transversal com cerca de 20 m de largura. Presente pequena apófise em sua margem direita (migmatitos - BR-116 entre Registro e Jacupiranga, setor sudeste - Afloramento 168)

Quase sempre os diques apresentam-se verticais a subverticais, mostrando razões comprimento/largura elevadas. Injeções na forma de apófises são comuns, podendo existir ainda *sills* partindo de uma das paredes do dique e estruturas arqueadas do tipo dobras de arrasto e sinclinais periféricas, junto aos contatos com rochas sedimentares (Foto 3). Porém, não foi observada brechação associada com as encaixantes. Desse modo, parecem ter intrudido em condições predominantemente passivas, com pressão magmática bem próximo ou igual à litostática reinante.

As feições associadas a diques mais freqüentemente observadas foram saltos ou degraus, em que a seção de corte apresenta-se com deslocamento lateral, **sugerindo** movimentação por atividade tectônica (transcorrente) após a consolidação do magma.

Facilmente são encontrados diques com uma extensão linear de quilômetros, sendo comuns exemplares com dezenas de quilômetros, como pode ser notado a oeste do reservatório Xavantes, a leste de Fartura e de Taquarituba, na região de Guapiara e próximo a Jacupiranga (Desenho 1). Entretanto, alguns exemplares apresentam além da extensão elevada, larguras que podem atingir centenas de

metros, de modo que sustentam algumas feições orográficas de destaque nas áreas planálticas, como espigões e pequenas serras. Um desses exemplares, perfeitamente orientado a N40W, ocorre sustentando a chamada Serra do Matão, situada 20 km a leste de Taquarituba. Outro, com perto de 50 km de extensão e cerca de 500 m de largura, forma um extenso espigão orientado a N45W a leste de Taguaí. Aflora descontinuamente desde NW de Taquarituba, passando a leste das cidades de Taguaí e Fartura, até atingir a Serra da Fartura, logo a norte da cidade homônima. Provavelmente constitui um dos mais volumosos diques do Alinhamento de Guapiara, além de acompanhar a orientação da Falha da Serra da Fartura (cf. Vieira 1973), preenchendo boa parte da extensão de seus planos formadores. Como se observa no mapa de anomalias magnéticas da região (Capítulo 5) coincide com uma profunda descontinuidade, reconhecível como uma intensa anomalia magnética linear. A este possante dique associam-se outros tipos de intrusões menores (*sills* e bismálitos) que partem do seu flanco SW formando um arranjo complexo, como as mostradas na Foto 3 (afloramento 41 - Taguaí). Outros diques desenvolvendo feições similares também são encontrados no feixe existente a oeste do reservatório Xavantes.

Ocorrências igualmente interessantes são diques que passam longitudinalmente à falhas, quase sempre normais, encontrados no setor noroeste (próximo a Fartura, Taguaí e Taquarituba) representados no Desenho 1 e em mapas de maior detalhe utilizados na síntese geológica. Indicam sincronismo entre as atividades magmática e tectônica, devido à orientação dos tensores distensivos serem coincidentes para ambas as feições. São particularmente reconhecíveis na faixa de afloramento das seqüências neopaleozóicas da Bacia do Paraná, situadas logo acima do Subgrupo Itararé, pois estas constituem bons marcadores estratigráficos.

Foto 3 - Arqueamentos associados com intrusão de bismálito de diabásio (estrutura em gaivota) próximos a grande dique de diabásio posicionado à esquerda da fotografia (siltitos da Formação Teresina - Rod. Taquarituba - Taguaí, setor noroeste - Afloramento 41)

Pode-se notar que as falhas em questão passam de orientação NNW, no segmento extremo-leste da faixa neopaleozóica, para cerca de N50W em direção oeste, onde alinham-se em posição subparalela, e coincidem com os diques de diabásio da porção axial do Alinhamento de Guapiara, próximo a Fartura. Do mesmo modo, foram também mapeados diques ocupando planos de falhas em outras áreas do alinhamento (CPRM 1982), de modo ser esta uma associação bem comum. No setor sudeste também foi observada situação semelhante, mas neste caso envolvendo falhas direcionais, não necessariamente contemporâneas aos diques. No Complexo Turvo-Cajati (afloramento 106 - Jacupiranga) um dique de diabásio de 1 m de largura ocorre em uma zona de falha transcorrente, bem marcada por uma ampla estrutura em flor (Foto 4). Neste caso, não há como se determinar a real cronologia entre tais feições, embora a falha em questão pareça condicionar a sedimentação de unidades cenozóicas (Formação Pariqüera Açu) que ocorre logo a nordeste, sendo pois ativa após a intrusão do dique.

Foto 4 - Falha transcorrente dextral N50W/Vert com estrutura em flor negativa. Presente duas camadas de xistos negros intercaladas em mármore, deslocadas conforme rejeito normal no centro da zona de falha. Lado direito da fotografia dique de diabásio de atitude N60W/Subvertical (Complexo Turvo-Cajati - Estrada Pariqüera Açú - Jacupiranga, setor sudeste - Afloramento 106)

Já nos migmatitos (afloramento 174 - Juquiá) ocorre uma associação complexa entre diques e um *sill* estreito de diabásio. Na Foto 5 observa-se um dique de diabásio que parece lançar uma apófise que ocupa um plano de fratura discordante da foliação do migmatito, e que limita a parte inferior do dique. O dique, neste caso, **não** continua para baixo, sendo provavelmente formado por fluxo magmático horizontal.

No mesmo afloramento existe outro dique de diabásio e um estreito *sill*, ambos inclinados e dispostos em padrão *en echelon*, com deslocamentos por saltos ou degraus (Foto 6). O arranjo geral mostrado pelas intrusivas segmentadas delineia uma estrutura em flor, revelada por traços de planos de uma provável falha transcorrente transpressiva **anterior**, que atingiu larga área do afloramento. Neste caso, a segmentação devido aos saltos seria resultado de mudanças na orientação do esforço compressivo mínimo

(σ3) ao longo da direção de propagação do magma nas fraturas, provavelmente favorecido pela presença das descontinuidades apresentadas. Anderson (1951) e Delaney & Pollard (1981) interpretam a formação de arranjo *en echelon* desse modo, o que geraria segmentação e deslocamentos aparentes observados freqüentemente em corpos tabulares, conforme a Figura III.3. Desse modo, considerando os diques (fotos 5 e 6) e o *sill* pode-se suspeitar que sua formação se deu em uma zona de falha através de fluxo magmático predominantemente lateral, que teve alterada ligeiramente sua direção de propagação junto a descontinuidades pré-existentes.

Foto 5 - Dique de diabásio N43W/88NE em corte transversal. Truncado (porção inferior) por plano de falha preenchido por apófise da mesma composição (migmatitos - BR-116 a SE de Juquiá, setor sudeste - Afloramento 174)

Foto 6 - Dique (acima) e *sill* de diabásio inclinados em corte transversal arranjados em *en echelon*. Lado direito da foto nota-se um escalonamento por salto contínuo no *sill*. É sugerido o contorno de uma estrutura em flor negativa (migmatitos - BR-116 a SE de Juquiá, setor sudeste - Afloramento 174)

Figura III.3 - Mudança na orientação de abertura (σ_3) de um dique ao longo de sua direção de propagação (Delaney & Pollard 1981)

IV A INFORMAÇÃO RADIOMÉTRICA

A Figura IV.1 representa a área de ocorrência de rochas magmáticas relacionadas com o Alinhamento de Guapiara, e a localização das amostras obtidas para determinações até agora realizadas. Pode-se concluir que o número é pequeno considerando-se a extensão da área. Contudo, as determinações abrangem os diferentes modos de ocorrência existentes, contemplando diques, *sills*, derrames e complexos intrusivos alcalinos. No presente trabalho todos os valores de idade reportados estão de acordo com as atuais constantes de decaimento radiativo, conforme recomendação de Steiger & Jaeger (1977), incluindo aqueles obtidos anteriormente e que foram recalculados por Sonoki & Garda (1988).

IV.1 COMPLEXOS E MACIÇOS ALCALINOS

A primeira referência a idades de complexos alcalinos de interesse à área aqui enfocada deve-se a Amaral *et al.* (1967). Estes autores obtiveram idades K/Ar pioneiras para os complexos ultramáfico-alcalino-carbonatíticos de Jacupiranga e Juquiá (outroa Serrote). Do Complexo de Jacupiranga foram reportados resultados de análises de minerais de cinco amostras, incluindo nefelina sienito (bitotita), carbonatito (flogopita), piroxenito (feldspato) e jacupiranguitos (rocha total e piroxênio). Os valores recalculados são: $134,1 \pm 4,6$; $135,9 \pm 6,8$; $137,3 \pm 5,2$; $139,7 \pm 7,1$ e $191,6 \pm 14,6$ Ma. Para o Complexo de Juquiá foram analisados nefelina sienito (rocha total) e sienitos (biotita e feldspato), cujos respectivos resultados são: $132,6 \pm 4,2$; $148,2$ e $162,6 \pm 4,7$ Ma (Sonoki & Garda *op. cit.*).

Outros valores de idades K/Ar obtidos a partir de sienitos e biotitas foram citados para o Complexo de Juquiá por Born *et al.* (1972). Tais autores discutem resultados preliminares,

Figura IV.1 - Determinações Radiométricas de Interesse ao Alinhamento Estrutural de Guapiara

reconhecendo a existência de dois conjuntos discrepantes de idades, um deles eocretácico em torno de 132 Ma, e outro mais antigo. Sonoki & Garda (*op. cit.*) fornecem resultados analíticos K/Ar para este complexo, entre os quais se percebe a mesma dispersão de valores.

Amaral (1978) apresentou novos resultados K/Ar para Jacupiranga, elevando para quarenta e cinco o total de determinações conhecidas para este complexo. O conjunto envolve determinações isotópicas em rocha total, biotita, flogopita, feldspatos, nefelina e piroxênio.

A Figura IV.2 apresenta um diagrama sintético comparativo que ilustra a distribuição preferencial de idades K/Ar existente até o presente para os dois complexos.

Figura IV.2 - Idades K/Ar dos complexos alcalinos de Jacupiranga e Juquiá, com média dos resultados mais freqüentes (valores recalculados por Sonoki & Garda 1988)

Por sua vez, Roden *et al.* (1985) apresentam uma isócrona mineral Rb-Sr para o carbonatito de Jacupiranga, que forneceu idade de 131 ± 3 Ma ($R_0 = 0,70501 \pm 0,00006$), muito próximo dos valores K/Ar mais freqüentes obtidos para outras rochas do complexo.

Já Ferreira et al. (1987) apresentaram uma única determinação K/Ar em rocha total para a intrusão de Pariqüera Açu, cuja cifra de 200 ± 3 Ma sugere incorporação de argônio à amostra analisada, visto ser demasiadamente elevada e totalmente fora do contexto regional, considerando-se os demais complexos vizinhos. Tal resultado nos motivou à confecção de uma isócrona Rb/Sr apresentada e discutida a seguir.

IV.1.1 Idade de Pariqüera Açu

A intrusão alcalina de Pariqüera Açu é um pequeno maciço com cerca de 2,5 X 3,5 km de exposição, orientado na direção N40W, no qual expõem-se descontinuamente shonkintos, malignitos, álcali piroxenitos e raros nefelina sienitos. Tais rochas ocorrem na localidade de Pariqüera Mirim, localizada a 10 km a leste da cidade de Pariqüera Açu (Desenho 1).

A boa qualidade dos afloramentos do maciço de Pariqüera Açu, aliada à natureza máfica-alcalina apresentada pelas amostras, favoreceu a escolha de sete exemplares shonkintos para análise Rb/Sr. Embora os shonkintos apresentem-se textural e mineralogicamente homogêneos, existem variações sutis na distribuição dos minerais máficos e félsicos que permitiram a análise isotópica em rocha total para Rb e Sr, conforme se verifica na Tabela 1.

	Nº Amostra/Nº Campo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86		Sr87/Sr86	
1	13497 / DL-137B	105,13	803,93	0,3784	0,0031	0,70600	0,00008
2	13498 / DL-141A	217,20	627,90	1,0010	0,0280	0,70830	0,00009
3	13499 / DL-135A	172,90	626,90	0,7990	0,0230	0,70685	0,00008
4	13500 / DL-135B	294,80	543,40	1,5700	0,0440	0,70852	0,00009
5	13501 / DL-135C	195,60	576,80	0,9810	0,0280	0,70711	0,00009
6	13502 / DL-141B	203,80	512,50	1,1510	0,0330	0,70744	0,00008
7	13503 / DL-141C	232,80	541,90	1,2430	0,0350	0,70768	0,00008

Tabela IV.1 - Resultados analíticos Rb/Sr para shonkintos de Pariqüera Açu

Nela estão os resultados analíticos para Rb e Sr, bem como as razões isotópicas obtidas para as amostras de shonkinitos provenientes das exposições assinaladas no Desenho 1. A homogeneidade apresentada pelos exemplares escolhidos, aliada à proximidade dos pontos de coleta em afloramento, garantem sua cogeneticidade, o que pode ser atestado pelos resultados obtidos.

Como pode ser notado na Tabela 1, as combinações dos parâmetros encontrados forneceram valores de Rb^{87}/Sr^{86} e Sr^{87}/Sr^{86} favoráveis à construção de uma isócrona, apresentada na Figura IV.3. Obteve-se um excelente alinhamento utilizando-se seis amostras, cujos pontos definiram uma reta de inclinação correspondente à idade de **142,1 ± 7,3 Ma**. A validade desta determinação pode ser estimada pelos bons níveis de correlação linear $R = 0,99528$ e $MSWD = 0,7308$ obtidos. O valor encontrado para a razão inicial ($R_0 = 0,705203 \pm 0,00010$) confirma uma derivação mantélica, sem indicar contaminação por material crustal para a intrusão de Pariqüera Açu. Uma única amostra (ponto 2, DL-141A) não foi incluída no cálculo da isócrona. Tal amostra é muito semelhante quanto a composição mineral e petrografia a outras duas também investigadas (DL-141B e DL-141C), sendo todas obtidas essencialmente da mesma área de exposição. A julgar pelos teores de Rb e Sr obtidos para o trio analisado (Tabela 1), a razão isotópica Rb^{87}/Sr^{86} da amostra DL-141A provavelmente foi minorada por excesso de Sr, o que comprometeu um melhor alinhamento entre os pontos 2, 6 e 7 e, de resto, entre os demais da isócrona (Figura IV.3). Mesmo após reanálise, suas razões isotópicas inicialmente obtidas foram confirmadas. Por outro lado, os resultados encontrados para as demais amostras (DL-137B, DL-135A, DL-135B e DL-135C) confirmam a vinculação genética do conjunto, além de mostrar coerência entre a distribuição dos valores isotópicos. Assim, preferiu-se eliminar a amostra referente ao ponto 2 do cálculo realizado de modo a minimizar os fatores que

Figura IV.3 - Diagrama isocrônico de shonkinitos de Pariqüera Açu

aumentassem a incerteza e afetassem o valor da idade para o Maciço de Pariqüera Açu.

Quando se considera o resultado aqui apresentado e, de modo favorável, a margem de erro envolvida, aliado à natureza magmática peculiar e proximidade espacial, pode-se concluir que o magmatismo em Pariqüera Açu deve ter sido contemporâneo aos demais complexos vizinhos. Apesar de sua natureza alcalina potássica, Pariqüera Açu é mais um dentre vários centros de manifestação alcalina neocomianos, integrante da primeira fase de ativação tectonomagmática no Mesozóico ocorrida no Brasil Meridional, como proposto anteriormente por Almeida (1971).

IV.2 VULCÂNICAS

As determinações radiométricas de rochas vulcânicas (Formação Serra Geral) de interesse à área do Alinhamento de Guapiara são em número reduzido e, em geral, acompanham os valores apresentados pelos demais conjuntos litológicos eocretácicos (Figura IV.4). Basicamente referem-se às exposições próximas às cidades de Fartura e Piraju, no setor noroeste da área, compreendendo rochas vulcânicas félsicas e máficas. Apenas uma

amostra proveniente de derrame da Bacia de Santos acha-se aqui referida pela sua contemporaneidade com rochas equivalentes da área continental.

Raposo (1987) apresenta resultados K/Ar de quatro amostras de derrames máficos e félsicos da região próxima a Piraju, os quais foram também interpretados por Piccirillo *et al.* (1987). Foram analisados plagioclásios de andesi basaltos e feldspatos de riódacitos compreendendo os dois litotipos vulcânicos existentes na região. Apenas um resultado - 79 ± 3 Ma - mostra grande discrepância se comparado aos demais valores já obtidos para a Formação Serra Geral. No entanto, três resultados interessam diretamente ao presente estudo, devido aos valores apresentarem proximidade com os demais aqui reportados.

Duas amostras de riódacitos pórfiros da base da seqüência vulcânica apresentaram 134 ± 6 e 133 ± 6 Ma, enquanto outra de andesi basalto correspondendo a um derrame estratigraficamente superior apresenta 122 ± 7 Ma. Apesar do limitado número de amostras envolvido, os valores dispõem-se de modo coerente com respeito à estratigrafia vulcânica, existindo a possibilidade dos resultados revelarem ainda um discreto hiato temporal existente entre as manifestações félsicas e máficas.

Turner *et al.* (1994) apresentam uma isócrona $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ em rocha total para riolitos próximos a Piraju, que forneceu idade de $128,7 \pm 1,1$ Ma, valor que se aproxima do conjunto de valores K/Ar referidos atrás.

Fodor *et al.* (1984) citam resultados de determinações K/Ar no domínio das bacias costeiras da região sudeste, destacando-se uma determinação obtida em rocha total recuperada de sondagem (SPS-4A) na Bacia de Santos (Figura IV.1), que forneceu $138,1 \pm 3,5$ Ma coerente, portanto, com o verificado para a área continental adjacente.

IV.3 INTRUSIVAS

As determinações radiométricas envolvendo intrusivas do Alinhamento de Guapiara são em número maior do que aquelas divulgadas para as rochas vulcânicas. Acham-se concentradas, na sua maioria, no setor noroeste da área, compreendendo tanto idades K/Ar como resultados recentes considerados mais precisos provenientes da técnica $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ referidas atrás.

Figura IV.4 - Idades K/Ar e Ar/Ar de interesse ao Alinhamento de Guapiara

Rocha-Campos *et al.* (1988) referem-se ao *sill* de Angatuba (Fúlfaro 1967) que apresenta uma determinação K/Ar em rocha total fornecendo $132,5 \pm 6,8$ Ma. Pinese (1989) apresenta resultados de três determinações K/Ar de diques de diabásio próximos a Itaporanga, Ribeirão Branco e Guapiara. Tais determinações envolveram, respectivamente, uma análise em rocha total, com $125,1 \pm 5,5$ Ma, e duas em plagioclásios, com $127,6 \pm 5,6$ e $143,7 \pm 6,3$ Ma. Considerando as margens de erro apresentadas, tais resultados são, de certo modo, de boa qualidade, a julgar pela concordância com os demais aqui reportados.

Renne *et al.* (1996) apresentam cinco determinações $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ em plagioclásios de diques provenientes da região de Fartura.

Conforme destacam os autores, os resultados comprovam uma notável equivalência entre as técnicas de idade platô e isocrônica, definindo uma idade perfeitamente concordante entre si e coincidente com **131 Ma** para o magmatismo formador dos diques de Fartura.

IV.4 SÍNTESE

Diante do quadro geocronológico representado pelo conjunto de idades, envolvendo os diversos produtos do magmatismo eocretácico, pode-se definir seguramente um importante período de atividade magmática concentrado no andar Neocomiano.

Considerando a extensão da região, a diferença no magmatismo e as margens de erro analítico aqui relatadas, verifica-se haver certo sincronismo entre o magmatismo alcalino e a atividade maior toleítica, concentrando-se, em geral, entre 130-135 Ma. Entretanto, a ligeira diferença verificada entre a moda das idades dos corpos alcalinos com as demais ocorrências do alinhamento, mais o resultado de Pariqüera Açu, parece indicar uma certa anterioridade do magmatismo alcalino na evolução do Alinhamento de Guapiara. Por outro lado, as ocorrências de rochas alcalinas concentram-se no extremo sudeste da área, relativamente distantes dos diques e rochas vulcânicas analisadas, o que impede uma observação inequívoca das relações de contato. Além disso, à luz dos dados aqui reportados, não é possível identificar se houve migração de fontes magmáticas com o tempo longitudinalmente pela área, tal como sugerido para a província Paraná-Etendeka por Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al.* (1996). De todo o modo, serão necessárias novas determinações radiométricas, sobretudo alcançando diques de diabásio do setor sudeste da área, mas utilizando-se técnicas de análise mais refinadas, e que apresentem menor margem de erro analítico associada, como o método $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$.

V A INFORMAÇÃO GEOFÍSICA

Neste capítulo estão descritos os procedimentos envolvidos na análise e interpretação de dados gravimétricos e aeromagnéticos disponíveis para a área do Alinhamento de Guapiara. A interpretação foi realizada a partir de mapas de contorno integrados para toda a extensão da área, visando a identificação de estruturas de abrangência regional.

V.1 PROCEDIMENTOS EMPREGADOS

Devido à natureza das grandezas representadas (campos potenciais) e à grande quantidade de informações, o processamento dos dados geofísicos foi realizado com o uso de programas computacionais específicos. Os dados de cada projeto foram inicialmente interpolados para diversas malhas regulares, buscando-se obter mapas de contorno com desenho de curvas suavizadas e com o mínimo de ruído possível. Os mapas de anomalias magnéticas na área terrestre foram gerados a partir de uma malha quadrada de 250 X 250 m, e na plataforma continental de 1000 X 1000 m. Ambos foram interpolados segundo o método da curvatura mínima. No gravimétrico foi utilizada malha de 500 X 500 m, com interpolação através de krigagem. O principal objetivo foi discriminar estruturas da infra-estrutura, ou que interfiram no traçado do Alinhamento de Guapiara, de modo a destacar além daquelas de direção NW, as NE.

Todos os mapas foram confeccionados utilizando-se sombreamento, visando realçar anomalias lineares. Nesta técnica, uma fonte de iluminação é simulada à distância infinita a partir de um azimuth e inclinação sobre o horizonte, posicionados de modo conveniente nos quadrantes NE ($Az=45^\circ$, $I=45^\circ$) e NW ($Az=330^\circ$, $I=35^\circ$). Como resultado, há um realce de tendência de anomalia nas direções ortogonais à iluminação, de modo que se percebem feições

lineares em número, extensão e definição superiores aos métodos de análise tradicionais. Tal procedimento é particularmente interessante para destacar anomalias magnéticas, que invariavelmente refletem o padrão de fraturamento em mais de uma direção. Assim, cada par de imagens sombreadas foi posteriormente mesclado em uma única que realça duas direções. Contudo, a qualidade dos resultados depende, além do processamento, dos parâmetros empregados na obtenção dos dados, envolvendo a densidade e distribuição regular das leituras.

Bons resultados do emprego desta técnica para o reconhecimento de diques máficos e interpretação tectônica foram obtidos para o escudo canadense (Schwarz *et al.* 1987) e oeste australiano (Boyd & Tucker 1990) a partir de dados de levantamentos aeromagnéticos. Recentemente foi elaborado um mapa para o território brasileiro (CPRM 1996) baseado em técnica similar. Apesar dos parâmetros utilizados, percebe-se que a análise é vantajosa para a identificação de fontes magnéticas rasas, quando comparada com as técnicas tradicionais de interpretação magnética a partir de mapas de contorno e/ou perfis, pois é capaz de discriminar melhor a geometria e arranjo do fraturamento, resultado da identificação de número maior de anomalias.

V.1.1 Sinal Analítico

O Sinal Analítico é um procedimento matemático para emprego em campos potenciais que melhora a representação de anomalias em mapas, favorecendo sua interpretação. Sua aplicação destina-se sobretudo para campos magnéticos e visa gerar uma função analítica simétrica a partir do sinal original, de modo que os picos de intensidade situam-se sobre o corpo que produziu a anomalia. Assim, tem a vantagem de localizar precisamente os limites das fontes geradoras de anomalia, notadamente prismas magnetizados (diques), pois discrimina os maiores gradientes magnéticos (maior contraste magnético), segundo máximos de intensidade.

A Figura V.1 exemplifica a transformação do sinal magnético original em sinal analítico, medida pela sua amplitude. Observa-se que o máximo de amplitude situa-se junto às bordas do prisma magnetizado que produz a anomalia, onde normalmente fica o maior contraste magnético.

Figura V.1 - Resultado da aplicação do sinal analítico em uma anomalia magnética junto à borda de um dique de diabásio (Roest et al. 1992).

Nabighian (1972) formulou originalmente o sinal analítico como um modo de otimizar a interpretação magnética para corpos bidimensionais. Posteriormente sua aplicação foi ampliada para corpos 3D (Nabighian 1984, Roest et al. 1991), tendo sido para aplicações em gravimetria (Hansen et al. 1987). O processamento do sinal analítico envolve duas derivadas aplicadas ao vetor campo (M) nas direções X-Y (horizontais) e uma na vertical, de modo que sua amplitude é dada simplifcadamente por:

$$|A(x,y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}$$

Uma vantagem decorrente do uso sinal analítico é que ele representa uma grandeza escalar, não dependendo da orientação do campo magnético terrestre, nem da direção de magnetização original da fonte. Mede, portanto, a **intensidade** magnética do corpo magnetizado.

Durante a etapa de processamento matemático, os dados foram também filtrados para diferentes altitudes (continuação para cima) no sentido de se atenuar a influência das altas frequências, e minorar o sinal de fontes magnéticas rasas. Neste caso, o objetivo foi verificar a localização de anomalias geradas por fontes profundas.

V.2 AQUISIÇÃO E PROVENIÊNCIA DOS DADOS

V.2.1 Gravimétricos

Os dados gravimétricos empregados são provenientes dos levantamentos do mapa gravimétrico do Estado de São Paulo (IPT 1985, 1987), incluindo pequenas porções vizinhas do Estado do Paraná, e o detalhamento realizado na Planície Costeira entre Cananéia e Iguape (Souza 1995). Foram gentilmente cedidos pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT e pelo seu autor (L.A.P.Souza), respectivamente.

V.2.2 Aeromagnetométricos

Os mapas de anomalias magnéticas foram gerados a partir de quatro projetos, articulados conforme a Figura V.2, onde é mostrada a orientação das linhas de vôo. São eles: 1 - Bauru (Paulipetro 1980), 2 - Botucatu (Paulipetro 1980), 3 - São Paulo - Rio de Janeiro (CPRM 1978) e 4 - Plataforma Continental Sul (Petrobrás 1970). Foram gentilmente cedidos pelo IPT (1 e 2), Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais-CPRM (3) (através da atenciosa intervenção do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo - IAGUSP) e Petrobrás (4).

Os dois levantamentos situados mais a noroeste da área e aquele situado na plataforma continental sudeste, objetivaram a

Figura V.2 - Articulação dos levantamentos aeromagneto-
métricos sobre o Alinhamento de Guapiara

pesquisa de petróleo nas bacias do Paraná e de Santos, enquanto o terceiro compreendeu a área precambriana. Originalmente existiu alguma sobreposição junto aos limites dos levantamentos, mas que foi suprimida na apresentação aqui feita.

Os dados aeromagnéticos utilizados foram obtidos com as seguintes especificações:

1 - Projeto Bauru

- Direção das linhas de vôo (LV) - N30W
- Espaçamento entre as linhas de vôo - 2000 m
- Altura de vôo - 450 m
- Intervalo entre as medidas - 62 m
- Espaçamento das linhas de controle - 20 km
- Direção das linhas de controle - N60E

2 - Projeto Botucatu

- Direção das linhas de vôo (LV) - NS
- Espaçamento entre as linhas de vôo - 2000 m
- Altura de vôo - 450 m
- Intervalo entre as medidas - 100 m
- Espaçamento das linhas de controle - 20 km
- Direção das linhas de controle - EW

3 - Projeto São Paulo - Rio de Janeiro

- Direção das linhas de vôo (LV) - NS
- Espaçamento entre as linhas de vôo - 1000 m
- Altura de vôo - 150 m
- Intervalo entre as medidas - 100 m
- Espaçamento das linhas de controle - 10 km
- Direção das linhas de controle - EW

4 - Projeto Plataforma Continental Sul

- Direção das linhas de vôo (LV) - Perpendicular à linha de costa
- Espaçamento entre as linhas de vôo - 5 km
- Altura de vôo - 700 m
- Intervalo entre as medidas - 60 m
- Espaçamento das linhas de controle - 25 km
- Direção das linhas de controle - Paralela à linha de costa

Os dados provenientes da área marinha provém de uma malha NS-EW 1000 X 1000 m obtida diretamente a partir de mapas de contorno, o que comprometeu o reconhecimento de feições menores. Por outro lado, o menor espaçamento das linhas de vôo do Projeto São Paulo - Rio de Janeiro aumenta a resolução dos mapas, favorecendo a identificação de anomalias geradas por fontes magnéticas menores e mais próximas à superfície, como as geradas por diques de diabásio, falhas e/ou fraturas. Assim, a análise aqui empreendida é essencialmente qualitativa, não envolvendo quantificação nem reamostragem de dados. Desse modo, a interpretação e conclusões aqui obtidas referem-se à área dos respectivos projetos, devendo-se reparar nos seus limites, onde pode ocorrer uma discreta mudança no traçado de algumas curvas.

V.4 ESTRUTURAS INTERPRETADAS

V.4.1 Por Gravimetria

A Figura V.3 ilustra as anomalias bouguer e sinal analítico obtidos para o Alinhamento de Guapiara. Nota-se que existe um lineamento de direção N50W marcando a sua posição. O padrão de anomalias bouguer caracteriza-se por fortes gradientes laterais para SW e NE, enquanto o sinal analítico destaca exclusivamente o efeito da infra-estrutura próxima do alinhamento, sendo neste caso mínima a influência regional. Indica a concentração elevada de rochas intrusivas básicas subaflorantes, sugerida pela coincidência entre os contornos dos *sills* de Fartura e Taquarituba (Desenho 1).

A NNE ocorre uma ampla região caracterizada por baixos gravimétricos, em sua maior parte coincidente com a Bacia do Paraná. Já a SSW ocorre uma área tomada por valores mais altos, coincidindo com o Arco de Ponta Grossa. Neste caso, percebe-se o seu contorno seguindo em direção sudeste, tornando-se paralelo ao

Figura V.3 - Mapa de anomalia Bouguer e sinal analitico do Alinhamento de Guapiara

litoral. É neste local onde ocorrem as maiores anomalias gravimétricas da região, contidas no domínio costeiro.

Percebe-se que a localização dos corpos alcalinos da região do Baixo Rio Ribeira também coincide com áreas de fortes anomalias gravimétricas, destacando-se o Complexo de Jacupiranga. A maior proximidade entre os corpos alcalinos, e destes com a zona axial do alinhamento, acentua o sinal gravimétrico local, destacando uma região anômala mais larga próxima a costa. Seu efeito torna-se bem visível no mapa do sinal analítico da Figura V.3.

Percebe-se ainda que o lineamento gravimétrico que marca o Alinhamento de Guapiara acha-se interceptado por outras estruturas transversais, também marcadas por valores mais elevados, sugerindo deslocamento lateral na sua crista.

V.4.1.2 Planície Costeira

A região da Planície Costeira entre Cananéia e Iguape foi detalhada por gravimetria por Souza (1995), que identificou duas pequenas depressões junto a linha de costa, formadoras do denominado Grábem de Cananéia. Conforme o autor, a depressão situada a SW teria seu fundo basculado para NW, enquanto a situada mais a NE mergulharia para SE.

O mapa gravimétrico detalhado da área (Figura V.4) mostra uma delas situada 10 km a sul de Pariquêra Açu, balizada por um segmento com perto de 12 km na direção WNW, definido por um alto gradiente gravimétrico e sugerindo um plano de falha de alto ângulo. Esta estrutura acha-se conectada com segmentos de características semelhantes, desenhando um bloco de seção rômica.

A norte desta depressão está um alto gravimétrico orientado com a zona axial do Alinhamento de Guapiara. A NE deste alto ocorre a outra depressão aberta para o mar, representada por um baixo gravimétrico mais discreto localizado imediatamente a sul de Iguape, e cujo substrato acha-se basculado para SE. Devido a proximidade e contexto estrutural semelhante, é provável

Mapa Gravimétrico

Estações gravimétricas

Baixo Gravimétrico relativo

Figura V.4 - Planície Costeira Cananéia-Iguape

que represente, em terra, a extensão do Grábem de Iguape apresentado no Capítulo III (Figura III.1).

V.4.2 Por Aeromagnetometria

Observa-se nos mapas de anomalias magnéticas que o Alinhamento de Guapiara tem largura média de 50 km, medida tomada entre os complexos de Juquiá e Jacupiranga. É caracterizado por um conjunto de lineamentos magnéticos subparalelos, orientados na direção NW, que seguem até a área marinha (desenhos 2 e 3). Existem também centros de convergência das linhas de contorno no setor sudeste, indicando fortes anomalias (desenhos 3 e 5) centradas nos corpos alcalinos.

Os lineamentos magnéticos refletem descontinuidades (fraturas) preenchidas por material magnetizado. Entretanto, considerando a quantidade de diques de diabásio orientados a NW, é altamente sugestiva a associação entre as duas feições. Percebe-se que há ainda uma faixa central com pouco mais de 15 km de largura mais densamente ocupada por lineamentos magnéticos, onde são mais freqüentes os diques de diabásio. Esta faixa atravessa toda a área, desde Ourinhos - a NW - até Iguape, a SE, sendo balizada pelas anomalias circulares de Pariqüera Açu e Registro. Como visto, corresponde ao eixo do alinhamento ou o ápice da estrutura em arco assinalada atrás, tendo sido no passado referido de modo simplificado como um único lineamento.

Magneticamente o Alinhamento de Guapiara caracteriza-se pelo relevo mais movimentado do que nas áreas vizinhas, com linhas de contorno orientadas em geral a NW, e que são tanto mais cerradas quanto mais estruturado for o segmento analisado. Por toda a sua extensão percebe-se que as anomalias são delineadas por dipólos magnéticos, cuja polaridade é normal (valores negativos em azul, na parte sul, e positivos em vermelho, na norte), indicando condições semelhantes de magnetização durante sua formação no Neocomiano. A única exceção notável é o complexo alcalino de Juquiá (Desenho 3) que tem a posição dos dipólos invertida. Embora

tal mudança possa ser atribuída à influência do campo geomagnético atual, ela pode refletir uma das variações do campo no Cretáceo Inferior, devido à alta frequência das reversões àquela época. Neste caso, a idade estimada para o complexo (132,8 Ma, Valanginiano Superior) coincide com uma reversão conhecida (Gradstein et al. 1995). Contudo, a margem de erro atribuída às idades do Complexo de Juquiá não permite uma única conclusão.

As fontes magnéticas, em geral, orientam-se de modo subparalelo à direção do alinhamento. No entanto, podem sofrer deflexões no seu traçado, definindo áreas com um padrão amendoado alongado ou losangulares, bem reconhecíveis nos mapas apresentados. Em algumas zonas o padrão apresentado pelas linhas de contorno acompanha as direções NE e ENE, sendo também mais ou menos reconhecíveis por toda a extensão da área.

V.4.2.1 Setor Noroeste

Na região de Ourinhos (desenhos 2 e 4) uma estrutura bem discreta pode ser interpretada na direção N65E (OUR). Sugere discreta movimentação destal na zona axial do Alinhamento de Guapiara. Na sua continuação para norte curva-se suavemente para a direção N40E.

Pouco mais a sul outra anomalia interpretada (XAV) passa perto da cidade de Xavantes (desenhos 2 e 4). Segue por N40E e afeta com deslocamento destal o eixo do Alinhamento, continuando na direção subparalela à primeira. Mais para sul ocorrem duas estruturas paralelas na direção N50E (FAR1 e FAR2), que sugerem também movimentação destal, uma a norte e outra a sul da cidade de Fartura.

Próximo a cidade de Itapeva nota-se a mais evidente das anomalias magnéticas do setor noroeste, disposta na direção EW-NE (ITA). Ocorre inteiramente sob o Grupo Itararé, sem apresentar feições superficiais associadas. Pelo modo como interage com o eixo do alinhamento, é seccionada pelas estruturas NW. Sua continuação para leste em terrenos proterozóicos não é nítida,

embora oriente-se em direção à zona de cisalhamento de Taxaquara, pelo que se conclui da análise de mapas geológicos de síntese (Bistrichi et al. 1981, 1995).

V.4.2.2 Setor Sudeste

Próximo a Guapiara ocorrem duas anomalias pouco extensas coincidindo com o traçado de falhas transcorrentes (GUAW e GUAÉ), bem notáveis nos mapas aeromagnéticos (desenhos 1, 3 e 5). Aquela situada mais a leste (GUAÉ) sugere movimentação destrai sobre o eixo do Alinhamento de Guapiara.

Dois outros lineamentos de direção NE e ENE, também coincidentes com zonas de cisalhamento, são observados no Desenho 5. Coincidem com os lineamentos Agudos Grandes (AGR) e Lancinha-Cubatão (LAN-CUB), ambos sem definição do modo como interferem no Alinhamento de Guapiara.

Um lineamento magnético de direção NE pode ser notado discretamente ligando as anomalias circulares de Jacupiranga e Registro. Nota-se, neste caso, que sua extensão é limitada, e que ele é segmentado na altura do complexo, indicando ter sido atravessado pelas intrusivas. De modo semelhante, percebe-se outro lineamento que parte do Complexo de Juquiá e segue na direção ENE. Uma outra feição análoga, mas com desenho pouco mais difuso é vista atingindo o Maciço de Pariquêra Açú pelo seu lado SW. Em posição paralela também se nota um lineamento margeando a costa próximo ao canal que separa a Ilha Comprida do continente. Atravessa o eixo do Alinhamento e inflete suavemente para o mar na altura de Iguape. Todas estas falhas apresentam direção paralela à zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão.

Confrontando-se o traço de todos estes lineamentos descritos para ao setor sudeste com o mapa geológico (Desenho 1), percebe-se a quase total coincidência dos mesmos com falhas já cartografadas, demonstrando a boa resposta magnética dessas estruturas.

V.4.3 Feixes de Diques Máficos Interpretados

Quando se compara o padrão de anomalias magnéticas NW (desenhos 4 e 5) com o conjunto de diques de diabásio mapeados (Desenho 1), nota-se haver uma boa coincidência espacial entre ambos (Figura III.2). Observa-se que os lineamentos independem da presença de cobertura sedimentar fanerozóica, ao passo que o número de diques é nitidamente maior na área de rochas pré-cambrianas. A partir da latitude de Fartura e Itaí para N afloram as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, que atenuam em parte o sinal magnético, dificultando o reconhecimento de lineamentos. Já no setor sudeste, destaca-se muito bem uma faixa mediana portadora de grande quantidade deles.

Tal qual para as anomalias magnéticas, ocorre maior quantidade de diques mapeados ao longo do eixo do Alinhamento de Guapiara. Verifica-se que os mesmos estão concentrados entre Xavantes, Fartura e Taquarituba e entre Itapeva, Guapiara e Iguape. Estas áreas são caracterizadas não só pela maior quantidade de diques e lineamentos, mas sobretudo pela continuidade e extensão dos últimos.

Percebe-se ainda que nas áreas onde afloram em maior número, os diques dispõem-se em feixes estreitos e descontínuos, normalmente relacionados com as anomalias magnéticas através de três modos principais:

1 - superpondo-as, mas apresentando menor comprimento; 2 - segundo feixes paralelos e muito próximos aos lineamentos, e 3 - deslocados longitudinalmente às anomalias, representando a continuidade das mesmas. Existem ainda casos menos comuns em que a presença de diques não está associada com a existência de lineamentos magnéticos assinalados.

Embora em menor número, se comparados aos lineamentos, os diques de diabásio acompanham o traçado dos mesmos, parecendo de fato serem subordinado a eles. A Figura V.5, por exemplo, mostra a

Figura V.5 - Diques de diabásio e lineamentos magnéticos na região de Guapiara

Figura V.6 - Diques de diabásio e lineamentos magnéticos na região da Serra do Momuna

boa coincidência existente, onde foram mapeados, com os lineamentos aqui identificados, considerando-se as quadrículas 1:50.000 da região de Guapiara. Neste caso, a localização de lineamentos é compatível com a escala de mapeamento dos diques, sendo esta uma maneira auxiliar para a sua detecção. Já para a área da Serra do Momuna (entre Iguape e Pariquera Açu - Figura V.6) a sua identificação a partir de mapeamento geológico (1:35.000) superou a detecção por lineamentos magnéticos.

Da análise do conjunto de lineamentos interpretados, sobressai a semelhança entre geometria do seu traçado com a dos diques (desenhos 4 e 5), o que sugere uma associação genética comum. Assim, é bem provável que devam constituir a expressão superficial do fraturamento que foi permeado por magma máfico.

Como visto, o setor sudeste apresenta relevo compartimentado em um domínio planáltico, compreendo a região de Guapiara (Planalto de Guapiara), onde aflora maior número de diques, e a área costeira, tomada pelas planícies aluvionares atuais e pré-atuais, a partir de Sete Barras e Eldorado para sudeste (Desenho 1). Nesta última, a presença de diques é bem reduzida e restrita a locais poupados da sedimentação cenozóica. Contudo, nota-se a disposição NW dos lineamentos magnéticos em perfeita continuidade com a área planáltica, indicando estarem os diques encobertos neste setor.

Por outro lado, o padrão magnético geral observado na área pré-cambriana reflete também os principais traços da foliação regional, que varia de ENE a NE, sobretudo quanto à localização das principais zonas de cisalhamento NE. Não se tem conhecimento de campo de estruturas rúpteis mais antigas orientadas a NW que, reativadas, condicionassem os diques de diabásio mesozóicos, na quantidade e possança como se apresentam no Alinhamento de Guapiara. Assim, parece certo que o tectonismo gerador de tal quantidade de descontinuidades, como aqui assinaladas, é restrito ao fanerozóico, de modo que intrusão dos diques de diabásio e

formação das anomalias magnéticas NW devem ser eventos vinculados no tempo e no espaço. Assim, a existência do cerrado conjunto de lineamentos pode ser vista como extensão dos diques de diabásio em um nível crustal mais inferior. Contudo, podem não ter sido discriminados em maior número devido sua preservação estar condicionada a determinados setores de relevo, e também pela ausência de cartografia de detalhe que confirme a sua existência.

V.4.4 FOCOS DE MAGMATISMO

Analisando-se os mapas obtidos, percebe-se que a distribuição de anomalias magnéticas é heterogênea, sendo concentrada em determinadas zonas, como no setor sudeste. Nesta área, a alta densidade de lineamentos indica maior proximidade entre fontes magnéticas, sugerindo maior concentração de corpos magmáticos (diques).

Quando se observa os mapas de anomalias filtrados para diferentes altitudes, afim de se realçar as anomalias de origem profunda, percebe-se que as zonas anômalas tornam-se mais definidas e mais restritas em área, ao mesmo tempo em que há uma forte atenuação daquelas de alta frequência, geradas por fontes magnéticas rasas. Nestes locais o sinal magnético é mais persistente, independente das diferentes altitudes de processamento, indicando existir forte magnetização em profundidades maiores. Assim são as anomalias dos corpos alcalinos, aquela que define a zona axial do alinhamento e as referidas a seguir no setor sudeste (Figura V.7):

- A 10 km NE do corpo de Pariqüera Açu. Apresenta diâmetro próximo a 10 km, embora oriente-se *grosso modo* na direção geral do alinhamento. Tal como o corpo de Pariqüera Açu, localiza-se na mesma zona de falha de direção NE-SW. Corresponde em superfície com o feixe de diques de diabásio da Serra do Momuna;

- A 5 km NW de Sete Barras. Tem forma mais irregular e ocorre adjacente a zonas de cisalhamento de direção NE. Não apresenta feições superficiais claramente associadas, pois boa parte da área acha-se coberta por aluviões recentes, e

- A norte de Guapiara. Aqui ocorre a maior área interpretada, estendendo-se de modo irregular por quase 20 km na direção NE, e 10 km a NW, embora dela partam segmentos que avançam para SE. Tem como expressão superficial mais evidente o feixe de diques de Guapiara, constituindo o principal grupamento desses corpos no alinhamento. Tal como as demais, associam-se a falhas e zonas de cisalhamento de direção NE, que parecem influenciar sua colocação.

V.5 INTERPRETAÇÃO TECTÔNICA

A conjugação dos feixes de diques de diabásio e anomalias magnéticas é expressão do tectonismo eocretácico na área do Alinhamento de Guapiara. Relaciona-se à formação do oceano Atlântico Sul e com a separação América do Sul-África.

É possível que as duas áreas que receberam profusa invasão de magma basáltico no Cretáceo Inferior - bacias do Paraná e de Santos - estiveram relacionadas (ou ligadas) através da região do Alinhamento de Guapiara. É provável que as descontinuidades NW em formação resultassem de esforços distensionais cada vez mais freqüentes, homogeneamente distribuídos pela faixa do alinhamento e ligados à iminente separação continental. Tal regime distensivo permitiu a migração de magmas lateralmente a partir das duas bacias, concomitante à abertura das extensas fraturas. Desse modo, a intrusão dos diques seria seqüencial e resultado do incremento do tectonismo distensional, a julgar pela indicação de fluxo lateral de magma verificada em diques (fotos 5 e 6). A este respeito, vale destacar as direções de fluxo predominantemente lateral, baseadas em estudos de anisotropia de suscetibilidade magnética, para as áreas de Fartura e Guapiara, reportados por Raposo & Ernesto (1995).

VI NATUREZA DAS ESTRUTURAS **PESQUISADAS**

Na área estudada, as juntas e falhas foram as estruturas tectônicas procuradas nas diversas unidades litológicas para fins de análise estrutural. Estas estruturas definem famílias de fraturas com espaçamentos variados, predominantemente centimétricos ou decimétricos, individualizando blocos dentro dos maciços analisados. A presença de afloramentos com planos orientados no quadrante NW, portadores de estrias de atrito (*slikensides*) ou associados a diques de diabásio, constituíram indícios para o reconhecimento da deformação atribuída ao Alinhamento de Guapiara.

Por outro lado, houve movimentação ao longo de outras direções que interferem sobre o conjunto principal do Alinhamento de Guapiara. As figuras VI.1, 2 e 3 mostram estereogramas e rosáceas ilustrando as principais direções de deslocamento em três regiões da área estudada, obtidas a partir da atitude das estrias. Nota-se que sobressaem algumas direções principais de movimentação, decorrentes dos deslocamentos ocorridos na área do alinhamento, destacando-se NNW, NW, WNW e ENE. Do mesmo modo, percebe-se que, em geral, são baixos os ângulos de caimento das estrias, indicando movimentação de natureza direcional.

Em geral, a direção NW é contrastante com a orientação NE dominante nas rochas proterozóicas, sendo a primeira onipresente ao longo da área estudada, tanto na Bacia do Paraná como no seu embasamento. São raras as exposições em que é ausente, casos localizados mais na área pré-cambriana. No geral é bem persistente, a julgar pelo desenvolvimento de fraturas penetrativas, observáveis em todas as dimensões

Figura VII.2 - Estrias - Baixo Ribeira

Figura VII.3 - Estrias-Planalto de Guapiara Pétala maior = 18 (5% dos valores)

Figura VII.4 - Estrias - Setor Noroeste

analisadas, incluindo imagens de satélite. São reconhecidas em afloramentos de dimensões mesoscópicas, pedreiras e minas para extração de mármore ou brita, cujas extensões seguem por centenas de metros. Além disso, sua disposição quase ortogonal às principais estruturas proterozóicas favorece a sua identificação (fotos 7 e 8).

VI.1 Juntas

Nas áreas dominadas por derrames da Formação Serra Geral (afloramentos 50 e 53, p.ex.) observa-se claramente a existência de juntas provenientes do resfriamento da lava. Estas arranjam-se como disjunções colunares constituindo estruturas primárias. Porém, na maioria dos afloramentos, as juntas definem concentrações/famílias sistemáticas, indicando provável origem ou reaproveitamento por esforços tectônicos. Assim são algumas famílias de baixo ângulo de mergulho, subparalelas às superfícies de fluxo de lavas (S_0), e que foram afetadas por deformação superposta, pois que apresentam planos de cisalhamento (Foto 1) contendo estrias de atrito.

Em geral são freqüentes também juntas de cisalhamento, que podem associar-se às de extensão. Na falta de marcadores inequívocos que indiquem a movimentação das falhas, priorizou-se a análise da associação cisalhamento-extensionais, com vistas à obtenção de elementos discriminantes do regime de esforços nos diversos domínios considerados.

VI.2 Falhas

As falhas são estruturas tectônicas freqüentes que também definem concentrações/famílias sistemáticas. Caracterizam-se por apresentar superfície estriada e, por vezes, escalonada em degraus centimétricos ou milimétricos, permitindo deduzir, respectivamente, a direção de movimento de blocos falhados e o sentido relativo do mesmo (cf. Petit 1987). Assim, foram sistematicamente analisadas, dentro das

Foto 7 - Milonito (fol. milonítica N30E/86NW) afetado por estreita zona de falha sinistral com planos N50W/subv. Os planos seccionam a foliação sendo portadoras de estrias indicando movimentação sinistral e normal (zona de cisalhamento Lancinha/Cubatão - Estrada Eldorado - Sete Barras, setor sudeste - Afloramento 98)

Foto 8 - Blastomilonitos (fol. milonítica N80E/75NW em primeiro plano). Presente dois sistemas de juntas principais N30W/60NE com estrias indicando movimento normal e N30E/70SE, sinistral (milonito, zona de cisalhamento Lancinha/Cubatão - BR-116 Miracatu, setor sudeste - Afloramento 102)

limitações devidas à qualidade das exposições, de modo a se estimar a natureza de sua movimentação e o seu mecanismo gerador.

A presença de falhas na região estudada se dá de modo variado, sugerindo mecanismos ou épocas diferentes de geração. Estão distribuídas entre as de alto ângulo de mergulho (predominantes) com valores de obliquidade (*rake*) variável, contendo indicadores direcionais, em sua maioria, ou subverticais.

VI.3 Evidências de Transcorrência

As fotos 9 a 12 ilustram afloramentos situados próximos à zona central do alinhamento. Neles ocorrem estruturas em flor negativas que revelam regime transtensivo, dominante em dois setores distantes entre si.

A existência de estruturas em flor constituem um bom indicador da presença de falhas transcorrentes. Ao que parece são mais freqüentes do que se pôde observar, pois as condições das exposições variam bastante. Em geral, tanto na área pré-cambriana como na Bacia do Paraná os mergulhos dos planos de acamamento observados são próximos à horizontal, de modo que o principal deslocamento das falhas transcorrentes pode estar paralelo à superfície e aos elementos planares indicadores de rejeito, o que dificulta o seu reconhecimento. Este tipo de situação (*trace slip faults*; Beckwith 1941, Sylvester 1988) acaba por impedir o reconhecimento imediato de tais estruturas em algumas regiões do Alinhamento de Guapiara, particularmente entre as cidades de Jacupiranga e Pariquêra Açu (Desenho 1), onde ocorre um sistema de falhas transcorrentes de direção NW. De qualquer modo, normalmente é no detalhe de afloramento que se conclui sobre a localização de falhas com movimentação direcional.

Foto 9 - Falha transcorrente destal N50W/vert. com estrutura em flor negativa associada. Presente duas camadas de xistos negros intercaladas em mármore, deslocadas apresentando rejeito normal no centro da zona de falha (Complexo Turvo-Cajati - Estrada Pariquêra Açu - Jacupiranga, setor sudeste - Afloramento 106)

Figura VI.4 - Esquema ilustrativo do afloramento 106. O principal rejeito é direcional, e muito pouco vertical. Zona de transferência de Jacupiranga.

Foto 10 - Estrutura em flor negativa em falhamento N75E/85SE próxima ao eixo do Alinhamento de Guapiara (arenito Pirambóia - Estrada Fartura-Piraju - setor noroeste - Afloramento 68)

Foto 11 - Detalhe da fotografia anterior. Visível acamamento mostrando discreto rejeito normal centimétrico (arenito Pirambóia - Estrada Fartura - Piraju - setor noroeste)

Foto 12 - Falha transcorrente N10W/65SE destal com rejeito normal associado. Visíveis planos de uma estrutura em flor e, na metade superior, grande quantidade de material brechado e um degrau onde se reconhece um dique de diabásio, também afetado por ela (contato arenito Pirambóia/Fm. Serra Geral - Falha da Serra da Fartura - setor noroeste - Afloramento 43)

Na região central, junto ao eixo do Alinhamento de Guapiara, a deformação parece ter sido mais intensa, pois são reconhecidas estruturas em flor, zonas brechadas e planos estriados (fotos 13 a 15). Mesmo sendo relativamente comuns em nível megascópico, o reconhecimento destas estruturas é dificultado, por serem discretas à percepção, e dependentes sobretudo da existência de boas exposições artificiais, como cortes de estradas mais profundos e em posição favorável e/ou pedreiras ou minas com frentes de extração avançadas. Além disso, tal dificuldade deve-se:

Foto 13 - Pequena estrutura em flor definida por planos de atitude N55E/subv. e EW/45SE, estes contendo estrias de baixo ângulo de caimento indicando movimentação destal (diamictitos do Subgrupo Itararé - Itapeva - setor noroeste - Afloramento 84)

- 1 - aos rejeitos visíveis aparentemente não serem grandes em corte, sugerindo pequenos deslocamentos, principalmente de natureza direcional;
- 2 - à relativa diminuta massa de rocha normalmente afetada com cominuição de material, pois a deformação parece estar concentrada junto aos principais planos de falhas,
- 3 - e principalmente pelo fato das rochas observadas serem muito homogêneas, não apresentando, na maioria das vezes, níveis-guia capazes de denunciar os rejeitos que, como dito, costumam ser direcionais.

No mais, ocorrem comumente planos de direção NW, com altos ângulos de mergulho contendo estrias de atrito de baixa obliquidade, reveladoras, de qualquer modo, de movimentação direcional (fotos 14 e 15). Nos afloramentos 90 e 100 (fotos 16 e 17) ocorrem pequenos falhamentos formando conjugados, com fraturas de cisalhamento provenientes também de esforços compressivos, na zona de influência do alinhamento.

Foto 14 - Plano de falha transcorrente N50W/subv. em xistos subhorizontalizados. É homogeneamente estriado indicando movimentação principal destal (Complexo Turvo-Cajati - Estrada Pariquera Açu - Jacupiranga - setor sudeste - Afloramento 107)

Foto 15 - Estrias de atrito subhorizontais indicando movimentação destal (latito da Fm. Serra Geral - Falha da Serra da Fartura - Estrada Fartura - Piraju - setor noroeste - Afloramento 43)

Foto 16 - Quartzito milonítico (fol. milonítica N50E/75SE// a veios de quartzo) atravessado por zona de falha N65W/77NW (lápiz // à direção indicando rejeito destal). Nota-se deslocamento de veios de quartzo com rejeitos decimétricos próximos ao eixo do Alinhamento de Guapiara (Estrada Capão Bonito - Guapiara, setor sudeste - Afloramento 90)

Foto 17 - Conjugado de fraturas de cisalhamento em milonito (fol. milonítica N50E/subv.). Observam-se veios de quartzo deslocados pelas pequenas falhas. Zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão - Estrada Eldorado - Itapeúna, setor sudeste - Afloramento 100)

VII ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO

O trabalho de sistematização dos dados estruturais aqui apresentado é sobretudo qualitativo. Sempre que possível buscou-se ilustrar o conjunto de estruturas, obtidas em campo e a partir de foto-interpretação, relacionando-as geneticamente com feições maiores. Objetivou, portanto, encontrar as principais direções de esforços ativos durante a movimentação da trama de descontinuidades presente na área, baseado no reconhecimento de estruturas rúpteis. Por questões operacionais está aqui dividido entre as áreas inicialmente consideradas - setores sudeste e noroeste - compreendendo, respectivamente, a totalidade dos terrenos ocupados por rochas pré-cambrianas, e as coberturas fanerozóicas da Bacia do Paraná.

VII.1 PROCESSAMENTO DOS DADOS DE CAMPO

Para cada afloramento onde foi constatada a presença de estruturas interessantes, e com número razoável de planos estriados, foram determinadas graficamente a orientação dos eixos de esforços, através da técnica proposta por Angelier & Mechler (1977) e Angelier (1979) (método dos diedros retos). Este é um método simples e poderoso que discrimina diferentes direções (eventos) de (paleo)tensores, fornecendo a orientação dos esforços máximo e mínimo (σ_1 e σ_3), portanto do elipsóide de tensão, dada uma população de planos estriados cogenéticos. Tem como premissa serem as estrias contidas nos planos indicadoras das tensões cisalhantes, quando a falha esteve ativa, podendo-se recompor as direções dos esforços compressivo ou distensivo a partir delas. Em geral, a posição do mínimo esforço indica efetivamente extensão, havendo uma

série de exemplos em que ocorre associado a falhas normais ou com diques.

O método de Angelier & Mechler (*op. cit.*) tem ainda a vantagem de poder ser aplicado em locais já afetados por deformação rúptil, desde que a movimentação deduzida pelo conjunto de planos e estrias seja coerente com uma direção regular de esforços.

Quando a maior parte dos planos estriados computados aparece **sem** a natureza do movimento (destral, sinistral, normal ou inverso), e somente com indicações de sua direção, foram estimados os eixos cinemáticos de maior e menor movimentação (**X** e **Z**). Nestes casos, a partir da análise dos planos de movimento, tal como proposto por Arthaud (1969).

Os dados estruturais foram processados utilizando-se intensivamente os programas de computador StereoNETT (v. 2.4, de 30/11/99, método de Angelier & Mechler), desenvolvido pelo Institut für Geologie - Ruhr Universität, da Alemanha, e TRADE (método de Arthaud), do Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT. Este último é apresentado em detalhes por Campanha *et al.* (1996), e uma resenha sobre os métodos de determinação de paleoesforços através de populações de falhas acha-se em Carneiro *et al.* (1996). O primeiro programa ilustra os setores mais prováveis de conter σ_1 e σ_3 , segundo diagramas representando curvas de contagem de mesma porcentagem (0 a 90%), enquanto o segundo fornece diretamente as direções de **X** e **Z**.

Para cada afloramento analisado e descrito existe um diagrama correspondente ao método empregado, acompanhado de estereogramas indicativos de planos e estrias. Todos os diagramas referem-se à rede Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Em cada afloramento foi obtida a atitude e o senso de movimento baseado na impressão das estrias no bloco baixo de cada falha (cf. Petit 1987). Assim, a notação do movimento em cada estereograma refere-se exclusivamente ao deslocamento

da **capa** (teto), conforme a legenda da Figura VII.1. Para fins de confecção e apresentação dos estereogramas, as falhas foram convertidas em normais ou inversas, independente do ângulo de obliquidade de suas estrias, de modo a discriminar essencialmente campos compressivos e distensivos.

Figura VII.1 - Esquema explicativo dos diagramas apresentados

Sempre que necessário, foi analisada a coerência entre as diversas direções e sentidos de deslocamento dos planos estriados obtidos, de modo a evitar-se incompatibilidade entre o campo de esforços. Constatada incoerência, os dados foram reagrupados em famílias, buscando-se identificar diferentes direções de esforços que relacionem-se a épocas e regimes tectônicos distintos.

A apresentação e análise dos dados baseia-se na quantidade de planos medidos, mas sobretudo na identificação de direções prevaletentes realizada em campo, que permitiu uma abordagem qualitativa sobre o mecanismo e direções de esforços geradores de estruturas. Desse modo, afloramentos com menor número de planos são também apresentados, pois constituem a única informação disponível para algumas áreas, além de servirem como elemento de comparação a fim de ilustrar tendências locais.

VII.2 SETOR SUDESTE

O setor sudeste compreende toda a metade da área a sul do paralelo 24°00'S. Corresponde à região por onde afloram rochas e estruturas pré-cambrianas, e onde é mais larga a zona influenciada pelo Alinhamento de Guapiara, aqui bem expressa por possantes feixes de diques de diabásio, conforme se verifica no Desenho 1. Em posição secante com a direção dos feixes, destacam-se algumas zonas de cisalhamento de direção NE-ENE, como Lancinha/Cubatão, Figueira, Agudos Grandes e Espírito Santo.

Como já visto, o setor sudeste divide-se fisiograficamente em dois compartimentos distintos, um a NW e outro a SE. A porção NW deste setor estende-se aproximadamente até o batólito granítico Agudos Grandes, e compreende um conjunto de elevações integrantes do Planalto de Guapiara. A porção a SE apresenta uma rápida transição para cotas topográficas mais baixas, onde situa-se a região do baixo rio Ribeira de Iguape e Planície Costeira, já próximo ao litoral. A área planáltica acha-se estruturada por maior número de zonas de cisalhamento e falhas eocambrianas, enquanto que o baixo rio Ribeira destaca-se unicamente a de Lancinha-Cubatão.

No baixo rio Ribeira as exposições existentes concentram-se na região de Iguape e ao longo da zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão, enquanto que na área planáltica situam-se entre as cidades de Guapiara, Itapeva e Capão Bonito.

VII.2.1 BAIXO RIO RIBEIRA DE IGUAPE

A região de Iguape é dominada por um maciço granitóide neoproterozóico, homogêneo, porfirítico, foliado e intrusivo em migmatitos do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Neste maciço foram encontradas poucas estruturas devido às precárias exposições e à alteração avançada. A nordeste de Iguape (afloramento 110) ocorre uma pedreira em granitóide de fácies

de granulação mais fina, de cor cinza e com textura equi a inequigranular. Embora não seja visível qualquer estruturação maior, estão presentes planos contendo estrias de fricção resultantes da ação de pequenas falhas sem expressão em escala megascópica. A natureza da movimentação e a solução encontrada para o afloramento 110, indica um eixo compressivo (σ_1) a ENE, como ilustrado nos diagramas correspondentes (Figura VII.2).

Figura VII.2 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 110

No afloramento 114 encontra-se um dique de diabásio fraturado, com pouco mais de 3 m de largura, intrusivo no granitóide referido atrás e com atitude N10W/subv. Nele estão presentes diversos planos de médio a alto ângulos de mergulho, representando fraturas de cisalhamento muito regularmente distribuídas, dispostas em posição ortogonal às paredes do granitóide, e curiosamente sem adentrar em nenhum local este litotipo. O diabásio é anisótropo e, neste caso, respondeu ao esforço fraturando-se, enquanto o granitóide deve tê-lo dissipado ao longo dos seus planos de foliação. Neste caso, o comportamento mecânico distinto entre os dois litotipos favoreceu o fraturamento apenas no diabásio.

Analisando-se a solução encontrada para o conjunto de planos estriados, obtém-se um eixo de mínimo esforço (σ_3) a

N70E (Figura VII.3). Verifica-se ser esta direção compatível com a abertura para a colocação do dique, significando manutenção do esforço distensivo após a consolidação magmática. Por outro lado, as evidências de compressão representadas por falhas sinistrais visíveis no estereograma da Figura VII.4 devem indicar evento compressivo posterior que afetou o conjunto, neste caso coerente com o verificado no vizinho afloramento 110.

Figura VII.3 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 114

O afloramento 163 situa-se em uma pedreira abandonada em um dos corpos graníticos alcalinos que constituem o Maciço Mandira, 2 km da estrada que segue para Cananéia (extremo sul da área). Neste local ocorrem planos portadores de estrias distribuídos em duas direções principais, correspondendo às duas estruturas maiores localizadas próximo e visíveis no Desenho 1. Uma delas é uma extensa fratura ocupada por um dique de diabásio que segue no rumo do maciço de Jacupiranga. A outra é a falha de direção NE que condiciona o grábem de Cananéia e a planície quaternária associada. A Figura VII.4 mostra a solução obtida através do método de Angelier para o conjunto de planos encontrado. Obteve-se σ_3 a NNE e σ_1 em posição mais variante, em média próximo a WNW.

Figura VII.4 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 163

O afloramento 165 localiza-se na extremidade sul de outro corpo granítico (Granito Cordeiro). Neste caso, estão presentes poucos planos devido a exposição ser mais restrita. A solução encontrada (método de Arthaud - ao lado $\rightarrow$) indica extensão a partir de um eixo em posição NNE.

No afloramento 106 há uma lente de mármore branco pertencente ao Complexo Turvo-Cajati em ampla exposição para extração mineral. É portador de vários planos estriados, de obliquidade variante, associados a uma grande estrutura em flor negativa (fotos 4 e 9). Tais planos e estrutura estão ligados a zona de transferência (transcorrente destal) presente entre Jacupiranga Pariqüera Açu, de direção geral N50-70W, representada no mapa do Desenho 1. Associa-se também a transcorrência um dique de diabásio subvertical de direção N60W e largura máxima de 1 m.

Figura VII.5 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 106

Neste afloramento ocorrem duas famílias principais de planos quanto a sua gênese. Os diagramas apresentam as situações de eixos compressivo e distensivo em posição ortogonal, respectivamente a NNW e NE. Uma delas é decorrente de regime distensivo, interpretada como geradora do falhamento transcorrente principal (Figura VII.5, inferior). A outra família constitui-se de planos indicadores de movimentação inversa, ligado a uma compressão orientada a NW (Figura VII.5 superior) antecessora do evento transcorrente.

No vizinho afloramento 107 estão presentes filitos-xistos finos muito homogêneos em pedra para brita do mesmo Complexo-Turvo Cajati. Apresentam foliação principal (S_n) em

posição subhorizontal, sendo atravessados por fraturas proeminentes, cuja superfície é portadora de ressaltos e estrias de baixa obliquidade (Foto 14), freqüentemente arranjadas em leque, e resultantes de falhamento a N55W em continuação ao afloramento 106 (v. Desenho 1). No respectivo diagrama (Figura VII.6) destaca-se σ_3 em posição horizontal e localizado a WNW.

Figura VII.6 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 107

No afloramento 109 ocorrem xistos muito homogêneos do Complexo Turvo-Cajati (eoproterozóico) em uma extração para brita, que se apresentam cortados por um dique de diabásio de atitude N93E/35 com 1 m de espessura. Analisados os planos estriados presentes nos xistos, notam-se áreas compressivas bem definidas, e direção correspondente para σ_1 a NNW, como no respectivo diagrama (Figura VII.7).

Figura VII.7 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 109

No afloramento 115 ocorrem quartzitos em restrito corte de estrada. A pequena quantidade de dados obtidos, sem a indicação do sentido do movimento, não garante aqui uma afirmação muito segura. Contudo, permite estimar a orientação dos esforços máximo e mínimo a partir dos eixos cinemáticos (método de Arthaud - ao lado →) e da posição dos planos de falhas observados. Revela, neste caso, concordância com o encontrado nas demais exposições no setor sudeste, indicando encurtamento no quadrante NW e extensão a NE.

No afloramento 102 afloram blastomilonitos com forte estruturação ENE resultante de foliação milonítica principal de orientação N80E/75NW. São atravessados por fraturas subverticais de direção em torno de N60W (Foto 8), ricas em planos com estrias de média a baixa obliquidade, e geradas por esforços distensivos NE. A solução encontrada para o regime de esforços indica σ_3 a NE (Figura

VII.8), com σ_1 em posição um pouco mais centrada no diagrama, caracterizando regime distensivo, neste setor.

Figura VII.8 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 102

Os milonitos da zona de cisalhamento de Lancinha-Itapeúna/Cubatão foram observados somente em limitadas exposições de cortes de estrada, devido ao alto grau de alteração que dificultou a obtenção de planos em maior número. Assim, alguns afloramentos foram agrupados - como o 117 e 118 - devido à proximidade, mesmo litotipo e situação estrutural similar (afloram junto ao grábem de Sete Barras), inferindo-se o mesmo domínio estrutural. No afloramento 117 os milonitos apresentam poucos planos portadores de estrias dispostos em torno de N50W. No afloramento 118 estão mais preservados, mostrando forte foliação milonítica (Foto 7). A solução encontrada para o conjunto (Figura VII.9) baseou-se também no método de Arthaud, o que permitiu uma melhor definição para a localização da direção extensiva (σ_3 a NNW), com σ_1 em posição subvertical. Esta direção representa a abertura para o grábem de Sete Barras.

Figura VII.9 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - aflor. 117 e 118

No afloramento 98 os milonitos apresentam-se bastante fraturados, ocorrendo em uma área próxima a Eldorado e que é fortemente estruturada pela presença de um feixe de diques de diabásio NW (Desenho 1). Os dados disponíveis são poucos, mas coerentes com máximo esforço distensivo (σ_3) orientado no quadrante NE, de acordo com o requerido para a intrusão do feixe de diques (Figura VII.10).

Figura VII.10 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 98

VII.2.2 PLANALTO DE GUAPIARA

Este setor compreende afloramentos mais próximos à cidade de Guapiara. Apenas os de números 119 e 121 encontram-se mais afastados da zona axial do Alinhamento de Guapiara, onde é maior a ocorrência de estruturas NW. A maior parte das medidas foi obtida em mármore de idade mesoproterozóica, atribuídos ao Subgrupo Lageado. Acham-se muito afetados por falhamentos, brechação e zonas cisalhamento que os atravessam na direção ENE.

No afloramento 121 os planos analisados fornecem uma direção para o máximo esforço (σ_1) orientada próxima a N50E e para o mínimo (σ_3) em posição mais central ao diagrama (Figura VII.11).

Figura VII.11 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 121

No afloramento 119 os mesmos mármore são ricos em planos estriados gerados a partir de dois sistemas principais de esforços. Os diagramas correspondentes mostram um grupo com σ_1 orientado a NNW e σ_3 vertical, enquanto o outro σ_1 a NE e σ_3 vertical (Figura VII.12).

Figura VII.12 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 119

O afloramento 122 refere-se a uma extração de mármore cinzento, em continuidade (distante ~ 23 km NE) aos do ponto 119. Neste caso, acham-se atravessados por um dique de granito porfirítico neoproterozóico com 6,5 m de largura, atitude N40W e muito rico em superfícies de fraturas estriadas (Foto 18). Em posição subparalela ao dique ocorre ainda uma falha transcorrente sinistral de atitude próxima a N70W/subv., que gerou muita brechação nos mármore e uma discreta estrutura em flor, que atravessa toda a área minerada (Foto 19), onde foram obtidas as medidas para o mármore. Os diagramas para o granito apresentam direção de σ_1 a N50W, e σ_3 a N40E. Já o mármore mostra padrão invertido, σ_1 a NE e σ_3 a NW (Figura VII.13). Esta diferença pode ser notada comparando-se os diagramas representativos de planos de falhas associados, que ressaltam a direção NW para o granito.

Figura VII.13 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 122

O afloramento 123 ocorre contíguo ao 122, ocorrendo os mesmos mármore bandados do Subgrupo Lageado. Também aqui estão presentes segmentos de planos falhas transcorrentes, com rejeitos decimétricos, orientados a N40-50W e associados a estruturas em flor menores. O diagrama da Figura VII.14 mostra uma região distensiva, com σ_3 a NW e σ_1 com orientação variante pela porção central do diagrama, igual aos mármore do ponto 122.

Foto 18 - Dique de granito porfirítico N45W/vert. (metade direita) intrusivo em mármore. Destacam-se plano de salto ortogonal à direção do dique e a profusão de direções de fratura no granito, com a principal orientada paralelamente ao seu contato (Subgrupo Lajeado - setor sudeste - Extração da Mineração Paulista - Guapiara - Afloramento 122)

Foto 19 - Estrutura em flor em mármore cinzento. Definida por dois planos ortogonais acompanhados por outros menores em posição sub-paralela (melhor visível próximo ao de menor mergulho, metade direita). Falha transcorrente sinistral (mesma localização anterior).

Figura VII.14 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 123

O afloramento 124 ocorre em ampla mina de mármore, em continuidade aos demais, limitada por um extenso dique de diabásio com 15 m de largura e orientado a N65W. Presente sistema de falhas transcorrentes com estruturas em flor orientadas a N10E (Foto 20). A solução encontrada para os planos medidos indica σ_1 a N20W, e σ_3 a N30E (Figura VII.15).

Foto 20 - Mármore bandado, dobrado e afetado por falha transcorrente N10E/subvertical com rejeito sinistral (Subgrupo Lageado - Mineração Mineral - Guapiara - setor sudeste - Afloramento 124)

Figura VII.15 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 124

No afloramento 125 ocorrem os mármore cinza escuros atravessados por granito porfirítico, em situação semelhante ao ponto 122. A solução do mecanismo de paleoesforços revela uma zona distensiva orientada a NNW, e compressão (σ_1) a ENE, com eixos deduzidos como indicado na Figura VII.16.

Figura VII.16 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 125

No afloramento 142 ocorrem os mesmos mármorees do ponto 122 e 123, apresentando padrão similar de faixas brechadas cimentadas por carbonato branco, e também com presença de outro dique de granito porfirítico. A análise dos diagramas revela uma zona distensiva orientada a NE, do que se deduzem σ_1 e σ_3 (Figura VII.17).

Figura VII.17 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 142

Os afloramentos 91, 92 e 93 apresentam poucos dados que indicam a natureza do movimento, de modo que a interpretação baseia-se apenas nos respectivos eixos cinemáticos (91 ao lado $\rightarrow$, 92 e 93 abaixo $\downarrow$) estimados a partir da disposição de falhas e estrias, e o método de Arthaud. Indicam, em geral, distensão a E (ENE em 91 e 92) e a ESE (93), conforme (Figura VII.18).

Figura VII.18 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - aflor. 91, 92 e 93

As duas ocorrências de quartzito dos afloramentos 90 e 94 indicam solução de certo modo similar (figuras VII.19 e 20). Estão discriminados regiões compressivas próximas a EW. Para o afloramento 90 verificou-se a presença de vários sistemas de falhas/fraturas conjugados, cujo posicionamento ocorre com orientação coerente com a direção σ_1 indicada (Foto 17).

Figura VII.19 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 90

Figura VII.20 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 94

O afloramento 97 apresenta poucos dados que sugerem a presença de esforço compressivo a NE, baseado na posição dos eixos cinemáticos, como indicado no diagrama da Figura VII.21.

Figura VII.21 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 97

Os diagramas referentes ao afloramento 86 (Figura VII.22) permitem a delimitação de uma zona de direção NE, onde localiza-se σ_1 . Outra zona claramente ortogonal contém o eixo de menor esforço (σ_3).

Figura VII.22 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 86

Nos diagramas do afloramento 126 estão bem delimitadas as zonas contendo os eixos σ_1 e σ_3 , respectivamente nas direções NW e NE (Figura VII.23). Aqui refletem a presença de um sistema transcorrente destal com estrutura em flor associada. Tal estrutura, ao que parece, é transpressiva e de direção próxima a WNW, na qual ocorrem planos isolando largas zonas brechadas ricas em material cominuído.

Figura VII.23 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 126

VII.3 SETOR NOROESTE

Na maioria dos afloramentos deste setor foram descritas principalmente falhas e juntas subverticais. Planos de baixo ângulo são subordinados em número. A disposição das estrias, nestes casos, indica predomínio de movimentação direcional sendo comuns estruturas indicando movimentação transcorrente. Como se nota na análise dos diagramas deste setor, predominam afloramentos com indicadores de movimentação direcional, como estrias subhorizontais em planos subverticais, sobre as normais ou inversas. Somente nos afloramentos 38, 41, 55, 60 e 76 foram identificadas falhas normais em número superior aos demais, indicando tectônica distensiva subordinada (figuras VII.24 a 29).

De fato, são comuns falhas direcionais com estruturas em flor megascópicas (afloramentos 68 e 43 - fotos 10, 11 e 12) e uma menor no afloramento 84 (Foto 13).

Nos afloramentos 40, 52 e 55 (Taguaí e Piraju) os planos definem também estruturas semelhantes e de dimensões mesoscópicas, contudo sem indicadores claros da sua natureza transpressiva ou transtrativa. Os planos de mergulho baixo, normalmente associados com falhas transcorrentes, apresentam em parte dos afloramentos movimentação normal, e em outros, inversa sem que fosse identificado níveis-guia capazes de caracterizar os rejeitos.

Movimentação tipicamente vertical é observada no afloramento 41. Aqui as estrias apresentam maiores ângulos de obliquidade, ocorrendo em planos subverticais, antecessoras da intrusão de corpos máficos. Neste caso, arenitos finos e siltitos constituem as encaixantes de apófises de diques de diabásio, achando-se deslocadas por falhas subverticais predominantemente normais, que definem uma seqüência de pequenos blocos abatidos e escalonados em afloramento (Foto 21).

Figura VII.24 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 38

É provável que tal movimentação tenha se dado à época da entrada dos diques de diabásio, pois ambas direções são compatíveis. Por sua vez, observa-se que os diques estão deslocados por estruturas compressivas de baixo ângulo que produzem rejeitos aparentes centimétricos e milimétricos. Portanto, neste afloramento percebe-se um evento distensivo, responsável pela colocação de diques e bismálitos, seguida de outro compressivo, que afeta inclusive as próprias intrusivas.

Figura VII.25 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 55

Figura VII.26 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 60

Figura VII.27 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 76

O diagrama correspondente ao afloramento 41 (encaixantes) revela distensão (σ_3) no quadrante NE (N40-50E), compatível com a orientação de abertura para os diques na

região. Esta manifestação parece prosseguir após a intrusão do dique estudado, pois verifica-se manutenção desta direção no mesmo (dique - Figura VII.28).

Figura VII.28 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 41

Regime distensivo pode ser estimado também para os afloramentos 63 e 66 (figuras VII.29 e 30). Nestes casos ocorre σ_3 a NW (63) e NE (66), com σ_1 em posição mais central.

Figura VII.31 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 63

Figura VII.30 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 66

Para o afloramento 40 (Figura VII.31) é fornecida uma solução que indica um eixo de máximo esforço compressivo a NE, mas posicionado mais para o centro do diagrama, sugerindo também regime distensivo orientado a NNW.

Foto 21 - Sistema de pequenas falhas N40-60W/NE, normais aflorando acima de um delgado *sill* de diabásio (faixa clara) (siltitos - Fm. Serra Alta - Taguaí - setor noroeste - Afloramento 41)

Figura VII.31 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 40

Ocorrências importantes de vulcânicas são os latitos que agrupam-se junto ao vale do rio Paranapanema, encontrados nos afloramentos 37, 39, 52, 69 e 127 (figuras VII.32 a 35). A interpretação obtida pelos diagramas correspondentes sugere máximo esforço no quadrante NW, variando entre N20-60W, com exceção para os afloramentos 39 e 69 sujeitos, ao que parece, a um outro regime deformativo.

Figura VII.32 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 37

Devido à proximidade e por constituírem o mesmo domínio geológico estudado, os dados dos afloramentos 52 e 127 foram juntados (Figura VII.34).

Figura VII.33 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 39

Figura VII.34 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - afloram. 52 e 127

Figura VII.35 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 69

Em geral, para os corpos de diabásio estudados (afloramentos 56, 60, 61, 62, 78, 144) e excluindo-se algumas raras exceções, a solução apresentada é coerente com σ_3 a NW, sobretudo aqueles da região de Fartura. Os afloramentos 62 e 78 constituem exposições de um mesmo *sill* de diabásio (*sill* de Fartura), aqui interpretados juntos (Figura VII.36).

Figura VII.36 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloram. 62 e 78

Já o afloramento 144 apresenta poucos dados, de modo que o diagrama (ao lado→) refere-se ao método de Arthaud, contudo sem invalidar a indicação de extensão NE.

As poucas exposições do Subgrupo Itararé (afloramentos 82, 83 e 84) resultam da dificuldade de obter-se bons afloramentos nesta unidade. Ocorrem em direção sudeste (região de Itapeva) estando agrupadas num único domínio. A solução fornecida pelos diagramas (Figura VII.37) revela (σ_1) no quadrante NW, próximo a N25W acompanhando, como visto, a tendência neste setor.

Figura VII.37 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - aflor. 82, 83 e 84

Para os basaltos da região de Itaí (afloramentos 145 e 146) verifica-se que há uma concordância nas soluções apresentadas nos diagramas (Figura VII.38). Os respectivos eixos compressivos determinados orientam-se a ENE, de modo coerente com os planos de falhas agrupados. A proximidade e o mesmo contexto verificado em campo permitiu-nos agrupar os dois afloramentos, pois que integram um mesmo domínio estrutural.

Figura VII.38 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - afloram. 145 e 146

No afloramento 1 estão expostos três derrames de basaltos bem mapeáveis em uma pedreira das cercanias de Ourinhos, local que constitui a extremidade NW da área pesquisada. Aham-se sobrepostos sem hiatos discerníveis entre eles. Existe um padrão sistemático de falhas de direção N65E atravessando o maciço e que imprime um padrão aparentemente disperso de fraturamento, devido à aparente falta de continuidade. Contudo, a solução encontrada no diagrama de Angelier define um eixo compressivo principal (σ_1) localizado a N35W, e σ_3 em posição perpendicular (Figura VII.39), coerente com a direção das falhas.

Figura VII.39 - σ_1 , σ_3 , falhas e estrias - Afloramento 1

VIII DISCUSSÃO

VIII.1 GENERALIDADES

O Alinhamento de Guapiara apresenta uma história tectônica marcada por movimentação recorrente em uma faixa relativamente estreita, comparada com a sua dimensão longitudinal. Baseado no que foi apresentado, é possível estabelecer um quadro que discrimina com algum detalhe a geração de estruturas, a seqüência de eventos identificados e a natureza da movimentação ocorrida. Contudo, deve-se ressaltar um fator limitante que é a exigüidade de dados em determinados afloramentos, e mesmo a falta de exposições que inviabilizou a observação contínua, talvez não permitindo a consagração de uma única interpretação tectônica. Assim, é necessário certa ponderação devido ao número de dados em algumas situações. Por outro lado, a interpretação aqui feita buscou contemplar outras informações disponíveis na literatura, afim de dar maior consistência aos dados divulgados, sempre considerando uma abordagem regional.

Uma primeira constatação é que há registros diferentes ao longo da área, indicando sucessão de eventos de deformação. Os setores sudeste e noroeste mostram esta distinção no registro do regime tectônico vigente. No setor noroeste são encontradas evidências de regime de cisalhamento puro, relacionado à abertura das fraturas para a entrada dos magmas máficos no Cretáceo Inferior. Já no setor sudeste (Baixo rio Ribeira) prevalecem indicadores de uma tectônica transtencional, ao que parece Miocênica, que obliterou quase por completo os registros previamente formados.

VIII.2 A Implantação do Alinhamento de Guapiara

Ao longo da faixa que constitui o Alinhamento de Guapiara não é comum, e nem costuma ser relatado, a presença de estruturas planares reconhecidamente mais antigas (protorezóicas) orientadas no quadrante NW. Como visto, toda a trama de estruturas encontrada na área mostra orientações variando, de NE a ENE, localmente EW, reflexo dos estágios finais da deformação eocambriana, que gerou grande deslocamento lateral de blocos através das zonas de cisalhamento (Campanha et al. 1993).

Uma feição destoante do padrão encontrado no alinhamento, e digna de nota, é um grupo de diques de granito porfirítico presentes na região próxima a Guapiara, que atravessam mármore do Subgrupo Lageado. O maior destes corpos encontrado (foto 18) orienta-se a N45W e não excede 100 m de comprimento, tendo sido por nós datado (K-Ar), fornecendo idade de $569,2 \pm 10,1$ Ma. Representam os únicos indícios de uma estruturação NW cambro-ordoviciano, constituindo uma evidente direção de anisotropia que poderia ser retomada por implantação de novo padrão rúptil. Contudo, sua ocorrência restrita, aliada a natureza félsica das rochas, permite relacioná-los apenas aos granitos eocambrianos, comuns na Faixa Ribeira e formados, como se acredita, em um contexto tectônico compressivo, não vinculados a uma direção de extensão regional NW.

Assim, a ocorrência de estruturas mais antigas próximas à Guapiara, não é a regra para o alinhamento inteiro, parecendo inadequado pensar-se em um condicionante estrutural antigo de orientação NW (precambriano), de amplitude regional. A suspeita referência a diques de granófiro (ou granito) cartografada em mapas (CPRM 1981, Bistrichi et al.

1981), e supostamente aflorantes entre Iguape e Pariquêra Açu (Serra do Momuna) constitui, na verdade, o feixe de diques de diabásio situado mais a sudeste, dentre aqueles que povoam a zona axial do alinhamento.

Por outro lado, no Paleozóico começa a se definir um trend NW no local do Alinhamento de Guapiara. Os mapas de isópacas da Formação Ponta Grossa e Subgrupo Itararé são claros ao mostrar a importância que teve o alinhamento como feição positiva no Devoniano. Comportamento este diferente dos vizinhos alinhamentos estruturais S. Jerônimo-Curiúva e Rio Piqueri (Ferreira 1982), coincidentes com a zona de falhas Curitiba-Maringá (cf. Zalán et al. 1986, 1991,)), e que constituíam um depocentro na mesma época (Figura VIII.1).

Figura VIII.1 - Alinhamento de Guapiara (AG) e Zona de falhas Curitiba-Maringá (ZFCM)

No Carbonífero a situação se inverte, com soerguimento da Zona de falhas Curitiba-Maringá, passando a região do alinhamento a controlar um depocentro situado logo a norte.

Assim, pela primeira vez estabelece-se regionalmente no Devoniano, uma estrutura tectônica persistente ao longo de uma extensa área. Tal estrutura deve ter envolvido o embasamento da Bacia do Paraná, pois gerou um arco interno (arco) que a dividiu em duas subbacias, de modo a condicionar parte do aporte sedimentar no Devoniano e no Carbonífero. Contudo, não se conhecem estruturas diagnósticas que possam ser associadas claramente a estas feições paleogeográficas.

VIII.3 A ATIVAÇÃO MESOZÓICA

Durante o Mesozóico, até o final do Jurássico, o Alinhamento de Guapiara não mostrou ter passado por períodos de atividade significativa, devido a falta de registro sedimentar mais expressivo. Somente no Cretáceo Inferior é que ele apresentará comportamento ativo, quando associam-se regionalmente tectonismo distensivo, magmatismo alcalino e fissural toleítico.

Embora não sejam indiscutíveis os dados geocronológicos que distinguem cronologicamente os dois tipos de atividade magmática do alinhamento, é possível que a manifestação alcalina preceda ligeiramente a toleítica fissural.

É sugestiva a localização dos complexos alcalinos eocretácicos, exclusivamente no domínio costeiro, e centrados em determinados interceptos de falhas NE eocambrianas com fraturas profundas de direção NW recém formadas. Esta situação pode indicar um regime tectônico exclusivo do domínio costeiro, ao qual pertenceriam falhas mais profundas, e convenientemente dispostas a ENE e NW, que foram reativadas

em regime de cisalhamento puro, capazes de mobilizar magmas manto-derivados, distintamente do restante da área.

Por outro lado, a orientação regular apresentada pelos diques de diabásio, sua forma tabular característica e a disposição geral (presumida) vertical, indicam também formação sob regime de cisalhamento puro. Neste caso, σ_2 e σ_3 dispõem-se horizontalmente, com σ_2 em posição longitudinal e σ_3 ortogonal à direção dos diques. Este regime de esforços deve ter prevalecido durante um tempo razoável no Cretáceo Inferior, continuando após a formação dos diabásios. De fato, como observado no setor noroeste, as direções de extensão NE observadas nas encaixantes mantêm-se nos diques e sills próximo a Fartura e Taguaí (Figura VIII.2).

Do mesmo modo, podem associar-se a esta direção de extensão falhas normais também orientadas, em geral, a NW, algumas contendo diques de diabásio, acompanhando longitudinalmente os seus planos (Desenho 1).

Esta fase distensiva NE é a mais antiga, e data do eocretáceo. Foi sucedida por um importante evento gerador de falhas normais NE, com σ_3 orientado próximo a N30W. Este evento está bem marcado nas vulcânicas (latitos e basaltos) da Formação Serra Geral (p.ex. Figura VII.39, afloramento 01), e gerou as estruturas anteriormente referidas como OUR, XAV, FAR1 e FAR2 (Desenho 4). Como já abordado, sugerem deslocamento destrai no eixo do alinhamento.

Conforme Zalán et al. (1990) tais estruturas correspondem às zonas de cisalhamento de Jacutinga e Guaxupé, Taxaquara(?) e Lancinha-Cubatão do embasamento da Bacia do Paraná. Esta última obedece a um regime cinemático vinculado à evolução tectônica do setor sudeste (Baixo Ribeira) no Terciário, sendo apresentada em detalhes adiante.

Figura VIII.2

Condicionantes estruturais
e direções de esforços do
Alinhamento de Guapiara

VIII.3 A REATIVAÇÃO TERCIÁRIA

A área que apresentou maior número de informações consistentes, permitindo detalhar o principal evento de reativação tectônica no Alinhamento de Guapiara, é o Baixo rio Ribeira. Neste local, as estruturas preexistentes determinaram a implantação de uma nova trama de descontinuidades no Terciário, caracterizada por falhas normais e transcorrentes, e responsáveis pela formação de grábens terciários presentes na Planície Costeira e plataforma continental.

As depressões tectônicas lá geradas podem ter sua área original mínima sugerida pela atual extensão de afloramento da Formação Pariquêra Açú. Nota-se no Desenho 1 que estes sedimentos ocorrem inteiramente sobre o Alinhamento Guapiara, no âmbito do embasamento gnáissico-migmatítico e Complexo Turvo-Cajati. Tal segmento é bastante afetado pelos sistemas de falhas ENE e NW, que continuam na plataforma continental.

O papel desempenhado pela trama rúptil no controle da sedimentação na região já havia sido destacado por Melo et al. (1989) e Melo (1990), ao descreveram sedimentos rudáceos preenchendo o Grábem de Sete Barras, junto à cidade homônima.

Melo (1990) também descreveu a presença de fanglomerados e depósitos de leques aluviais condicionados a falhas sinsedimentares, gradando para planície fluvial, dentro da Formação Pariquêra Açú. O mesmo autor reafirma a correspondência da formação com a unidade clástica mais inferior (basal?) "seqüência I" do interior do Grábem de Cananéia (conglomerados e areias conglomeráticas), descrita por Petri & Suguio (1973) a partir de um furo de sondagem com 167 m, realizado em seu flanco NE (coord. UTM aprox. 226 X 7248 → Desenho 1).

A área submersa do Grábem de Cananéia que se pode visualizar na LS 034 0506 (Figura III.1) estende-se cerca de 20 km mar adentro, onde divisa-se um alto estrutural externo, sugestivamente disposto paralelamente à costa. É razoável admitir-se que este alto continue na direção nordeste por dois motivos:

- acompanharia o *trend* regional apresentado pelas zonas de cisalhamento regionalmente,
- a preservação da seqüência sedimentar em seu interior, sugerida pela continuidade dos refletores na LS 034 0505.

Assim, são compatíveis as extensões das ocorrências sedimentares das seções sísmicas (Figura III.1) com as da Formação Pariqüera Açu. Já a espessura que se visualiza pode se assemelhar com a indicada por Petri & Suguio (*op. cit.*) para sua seqüência I (118 m). Assim, consideram-se aqui equivalentes a Formação Pariqüera Açu, os depósitos inferiores do Grábem de Cananéia e os que se estendem acima do embasamento assinalado nas seções sísmicas apresentadas.

A seção LS 034 0506 revela ainda existir uma importante trama de falhas NE configurando o fundo do Grábem de Cananéia, até o seu limite com o alto externo. Delas pode-se deduzir movimentação principal normal, dada a disposição escalonada de blocos que se verifica. Já a seção LS 034 0505 mostra um menor número de estruturas NW provenientes do continente, estando as mesmas mais espaçadas, e via de regra limitando blocos internamente às duas principais depressões.

A movimentação que propiciou o abatimento dos grábens de Iguape e Cananéia, conforme aqui interpretada, está baseada no mecanismo de paleoesforços obtidos nos afloramentos da região do Baixo rio Ribeira, documentados no Capítulo VII. Considera a análise estrutural sobre a trama de

falhas já mapeadas, além de outras interpretadas a partir das anomalias magnéticas e gravimétricas.

Dois conjuntos principais de falhas apresentam posição crítica, e sua movimentação conjugada explica o afundamento dos blocos em questão. O primeiro deles funcionou como uma zona transferente (cf. Morley et al. 1990) que separa os grábens de Cananéia e Iguape, através do alto gravimétrico a eles interposto (Arco de Guapiara, Figura III.1). O outro é o sistema NE paralelo à linha de costa que acaba por delimitar lateralmente os referidos grábens.

O primeiro sistema corresponde às falhas transcorrentes destrais de direção N60W, como as encontradas nos afloramentos 106 e 107 e mapeadas (fotos 9, 14 e Desenho 1). Ele constitui um importante elemento discriminante do regime de cisalhamento vigente durante a época de movimentação.

A estrutura em flor negativa interpretada na parte SW seção LS 034 0505 (Figura III.1) representa um contexto análogo ao mostrado na foto 9, ocorrendo na projeção da zona de transferência, mar adentro. Acompanha o forte gradiente gravimétrico da parte sul do Grábem de Cananéia (Figura V.4), permitindo deduzir a natureza destal d movimento. Do mesmo modo, outra estrutura em flor foi interpretada internamente ao Grábem de Iguape. Assim, a criação do espaço para a acumulação sedimentar, no interior das depressões, considera a movimentação destas três estruturas através de esforços distensivos EW-ENE.

A falha transcorrente sinistral que configura o interior do Grábem de Iguape (Figura III.1, seção 034 0505) atinge o lado sul do maciço granítico do nordeste de Iguape. A sul da cidade ela coincide com o traçado da anomalia magnética que segue pelo Canal do Mar Pequeno. A interpretação do mecanismo esforços obtidos nos afloramentos

110 e 114, indica compressão orientada a ENE, em regime de cisalhamento simples. Embora existam poucos planos com estrias no granito de Iguape, eles são compatíveis com esta compressão ENE, resultado, portanto, da transcorrência sinistral interpretada (Figura VIII.2). No vizinho afloramento 114 o mesmo evento compressivo foi reconhecido. Contudo, agiu sobre planos formados anteriormente sob regime distensivo, resultado do fraturamento ligado à entrada de um dique de diabásio NE.

Considerando os demais afloramentos da região do Baixo rio Ribeira, conclui-se ter atuado um regime geral de esforços distensivos orientado proximamente a EW-ENE, causador da movimentação predominantemente horizontal. Mas havendo abatimento de blocos, devido a presença favorável de falhas em posição NE, caracterizando assim tectônica transtencional. Esta movimentação foi facilitada por transcorrências localizadas, principalmente sobre antigas fraturas NW, mas também nas NE, gerando assim segmentos de falhas sem grande continuidade, e delimitando pequenos blocos abatidos em uma área sedimentar mais ampla.

A área envolvida por esta tectônica horizontal e sedimentação associadas, alcançou a zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão, a oeste, onde localiza-se o último dos blocos abatidos (Grábem de Sete Barras). Do mesmo modo, não parece ultrapassar o alto externo, que limita os grábens de Cananéia e Iguape, a leste. Assim delineia-se uma considerável bacia terciária de sedimentação para a região do Baixo rio Ribeira, ou da Formação Pariquêra Açu, havendo equivalência dos sedimentos continentais existentes no fundo do Grábem de Cananéia (Petri & Suguio *op. cit.*), com os visíveis nas seções sísmicas aqui apresentadas (Figura VIII.2).

Dentro deste contexto, parece pouco provável que o Grábem de Sete Barras esteja excluído desta movimentação toda, e associado a outro evento que o gerou como único testemunho de uma tectônica mais antiga, embora terciária. A correlação proposta por Melo (*op. cit.*) com estruturas tectônicas mais distantes e de evolução mais antiga (Paleogênica), como a Bacia de São Paulo e Taubaté parece desnecessária à luz do que se apresenta agora, sobretudo sem haver uma confirmação mais segura do seu conteúdo fossilífero. Os mesmos condicionantes estruturais vigentes para a formação do Grábem de Sete Barras estão presentes nas demais depressões aqui abordadas. Não deve vincular-se, portanto, sua **origem** e a dos demais grábens da região com o *Rift Continental* do Sudeste Brasileiro (Riccomini 1989). Contudo, é possível a coexistência do cisalhamento Neogênico aqui descrito com uma das fases de evolução da Bacia de Taubaté, particularmente a transcorrência sinistral neogênica descrita por Riccomini (*op. cit.*), resultando de uma mesma origem tectônica afetando áreas mais amplas.

Finalmente, parece ter havido movimentação sinistral ao longo de falhas NE-ENE, como na zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão em seu trecho a leste do Grábem de Sete Barras. Neste caso, o afloramento 102 (Foto 8, Figura VII.8) apresenta indicadores cinemáticos de transcorrência NE, além de quatro planos marcados por movimentação sinistral.

É também provável que a maior parte do esforço distensivo regional tenha sido dissipado na própria zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão, não havendo propagação para áreas mais à oeste. Tal resulta do fato de não serem conhecidos testemunhos significativos de sedimentação terciária, tectonicamente controlada, com distribuição significativa, para oeste deste importante limite tectônico.

VIII.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Do que se pôde aquilatar, verifica-se que a história tectônica do Alinhamento de Guapiara não é simples, sobressaindo algumas características locais em relação a outras, dependendo do tema que se aborde sobre ele. Assim, a busca por uma definição geológica mais precisa e do seu correto papel tectônico, poderá incorrer em considerá-lo como mais de uma estrutura, dado o comportamento em parte distinto que se verifica nos segmentos aqui analisados (setor nordeste e sudeste) devido a sua grande extensão. Ou então pode-se manter a designação mais abrangente de "Alinhamento de Guapiara", menos comprometedora, mas sem o qualificar geologicamente.

A designação de Alinhamento (Estrutural) de Guapiara foi adequada desde que foi proposta pelo aspecto essencialmente descritivo que tem, por isso preferiu-se utilizá-la aqui, embora acabe por perpetuar a falta de detalhe da época da sua proposição. Deve substituir o termo Lineamento de Guapiara, mais específico, porém empregado geralmente sem um adjetivo que o qualifique melhor (gravimétrico, tectônico, magmático etc) o que induz pensar-se na existência de estrutura única e possível de representação em mapa. Definitivamente não é o seu caso, pois conforme o mapa do Desenho 1, não se conseguiu ilustrar a existência de feição una e disposta continuamente pela área, mas sim grupos de estruturas compondo domínios locais.

Dado o considerável número de trabalhos citando o alinhamento, deve-se melhorar sua designação de modo a sintetizar afinal o que ela é. Para tanto, é importante analisar feições diagnósticas que caracterizem a sua história, arranjo ou natureza tectônica. Uma abordagem neste

sentido foi aplicada (adequadamente) por Zalám et al. (1986, 1990, 1991) quando referem-se à **Zona de Falhas de Guapiara**, destacando com propriedade uma característica fundamental sua, confirmada no presente trabalho.

Por outro lado, com respeito à sua história geológica e tectônica, uma característica sutil e que lhe parece típica, tendo persistido no tempo, mesmo mascarada pela existência do vizinho Arco de Ponta Grossa, é sua natureza ascensional. Pode ser exemplificada por:

- apresentar, no Paleozóico, comportamento positivo, condicionando parte da sedimentação Ponta Grossa e Itararé;
- concentrar, preferencialmente, o magmatismo fissural e alcalino do tipo central no Cretáceo Inferior, que se implantou na área entre as atuais bacias do Paraná e Santos, no lado sul-americano (contendo exatamente em seu eixo um expressivo *sill* de diabásio em Fartura), associações ígneas típicas de áreas em ascensão,
- apresentar uma zona axial relativamente erguida no Neogeno, separando grábens terciários,
- e persistir como área de fraqueza favorável à erosão quaternária.

A referência como **Arco de Guapiara** parece-nos, assim, sintetizar melhor uma característica sua mais primitiva, e que o acompanha ao longo de sua história, e que o define mais adequadamente.

IX CONCLUSÕES

O presente trabalho teve o intuito de descobrir a importância geológica de um conjunto de anomalias magnéticas que ocorrem confinadas a uma faixa anômala, e relacionadas a ocorrência de feixes de diques de diabásio, em escala regional, e corpos alcalinos mais localizados. Para o seu desdobramento foram investigados os condicionantes estruturais que pudessem explicá-la, buscando relacionar sua importância tectônica a possíveis épocas de ativação. Do que se pôde concluir, baseado na pesquisa realizada, é que a área representa uma faixa estruturada por diversos eventos tectônicos, com registros distintamente preservados ao longo de sua extensão. Contudo, as feições aqui apresentadas e interpretadas podem ser consideradas como decorrentes de uma única estrutura principal, um arqueamento crustal de direção N50W - **Arco de Guapiara** - desenvolvido no Devoniano e que influenciou parte da sedimentação paleozóica da Bacia do Paraná.

Devido a inexistência de condicionantes estruturais claros, ou de ocorrências de rochas ígneas dessa idade que pudessem estar associadas, os registros desta época são restritos à Bacia do Paraná. Contudo, de algum modo deve ter debilitado uma área equivalente no embasamento da bacia, onde veio a se implantar, no Cretáceo Inferior, parte considerável dos produtos da reativação tectono-magmática mesozóica. Posteriormente, passou a ter movimentação recorrente, com reativação de estruturas anteriormente formadas, sendo afetados por outras mais antigas e transversais.

A razão da implantação deste arco nesta região parece obscura, já que não há fortes indicadores de direções que pudessem a vir controlá-lo, além de poucos diques ácidos eocambrianos de orientação coincidente, mas de distribuição restrita e importância irrelevante. Tampouco se localizam estruturas análogas em posição complementar no continente africano. No litoral NW da Namíbia e SW angolano a estruturação do embasamento precambriano, tal como na área aqui considerada, acompanha o litoral (lá ~ NS), enquanto a direção geral de diques eocretácicos, relacionados ao magmatismo Paraná-Etendeka é NS.

A projeção dos diques de diabásio e do sinal magnético que deles continua atinge totalmente a Bacia de Santos, dela parecendo partir. Contudo, enquanto feição tectônica de escala global, ele e o Arco de Ponta Grossa retringem-se somente ao continente sul-americano.

Ao longo de sua história a movimentação ocorrida foi de natureza variável, e esteve concentrada em alguns períodos que marcam cronologicamente eventos tectônicos de repercussão local e regional, com registros no Devoniano, Carbonífero, Cretáceo Inferior e Terciário (provavelmente Mioceno). Contudo, as melhores evidências são de época mais recente, assinalando a intensa reativação tectono-magmática, no eocretáceo, e transtensional amagmática, no Terciário.

O detalhe estrutural que se pôde alcançar permite afirmar que, no Cretáceo Inferior a região envolvida suportou tectônica distensiva, com σ_3 orientado em posição N30-40E e que gerou abertura para intrusão de complexos alcalinos posicionados no cruzamento de estruturas profundas NW e NE, e uma quantidade gigantesca de diques de diabásio, na forma de feixes que acompanham a direção N60W, desde a plataforma continental paulista, junto a Bacia de Santos, até as rochas

vulcânicas da Formação Serra Geral. Tais diques conectam, portanto, as áreas de derrames das bacias de Santos e do Paraná, através de centros magmáticos posicionados em regiões intermediárias, de onde parecem provir.

Apesar da forte anisotropia criada na direção N50-60W, por ocasião da implantação de estruturas de reativação, houve posterior movimentação de outras mais antigas, dispostas quase ortogonalmente a ENE, segmentando e deslocando lateralmente alguns trechos da sua região axial, obedecendo a pulsos tectônicos. Isto se deveu à existência de um set de estruturas a ENE e N50-60W com disposição favorável para movimentação a partir de esforços situados na direção geral EW-ENE. O melhor testemunho da disposição favorável de estruturas que foram mobilizadas no Terciário é o conjunto de grábens, limitados por falhas de ambas direções, e situados na porção sudeste de São Paulo (Baixo rio Ribeira).

A região do Baixo rio Ribeira evoluiu no Neogeno (Mioceno?) em regime de cisalhamento simples, com tectônica transcorrente transtencional e formação de bacias tectônicas continentais. Admite-se um limite tectônico principal na zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão, e outro em um alto estrutural posicionado na plataforma continental, sugestivamente acompanhando outra zona de cisalhamento mestra. Esta foi a área limitada aonde ficou confinada a principal movimentação de falhas, combinando principalmente transcorrência destal, abatimento dos blocos, sedimentação e preservação sedimentar.

A última conclusão que se pode relacionar ao conjunto de feições diagnósticas é quanto a gênese da Planície Costeira Cananéia-Iguape. Ela constitui feição única no litoral paulista, constituindo o único local em que a Serra do Mar está profundamente recuada. Com tal característica, se

assemelha muito a outra conhecida reentrância da região sudeste, e que promove efeito semelhante na Serra do Mar, o Grábem da Guanabara. No caso da Planície Costeira Cananéia-Iguape, a forte reentrância que a caracteriza associa-se claramente às direções estruturais aqui analisadas, e ao domínio das depressões apresentado, de modo que sua origem deve ser devida à tectônica terciária extensional neogênica, quando ocorreram movimentos horizontais importantes acompanhados de uma componente gravitacional que permitiu a implantação de uma ampla planície terciária, que persiste até os dias atuais.

X REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, E.N. - 1951 - The dynamics of faulting. Edimburgh: Oliver & Boyd Ltd.
- ALBERTI, A.; PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; CIVETTA, L.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MORAIS E.A.A. - 1992 - Mesozoic acid volcanics from Southern Angola: petrology, Sr-Nd isotope characteristics and correlation with the acid stratoid volcanics suites of the Paraná Basin (Southern Brazil). *Eur. J. Mineralogy*, 4:597-604.
- ALGARTE, J.P. - 1972 - A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das alcalinas nos estados de São Paulo e Paraná. In: Cong. Bras. Geol., 26, Belém, SBG. Anais..., v.1, p.65-69.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1971 - Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozóico do Sul do Brasil e do Paraguai ocidental. *An. Acad. bras. Cienc.*, 43:835-836.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. - 1973 - The precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon river. In: Nairn, A.E.M. & Stehli, F.G., *The ocean basins and margins*, V.1, p.411-446.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1983 - Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Rev. Bras. Geoc.*, 13(3)139-158.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1986 - Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(4)325-349.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S.; BISTRICHI, C.A. - 1981 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo - escala 1:500.000 - V. 1. *Monografias 6*. Publicação IPT 1184, São Paulo, 1981. p.46-77.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. - 1966 - Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30(2)159-189.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. - 1967 - Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, Oxford, 31:117-142.
- AMARAL, G. - 1978 - Potassium-argon age studies on the Jacupiranga alkaline district. State of São Paulo, Brasil. In: Simp. Intern. Carbon., 1, Poços de Caldas. Anais... Poços de Caldas, DNPM/MME, p.207-302.

- ANGELIER, J. & MECHLER, P. - 1977 - Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diédres droits. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7(XI)729-737.
- ARTHAUD, F. - 1969 - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 11:729-737.
- 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). *Rev. Bras. Geoc.*, 22(2)216-221.
- BECKWITH, R.H. - 1941 - Trace-slip faults. *AAPG Bull.* 25(12)2181-2193.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R.; ROISENBERG, A. - 1984 - High and low TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau: petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *N. Jb. Miner. Abh.*, 150:273-306.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E.M.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. - 1986 - Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *J. Petrology*, 27:915-944.
- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; MACHADO Jr., D.L.; CAMPANHA, G.A.C.; PRESSINOTTI, P.C.; CAMPANHA, V. A. - 1995 - Mapa Geológico da Folha São Paulo. Escala 1:250.000. Relatório IPT N° 33065, São Paulo.
- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A. de; STEIN, D.P.; MELO, M. S.; CREMONINI, O.A. - 1981 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo - escala 1:500.000, v.2 *Monografias 6*. Publicação IPT 1184, São Paulo.
- BORN, H.; KAWASHITA, K.; CARVALHO, R.M. - 1972 - Geocronologia do complexo alcalino de Juquiá. In: Cong. Bras. Geol., 26, Belém, 1972, *Resumo da Comunicações*, p.20.
- BOYD, D.M. & TUCKER, D.H. - 1990 - Australian magnetic dykes. In: Parker et al. eds., *Mafic dykes and emplacement mechanisms*. Balkema, Rotterdam, p.391-399.
- CAMPANHA, G.A.C.; CARNEIRO, C.D.R.; PEREIRA JR., G.G.; FURUMOTO, S.; HASUI, Y.; NAGATA, N. - 1996 - Uso do programa TRADE para determinação de direções principais de esforços pelos métodos Arthaud e Angelier. In: CARNEIRO, C.D.R. ed., 1996, *Projeção estereográfica para análise de estruturas*. IPT-UNICAMP-CPRM. Publicação IPT N° 2377.

- CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. - 1999 - Tectonics of the southern portion of the Ribeira belt (Apiaí domain). *Precambrian Research*, 98:31-51.
- CAMPANHA, G.A.C., ESCUDERO, O.B., SADOWSKI, G.R. - 1993 - Análise da geometria e cinemática da zona de cisalhamento do Lineamento Ribeira, SP e PR. IV Simp. Nac. Est Tectônicos - Anais..., Bol. 12, p.347-351.
- CARVALHO, H.; CRASTO, J.P.; SILVA, Z.C.G.; VIALETTE - 1987 - The Kibaran cycle in Angola - a discussion. *Geological J.* 22:85-102.
- COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; PICCIRILLO E.M.; MELFI, A.J. - 1988 - Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná basin (Brazil). In: PICCIRILLO E.M. & MELFI, A.J. eds. *The mesozoic flood volcanism of the Paraná basin - petrogenetic and geophysical aspects*. p.47-72.
- COUTINHO, J.M.V.; VALARELLI, J.V.; RODRIGUES, E.P. - 1998 - The mafic intrusion of Pariquera Açú, São Paulo, Brazil. *An. Acad. bras. Cienc.* (no prelo).
- CPRM - 1974 - Projeto sudeste do Estado de São Paulo - Relatório Final. São Paulo, DNPM/CPRM.
- CPRM - 1978 - Projeto aerogeofísico São Paulo-Rio de Janeiro - Áreas III e IV. (Dados do levantamento aeromagnético e mapas de contorno magnético do campo anômalo), CPRM, Rio de Janeiro.
- CPRM - 1981 - Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira - Relatório Final. São Paulo, DNPM/CPRM, 240p.
- CPRM - 1983 - Projeto Capão Bonito. Relatório Final. São Paulo, CPRM/SUREG-SP 2v. 1:50.000. Mapeamento geológico.
- CPRM - 1996 - Mapa de sombra aeromagnético do Brasil (campo total reduzido ao IGRF).
- DANTAS, A.S.L.; GIMENEZ FILHO, A.; NAGATA, N.; FERNANDES, L.A.; TEIXEIRA, A.L.; FRASCÁ, M.; H.B. - 1987 - Evolução geológica e estrutural da faixa costeira nas regiões de Juquiá e Miracatu, sul do Estado de São Paulo. In: Simp. Reg. Geol., 6, Rio Claro, 1987. Atas... Rio Claro, SBG. v.2, p.173-189.
- De WIT, M.; JEFFERY, M.; BERGH, H.; NICOLAYSEN, L. - 1988 - Geological map of sectors of Gondwana reconstructed to their disposition at 150 Ma (1:10.000.000). *Bernard Price Inst. Geophysics Res.*, Univ of Witwatersrand, Johannesburg.
- DELANEY, P.T. & POLLARD, D.D. - 1981 - Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. U.S. Geol. Survey., Prof. Paper 1202.

- ERLANK, A.J.; MARSH, J.S.; DUNCAN, A.R., MILLER, R.McG; HAWKERWORTH, C.J.; BETTON, P.J.; REX, D.C. - 1984 - Geochemistry and petrogenetic of the Etendeka volcanic rocks from SW Af/Namíbia. In: Erlank, A.J. ed., *Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo province*, sp. Publ. Geol. Soc. S Africa, 13:195-245.
- FERREIRA, F.J.F. & ALGARTE, J.P. - 1979 - O comportamento aeromagnetométrico-cintilométrico das principais rochas alcalinas dos estados de São Paulo e Paraná. In: Simp. Reg. Geol., 2, Rio Claro, 1979. Atas... Rio Claro, SBG. v.2, p.195-208.
- FERREIRA, F.J.F. - 1982 - Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. Dissertação de Mestrado, IGcUSP, São Paulo, 170p.
- FERREIRA, F.J.F.; MORAES, R.; FERRARI, M.P.; VIANNA, R.B. - 1981 - Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. In: Simp. Reg. Geol., 3, SBG/SP. Atas..., v.1, p.226-240.
- FERREIRA, F.J.F.; ALGARTE, J.P.; THEODOROVICZ, A.; MONMA, R.; MARTINS, F.A.G., TASSINARI, C.C.G.; SILVA, R.B.; RODRIGUES, E.P., COUTINHO, J.M.V. - 1987 - A alcalina de Pariquera Açú. In: Simp. Reg. Geol., 6, Rio Claro, 1987. Atas... Rio Claro, SBG. v.2, p.159-172.
- FERNANDES, L. A. - 1992 - A Cobertura Cretácea Suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os Grupos Bauru e Caiuá. São Paulo. 129p. Dissertação de Mestrado - IGUSP.
- FÚLFARO, V.J. - 1967 - Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. Tese de Doutorado - FFCLUSP, São Paulo, 91p.
- FÚLFARO - 1974 - Tectônica do alinhamento estrutural do Paranapanema. *Bol. IG*, 5:129-138.
- FODOR, R.V.; MCKEE, E.H.; ASMUS, H.E. - 1984 - K-Ar ages and the opening of the South Atlantic ocean: basaltic rocks from the Brazilian margin. *Marine Geology* 54:M1-M8.
- FODOR, R.V. & VETTER, S.K. - 1985 - Mineral chemistry and petrography of passive-margin basalt, southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 15(1)36-47.
- GRADSTEIN, F.M.; AGTERBERG, P.; OGG, J.G.; HARDENBOL, J.; VEEN, P.; THIERRY, J. HUANG, Z. - 1994 - A mesozoic time scale. *J. Geophysical research*, 99(B12)24051-24074.
- HANSEN, R.O.; PAWLOWSKI, R.S.; WANG, X. - 1987 - Joint use of analytic signal and amplitude of horizontal gradient maxima for three-dimensional gravity data interpretation. 57th Ann. Internat. Mett., Soc. Expl. Geophys. *Expanded abstracts*, p.100-102.

- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, CD.R.; BISTRICHI, C.A. - 1981 - O embasamento pré-cambriano e eopaleozóico em São Paulo. In: IPT. Mapa geológico do Estado de São Paulo; escala 1:500.000. Publicação IPT 1184. São Paulo, v.1, p.12-45.
- HASUI, Y.; SENA COSTA, J.B.; BORGES, M.S.; JIMENEZ-RUEDA, J.R., MORALES, N.; BERMEGUY, R.L. - 1999 - Compartimentação neotectônica do Lineamento Paranapanema. In: Simp. Nacional de Est. Tectônicos, VII, Lençóis, SBG-ABGP, 1999. Anais... Sessão 4, p.37-39.
- HUNTER, D.R. & REID, D.L. - 1987 - Mafic dyke swarms in southern Africa. In: Halls & Fahrig eds. *Mafic dyke swarms*, GAC sp. paper 34, p.445-456.
- IPT - 1985 - Geologia das folhas de Iporanga (SG-22X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG-22X-B-VI-1) - Estado de São Paulo. Relatório IPT N° 22.352.
- IPT - 1989 - Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. Relatório IPT N° 27394. 2 V. 289p.
- JESSAN, D.L.; MOUNTREY, N.; HOLZFÖRSTER, F.; STOLHOFEN, H. - 1999 - Internal stratigraphic relationships in the Etendeka group in the Huab basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. *J. Geodynamics* 28(4/5)393-418.
- MACEDO, J.M. - 1991 - Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E. eds., *Origem e evolução de Bacias sedimentares*. Petrobrás, 414p.
- MACHADO Jr., D.L. - 1998 - Geocronologia Rb/Sr do maciço alcalino de Pariquera Açu-SP. In: Cong. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, SBG/MG. Anais..., p.466.
- MACHADO Jr., D.L. - 1999a - Os lineamentos magnéticos de Guapiara e seu significado tectônico. VII Simp. Nac. Est Tectônicos - Anais..., Sessão 3, p.29-33.
- MACHADO Jr., D.L. - 1999b - Detectabilidade de diques máficos por interpretação magnética. VI Simp. de Geol. do Sudeste, Bol. Resumos, p.
- MACHADO Jr., D.L. - 2000 - Idade do magmatismo alcalino de Pariquera Açu - SP. Rev. Bras. Geoc., 7p. (submetido)
- MARZOLI, A; MELLUSO, L.; MORRA, V.; RENNE, P.R.; SGROSSO, I.; D'ANTONIO, D.; DUARTE-MORAIS, L.; MORAIS, E. A.A.; RICCI, G. - 1999 - Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Paraná-Etendeka continental flood basalt province. *J. Geodynamics*, 28(4/5)341-356.

- MELFI A.J., PICCIRILLO, E.M., A.J., NARDY, A.J.R. - 1988 - Geological and magmatic aspects of the Paraná basin - An introduction. In: PICCIRILLO E.M. & MELFI, A.J. eds., *The mesozoic flood volcanism of the Paraná basin - petrogenetic and geophysical aspects*. IAGUSP. p.1-24.
- MELO, M.S.M. - 1990 - A formação Pariquêra Açú e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese. Dissertação de Mestrado - IGcUSP, 211p.
- MELO, M.S.M.; FERNANDES, L.A., COIMBRA, A.M. & RAMOS, R.G.N. - 1990 - O gráben (terciário?) de Sete Barras, vale do Ribeira de Iguape, SP. *Rev. Bras. Geoc.* 19(2)260-262.
- MILANI, E.J. - 1997 - Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de doutoramento - UFRGS, 2v., 255p.
- MILNER, S.C.; DUNCAN, A.R., WHITTINGHAM, A.M.; EWART, A. - 1995a - Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *J. Volcanol. and Geothermal Research*, 69:137-157.
- MILNER, S.C.; Le ROEX, A.P., O'CONNOR, J.M. - 1995b - Age of Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia, and their relationship to continental breakup. *J. Geol. Soc. London*. 152:97-104.
- MIZUSAKI, A.M.P. - 1986 - Rochas ígneas básicas do neocomiano da bacia de Campos: características e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos. Dissertação de Mestrado - UFRJ, 104p.
- MORLEY, C.K.; NELSON, R. A.; PATTON, T.L.; MUNN, S.G. - 1990 - Transfer zones in the east African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG Bull.* 74(8)1234-1253
- NABHIGHIAN - 1972 - The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automatic anomaly interpretation. *Geophysics* 37(3)507-517.
- NABHIGHIAN, N.M. - 1984 - Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations. *Geophysics* 49(6)780-786.
- NORTHFLEET, A.; MEDEIROS, R.A. & MULMANN - 1969 - Reavaliação dos dados geológicos da bacia do Paraná. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, 12(3)291-346.
- OLIVEIRA, E.P. & MONTES, M.L. - 1984 - Os enxames de diques máficos do Brasil. In: *Cong. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais*, p.4137-4154.

- PACCA, I.G. & HIODO, F.Y. - 1976 - Paleomagnetic analysis of mesozoic Serra Geral basaltic lava flows in southern Brazil. *Anais Acad. bras. Cienc.* **48**(supl)207-214.
- PAULIPETRO - 1980 - Projetos Aeromagnéticos: Botucatu, Bauru, confluência Paraná-Paranapanema. (Dados do levantamento aeromagnético), São Paulo.
- PAULIPETRO - 1981 - Projetos confluência Paraná-Paranapanema, Bauru e Botucatu. Processamento interpretativo. Relatório Final. RT 371/82.
- PEATE, D.W. - 1997 - The Paraná-Etendeka province. In: Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood volcanism. AGU, *Geophysical Monography*, **100**:217-245.
- PETIT, J.P. - 1987 - Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geology* **9**(5/6)597-608.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. - 1971 - Some aspects of the Neoceneozoic sedimentation in the Cananéia-Iguaoe lagoonal region, São Paulo, Brazil. *Estudos Sedimentológicos* **1**(1)25-33.
- PICANÇO, J.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P. - 1997 - Idades U-Pb (Shrimp), Sm-Nd e Rb-Sr em rochas do Maciço Itatins(SP): evidências de evolução policíclica. *Anais Acad. bras. Cienc.*, **70**(1)139-150.
- PICCIRILLO E.M.; RAPOSO, M.I.B.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CORDANI U.G.; KAWASHITA, K. - 1987 - Bimodal fissural volcanic suites from Paraná basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, **1**:53-69.
- PICCIRILLO E.M.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; NARDY, A.J.R.; PACCA, I.; ROISEMBERG, A.; STOLFA, D. - 1988a - Continental flood volcanism from the Paraná basin (Brazil). In: McDougall ed., *Continental Flood basalts*, p.195-238. Kluwer Acad. Publisher.
- PICCIRILLO E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; STOLFA, D.; BELLINI, G.; MARQUES, L.S.; GIARETTA, A.; NARDY, A.J.R.; PINESE, J.P.P.; RAPOSO, M.I.B.; ROISEMBERG, A. - 1988b - Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and related intrusives from the Paraná basin (Brazil). In: PICCIRILLO E.M. & MELFI, A.J. eds. *The mesozoic flood volcanism of the Paraná basin - petrogenetic and geophysical aspects*. IAGUSP. p.107-156.

- PICCIRILLO E.M.; BELLINI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A.J.; PINESE, J.P.P.; ZANTADESCHI, P.; DEMIN, A. - 1990 - Lower cretaceous tholeitic dyke swarms from the Ponta Grossa arch (South East Brazil): Petrology Sr-Nd isotopes and genetic relationships from Paraná flood volcanics, *Chemical Geol.*, **89**:19-48.
- PINESE, J.P.P. - 1989 - Caracterização petrológica e geoquímica dos diques do arco de Ponta Grossa. Dissertação de Mestrado - IAGUSP, 196p.
- PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. - 1976 - The brazilian marginal basins: current state of knowledge. *Anais Acad. bras. Cienc.*, **48**(supl)215-240.
- RAPOSO, M.I.B. - 1987 - Evolução magmática e petrológica das rochas vulcânicas ácidas mesozóicas da região de Piraju - Ourinhos (SP e PR). Dissertação de Mestrado - IAGUSP, 159p.
- RAPOSO, M.I.B & M. ERNESTO - 1995 - Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil) and its relationship with magma flow direction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **87**:183-196.
- RAPOSO, M.I.B & M. ERNESTO - 1998 - Palomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the early Cretaceous Florianópolis dyke swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **108**:275-290.
- RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.; COE, R.S.; GLEN, J.; PREVOT, M.; PERRIN, M. - 1992 - Rapid eruption of the Paraná flood volcanics, rifting of Gondwanaland and the Cretaceous boundary. *Science*, **258**:975-979.
- RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO E.M. - 1996b - Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **144**:199-211.
- RICCOMINI, C. - 1989 - O Rift continental do Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, IGUSP, São Paulo, 256p.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; SONOKI, H.M.; SONOKI, I.K. - 1988 - Age of the Paraná flood volcanism. In: PICCIRILLO E.M. & MELFI, A.J. eds. *The mesozoic flood volcanism of the Paraná basin - petrogenetic and geophysical aspects*. IAGUSP. p.25-45.
- RODEN, M.F.; MURTHY, V.R.; GASPAR, J.C. - 1985 - Sr and Nd isotopic composition of the Jacupiranga carbonatite. *J. Geology*, **93**:212-220.
- ROEST, W.R.; VERHOEF, J.; PILKINGTON, M. - 1991 - Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* **57**(1)116-125.
- RUHR UNIVERSITÄT BOCHUM - 1999 - StereoNett, v. 2.10 (Johannes Duyster). e-mail: Johannes.P.Duyster@ruhr-uni-bochum.de).

- SADOWSK, G.R. - 1974 - Complexos de núcleo metamórfico: possíveis exemplos no pré-cambriano brasileiro. *Boletim IG-USP*, Publ. Esp. 9:63-65.
- SCHNEIDER, R.L.; MÜLMAN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A; - 1974 - Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Cong. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 1974, *Anais...*v.1 p.41-65.
- SCHWARZ, E.J.; HOOD, P.J.; TERKEY, D.J. - 1987 - Magnetic expression of Canadian diabase dykes on downward modelling. In: Halls & Fahrig Eds. *Mafic dyke swarms*, GAC sp. paper 34, p.153-162.
- SIAL, A.N.; OLIVEIRA, E.P.; CHOUDOURI, A. - 1987 - Mafic dyke swarms of Brazil. In: Halls & Fahrig eds. *Mafic dyke swarms*, GAC sp. paper 34, p.467-481.
- SIGA Jr., O. - 1995 - Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina. Tese de doutoramento - IGcUSP, 212p.
- SILVA, A.T.S.F. & ALGARTE, J.P. - 1981 - Contribuição à geologia da sequência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera Açu, Estado de São Paulo. Litologia e petrografia. In: Simp. Reg. Geol., 3, Curitiba, 1981. *Atas...* São Paulo, SBG. v.1, p.109-120.
- STEWART K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C. KIRSTEN, L.; MANTOVANI, M. - 1996 - 3-D ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143:95-109.
- SYLVESTER, A.G. - 1988 - Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100(11)1666-1703.
- TORQUATO, J.R. 1974 - Geologia do sudoeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola. Tese de doutoramento - IGcUSP, 243p.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. - 1994 - Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121:333-348.
- ULBRICH, H.G.J. & GOMES, C.B. - 1981 - Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Sci. Rev.*, 17:131-154.
- VASCONCELOS, C.V.; DEHLER, N.M.; YAMATO, A.A.; LOPES Jr, I. - 1999 - Geologia, levantamento geoquímico, processamento geofísico e metalogenia das folhas SG.22-X-B-VI-2 (Jacupiranga) e SG.22-X-B-VI-4 (Rio Guaraú), Estado de São Paulo, Escala 1:50.000. MME/CPRM, 233p.
- VIEIRA, A.J. - 1973 - Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: Cong. Bras. Geol., 27, Aracaju, 1973, *Anais...* p.258-277.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; MARQUES, A. - 1990 - The Paraná Basin, Brazil. In: Interior Cratonic Basins, Leighton et al.(coords), AAPG Memoir 51, chapter 33, p.681-708.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. - 1991 - Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J.(coords), Origem e Evolução de Bacias Sedimentares, Petrobrás, Rio de Janeiro, 415p.

ZEM-GIMENEZ, D. - 1996 - Caracterização tectono-estrutural do enxame de diques cretácicos na região de Fartura, Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado - IGCE-UNESP, 153p.