UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TECTÔNICA DA BORDA DA BACIA DO PARANÁ E
DE SEU EMBASAMENTO NA REGIÃO DE ITAJAÍ-LAJES -
SANTA CATARINA - UMA ABORDAGEM COM IMAGENS
FOTOGRAFICAS DO SISTEMA LANDSAT E MOSÁICOS
DE RADAR

Célio Eustáquio dos Anjos

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	<u>Dr. B.B.B.Neves</u>
Examinadores:	<u>Dr. G.R.Sadowski</u>
	<u>Dr. L.C.Chiang</u>
	<u>Dr. R. Herz</u>
	<u>Dr. R.Machado</u>

ass.

[Handwritten signatures of the examiners]

São Paulo
1986

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004531

À minha esposa Cida, e aos
meus filhos Renata, Fernanda
e Rafael, pelo afeto recebido.

APÊNDICE III

MAPA DE SISTEMAS DE FEIXES DE FRATURAMENTO

RESUMO

A região leste de Santa Catarina encontra-se representada por rochas de idades Arqueanas e Proterozóicas de alto a médio grau de metamorfismo, do Complexo Granulítico de Santa Catarina, Complexo Metamórfico Migmatítico de Santa Catarina e Complexo Metamórfico Brusque/ os quais mostram um padrão estrutural complexo e de caráter policíclico.

Sobre este precambriano antigo, repousam discordantemente, os sedimentos molássicos do eo-paleozóico do Grupo Itajaí, cujas rochas, de baixo grau metamórfico são estruturadas segundo uma fossa deposicional de direção ENE mostrando forte influência desta direção na sua deformação rúptil.

O Fanerozóico é representado pela Bacia do Paraná, onde as rochas sedimentares recobrem discordantemente todo o conjunto anterior e são constituídos pelos Grupos Tubarão, Passa Dois e São Bento. Magmatismos basálticos de idade Mesozóica são registrados neste pacote sedimentar.

O objetivo geral do trabalho foi cartografar os lineamentos que compõe o quadro estrutural da região, e estudar a dinâmica e possíveis controles, que estes tenham exercido na sedimentação, utilizando produtos fotográficos de S.R. em escala regional. Imagens MSS-RBV-TM-LANDSAT, e mosaicos de radar do Projeto RADAMBRASIL. Paralelamente utilizou-se dados de mapas magnetométricos, dados de campo e bibliográficos.

Uma análise de densidade de fraturamentos realizada a partir de um mapa de lineamentos, revelou uma distribuição particular para cada uma das direções interpretadas e suas inter relações permitiram sugerir uma hierarquia para os vários sistemas de fraturas, onde as direções EW e ENE sobressaem-se como as mais antigas do embasamento, sendo consideradas com as outras (NNW, NNE, NW) como poliativas com idades pelo menos do Proterozóico superior, e reativadas no Fanerozóico.

As direções ENE, EW e NNW por processos de reativação atuaram como fortes controladores da deposição dos sedimentos paleozóicos, registrados pelas maiores espessuras dos sedimentos do Grupo Tubarão no prolongamento da Faixa Tijucas sob a bacia; estruturação do embasamento ao norte do sistema de

falhas Itajaí-Lajes com direção NNW e a fossa EW nas imediações de Salete, observada em mapas magnetométricos. Estes controles são também sugeridos pela análise de mapas de isôpacas da região.

A interpretação qualitativa e quantitativa dos fraturamentos na região da Bacia do Paraná, indicou a associação de feixes de fraturas interpretados sobre os produtos utilizados com falhas do embasamento, por reativações ocorridas no fanerozóico.

A análise da assimetria de drenagem, desenvolvida sobre cartas topográficas na escala de 1:50.000 desta região possibilitou o reconhecimento de basculamento do pacote sedimentar e constatou a presença de flexuras sinformais e antiformais sobre os mesmos. A associação destes elementos apoiados por dados de atitudes de camadas e estruturas geológicas de caráter compressivo, sobre estas rochas (Kink Bands) sugerem a ocorrência de reativação dos grandes falhamentos de movimentos de caráter transcorrente dextral durante o Paleozóico.

Uma divisão de subdomínios estruturais, para as áreas da bacia denominados pelo Autor de Urupema, Alfredo Wagner, Bocaína do Sul, Ituporanga, Presidente Getúlio e Cedro Alto, é proposta para a área tendo em vista as características estruturais particulares do embasamento de cada uma dessas áreas, sugerida pela análise dos sistemas de fraturamentos.

ABSTRACT

The Archaean to Proterozoic basement rocks in the eastern region of Santa Catarina State consist of the granulitic complex of Santa Catarina, metamorphic migmatite complex of Santa Catarina, and metamorphic complex Brusque, and are of the granulitic to greenschist metamorphism.

This study region shows a polycyclic structural pattern. The Eo-Paleozoic molasse sediments are attributed to the Itajaí Group, of low metamorphic grade with structural trend of ENE, strongly influenced by the rupture deformation of ENE, and unconformably lying on the pE basement.

The sedimentary sequence, in the Phanerozoic Paraná Basin consisting of Tubarão, Passa Dois and São Bento groups and unconformably lying on the PE basement, was affected by the Mesozoic magmatism and leaving numerous intrusives in the sediments.

The Landsat-MSS - RBV and TM imagery and SLAR mosaics are used in this research for the construction of a structural lineament map from which the dynamic analysis of the lineaments and the inference, the sedimentation control can be conducted.

The density analysis of the lineaments in the directions of ENE, NNE, NW, NNW and EW reveals that the lineaments in each direction has particular spatial distribution, and the mutual relations among the lineaments in these directions indicate a relative chronological sequence of events.

The lineaments of EW and ENE are considered to be the oldest structures, subsequently, the lineaments of NNW, NNE and NW are considered to be suffered by polyactivities of approximately Upper Proterozoic and reactivated in the Phanerozoic.

The lineaments of NNE, EW, NNW reactivated and controlling the Paleozoic sediments in Paraná basin which is confirmed by the great thickness of Tubarão Group isopach.

The lineaments of NNE, EW, NNW were reactivated and controlled the Paleozoic sedimentation in Parana basin. The great thickness of the Tubarão Group expressed by an isopac map may confirm this structural control.

The qualitative and quantitative interpretation of the lineaments in the Parana basin indicate that the photointerpreted fracture belts and faults in the basements were reactivated in Phanerozoic time.

The analysis of drainage asymmetry was conducted on the topographic maps at the scale of 1:50.000. These maps furnish the information of the inclination synform and antiform flexures in the sedimentary terrain.

The association of the analysis of drainage asymmetry with the attitude of bedding and geological structures of compressive characters (Kink bands) indicate the reactivation of the great faults characterized as dextral transcurrent movement during the Paleozoic time.

By the structural analysis, the Parana Basin is structurally subdivided into six subdomains which are denominated by the author as the Urupema, Alfredo Wagner, Bocaína do Sul, Ituporanga, Presidente Getúlio and Cedro Alto. Each of these structural subdomains possesses its own structural characteristics.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
RESUMO	
ABSTRACT	
LISTA DE FIGURAS	<i>iv</i>
LISTA DE FOTOGRAFIAS	<i>vi</i>
LISTA DE TABELAS	<i>viii</i>
<u>CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO</u>	1
I.1 - Objetivos	1
I.2 - Área de estudo	1
I.3 - Meios materiais e métodos	3
I.4 - Terminologia	4
I.5 - Agradecimentos	6
<u>CAPÍTULO II - METODOLOGIA</u>	8
II.1 - Materiais	8
II.2 - Metodologia	14
II.2.1 - Considerações sobre o uso de dados de sensoriamento remoto	14
II.2.2 - Critérios interpretativos	16
II.2.3 - Procedimentos	20
II.2.3.1 - Análise de fraturamento	21
II.2.3.2 - Análise de densidade de fraturamento	26
II.2.3.3 - Assimetria de drenagem	26
II.2.3.4 - Análise crítica do método	27
<u>CAPÍTULO III - FISIOGRAFIA</u>	30
III.1 - Relevo	30
III.2 - Vegetação, drenagem e clima	41
<u>CAPÍTULO IV - TRABALHOS ANTERIORES</u>	43
IV.1 - Trabalhos específicos sobre falhas do embasamento	48
IV.2 - Aspectos evolutivos regionais	51

	<u>Pág.</u>
<u>CAPÍTULO V - GEOLOGIA REGIONAL</u>	55
V.1 - Complexo granulítico	55
V.2 - Complexo Metamórfico migmatítico	59
V.3 - Complexo Metamórfico Brusque	60
V.3.1 - Suite intrusiva Valsungana	62
V.3.2 - Suite intrusiva Guabiruba	63
V.4 - Sequência vulcano sedimentar Rio Itajaí Mirim	64
V.5 - Depósitos molássicos e vulcânica associados	64
V.6 - Bacia do Paraná	68
V.6.1 - Grupo Tubarão	69
V.6.2 - Grupo Passa Dois	72
V.6.3 - Grupo São Bento	72
V.6.4 - Magmatismo Alcalino	73
<u>CAPÍTULO VI - ANÁLISE DO FRATURAMENTO</u>	74
VI.1 - Sistema de fraturamento ENE	75
VI.1.1 - Distribuição e Características	75
VI.1.2 - Análise da densidade	82
VI.1.3 - Lineamentos magnéticos	85
VI.2 - Sistema de fraturamentos NNE	87
VI.2.1 - Distribuição e Características	87
VI.2.2 - Análise da densidade	94
VI.2.3 - Lineamentos magnéticos	97
VI.3 - Sistema de fraturamentos EW	98
VI.3.1 - Distribuição e Características	98
VI.3.2 - Análise de densidade	100
VI.3.3 - Lineamentos magnéticos	102
VI.4 - Sistema de fraturamentos NNW	102
VI.4.1 - Distribuição e Características	102
VI.4.2 - Análise da densidade	109
VI.4.3 - Lineamentos magnéticos	111
VI.5 - Sistema de fraturamentos NW	112
VI.5.1 - Distribuição e Características	112
VI.5.2 - Análise da densidade	117
VI.5.3 - Lineamentos magnéticos	120

	<u>Pág.</u>
VI.6 - Importância e provável hierarquia dos fraturamentos	120
<u>CAPÍTULO VII - ESTUDO DA ASSIMETRIA DA DRENAGEM</u>	128
<u>CAPÍTULO VIII - DOMÍNIOS TECTÔNICOS PROPOSTOS</u>	132
VIII.1 - Sub-Domínio Urupema	132
VIII.2 - Sub-Domínio Alfredo Wagner	134
VIII.3 - Sub-Domínio Bocaína do Sul	136
VIII.4 - Sub-Domínio Ituporanga	138
VIII.5 - Sub-Domínio Presidente Getúlio	142
VIII.6 - Sub-Domínio Cedro Alto	143
<u>CAPÍTULO IX - CONCLUSÕES PRINCIPAIS</u>	145
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	148
APÊNDICE I - MAPA GEOLÓGICO	
APÊNDICE II - MAPA DE LINEAMENTOS E FEIXES DE FRATURAS	
APÊNDICE III - MAPA DE SISTEMAS DE FEIXES DE FRATURAMENTO	

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
I.1 - Mapa de Localização da Área	2
II.1 - Foto mapa das imagens MSS-TM/LANDSAT	10
II.2 - Área de recobrimento do - Projeto Serra do Mar Sul sobre a área	12
II.3 - Área de recobrimento do - Projeto Ponta Grossa - Criciúma sobre a área	13
II.4 - Efeito de sombreamento do radar de visada lateral	16
II.5 - Propriedades que caracterizam as formas da rede de drenagem e do relevo	19
II.6 - Padrão estrutural resultante de cisalhamento simples produzido por um par conjugado dextral	23
II.7 - Sistema de fraturas na zona de cisalhamento	24
II.8 - Modelo de propagação de fraturas do embasamento para rochas sedi- mentares de cobertura	25
III.1 - Esquema Morfo estrutural da região leste de S.C.	33
IV.1 - Mapa esquemático dos principais sistemas de falhas da borda da Ba- cia do Paraná na região sudeste	50
V.1 - Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná baseada em DNPM-CPRM (1974) modificado	69
VI.1 - Direção ENE - Máximos de fraturamento	84
VI.2 - Mapa de isogammas na região de Taió	86
VI.3 - Interpretação estrutural da região do Complexo Granulítico	89
VI.4 - Interpretação visual de Imagem TM-LANDSAT canal 3- Esquema mostran- do a predominância do sistema NNE no Complexo Metamórfico Migmatí- tico	92
VI.5 - Diagrama de rosácea a leste de Luiz Alves - 184 medidas	93
VI.6 - Diagrama de rosácea próximo a Imbuia - 86 medidas	93
VI.7 - Direção NNE - Máximos de fraturamento	96
VI.8 - Mapa de isogammas na região a norte do sistema de falhas Itajaí-La- jes. Bacia do Paraná	98
VI.9 - Diagrama de rosácea - Área da Bacia do Paraná na região de Lajes -Otacílio Costa	99
VI.10 - Direção EW Máximos de fraturamento	101
VI.11 - Interpretação da Imagem TM - canal 5 - Região de Ibirama. Mostran- do a relação entre o sistema de fraturas NNW com outras direções.	100
VI.12 - Diagrama de rosácea na região de Rancho Queimado. Complexo Meta- mórfico Migmatítico. 1306 medidas	106
VI.13 - Diagrama de rosácea na região de Taió na Bacia do Paraná - 116 medidas	106

VI.14 - Interpretação Estrutural da imagem TM-LANDSAT, canal 3 - Mostra a diferença na estruturação das rochas do Permiano - Estrada Nova e Rio do Rasto	108
VI.15 - Direção NNW - Máximos de fraturamento	110
VI.16 - Interpretação de Imagens TM-LANDSAT - 1:250.000 na região sul de Botuverã. Mostra as relações entre sistemas de fraturamentos NNE, NW e EW	114
VI.17 - Diagrama de fraturas - Região de Nova Trento - 1101 medidas	117
VI.18 - Diagrama de fraturas na região de Petrolândia - 345 medidas	118
VI.19 - Direção NW - Máximos de fraturamento NW	119
VI.20 - Eixos de Máximos de fraturamento	122
VII.1 - Mapa de assimetria de drenagem	129
VII.2 - Assimetria de drenagem na região de Vidal Ramos indicando uma área abatida	131
VIII.1 - Esboço da distribuição dos domínios tectônicos na Bacia do Paraná	133
VIII.2 - Mapa de isôpacas da Formação Serra Geral	134
VIII.3 - Mapa de isôpacas da Formação Botucatu e Santa Maria	137
VIII.4 - Mapa de isôpacas da Formação Rio do Rasto	137
VIII.5 - Mapa de isôpacas da Formação Irati	140
VIII.6 - Mapa de isôpacas da Formação Rio Bonito	140
VIII.7 - Mapa de isôpacas da Formação Palermo	141
VIII.8 - Mapa de isôpacas da Formação Serra Alta	141
VIII.9 - Mapa de porcentagem de folhelho da Formação Itararé-Aquidauana	143
VIII.10 - Mapa de isôpacas da Formação Itararé-Aquidauana	144

LISTA DE FOTOGRAFIAS

	Pág.
III.1 - Aspecto do relevo de planície costeira ao fundo as primeiras elevações do Planalto Cristalino - sul de Tijucas	35
III.2 - Aspecto do relevo mostrando o vale de fundo chato em primeiro plano. Ao fundo serra com morros de encostas simétricas na região do Complexo Granulítico - NE de Pomerode	36
III.3 - Aspecto do relevo na região ondulada do Paleozóico. Em primeiro plano o relevo suavemente ondulado ao fundo a escarpa da serra do Moema	39
III.4 - Relevo no Planalto basáltico arenítico mostrando o aspecto dos morros próximo a sua escarpa. Note-se as camadas de arenito inclinadas para SW pelas intrusões de Sills de diabásio e movimentos de blocos de falha	40
V.1 - Rocha granulítica quartzo-feldspática - Norte de Luiz Alves	56
V.2 - Gnaiss granulítico com neossoma quartzo feldspático com aspecto pegmatóide, em forma de bolsão concordante com a foliação	57
V.3 - Exemplo de enclaves de paleossoma (ultrabásitos) em gnaisses granulíticos. Dobras com âpices espessados da foliação S_n indicam o caráter transposto de S_{n+1}	58
V.4 - Rocha granítica de granulação grosseira, completamente tectonizada as linhas brancas são planos com Slicken side. Sul de Tijucas	60
V.5 - Xisto micáceo com veio granítico concordante com a xistosidade sul de Itapema	61
V.6 - Folhelho argiloso do Grupo Itajaí N85E/35SE. Fraturas maiores N30W/vertical	65
V.7 - Falha inversa folhelhos do Grupo Itajaí. Plano de falha EW - o bloco sul cavalga o bloco norte. Ponto C0-60	66
V.8 - Brecha vulcânica - note-se os contramoldes dos seixos de riolito e matriz afanítico semelhantes - Ascurra	67
V.9 - Arenito médio da Formação Itararé. Alfredo Wagner - inclinado e com estratificação cruzada	70
V.10 - Folhelho negro com lente de calcário cinza com estrutura botrioidal nas bordas sub grupo Guatã-Formação Rio Bonito	71
V.11 - Arenitos finos com pequenas estratificações cruzadas do sub grupo Guatã - formação Palermo	71
VI.1 - Sistema de fraturamento ENE, conjugado com os sistemas NNW e NNE, A bússola aponta para norte	77
VI.2 - Estrias de falha com atitude horizontal em granulito. Plano de fratura N80E vertical próximo a cidade de Blumenau. Lapiseira no afloramento: complexo granulítico	78
VI.3 - Estrias de falha subverticais em granitos próximo a falha de Major Gercino, em superfícies de fraturamento N65E subvertical SE próximo a Tijucas	79

	<u>Pág.</u>
VI.4 - Clivagem de fratura ENE e NNW em granulito a norte de Blumenau. A lapiseira indica a foliação	80
VI.5 - Aspecto de movimento inverso em fratura N80E - 70SE nos sedimentos molássicos	81
VI.6 - Fraturas N65E deslocando sinistralmente fraturas NS, preenchidos com quartzo, rocha granulítica	82
VI.7 - Região sul do Complexo Granulítico - falhamentos NNE encurvados pelo lineamento de Itajaí-Lajes e encurvando falhamentos ENE	88
VI.8 - Imagem TM-LANDSAT - canal 3 - Área do Complexo Metamórfico Migmático de SE - notar a estruturação com quebras negativas predominantes para NNE.	91
VI.9 - Gnaiss granulítico com detalhes do falhamento inverso - N40E - Sul de Maçaranduba	94
VI.10 - Imagem TM da região de Ibirama-Lontras, mostrando fraturamentos da área	104
VI.11 - Imagem LANDSAT-TM - canal 3 - mostrando o aspecto da estruturação da formação Permiana - Estrada Nova a nordeste e Rio do Rastro sul deste	105
VI.12 - Falhamento normal em rochas do Subgrupo Guatã. O bloco norte a esquerda desceu	109
VI.13 - Imagem TM-Canal 5 - área sul de Botuverã - escala 1:250.000 a sul de Ituporanga	113
VI.14 - Rocha cataclástica, foliada - protomilonito com orientação N70W/65NE, Sul de Indaial sobre sedimentos do Grupo Itajaí	115
VI.15 - Fratura NN conjugada com NNE em siltitos a sul de Ituporanga. Notar a formação de planos paralelos a fraturas	115
VI.16 - Kink band com fraturas N50W em folhelhos carbonosos Norte de Alfredo Wagner	116

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
II.1 - Imagens orbitais RBV-MSS e TM-LANDSAT	9
II.2 - Características dos sistemas sensores	11
IV.1 - Evolução das colunas estratigráficas do pré-cambriano de Santa Catarina	47

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1 - OBJETIVOS

A região sudeste brasileira concentra um grande número de trabalhos geológicos na forma de sínteses regionais e em escala detalhada, obviamente em áreas localizadas. Mesmo assim, o quadro estrutural desta região é pouco conhecido na porção leste do Estado de Santa Catarina e adjacências, principalmente no que se refere tectônica dos lineamentos que estruturam na área, as rochas precambrianas do embasamento cristalino e as rochas sedimentares da borda da Bacia do Paraná.

Investigações de grandes lineamentos e análises estruturais, em escala regional, vem sendo executadas com sucesso em várias partes do mundo, utilizando-se produtos fotográficos de sensores orbitais.

O presente estudo objetiva utilizando produtos fotográficos de sensores remotos em escala regional cartografar lineamentos que compõem o quadro estrutural de uma área precambriana, tanto em sua parte exposta como no embasamento subjacente às rochas sedimentares, bem como estudar sua dinâmica e possíveis controles que tenham exercido durante o processo de sedimentação.

I.2 - ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo encontra-se delimitada pelos paralelos $26^{\circ}30'$ e $28^{\circ}00'$ de latitude sul, os meridianos $50^{\circ}15'00''$ a oeste, e o Oceano Atlântico a leste, compreendendo uma área de aproximadamente 27.000 km. Sua metade leste encontra-se representada por rochas cristalinas precambrianas e sua metade de oeste por rochas sedimentares da borda da Bacia do Paraná (Figura I.1).

O acesso a área se faz através das rodovias federais pavimentadas (BR-101, BR-116 e BR-470). Possui uma rede densa de rodovias estaduais e municipais, com a maioria das estradas estaduais asfaltadas ou em boas condições de conservação, com tráfego permanente.

Fig. I.1 - Mapa de localização da área.

I.3 - MEIOS, MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi desenvolvido dentro do programa de projetos de Aplicações e Desenvolvimento do Departamento de Sensoriamento Remoto (DSR) do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE).

Para sua elaboração foram utilizados os seguintes produtos do LANDSAT na escala de 1:250.000: imagens MSS (Multispectral Scanner System) nos canais 5 e 7 e imagens RBV (Return Beam Vidicon), imagens TM (Thematic Mapper) canais 3, 4 e 7.

Foram também utilizados mosaicos de radar de visada lateral do projeto RADAMBRASIL, também na escala de 1:250.000; cartas topográficas do IBGE na escala de 1:50.000; mapas de levantamento aeromagnético dos projetos Serra do Mar Sul e Ponta Grossa Criciúma; e mapas geológicos dos projetos Carta Geológica do Brasil, Folha Curitiba SG-ZZ; Projeto Timbó Barra Velha e Projetos Mapas Metalogenéticos e de Previsão Recursos Minerais - Folhas SG-22-ZB, Joenville - Folha SG-22-ZD) Florianópolis.

Os produtos fotográficos foram analisados visualmente segundo critérios de fotointerpretação convencional, adaptados a produtos fotográficos orbitais (Veneziani e Anjos, 1982), onde as principais feições consideradas na interpretação foram os elementos do relevo e drenagem. As imagens RBV foram interpretadas utilizando-se uma pseudo estereoscopia conseguida quando analisadas aos pares, com o auxílio de um estereoscópio de espelho. As várias imagens fotográficas tiveram o resultado de suas interpretações integradas, originando um mapa de lineamentos e feixes de fraturas um mapa fotogeológico e um mapa de sistema de feixes de fraturas da área.

Os dados de fraturamento foram trabalhados estatisticamente através da construção de mapas de densidade de fraturamento, por intervalo de azimute.

Com as medidas de fraturas obtidas no campo foram construídos diagramas de rosáceas, separando área de amostragem, as unidades geológicas e

geotectônicas para a construção das mesmas, as quais foram posteriormente lançadas sobre o mapa dos principais fraturamentos da área.

Os mapas de densidade de fraturamento foram analisados segundo os conceitos emitidos por Aliyev (1979), onde a partir da análise das relações entre eixos de máximos de fraturamento, torna-se possível estabelecer a idade relativa de alguns sistemas de fraturas.

Dados geofísicos de magnetometria, foram analisados sobre mapas de contorno magnético nos quais foram interpretadas falhas e fraturas do embasamento profundo e ainda anomalias de vulcanismo profundo e superficial.

Sobre as cartas topográficas na escala de 1:50.000 na porção da Bacia do Paraná foi analisada a assimetria da rede de drenagem, que permitiu a construção de "linhas de contorno" integradas às medidas de atitudes de camadas. Desta forma ficou determinado o basculamento de grandes áreas sedimentares na área, confirmando descontinuidades estruturais identificadas na análise dos fraturamento e caracterizando outras.

Todos os dados foram integrados a luz de dados de campo e bibliográficos, e permitiram a formulação de hipóteses sobre a efetiva participação dos grandes lineamentos, na evolução tectônica e paleogeográfica da área.

I.4 - TERMINOLOGIA

Em um trabalho desta natureza é imperioso que se normalize o uso de alguns termos geológicos e conceitos utilizados, para assegurar o correto entendimento pelos leitores do significado dos fenômenos e feições observadas, aqui mencionados e discutidos. Os principais são: lineamentos, sistema de falhas, cinturões de cisalhamento, traços de fraturas, feixes de fraturas, sistema de feixes de fraturas e eixos de máximos de fraturamento para os quais foram consideradas as seguintes conceituações:

- a) *Lineamento* - O termo lineamento foi introduzido por Hobbs (1904) para caracterizar feições da paisagem, tais como cristas e alinhamento de vales, afloramentos, fraturas e zonas falhadas. Adota-se a definição de O'Leary et alii (1976) que a descreve como uma feição linear mapeável, simples ou composta de uma superfície, cujas partes são alinhadas numa conexão retilínea ou curvilínea, que difere claramente do padrão das feições adjacentes e presumivelmente reflete um fenômeno de subsuperfície. Consideramos ainda apenas aqueles elementos com conotação estrutural.
- b) *Sistema de falhas* é entendido como um grupo de falhas paralelas alinhadas segundo uma direção determinada, originadas ou reativadas de forma semelhante durante os mesmos eventos tectônicos e que caracterizam uma zona de fraqueza ou descontinuidade na crosta terrestre persistente ao longo dos tempos geológicos.
- c) *Cinturão de Cisalhamento* - Considerado segundo o conceito de Sadowski (1983) como Macro-Cinturões de Cisalhamento. É definido como extensa faixa planar da crosta (da ordem de centenas de quilômetros) nas quais dominam estados de deformação cisalhante dúctil intensa, acompanhada por deformação rúptil nos níveis superiores da crosta. Esses cinturões são faixas localizadas de deformação concentrada dentro de uma região maior deformada (Ramsay e Graham, 1970).
- d) *Traços de Fraturamento* - Plicka (1974) descreve zonas de juntas como juntas mais ou menos paralelas separadas por distâncias de 10 a 30 cm. A largura destas zonas de juntas varia de métrica a decamétrica. Estas juntas mergulham geralmente 70° - 90° , e se estendem por largas áreas e grandes distâncias e tem uma extensão vertical bastante grande e é este conjunto, o principal elemento que é identificado sobre as imagens orbitais, como traços de fraturas.
- e) *Feixes de fraturas* - O termo grupo de zona de juntas denota uma série de zonas de juntas paralelas umas as outras, de uma gênese uniforme. Zonas de juntas, quando pertencentes a um mesmo sistema (tem o mesmo azimute) e ocorrendo repetidamente a distâncias de poucas dezenas de

metros, constituem feixes de fraturas, os quais se associam a falhamentos e afetam de forma indiscriminada rochas ígneas, metamórficas e rochas sedimentares.

- f) *Sistema de feixes de fraturas* - corresponde ao arranjo de feixes de fraturas paralelos e subparalelos, caracterizando áreas de maior expressão de um determinado sistema de fraturamento, geralmente configurando áreas alongadas e associando-se a grandes feições estruturais e tectônicas.
- g) *Eixo de máximo de fraturamento* pode ser definido como o maior alinhamento de áreas onde se registram as maiores concentrações de fraturamento, considerada uma determinada direção.

I.5 - AGRADECIMENTOS

À minha esposa e filhos pelo afeto, incentivo e paciência com que me cercaram durante o tempo que dediquei a este trabalho, obrigado.

Ao Professor Dr. Benjamim Bley de Brito Neves, pelas discussões, correções e horas roubadas do convívio com sua família. A orientação recebida na elaboração do trabalho ultrapassou os limites de assuntos acadêmicos, com o exemplo de cordialidade, despreendimento e amizade.

Aos professores Dr. Marcel Auguste Dardene, pelo encorajamento, Dr. Umberto G. Cordani pelo apoio e atenção.

Aos meus caros amigos e colegas Paulo Veneziani, Juércio Tavares de Mattos, Athos Ribeiro dos Santos, Edison Crepani e Marx Prestes Barbosa, em companhia dos quais trilhei todo este caminho, pelo incentivo nas horas incertas, pelas discussões, sugestões, que forneceram subsídios aos meus trabalhos. Aos colegas Tomoyuki Ohara e Milton Garcia Balieiro, pela ajuda nos trabalhos de campo.

A Myrian de Moura Abdon, amiga de sempre, pronta a ajudar; pelo tratamento realizado na área de computação.

Ao pessoal do DDS (Departamento de Aplicações de Dados de Satêlite): Sílvia Pereira Coimbra, que cuidou dos desenhos, Marilda Godoi, Graça Lair L. Aragão, Ambrosina Vasconcellos Magalhães, que cuidaram da infraestrutura durante a execução dos trabalhos.

Ao Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE, nas pessoas do seu Ex-Diretor Geral Dr. Nelson de Jesus Parada, e de seu atual Diretor Marco Antonio Raupp por apoiarem o desenvolvimento desta pesquisa.

A todos os colegas e amigos que contribuíram para o bom termo deste trabalho, meus sinceros agradecimentos.

CAPÍTULO II

METODOLOGIA

II.1 - MATERIAIS

Vários produtos fotográficos e cartográficos foram utilizados como base para a execução do trabalho, entre eles:

- Folhas topográficas planimétricas em escala 1:50.000 do IBGE:

- Rio Itajaí do Norte	- SG-22-Z-A-VI-1
- Represa Alto Rio Preto	- SG-22-Z-A-VI-2
- Rio dos Cedros	- SG-22-Z-B-IV-1
- Pomerode	- SG-22-Z-B-IV-2
- Luis Alves	- SG-22-Z-B-V-1
- Barra Velha	- SG-22-Z-B-U-2
- Witmarsum	- SG-22-Z-A-VI-3
- Dona Ema	- SG-22-Z-A-VI-4
- Timbó	- SG-22-Z-B-IV-3
- Blumenau	- SG-22-Z-B-IV-4
- Gaspar	- SG-22-Z-B-V-3
- Itajaí	- SG-22-Z-B-V-4
- Taió	- SG-22-Z-C-III-1
- Rio do Sul	- SG-22-Z-C-III-2
- Apiúna	- SG-22-Z-D-I-1
- Botuverá	- SG-22-Z-D-I-2
- Brusque	- SG-22-Z-D-II-1
- Tijucas	- SG-22-Z-D-II-2
- Trombudo Central	- SG-22-Z-C-III-3
- Ituporanga	- SG-22-Z-C-III-4
- Vidal Ramos	- SG-22-Z-O-I-3
- Aguti	- SG-22-Z-D-I-4
- São João Batista	- SG-22-Z-D-II-3
- Biguaçu	- SG-22-Z-D-II-4
- Bocaina do Sul	- SG-22-Z-C-VI-1
- Petrolândia	- SG-22-Z-C-VI-2

- Alfredo Vagner
- Rancho Queimado
- Santo Amaro da Imperatriz
- Florianópolis
- Urupema
- Águas Brancas
- Bom Retiro
- Anitápolis
- São Bonifácio
- Paulo Lopes
- SG-22-Z-D-IV-1
- SG-22-Z-D-IV-2
- SG-22-Z-D-V-1
- SG-22-Z-D-V-2
- SG-22-Z-C-VI-3
- SG-22-Z-C-VI-4
- SG-22-Z-D-IV-3
- SG-22-Z-D-IIV-4
- SG-22-Z-D-V-3
- SG-22-Z-D-V-4
- Imagens orbitais do satélite LANDSAT, na escala de 1:250.000 em diversos formatos, como mostra a Tabela II.1.

TABELA II.1

IMAGENS ORBITAIS - ESCALA 1:250.000				
PRODUTO	ÓRBITA	PONTO	CANAIS	DATA
MSS/LANDSAT	178	30	5 e 7	06.04.78
	178	31	5 e 7	06.04.78 _e 24.04.78
MSS/LANDSAT Composição Colorida Falsa-Cor	178	31	4, 5 e 7	24.04.78
	192	30	5 e 7	07.04.78
CENAS				
RBV/LANDSAT	178	31 B e D		18.07.79 _e 30.07.79
	178	31 A e C		22.09.80
	192	29 D		07.02.79
TM/LANDSAT	220	79	3, 4 e 7	22.07.84
	(178)	(31)		

- Mosaicos de Radar do Produto RADAMBRASIL em escala 1:250.000

- Folhas: SG-22-ZA
SG-22-ZB
SG-22-ZC
SG-11-ZD

À Figura II.1 mostra a disposição dos mosaicos de radar, a órbita e ponto das cenas e subcenas das imagens do LANDSAT no leste do estado de Santa Catarina.

Fig. II.1 - Foto-mapa das imagens RBV MSS-TM/LANDSAT e Mosaios de radar.

Detalhes sobre as características dos sistemas sensores podem ser encontrados em AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMETRY (1983). A Tabela II.2 resume suas principais características.

TABELA II.2

CARACTERÍSTICAS DOS SISTEMAS SENSORES				
TIPOS DE SENSOR	CANAIS	BANDAS ESPECTRAIS	RESOLUÇÃO ESPACIAL	
LANDSAT MSS	4	0.5-0.6 μm	79 m	visível
	5	0.6-0.7 μm	79 m	visível/ vermelho
	6	0.7-0.8 μm	79 m	I. vermelho
	7	0.8-1.1 μm	79 m	I. vermelho próximo
LANDSAT RBV		0.505-0.750 μm	40 m	visível
LANDSAT TM	3	0.63-0.69 μm	30 m	visível
	4	0.76-0.90 μm	30 m	I. vermelho
	7	2.08-2.35 μm	30 m	I. vermelho próximo
S L R	Banda X	3,1 cm	25 m	Micro Ondas

- Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul, executado pela CPRM/GEOfOTO S.A
- Mapas de Isogamas de Intensidade Magnética residual na escala de 1:50.000.

Extensão: 53.924 km

Época dos vãos: Ago-Dez/75; Jan-Ago-76

Altura média dos vãos sobre o terreno: 150 m

Intervalo médio entre as linhas de vão: 1 km

Direção das linhas de vão: N30W

Volume total de cristais: 1.017,88 pol. cúbicas

- Escala 1:50.000

a) Contorno Magnético

b) Posição das Linhas de Vão

- Escala 1:250.000

- a) Contorno Magnético
- b) Contorno do Canal de Contagem Total
- c) Posição das Linhas de Voo

Foram analisadas as folhas na escala de 1:50.000, na área do trabalho, conforme Fig. II.2 do Índice das folhas do projeto.

Fig. II.2 - Área de recobrimento do Projeto Serra do Mar, Sul sobre a área de estudo.

- Projeto Ponta Grossa-Criciúma - Levantamento aeromagnetométrico efetuado para a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, pelo Convênio Brasil/Alemanha, com as seguintes características (Fig. II.1):

Extensão: 36.411 km

Época dos vãos: Out/Dez/71; Jan-Fev/72

Altura média de vôo sobre o terreno; 120 m

Intervalo médio entre as linhas de vôo: 1 km

Direção das linhas de vôo: EW

Volume total de cristais: Explorâncio mod. DGRS 1002

Tipos mapas:

- escala 1:50.000, 1:100.000 e 1:250.000

a) Contorno Magnético.

Fog. II.3 - Área analisada do Projeto Ponta Grossa - Criciúma.

- Principais levantamentos geológicos utilizados:

- a) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha Curitiba SG-22 Mapa Geológico 1:100.000 e texto explicativo:
- b) Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais Folhas Joenville - SG-22-Z-B e Folha Florianópolis SG-22-ZD escala 1:250.000 Timbó Barra Velha;
- c) Projeto Timbó Barra Velha;
- d) Projeto Brusque-Serra do Tabuleiro escala 1:50.000
- e) Projeto Vidal Ramos-Biguaçu - DNPM - CPRM.

Outras Fontes de informações encontram-se referenciadas na bibliografia.

II.2 - METODOLOGIA

II.2.1 - CONSIDERAÇÕES SOBRE O USO DE DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Na utilização dos produtos de sensoriamento remoto devem ser sempre consideradas as várias características do sistema sensor e do processo de imageamento para obtenção dos dados.

Na seleção das bandas espectrais mais apropriadas é de relevante importância a relação entre a escala do problema abordado e a resolução espacial do sistema conhecimentos preliminares das características do material e da reflectância dos alvos a serem examinados ajudam na seleção das bandas mais apropriadas.

Abordagens nas quais a análise de feições de escala macroscópica e megascópica possam conduzir a solução de problemas estudados, são via de regra os que têm fornecido melhores resultados, quando se utiliza de dados orbitais.

Como forma de contornar problemas ocasionados pelas limitações do sensor para a solução de problemas geológicos em escalas maiores, foram desenvolvidas técnicas de processamento de dados onde variadas alternativas são oferecidas para a melhoria da discriminação dos alvos sobre estes produtos.

Técnicas de realce, classificações automáticas, formação de cenas híbridas a partir de fracionamento e adição de canais, realces de bordas e feições lineares, são alguns dos recursos mais utilizados, tendo sempre como limite a resolução espacial e espectral do sensor.

O conhecimento antecipado das características lito-estruturais da área, mesmo que generalizadas são importantes na seleção do produto de sensoramento remoto a ser utilizado.

À vezes, sensores com menor resolução espacial oferecem informações mais confiáveis de estrutura geológicas devido a terem um sistema de imageamento mais apropriado à detecção de determinado tipo de estrutura, do que outros sistemas de maior resolução espacial mas com características de imageamento menos apropriadas para definição daquele alvo. Na área de estudo por exemplo, a estruturação representada por lineamentos de direção preferencial NE para rochas cristalinas, é melhor realçada nos mosaicos de radar, enquanto, que feições EW paralelas ao sinal do radar são mais realçadas nas imagens LANDSAT.

O relevo fornece os principais elementos de fotointerpretação para os produtos fotográficos destituídos de visão estereoscópica. No caso das imagens LANDSAT, oriundas de sistema sensor passivo, o qual utiliza a luz do sol como fonte de energia, a impressão de relevo é dada pelas alternâncias dos pares luz-sombra. Neste caso elementos retilíneos de relevo paralelos ao azimute solar, tendem a ficar mascarados.

O realçamento do relevo nos mosaicos de radar depende da orientação do relevo, comprimento de onda de radar, resolução do sistema, tamanho da feição observada e direção da linha de vôo. Feições topográficas orientadas paralelamente a linha de vôo, portanto, perpendiculares ao sinal de radar, terão seu relevo realçado, caso contrário, quando as feições topográficas orientadas tendem a tornar-se paralelas ao sinal do radar, estas podem não serem identificadas. No geral, os mosaicos de radar mostram-se eficientes para a interpretação

tação geológica regional. A análise automática de dados destes produtos é dificultada por serem apresentadas sempre como cópias fotográficas. As regiões distais e proximais da imagem apresentam sombreamento diferenciado, o que pode realçar feições topográficas localizadas nas regiões distais (Fig. II.4).

Fig. II.4 - Efeito de sombreamento do radar de visada lateral.
(Fonte: MacDonald et alii, 1969); in American
Society of Photogrammetry (1983).

II.2.2 - CRITÉRIOS FOTOINTERPRETATIVOS

O processo de análise empregados para a obtenção de dados geológicos a partir de imagens orbitais, pode ser conduzido, segundo os fundamentos e sistemática de fotointerpretação de vários autores, dirigidos para a análise de fotografias aéreas, entre eles: Allum (1966); Ricci e Petri (1965); Lueder (1959); Miller e Miller (1961); Ray (1963); Lattman e Matzike (1961); Vergara (1971). A despeito de existir variação quanto a sistemática de abordagem a um problema de fotointerpretação geológica, todos têm em comum o procedimento empírico, onde a análise e interpretação do relevo para fins geológicos ocorre de forma associativa e comparativa.

Um grande avanço foi constatado no processo de análise visual e fotointerpretação de imagens de satélite com relação ao nível de informações geológicas obtidas dos produtos fotográficos. Isto, a partir do momento em que, de uma forma natural e gradativa, em função do grande número de informações con

tidas nestas cenas, o processo de sua análise foi sistematizado em fases de identificação dos elementos da imagem e correlação com os objetos, análise das relações entre os objetos e a descoberta de suas relações em seu significado geológico.

Este advento ocorreu a partir dos ensaios de fotointerpretação elaborados por Guy (1966); Riverau (1970); Soares e Fiori (1976) e em parte modificados por Veneziani e Anjos (1982) para uso em imagens multiespectrais de satélite.

Foi realizado um estudo morfoestrutural sobre os produtos fotográficos, através de métodos de análise visual considerando os seguintes elementos na sua execução:

a) Textura e Estrutura - A análise do relevo e da rede de drenagem constituiu um ponto básico no processo de fotointerpretação. Obteve-se este conhecimento a partir da análise das propriedades que caracterizam as formas da rede de drenagem e relevo, onde foram consideradas as seguintes propriedades básicas - ver Fig. II.5.

- propriedades qualitativa dos elementos texturais;
- densidade de textura;
- estrutura;
- grau de estruturação;
- ordem de estruturação;

Da análise das propriedades de relevo definidos foram reconhecidas: áreas com as mesmas características texturais; lineamentos de relevo simples ou compostos, definidos pela disposição retilínea ou curvilínea dos elementos de relevo; quebras de relevo, negativas e positivas, definidas pela forte estruturação dos lineamentos de relevo; assimetria, definida pela disposição alongada do par luz-sombra e avaliados segundo a largura da região sombreada comparada com a iluminada.

Com base nas propriedades texturais da rede de drenagem podem ser definidos a sua densidade textural relativa, aos lineamentos simples ou com postos, as curvaturas dos elementos texturais de drenagem, a angularidade dos elementos texturais, (definidos em termos dos ângulos de confluência dos ele mentos texturais) além de tropia, assimetria e uniformidade.

Com estes dados de relevo e drenagem foram obtidas informações de caráter morfológicos, de unidades geológicas ou associação destas, dados re lativos ao grau de dissecação, natureza das rochas, sentido do mergulho de fei ções planares e sobre as estruturas geológicas.

As variações de tons de cinza sobre os produtos fotográficos fo ram utilizados, de maneira sistemática, na delimitação de unidades fotogeolôgi cas, com os quais se buscou correlacionar os vários tipos litológicos da re gião. Alinhamentos de tons de cinza foram também considerados como um fator de importância na confecção do mapa de lineamentos. Um cuidado especial foi toma do neste sentido, considerando-se que a vegetação é o alvo mais fortemente re tratado nestes produtos e que numa região intensamente trabalhada pelo homem poderia levar a erros de interpretação.

DRENAGEM		RELEVO	
<p>A</p> <p>1</p>	<p>2</p>	<p>B</p> <p>1</p>	<p>2</p>
<p>A- ESTRUTURA</p> <p>1- Organização linear; 2- Organização em "árvore" (dendrítica).</p>		<p>B- ESTRUTURA</p> <p>1- Organização em cristas, linear; 2- Organização sem formas geométricas definidas</p>	
<p>C</p> <p>1</p>	<p>2</p>	<p>D</p> <p>1</p>	<p>2</p>
<p>C- GRAU DE ESTRUTURAÇÃO</p> <p>1- Disposição irregular - fracamente estruturada; 2- Disposição regularmente ordenada: forma fortemente estruturada.</p>		<p>D- GRAU DE ESTRUTURAÇÃO</p> <p>1- Disposição irregular: forma fracamente estruturada; 2- Disposição regularmente ordenada: forma fortemente estruturada.</p>	
<p>E</p> <p>1</p>	<p>2</p>	<p>F</p> <p>1</p>	<p>2</p>
<p>E- ORDEM DE ESTRUTURAÇÃO</p> <p>1- Organização simples: ordem baixa. 2- Organização complexa (treliça recurvado superimposto a dendrítico): ordem alta (fator de condicionamento da forma: antiforma).</p>		<p>F- ORDEM DE ESTRUTURAÇÃO</p> <p>1- Organização simples: ordem baixa. 2- Organização complexa (deformações plásticas geradas por falhas): ordem alta (fator de condicionamento da forma: falhamento transcorrente).</p>	

Fig. II.5 - Propriedades que caracterizam as formas da rede de drenagem e do relevo (Veneziani e Anjos, 1982).

II.2.3 - PROCEDIMENTOS

A fotointerpretação foi realizada a partir da análise visual das fotografias, sempre levando em consideração as características particulares das várias imagens fotográficas utilizadas, inerentes ao sistema sensor de cada uma delas, tais como a resolução espacial, banda espectral, direção de varredura durante o imageamento, azimuth do sol para imagens MSS-RBV/TM LANDSAT e direção de varredura do sensor para mosaicos de radar.

Do processo de fotointerpretação das imagens resultou um mapa fotogeológico na escala de 1:250.000 ao qual se integrava dados bibliográficos existentes e um mapa de lineamentos traçados tal como se apresentavam sobre as imagens, sem integração de distintos elementos de imagem e interpretados como traços de fratura.

Os elementos geomorfológicos da imagem em suas formas mais simples são constituídas por quebras negativas e positivas do relevo e elementos de drenagem, que quando assumem uma forma retilínea podem ser interpretados como traços de fraturas.

A distinção entre os traços de fraturas de outros possíveis traços estruturais que possam condicionar o relevo como por exemplo a foliação e acamamento, foi feito adotando-se alguns critérios específicos para a identificação de fraturas paralelas a foliação.

Primeiro foram identificados apenas aqueles elementos de relevo e drenagem passíveis de serem reconhecidos como traços de fraturas, por se encontrarem discordantes da foliação, a qual tem sua direção geral facilmente reconhecível sobre as imagens fotográficas, e discordantes da direção de acamamentos.

Como passo seguinte traçou-se todos os lineamentos de drenagem e relevo que se apresentavam paralelos, associadas a grandes quebras negativas de relevo (falhas e fraturas) até uma distância em que a sua correlação com esta feições era possível de ser estabelecida. A partir de uma primeira avaliação dos dados até então obtidos (quadro estrutural preliminar, assimetria de relevo e drenagem, identificação de grandes arqueamentos) procedeu-se a identificação de traços de fraturas em áreas de basculamento acentuados dos estratos, em zonas de cisalhamento e áreas dômicas.

Aliados a estes fatores de controle, considerou-se ainda que na escala utilizada (1:250.000) os elementos texturais de relevo e drenagem associados a foliação, desenvolvem formas topográficas praticamente não distinguíveis, originadas de canais de drenagem de primeira ordem.

A análise de assimetria da rede de drenagem sobre cartas topográficas na escala de 1:50.000, na área de bacia sedimentar, levou a elaboração de uma mapa de linhas de contorno que associadas a medidas de atitudes das camadas obtidas no campo permitiram a indicação geral do mergulho das camadas sedimentares.

Dados de subsuperfície (mapas magnetométricos) foram analisados e comparados as informações até então obtidas, e lançadas sobre o mapa estrutural. A análise comparativa dos dados forneceram informações sobre a atividade das grandes falhas ao longo de sua história e do controle tectônico sedimentar que exerceram na área.

O trabalho de campo realizado em duas etapas foi conduzido a partir da execução de perfis geológicos com observações em escala mesoscópica. Os perfis, na medida em que o acesso assim o permitia, foram realizados em áreas selecionadas e sobre estruturas específicas, não se prendendo a uma malha de pontos independentes para posterior integração.

II.2.3.1 - ANÁLISE DOS FRATURAMENTOS

A analogia entre estruturas fotointerpretadas e seu relacionamento com modelos estruturais e de deformação de terrenos conhecidos, servem como base para a interpretação de estruturas observadas em imagens de satélite ou outras de pequena escala. Em termos de tectônica rúptil, rúptil dúctil, vários modelos de deformação são propostos, podendo ser utilizados na análise dos fraturamentos, principalmente em escala regional.

Em um estudo sobre movimentos tectônicos e seus resultados, deve-se considerar que cada tipo de deformação pertence a um ambiente tectônico distinto sendo gerado por um determinado regime de esforços que ocorrem como fase dentro de um ciclo determinado, o qual atinge seu desenvolvimento máximo em um estágio definido durante o transcorrer deste ciclo.

O estabelecimento do tipo de movimento e da sua dinâmica de desenvolvimento tornou-se, nas últimas décadas, possíveis de serem definidos, para eventos que tenham ocorrido no intervalo da era mesozóica e cenozóica e quando se dispõe de estudos geofísicos e geoquímicos apropriados. Em eras mais antigas, geralmente somam-se mais de um evento tectônico ficando portanto os tipos de movimentos mascarados pela superposição das últimas deformações.

Então quando se recua para idades mais antigas, o conhecimento dos mecanismos causadores destes movimentos torna-se insuficiente. Portanto, as hipóteses e/ou teorias existentes sobre a evolução da crosta terrestre ainda não se constituíram em soluções definitivas. Consequentemente, as classificações de movimentos tectônicos continuam dependentes das idéias dos diferentes autores, que estudam processos evolutivos de cinturões dobrados e hipóteses ou teorias de tectônica global contemporâneas a elaboração dos estudos específicos.

Beloussov (1980) denominou como intracrustais, aos processos tectônicos que resultam na gênese de uma faixa dobrada, onde movimentos que se manifestaram em um volume limitado da crosta tem sua expressão na deformação deste volume sem envolver deslocamentos globais. Os movimentos intracrustais podem estar representados por movimentos distensivos Deep Slasts Faults - falhas profundas com deslocamento vertical (Beloussov, 1980), Block Faulting (Auboin, 1965) e Rifts (Burke, 1980), ligados a fase inicial do desenvolvimento de faixas dobradas. Os movimentos de distensão são associados a zonas de cisalhamento e nele são reconhecidas zonas de extensão (Ramsay, 1980), onde pares conjugados de zonas de cisalhamento são necessários para o desenvolvimento completo de um padrão tectônico de horsts e grabens, em níveis crustais superiores.

Reading (1980) descreve movimentos transcorrentes os quais denomina de "falhas fundamentais" que podem ou não constituir limites de placas litosféricas.

A estes falhamentos podem ser associados movimentos distensivos (falhas normais ou de gravidade), ou compressivas (falhas transcorrentes e inversas).

Harland (1971) e Reading (1980) denominaram a combinação de transcorrência com compressão de "transpressão" e associaram este regime tectônico a geração de empurrões, soerguimentos, formação de nappes e de dobras em "echelon".

A combinação de movimentos transcorrentes e extensionais são capazes de originar bacias cujas bordas são por falhas normais regularmente distribuídas onde se associam processos magmáticos. São denominados por (Harland, 1971 e Reading, 1980) como zonas de transtensão. Estas bacias são normalmente assimétricas quando analisadas em cortes. Uma de suas margens apresenta uma predominância nos movimentos descendentes.

Modelos experimentais (Cloos, 1955); Tchalenko, 1970; Wilcox et alii, 1973) mostram que um padrão característico de dobras de arrasto e de falhas secundárias ao longo de zonas de falhas transcorrentes.

Um padrão de distribuição de estruturas proposto por Harding (1974) produzidos por um par conjugado dextral é mostrado na Figura II.6.

Fig. II.6 - Padrão estrutural resultante de cisalhamento simples produzido por um par conjugado dextral (Harding, 1974).

Um modelo de propagação de fraturas do embasamento para rochas sedimentares de cobertura é proposto por Soares et alii (1982), o qual permite reconhecer-se o movimento relativo dos blocos de falha quando estes apresentam movimentos verticais (Figura II.8).

Segundo este conceito, o movimento de uma falha normal, subjacente ao pacote sedimentar, tende a criar sistema de fraturas na superfície dos sedimentos, cuja distribuição e arranjo indica qual o bloco abatido e qual o bloco alto no movimento envolvido. No lado do bloco abatido os fraturamentos tendem a apresentar-se em feixes paralelos, enquanto que no bloco alto, tendem a estar com arranjo caótico e um menor paralelismo dos elementos.

Fig. II.8 - Modelo de propagação de fraturas do embasamento para rochas sedimentares de cobertura. Modificado de Soares et alii (1982).

II.2.3.2 - ANÁLISE DE DENSIDADE DE FRATURAMENTO

A análise visa correlacionar dados de tratamentos quantitativos sobre sistemas de fraturas interpretados sobre imagens fotográficas orbitais, os quais refletem a deformação tectônica regional. Esta técnica, utilizada por Aliyev (1979), Santos e Schorscher (1984), baseia-se em que, como uma fratura é uma zona de fraqueza da crosta, torna-se portanto um elemento importante no condicionamento de outros fraturamentos, de eventos que venham a afetar a região numa fase posterior.

Através de mapas de densidade de fraturamento, é possível portanto, se conhecer áreas de máximos e mínimos, para cada uma das direções, e sua possível correlação com outras direções de fraturamento.

No processo de análise o mapa foi subdividido em celas de 4 x 4 cm, sobre os quais realizou-se a contagem do número de traços de fraturas por direção, em cada uma delas. Nesta contagem, os traços de fraturas maiores foram considerados com pesos diferentes sendo estabelecido um módulo de 3mm de comprimento como uma unidade.

Esta análise estatística, para cada uma das direções de fraturamento, fornece subsídios para junto com dados geológicos, identificar-se zonas de fraqueza antigas que condicionaram o desenvolvimento da tectônica na área e datar-se relativamente estes eventos.

II.2.3.3 - ASSIMETRIA DE DRENAGEM

O mapa de linhas de contorno foi executado a partir da análise de assimetria de drenagem, no sentido de Rivereau (1971). Utiliza como elementos básicos para a sua construção, os canais de drenagem de primeira e segunda ordem (Strahler, 1952), obtidos sobre os produtos fotográficos e cartas topográficas na escala de 1:50.000. A assimetria de drenagem é evidenciada pela disposição perpendicular e assimétrica de seus elementos em relação a um eixo definido por uma drenagem coletora.

Cursos de água desenvolvidos sobre estratos inclinados tendem a se ajustar ao acamamento. No caso de estratos do tipo fraco a moderadamente inclinados, os elementos de drenagem vão apresentar tamanhos ou arranjos sistematicamente diferentes de cada lado de um elemento de ordem imediatamente superior, onde os elementos mais longos de baixa angularidade e subparalelos, geralmente correm com o mesmo sentido das camadas (rios consequentes e resequentes). Os rios mais curtos, com ângulos abertos (forma denominada "Candelabro"), correm no sentido contrário ao acamamento (rios obsequentes), Soares et alii (1982).

Desta forma, uma drenagem assimétrica pode ser considerada como indicativa de ocorrência de estratos não horizontalizados, cujo sentido do mergulho é dado pela direção dos cursos mais longos, que assim se comportam como rios consequentes.

Além de informações sobre o sentido de mergulho de estratos, o mapa fornece também informações acerca de descontinuidades do substrato que tenham se movimentado durante ou após a deposição dos sedimentos. Estas descontinuidades se revelam no mapa, pela mudança brusca da direção e de sentido do mergulho dos estratos.

O grau de confiabilidade destes mapas pode ser substancialmente aumentado, quando se utiliza de dados de medidas de acamamentos obtidos em perfis de campo e bibliografia disponível, o que permite eliminar-se ou esclarecer dúvidas provocadas por variações de assimetria originadas por fenômenos localizados, diversos, como microclima, e outros fatores morfogenéticos.

II.2.3.4 - ANÁLISE CRÍTICA DO MÉTODO

Considerações sobre aspectos que podem induzir a erros de interpretação dos lineamentos fotointerpretados podem ser feitos.

A identificação de elementos de relevo e/ou de drenagem associados com direções de camadas ou uma foliação bem desenvolvida, como traços de fraturamento pode ocorrer principalmente em áreas fortemente basculadas ou rochas metamórficas cuja direção de estruturação e pode ocasionar a forma

ção de elementos de relevo e drenagem. Este problema pode ser contornado tomando-se com um cuidado especial ao se traçar fraturamentos nestas regiões.

Os lineamentos tonais devem ser considerados com muita cautela, pois a estreita relação entre a tonalidade e a vegetação pode induzir o fotointerprete ao erro.

O realçamento de uma direção pode estar ligada apenas às características dos produtos utilizados, podendo levar a sérios erros de interpretação caso estas não sejam consideradas.

A elevação e o azimute do sol são fatores básicos a serem considerados quando se utiliza de imagens de satélite, pois pode ocorrer a predominância de uma direção estrutural em detrimento de uma outra mais densa sobre aquela área.

Ruídos produzidos por sistemas sensores, tais como linhas de varredura em imagens de satélite, linhas de montagem de faixas imageadas do radar, também são fatores a serem considerados como causadores de erros. Podem ser contornados utilizando-se produtos de sistemas sensores de diferentes características de imageamento.

Como em inúmeros trabalhos de fotointerpretação visual de imagens MSS-TM para fins de mapeamento geológico-estrutural, também constata-se aqui que, embora o clima de uma região seja um fator preponderante na elaboração das unidades de relevo, os elementos texturais de relevo e drenagem, quando possíveis de serem observados sobre os produtos fotográficos, em escala regional mantêm sempre uma estreita relação com a estruturação do substrato rochoso.

Este fato é sobremaneira importante para a fundamentação do método, que se apóia basicamente sobre a associação da estruturação de relevo com fenômenos estruturais e tectônicos.

A análise da densidade de fraturamento leva a integrar e ou a associar as maiores concentrações e ou ausência de determinados sistemas de fraturas às estruturas geológicas e a maior ou menor intensidade com que o

tectonismo gerador deste sistema atuou numa área. Muito embora a inferência de uma estrutura geológica baseado na distribuição de um sistema possa levar a erros de interpretação, estes erros podem ser substancialmente reduzidos quando se trabalha em associação com outros produtos, tais como magnetometria, gravimetria, mapas geológicos e dados de campo.

O estudo comparativo dos eixos de máximos de fraturamento fornece indícios sobre as relações existentes sobre os vários sistemas de fraturas que ocorrem numa região. Permite inferências sobre a hierarquia e importância dos vários sistemas na estruturação da região. Fornece indícios sobre a existência de possíveis grandes descontinuidades da crosta, poucos aparentes e que contribuíram na sua estruturação.

A análise de fraturamento a partir do estudo da densidade de lineamentos fotointerpretados, é um ótimo método para o estudo da tectônica rúptil, rúptil-dúctil, em escala regional, considerados os itens anteriores.

CAPÍTULO III

FISIOGRAFIA

III.1 - RELEVO

A região de estudo encontra-se incluída no conjunto de relevos planálticos denominado Planalto Meridional do Brasil, onde as altitudes se elevam até mais de 1.000 metros sobre o nível do mar.

Este conjunto, abrangendo a quase totalidade da área, desdobra-se em planaltos que se sucedem de leste para oeste, bordejados por escarpas voltadas para o leste.

O restante da área é ocupada por planícies costeiras pouco expressivas que avançam para o interior, através das planícies aluviais dos principais rios.

O relevo da região decorre de processos variados, ligados a tectônica de arqueamentos falhamentos e fraturamentos, a partir do Terciário (Moreira e Lima, 1977), tendo sofrido ação diferencial imposta pela diversidade de suas rochas e influências estruturais antigas conferidas pelos distrofismos arqueozóicos e proterozóicos. Somados tem-se processos morfogenéticos predominantemente químicos, reinantes na área litorânea de Santa Catarina. O relevo foi entalhado sobre rochas do embasamento Pré-Cambriano e de sua cobertura sedimentar, representada pela Bacia do Paraná, a cuja evolução geotectônica deve-se os traços fundamentais do mesmo.

O Planalto Cristalino Atlântico, como é denominado no Paraná e São Paulo, apresenta-se no território catarinense como uma escarpa fragmentada e dissecada pelo sistema de drenagem do rio Itajaí-Açu que corre para o leste, ao qual vem se juntar os rios Itajaí do Norte, Sul, do Oeste e Mirim. Outros rios que drenam a região para o oceano são os rios Cubatão, Biguaçu, Tijucas, Itapocu. O planalto sedimentar é drenado para oeste na porção sudeste da área pelo rio Canoas que vai se juntar ao Rio Paraná. Em sua maior parte estes rios se encontram controlados por grandes lineamentos.

A cobertura sedimentar da Bacia do Paran, que repousa discor
dantemente sobre as rochas do embasamento, foi soerguida conjuntamente com a
borda cristalina, originando relevos planlticos monoclinais e formando a zona
de Desnudao Perifrica (Moreira e Lima, 1977). Sua altitude mdia varia de
600-700 at 900-1000 metros nos pontos mais elevados. Nesta rea, se expe as
formaes carbonferas, que apresentam uma continuidade topogrfica com a bor
da cristalina. Prximo a cidade de Lajes, o planalto interioriza-se, onde in
truses alcalinas alou os terrenos permocarbonferos, hoje aplainados, a alti
tudes de 900 metros.

Restrita a poro sudoeste da rea, ocorre uma cobertura basal
to-arentica, alada a altitude de 1000-1200 metros.

Na regio sudeste do Brasil tem sido assinaladas superfcies de
eroso, em sua maior parte antigas. No caso das mais antigas encontram-se pre
servados indcios mais ou menos claros, na forma de grandes maos quartzti
cos, granticos ou ainda na forma de divisores de algumas bacias (Hasui et
alii, 1982).

De Martone (1943) e King (1956) reconheceram uma das sperfi
cies de aplainamento antigas, que servem de assoalho aos sedimentos permocar
bonferos da Bacia do Paran na Depresso Perifrica, de idade pr-Permiana, a
qual Almeida (1964) designa de superfcie Itagu, que teria sido elaborada pe
los gelos do incio da glaciao permocarbonfera. Apresenta um relvo unifor
me quando no perturbada tectonicamente.

Moraes Rego (1930) reconhece em So Paulo uma superfcie de ero
so a qual atribuiu idade eocnica. A mesma foi designada por De Martone (1943)
de Superfcie Cristas Mdias, que a considerou de idade paleognica.

Almeida (1964) denominou esta superfcie de Japi. Ele atribui o
relvo tipo apalachiano do sudeste brasileiro a eroso desta superfcie. Ele
a considerou de idade paleognica, atribudo-lhe o nivelamento de cintures
alcalinas Senonianas do Tringulo Mineiro de cerca de 80 m.a., e do macio de
Itatiaia com 66 m.a..

King (1956) relaciona esta superfície com o ciclo de desnuda
ção Sul Americano, devido a sua grande extensão no interior do Brasil.

Várias superfícies de erosão mais novas cortam a Japi, e são con
sideradas neogênicas por Moraes Rego (1930) e De Martone (1943). Hasui et alii
(1982) as reconhecem em desenvolvimento ao longo de vales atuais, em altitudes
diversas, e encontram-se frequentemente condicionadas a resistentes soleiras
locais ou zonas de falhas.

Aspectos geomorfológicos esculpidos por processos de morfogêne
se mecânica, no decorrer de climas rigorosos, são descritos na área no domínio
da Serra do Mar, onde não raro, os mesmos se fazem acompanhar por depósitos cor
relativos. Nestes depósitos identificam o tipo climático semi-árido, como res
ponsável pelos processos de morfogênese mecânica, cujos vestígios são identi
ficados na paisagem, na forma de remanescentes de pedimentos ou pediplanos
(Bigarella et alii, 1965).

Bigarella et alii (1965) reconhecem na região de Santa Catarina
três superfícies de pediplanação, Pd1, Pd2 e Pd3. A mais antiga, Pd3, é consi
derada na literatura como tendo sido elaborada no Cretáceo - Eoceno, coinci
dindo com o final de sedimentação cretácica no Brasil, e encontra-se preserva
da como superfície de cimeira em alguns locais. Correlaciona-se com a superfí
cie das cristas médias ou Japi descritas em São Paulo.

Durante o Cenozóico, processos erosivos intensos, a partir do
fenômeno de pedimentação, desenvolveram novas superfícies de aplainamento in
terplanálticas e periféricas. Estes processos tiveram lugar sobre uma superfí
cie Pd3, deformada e falhada pelo tectonismo ocorrido no Brasil Oriental. An
tes de ser atingido o pleno desenvolvimento do pediplano seguinte (Pd2), houve
ciclicidade de alternância de fases sêcas e úmidas, as quais foram as responsá
veis pela existência de níveis de pedimentos, embutidos entre dois extensos
aplainamentos Pd3 e Pd2 (Bigarella et alii, 1965).

O pediplano Pd2, datado do Terciário Médio, raramente apresenta
superfície cimeira sendo geralmente intermontanas.

A mais recente das extensas superfícies de erosão brasileiras, pediplano Pd1, formam depressões interplanálticas no interior, e em direção ao oceano. Seus remanescentes recebem várias denominações, sendo correlacionados a superfície neogênica em São Paulo e de Curitiba, no Paraná.

As várias províncias geomorfológicas da região podem ser divididas do ponto de vista morfoestrutural em zonas de relevo características (Figura III.1).

- Domínio costeiro	Zona da baixada litorânea
Terraços e aluviões
- Planalto Cristalino	Região montanhosa do Complexo Granulítico de Santa Catarina
Serranias da Faixa de Dobramentos Tijuca
Serranias do Complexo Metamórfico Migmatítico.
- Planalto Arenítico	Região ondulada do Paleozóico
Região dos platôs do Mesozóico
- Planalto basáltico arenítico	Planalto de Urupema (Serra da Farofa)

Fig. III.1 - Esquema morfo-estrutural na Região Leste de S.C. (Retificado e Sobrelevado).

Os depósitos marinhos da zona litorânea são alinhados ao longo da costa de direção norte-sul aproximadamente e são recortados por baías, ilhas e esporões de rocha do complexo cristalino que se introduzem pelo mar adentro. Esta faixa tem como relevo característico as planícies costeiras, as quais são de dimensões reduzidas e descontínuas e seus limites sugerem um controle por linhas estruturais.

Os terraços e aluviões recentes, ocorrem como uma continuidade natural das planícies costeiras estendendo-se para o interior. Tem sua maior expressão nas planícies aluviais dos rios Itajaí Açu, Tijucas e Cubatão (Foto III.1).

A região montanhosa do complexo granulítico de Santa Catarina, a norte, desenvolve-se sobre rochas cristalinas de estrutura complexa. Seu relevo muito dissecado compõe-se de um mar de morros, onde sobressaem-se serras longitudinais caracteristicamente controladas por estruturas tectônicas de direção NNW e NNE. Suas altitudes decrescem de NNW para SSE variando de 600 a 300 metros. Apresenta morros simétricos, onde os vales dos rios muito controlados por direções estruturais apresentam-se em sua grande maioria com o fundo do chato (Foto III.2).

A nível de fotointerpretação das imagens TM, esta região pode ser classificada como tendo um relevo fortemente estruturado, com uma ordem de estruturação complexa, predominando o controle de direção sub-meridiana e NE e secundariamente as direções NW e EW. É caracterizado por uma textura de relevo (densidade de elemento por unidade de área) grosseira nas regiões serranas, fina nas regiões dos morros e muito fina e lisa nos vales de fundo chato.

Foto III.1 - Aspecto do relevo da planície costeira, ao fundo
as primeiras elevações do Planalto Cristalino
Sul de Tijucas.

Foto III.2 - Aspecto do relêvo mostrando em primeiro plano o vale de fundo chato:
ao fundo serra com morros de encostas simétricas na região do Complexo
Ganulítico - NE de Pamerode.

Nas serranias da faixa de dobramento Tijuca, o relêvo desenvolve-se sobre variados tipos de rochas cristalinas de diferentes graus de metamorfismo e tipos de deformação. Sua porção setentrional, representada pela expressiva exposição de rochas molássicas do Grupo Itajaí, desenvolve um relêvo pouco dissecado sobre os sedimentos e vulcânicas associadas daquela formação. Compõe o relêvo desta faixa serras com vertentes abruptas e morros alongados segundo uma direção estrutural NE e NNW. Os rios entalham vales com fundo em V e encontram-se fortemente controlados pelas estruturas. As principais serras da região são a de Itajaí, Jaraguá, Tijuca e Pinheiral, de altitudes decrescentes para o litoral.

A outra porção desta zona de relêvo constitui-se de metassedimentos dobrados afetados por grandes intrusões de rochas graníticas. Seu relêvo relaciona-se diretamente com estes tipos rochosos, desenvolvendo na região dos metassedimentos, morros de vertentes abruptas, alongados, condicionados por uma direção estrutural NE predominante na área. Na região dos granitos, um relêvo de serras com forte dissecção, desenvolve ravinamentos profundos, com vales de fundo em V e morros com vertentes abruptas, onde as cotas mais altas chegam a atingir a altitude de 1000 metros como na serra do Major.

O relêvo nesta zona é simétrico com uma densidade baixa, tendendo a aumentar em direção ao litoral onde se encontra mais dissecado. Subordinadamente encontra-se estruturado por direções NS, NNW, NW e EW.

Nas serranias do complexo metamórfico-migmatítico, o relêvo apresenta uma semelhança muito grande com a região anterior. Esta zona encontra-se dissecada medianamente desenvolvendo como tipo de relêvo predominante, morros alongados de vertentes abruptas, controlados por direções estruturais NNE.

Neste planalto destacam-se grandes áreas elevadas, representadas por intrusões graníticas, que desenvolvem um relêvo também escarpado com vales mais profundos de fundo em forma de V, constituindo serras com até 1270 metros de altitude, sobre um patamar que está em torno de 700 metros.

O planalto arenítico desenvolveu-se sobre as exposições das rochas paleozóicas da Bacia do Paraná, representado principalmente pela intercalação de camadas de arenitos finos siltitos e folhelhos. Esta zona ocorre como uma continuidade topográfica do planalto cristalino e, a semelhança deste, encontra-se dissecada pelo rio Itajaí e seus formadores, os quais encontram-se quase totalmente superimpostos a estruturas de falhas e fraturas.

O seu relevo caracteriza-se pela ampla exposição de rochas carboníferas, onde o modelado se desenvolve em planaltos sucessivos com aspectos cuestasiformes festonados. Estes planaltos formam profundas gargantas nos ravinamentos dos rios menores, afluentes do rio Itajaí do Norte, enquanto que no restante da área, o planalto arenítico apresenta um relevo de morros suavemente ondulados, cortados por vales poucos profundos e encostas suaves (Foto III.3). Este planalto desenvolve-se a uma altitude de até 1000 metros, a norte na serra da Moema, decrescendo até a altitude de 400 metros, no extremo sul próximo a Petrolândia. O mesmo está limitado a SW pela primeira escarpa da Serra Geral, constituída pelos arenitos e siltitos finos com lentes e concreções calcáreas do Subgrupo Rio do Rasto, de idade triássica.

A região dos platôs mesozóicos encontra-se drenada pelo rio Canoas e seus afluentes, que corre de SE para NW, o qual é caracteristicamente superimposto a um falhamento. O grau de dissecção produzido por esta drenagem sobre este bloco é pouco acentuado, gerando formas de relevo caracterizadas por morros suavemente ondulados, um tanto alongados, controlados de forma acentuada pela direção NW que controla também os pequenos canais de drenagem. Na porção sul-sudeste desta zona, o relevo encontra-se fortemente dissecado originando vales profundos e longos, onde os canais de drenagem encontram-se controlados pela direção ENE, separando serras alongadas na mesma direção, de encostas suaves com ravinamentos profundos. A direção ENE controla ainda a direção de que se todos os afluentes principais do rio Canoas.

O planalto basáltico arenítico, representado aqui pelo Planalto de Urupema (serra da Farofa) ocupa o canto sudoeste da área. Eleva-se a uma altitude de até 1400 metros e é constituído por rochas da Formação Serra Geral (lavas básicas, diques e sills). Apresenta um relevo escarpado no limite com o planalto arenítico, seguido de um relevo suavizado voltado para o interior. Com põem-se o mesmo de colinas amplas e morros alongados controlados pela direção NW e ENE (Foto III.4).

Foto III.3 - Aspecto do relevo na região ondulada do Paleozóico. Em primeiro plano o relevo suavemente ondulado, ao fundo a escarpa da Serra da Moema.

Foto III.4 - Relevo no Planalto Basáltico-Arenítico mostrando o aspecto dos morros próximo a sua escarpa. Note-se as camadas de arenito inclinados para SW pelas intrusões de sills de diabásio e movimentos de blocos de fa lha.

III.2 - VEGETAÇÃO, DRENAGEM E CLIMA

A região de estudo encontra-se devastada pela ação antrópica no que se refere a cobertura vegetal, restando poucas áreas florestais remanescentes.

É constituída por campos, principalmente na região costeira e sobre o planalto da Bacia do Paran. Na parte litornea ainda so observados restos de uma exuberante vegetao de mangue, cuja rea encontra-se agora sistematicamente drenada por canais artificiais construdos pelo homem. As florestas preservadas da ao antrpica concentram-se nas regies de difcil acesso, tais como as escarpas mais ngremes de serras ou em locais onde no existem estradas transitveis, como por exemplo na regio de Botuver. Na classificao de Lima (1966), so designadas como florestas pereniflia hidrfila costeira, floresta subcaduciflia tropical e subtropical, alm da floresta subcaduciflia subtropical com araucria.

Nas reas onde a serra est afastada do litoral, a floresta recobre a baixada, fazendo limite com a vegetao litornea estabelecida sobre as restingas.

As reas de campo so cobertas por uma vegetao herbcea, essencialmente gramneas, motivo pela qual utilizada como pastagens. Ocorrem geralmente no planalto, em reas de topografia geralmente suavemente ondulada.

A rea tem uma rede de drenagem bastante densa, em decorrncia natural de estar instalada sobre um substrato cristalino de alto grau metamrfico e portanto, pouco poroso, e sobre sedimentos de granulao fina, de uma maneira geral, representados por arenitos finos, folhelhos slticos e argilosos e siltitos. Isto est aliado ao alto ndice de pluviosidade da regio, com uma precipitao mdia anual variando em torno de 1250 a 2000 mm, em uma distribuio equitativa ao longo do ano (Nimer, 1971).

Em sua quase totalidade a rea drenada para o Oceano Atlntico pelo rio Itaja e seus formadores, exceo feita a sua poro sudoeste, que drenada para o sistema Paran-Urugu pelo rio Canoas.

O principal rio da região é o Itajaí, orientado segundo a direção ENE, superimposto durante longo trecho a um grande sistema de falhamentos, e que por um processo de erosão regressiva, estendeu suas cabeceiras, interiorizando sua bacia no planalto catarinense. Outros cursos menores, tais como rio Itajaí Mirim, Tijucas e Cubatão, alinhados segundo esta mesma direção geral, estendem-se até as escarpas do Planalto, erodindo-as de forma acentuada, e daí descem até a baixada litorânea, onde às vezes formam meandros antes de alcançar o oceano.

As várias unidades de relevo existentes na área apresentam padrões de drenagem característicos, predominando o dendrítico com superposições locais de padrões em treliça retangular e paralelo, determinados pela estruturação local do substrato.

Como em toda a região sul, tem-se o domínio de um clima mesotérmico do tipo temperado com um caráter superúmido e sem seca (Nimer, 1971).

O inverno estende-se no período de maio a agosto, com médias abaixo de 12°C , sujeitas a temperaturas negativas e a fenômenos de geadas, principalmente no planalto. O verão atinge temperaturas elevadas, em torno de 40°C na zona litorânea, exceção feita ao planalto. A média anual varia de 18°C próximo ao litoral a 300-500 metros de altitude e 16°C no planalto, entre 750-1000 metros.

CAPÍTULO IV

TRABALHOS ANTERIORES

A área de estudo encontra-se caracterizada por unidades litoestratigráficas metamórficas de idade arqueana a proterozóica superior, as quais foram alvo de uma evolução complexa, afetadas por vários ciclos tectono-orogênicos. Rochas sedimentares da cobertura fanerozóica são expressivas, representadas por depósitos paleozóicos-mesozóicos da Bacia do Paraná, e ocupam toda a metade oeste da área, e depósitos terciários quaternários, marinhos e fluviais da faixa litorânea e planícies aluviais dos rios da região (vide Apêndice 1 - Mapa geológico integrado).

Os principais trabalhos de síntese regional situam a área dentro do contexto geológico-tectônico da Plataforma Sul Americana e de grandes províncias geotectônicas do escudo brasileiro.

Almeida et alii (1973) definiram o craton Rio de La Plata no território argentino e uruguaio. Hasui et alii (1985) reconhecem um cinturão proterozóico móvel no sudeste e o dividem em unidades elementares: Faixa de Dobramento Apiaí, Maço Joinville (Bloco Área Tipo, São Gabriel) (Hasui e Almeida, 1984), Faixa de Dobramentos Tijucas, Maço de Pelotas (Blocos Encruilhada, Florianópolis e Dom Feliciano) (Hasui e Almeida, 1984).

Almeida et alii (1977) propõe dividir o país em províncias estruturais, denominando a região sul de Província Mantiqueira, na porção correspondente às rochas cristalinas e Província Paraná as rochas da cobertura sedimentar Paleozóica.

Fragoso César (1980) reconhece o craton Rio de la Plata no Rio Grande do Sul e define o cinturão Dom Feliciano em sua margem leste, separando-o em três compartimentos litoestruturais. A zona central onde predominam rochas granitóides e migmatitos, e flancos oriental e ocidental com metamorfitos de baixo grau e seqüências molássicas.

Outras sínteses regionais são de Ferrando e Fernandez (1971); e Picada (1971); Ribeiro e Lichtenberg (1978); Bossi et alii (1975); Silva

(1982); Hasui e Almeida (1984) e Santos et alii (1984). Aspectos de caráter evolutivo tem sido abordados por Hasui et alii (1978), Wernick et alii (1978); Porada (1979); Silva e Dias (1981a); Jost (1981), Fragoso César et alii (1982); Hasui e Almeida (1984) e Basei (1985a).

Hartmann et alii (1979) utilizam a designação de complexo granulítico para se referir as rochas de fácies granulito do segmento setentrional e seu prolongamento no estado do Paraná do Grupo Tabuleiro de Schulz Jr. e Albuquerque (1969). Alguns trabalhos anteriores (Albuquerque et alii, 1971) fazem referência a rochas granulíticas deste complexo sem no entanto caracterizá-lo e Bartorelli (1968) data rochas de idade arqueana em Barra Velha. Ocorrências dessas rochas voltam a ser enfocadas em áreas isoladas nas regiões de Barra Velha (Minioli, 1972), Pien (Girardi et alii, 1974); Girardi, 1976; Cordani, 1974), Luiz Alves (Hartmann, 1976; Kaul, 1980; Moreira e Marimon, 1980; Hartmann, 1981; Kaul e Almeida, 1982).

Sua ocorrência estende-se para o Rio Grande do Sul onde correlaciona-se a zona oeste do escudo Sul Rio Grandense em granulitos descritos por Ribeiro e Fantinel (1978) e Nardi e Hartmann (1979) no complexo granulítico Santa Maria Chico. Compõe uma parte do Bloco São Gabriel (Hasui e Almeida, 1984).

O complexo metamórfico migmatítico de Santa Catarina, assim denominado para se referir a porção oriental da província Mantiqueira por Trainini et alii (1978), compreende a área do maciço mediano de Pelotas (Hasui et alii, 1975), que corresponde a porção meridional do Grupo Tabuleiro de Schulz Jr. e Albuquerque (1969).

Compreendido na zona central do cinturão Dom Feliciano, constitui uma associação semelhante a que foi estudada por Wernick e Penalva (1978), Wernick (1978), e descrita como complexos polifásicos, amplas áreas migmatíticas, anatexíticas, que resultam de fusão de porções da infraestrutura de um arco magmático e do embasamento.

As principais idades radiométricas para migmatitos granitoides deste complexo indicam idades brasileiras conforme datações Rb/Sr e K/Ar rea

lizadas por Teixeira (1969); Umpierre e Halpern (1971); Cordani et alii (1974); Teixeira (1980); Basei (1985).

Anjos et alii (1983) reconhecem na região de Criciúma-Tubarão, uma tectônica rúptil caracterizada por blocos de falhas, onde direções antigas mostram-se reativadas e controlando sedimentos paleozóicos.

Carvalho e Pinto (1938), chamaram Série Brusque a faixa de metamorfitos da porção mediana de Santa Catarina. Schulz Jr. et alii (1969) a rede finiram como Grupo Botuverã, incluindo os granitóides Valsungana e Guabiruba. Várias outras denominações são propostas: Jost (1981), Issler (1982) e por Fragoso César (1980) de cinturão Dom Feliciano, flanco ocidental e oriental. São epimetamorfitos que se estendem desde a região de Tijucas-Itajaí (SC) em direção sul, passando pela região central do embasamento do Rio Grande do Sul (Grupo Porongos).

Silva e Dias (1981) propuseram que a denominação Grupo Brusque fosse substituída por Complexo Metamórfico Brusque, interpretando-a como uma típica sequência supracrustal de natureza vulcano sedimentar dobrada do Pré-Cambriano, que adotamos aqui.

Silva (1983a) a luz de dados petrológicos aliados a dados geofísicos e geoquímicos, reconhece e descreve no interior do complexo metamórfico Brusque, uma sequência vulcano sedimentar com características de um greenstone belt, ao qual denominou de Grenstone Belt do Rio Itajaí Mirim.

Vários outros trabalhos, principalmente a nível local foram realizados sobre este complexo. Silva et alii, (1978), Silva e Dias (1979) analisaram o metamorfismo e deformação do Grupo Brusque em Santa Catarina bem como os trabalhos de Jost e Bitencourt (1980) sobre o Grupo Cerro das Madeiras no Rio Grande do Sul.

Dutra (1926) denomina as sequências molássicas distribuídas no estado de Santa Catarina de Série Itajaí. Maack (1947) descreve a sequência basal da bacia do Itajaí como uma sequência predominantemente pelítica (folhelhos, siltitos, arenitos finos) e a denomina de Formação Ibirama, colocados por Schulz Jr. et alii (1969) em parte, na Formação Garcia desses autores.

Litologias mais grosseiras, conglomerados polimíticos grosseiros, intercalados com arenitos grosseiros arcoseanos, foram denominados por Maack (1941) e Salamuni et alii (1961) de Formação Gaspar e conglomerados Baú e de Formação Baú por Schulz Jr. et alii (1969). Esta sequência relaciona-se tectonicamente a uma fase molássica tardia no final do Ciclo Brasileiro, ou estágios de transição da plataforma sul americana (Almeida, 1967; Hasui et alii, 1975; Wernicke e Penalva, 1978; Hasui e Almeida, 1984). Cordani (1974) refere-se a uma idade de 430 ± 20 m.a. para datações realizadas em traquitos na Formação Campo Alegre.

O número de trabalhos sobre a Província Paraná é muito grande. Para uma síntese, reportar-se aos trabalhos de Northfleet et alii (1969) e Almeida (1980). A sua evolução paleogeográfica e geotectônica tem sido estudada por vários métodos e com vários enfoques qualitativos, estruturais, e sedimentológicos por Fúlvaro (1970); Soares et alii (1973); Schneider et alii (1974); Fúlvaro et alii (1982); Soares et alii (1982).

Instalada sobre as rochas metamórficas do cristalino, a cobertura fanerozoica da Bacia do Paraná é uma unidade tipicamente intraplataformal, e os seus primeiros registros relacionam-se a rochas sedimentares marinhas dos Grupos Caacupé no Paraguai, seguido pela sedimentação Furnas e Ponta Grossa. Corresponde a uma sinéclise na classificação de Bally e Snelson (1980). Com uma área de mais de 1.000.000 km² no Brasil tem sua maior espessura da ordem de pouco mais de 5.000 m no seu eixo deposicional.

A Tabela IV.1, resume a coluna estratigráfica do pré-cambriano do escudo catarinense, tal como ela vem sendo proposta por alguns pesquisadores da área.

TABELA IV.1

EVOLUÇÃO DAS COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS DO PRÉCAMBRIANO
DE SANTA CATARINA - FONTE SILVA E DIAS (1981)

Escala Geológica	GRUPO ITAJAI (E Granitóides Alcalinos Associados)	GRUPO ITAJAI	GRUPO ITAJAI (E Granitóides Alcalinos Associados)	
	GRUPO BRUSQUE	Grupo Brusque Granitóides: Valsungana Guabiruba	Grupo Brusque Granitóides: Valsungana Guabiruba	Granitóides: Valsungana Guabiruba e Alcalinas
	GRUPO ITA OLEIRO	Complexo Metamórfico Migmatítico	Complexo Metamórfico Migmatítico	
				Grupo Itajai
				COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE
PROTEROZOICO SUPERIOR				
PROTEROZOICO MÉDIO				
PROTEROZOICO INFERIOR				
ARQUEANO				Complexo Granulítico de Santa Catarina (Complexo Metamórfico-Migmatítico de SC**)
	KAUL (1976)	TRAININI ET ALII (1978)	HARTMANN ET ALII (1979)	PROJEIO TIMBÓ-BARRA VELHA

* Incluindo os granitóides Valsungana e Guabiruba.

** Parcialmente rejuvenescido no Proterozóico Superior.

IV.1 - TRABALHOS ESPECÍFICOS SOBRE FALHAS DO EMBASAMENTO

A região sul da Província Mantiqueira (Almeida e Hasui, 1984) caracteriza-se por uma arquitetura peculiar onde os limites geológicos se fazem geralmente de forma abrupta, através de falhamentos. Predominam as direções NE e ENE, e são considerados do Proterozóico Superior por Almeida (1980). Ocorrem geralmente associados faixas cataclásticas, (milonitos, protomilonitos), com foliação geralmente subvertical.

Hasui e Almeida (1984) consideram que os falhamentos ocorrem formando faixas, subparalelas e oblíquas, anastomosantes ou não, de maneira que eles repetem a estruturação em blocos na escala regional.

Cavalcante et alii (1979), Hasui et alii (1975), Braun (1972), Hasui et alii (1980), descreveram um dos mais importantes feixes de falhamentos, que se estende da região de Juiz de Fora (MG) e Santo Antonio de Pãdua (RJ), como Sistema Mantiqueira, Zona de transcorrência São Paulo, parte de faixa rúptil Paraíba e faixa de cisalhamento São Paulo, respectivamente.

Este feixe de falhas, estende-se com direção NE-SW, e nele se destacam algumas zonas cataclásticas principais. A falha de Jundiuvira (Hasui et alii, 1969; Jaefer e Algarte, 1974; Hasui et alii, 1978) de caráter transcorrente, o falhamento de Cubatão cujos efeitos são registrados por Almeida (1953), Coutinho (1971), Rideg (1974), Sadowski (1974). Liga-se com a falha de Al^{em} Paraíba (Campanha, 1980), para a qual Coutinho (1971) atribui uma idade pré-cambriana, reativada no Brasiliano (Silva et alii, 1977). Prolonga-se para sul pela falha de Itapeúna (Kaefer e Algarte, 1974) e pela falha de Lancinha (Fuck et alii, 1971).

O falhamento de Taxaquara, estudado por Hennies et alii (1967), Coutinho (1972), apresentam direções que predominam segundo SW-NE e EW. É predominantemente transcorrente e teria se desenvolvido durante o Brasiliano.

Um feixe de falhamentos, onde se registram falhamentos inversos e empurrões (Cavalcante et alii, 1979) transcorrências (Cordani et alii, 1984) são descritos e denominados por estes autores de faixa de cisalhamento sistema de falhas Lavras - São Sebastião do Paraíso e faixa de cisalhamento Campo do

Meio, respectivamente. Aí se destacam as falhas de três Pontas, Santa Cruz, Nova Resende e Taquaral.

Cavalcante et alii (1979) descrevem outros feixes, com os nomes de cinturão de cisalhamento Ouro Fino e Camanducaia. No primeiro ocorrem os alinhamentos de Jacutinga (Ebert, 1971), com características transcorrentes e inversas, Falha de Socorro, Falha de Valinhos e Campinas, Falha de Lambari, Três Corações entre outras. No cinturão Camanducaia destaca-se o alinhamento Camanducaia.

No estado do Paraná, Ferreira (1982) descreve os alinhamentos de Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonzo e Rio Piquiri. São alinhamentos magnéticos de direção NW-SE, aos quais estão associados sistemas de falhas (Vieira, 1973) e enxame de diques, que definem a simetria do arco de Ponta Grossa, ocorrendo também no embasamento.

Em Santa Catarina, registram-se os alinhamentos de Corupá, de direção ENE na porção sul, inflete para NNE, atingindo o Paraná, a falha de Itajaí-Lajes e a falha de Major Gercino com direções ENE, constitui os limites da faixa dobrada Tijucas (Hasui et alii, 1975), a norte com o complexo granulítico e a sul com o complexo metamórfico migmatítico de Santa Catarina (Trainini et alii, 1978), considerados como grandes alinhamentos de caráter inverso por Basei (1985), reativados como transcorrências.

No Rio Grande do Sul, os principais sistemas de falhas foram estudados por Ribeiro et alii (1966); Tessari e Picada (1966); Picada (1971); Issler et alii (1973); Jost e Hartmann (1984). A existência de quatro sistemas principais é sugerida por Picada (1971): o sistema de falhas dorsal do Canguçu de direção N40E; sistema de falhas Passo dos Marinheiros de direção NS; sistema de falhas Açoitêia-Piquiri, de direção N30W e sistema de falhas NW de direção N65W e N75W. Estes sistemas incluem movimentos transcorrentes, dextrais e interpretados principalmente como brasileiros.

Aos alinhamentos associa-se de uma maneira geral uma forte formação cataclástica, com milonitos, blastomilonitos e cataclasitos como por exemplo no sistema Açoitêia-Piquiri (Jost e Hartmann, 1984).

IV.2 - ASPECTOS EVOLUTIVOS REGIONAIS

A região de estudo apresenta uma evolução complexa, de caráter policíclico, evidenciado pela complexidade litológica resultante dos diversos episódios tectônicos que a afetam desde os tempos arqueanos até idades fanerozóicas.

O embasamento cristalino, na região do maço mediano de Joinville, apresenta grande complexidade litológica e estrutural, com o início de sua evolução no arqueano. Cordani (1974) considera os ultramafitos de Barra Velha remanescentes da crosta primitiva e sua pequena distribuição espacial indica uma evolução ensialica para esta região.

O início da evolução situa-se no Arqueano, mas os dados geocronológicos disponíveis são ainda insuficientes para dar solução aos problemas temporais entre os conjuntos de rochas presentes.

Segundo Hasui e Almeida (1984), sua história inicia-se pela deposição de sedimentos, correspondentes aos atuais quartzitos, formações ferríferas, metapelitos e gnaisses cálcico-silicatados. O embasamento não é conhecido, podendo corresponder em parte aos gnaisses granulíticos. Supõe-se que este pacote sedimentar poderia conter rochas culcânicas de composição básica a ácida que corresponderiam em parte aos gnaisses, os quais poderiam também ser originalmente tonalitos. No segundo caso, estas sequências supracrustais corresponderiam a restos de sequências vulcânicas bem mais extensas, com possibilidades de constituírem os restos de um greenstone belt.

Esta região coincide com uma unidade geotectônica arqueana, de evolução muito complexa denominada de Craton de Luiz Alves por Kaul (1980), o qual relata que no evento pré-Jequiê ou Guriense (idade isocrônica de 3.200 m.a., R.I. = 0,704) formaram-se na região de Barra Velha e arredores, rochas ultramáficas de composição piroxenítica anfibolítica.

A maior parte de suas rochas do embasamento cristalino exibem uma foliação penetrativa, que sugere esforços compressivos de natureza orogênica, e estão orientados NW-SE e NE-SW.

O metamorfismo registrado é da fácies granulito, ocorrido no Arqueano Superior. O metamorfismo de fácies anfibolito não tem a sua idade conhecida, devendo-se provavelmente ao retrometamorfismo dos granulitos no Transamazônico.

No final do Arqueano a área parece ter se estabilizado sofrendo somente ascensão epirogenética e falhamentos durante o Proterozóico Inferior e Médio.

No Proterozóico Superior, intensa granitização teve lugar com a formação dos granitóides circunscritos de natureza alcalina e subalcalina. Nesta época coincidiu com a formação da zona de milonitização - zona rúptil Itajaí-Gaspar - de Silva Dias (1980) e a formação de bacias vulcânicas sedimentares.

No Proterozóico Superior (Hasui et alii, 1978), num período de estabilidade tectônica (1000-1100 m.a.), formou-se uma bacia alongada, responsável pela deposição dos Grupos Porongos (RS) e Lavallega-Rocha (U), e os depósitos epiclásticos e marinhos-transicionais da Formação Maricá, (R.S.).

Entre 600-700 m.a., atuou metamorfismo regional de baixa a média pressão (Hasui et alii, 1975; Ribeiro e Fantinel, 1978; Jost e Bitencourt, 1980) nas sequências brasileiras, granitogênese e migmatização tiveram lugar (Wernick e Penalva, 1978) e formam-se domos gnáissicos manteados pelas sequências brasileiras a partir da remobilização do embasamento (Jost e Bitencourt, 1980; Ribeiro e Lichtenberg, 1978). Nas fases finais deste evento, ocorreram: o soerguimento do cinturão Dom Feliciano (Fragoso César, 1980) provavelmente contemporâneo e ascensão de diápiros graníticos tardi-tectônicos; a deposição das sequências molássicas tardi-tectônicas quando falhamentos inversos determinam uma vergência tectônica em direção ao cráton.

Durante o proterozóico superior, ter-se-ia iniciado a deposição dos sedimentos do Grupo Itajaí, cuja evolução geológica encontra-se diretamente relacionada com o desenvolvimento do Cinturão Dom Feliciano.

Para Basei (1985) a sua sedimentação teria se processado em um intervalo entre 620 e 580 m.a. baseado em dados estruturais e radiométricos (581 m.a. em isócrona Rb-Sr em rocha total).

Sêgue a esta fase, magmatismo ácido relacionado a vulcânicos de Apiúna e Granito Subida.

Do Paleozóico Inferior até o Devoniano, esta área sofreu várias fases de soerguimento, erosão e nivelamentos regionais.

Alguns modelos tectônicos tem sido proposto para explicar os processos que atuaram durante o Proterozóico Superior. Hasui e Almeida (1984) se referem a modelos aventados por alguns pesquisadores que consideram os efeitos de anomalias do manto sobre processos crustais, e que argumentaram em favor de uma evolução essencialmente "in situ" para as regiões de dobramento do su deste brasileiro, integrados com o sudoeste da África (Hasui et alii, 1978).

Modernamente, o modelo de tectônica global tem sido o mais aceito pela comunidade geológica para explicar a evolução desta área, integrada as regiões do sudoeste africano, Ribeiro e Fantinel (1978), Porada (1979), Jost (1981), Fragoso Cêsar (1980), Fragoso Cêsar et alii (1982), Basei (1985), cada um com suas particularidades. O modelo mais aceito é o de Fragoso Cêsar (1980), e Fragoso Cêsar et alii (1982), onde a porção da crosta oceânica mergulharia sob o Crãton Rio de la Plata (para oeste), gerando um arco magmático (complexo metamórfico migmático), a SE, granitogênese e deformação dos sedimentos nas porções mais internas (Grupo Brusque).

Basei (1985a) propõe dois outros modelos alternativos que explicam alguns pontos fracos no modelo de Fragoso Cêsar. Um modelo de delaminação seguido de colisão continental e outro de subducção da crosta oceânica seguido também de colisão continental.

Sobre este embasamento, já erodido e pediplanizado, após o termino da orogenia assintica, quando o escudo brasileiro tornou-se definitivamente consolidado, depositou-se em discordância angular sobre o embasamento eopaeteozóico e pré-cambriano, os sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná.

Na sua formação, tem lugar um longo período com características subsidentes e frequentes ingressões do mar, do Devoniano ao Carbonífero. Seguiu-se um período de crescente estabilidade que acentua-se no Mesozóico após uma evolução que permite a erosão da maior parte da superfície coberta pela sedimentação paleozóica. A partir do Jurássico Superior, os processos tectonomagmáticos reestruturaram a bacia transformando-a numa anfíclice (Almeida, 1980).

CAPÍTULO V

GEOLOGIA

V.1 - COMPLEXO GRÂNULÍTICO

Esta unidade ocupa a porção nordeste da área de estudo (vide Apêndice 1). É constituída essencialmente por rochas metamórficas de alto grau, de fácies granulito, tendo sofrido retrometamorfismo para a fácies ambolito, como atestado pelo processo de uralitização sofrido pelo piroxênio (Hyndman, 1972). Este complexo foi também afetado por metamorfismo regional do fácies anfibolito e outro localizado do fácies xisto verde, restrito a zonas de falhas, atestado por estudos petrográficos efetuados na região (Minioli 1972; Hartmann et alii, 1979; Moreira e Marimom, 1980; Hartmann, 1981; Silva e Dias, 1981). As principais rochas são gnaisses granulíticos leucocráticos, ultramafitos, gnaisses calcossilicáticos, anortositos, Kinzigitos, quartzitos e formações ferríferas. Termos de metamorfismo cataclástico são comuns, constituindo os milonitos gnaisses granulíticos, blastomilonitos e os gnaisses cataclásticos.

O termo predominante é o gnaisse granulítico no qual se distinguem quartzo, feldspatos e máficos. Sua coloração é cinza escuro esverdeada, com aspecto vítreo, granulação greosseira a média, granoblástico, e gnaisses cataclástico. Ressalta em sua orientação geral quando alterada, a presença de duas foliações. A primeira "Sn", na qual se observa concentrações de máficos e grandes cristais de feldspatos é transposta por uma foliação S_{n+1} que é de cisalhamento (Foto V.1).

Nos gnaisses são comuns massas de neossoma quartzo feldspático, concordantes com o bandamento, com aspecto pegmatóide (Foto V.2). Intercalações e lentes de rochas ultramáficas centimétricas a decimétricas são comuns.

Rochas miloníticas são observadas em distintas áreas de ocorrência. A sua maior expressão é no norte da região de Itajaí. Tem cores cinza mêdio e escuro esverdeado. Seu bandamento é caracterizado por faixas de espessuras milimétricas, que lhe empresta um aspecto de gnaisses facoidais no sentido de Higgins (1971).

Foto V.1 - Ponto CO-1 - Rocha granulítica quartzo feldspática - Norte de Luiz Alves Alves. Observa-se a foliação de fluxo, ondulante em torno de grandes cristais de feldspato e de concentrações de máficos, transposta pela foliação S_{n+1} .

Enclaves de máficos nas rochas gnáissicas granulíticas ocorrem localmente com uma certa frequência, com formas irregulares, e as vezes configuram dobras da foliação transposta S_{n+1} nas quais pode-se observar o espessamento dos ápices.

Este granulitos mantêm contato tectônicos com todas as unidades adjacentes, exceção feita aos sedimentos, da bacia sedimentar, que é por discordância angular.

A tectônica de dobramentos é pouco perceptível na área de estudo, devido ao alto grau metamórfico, sendo poucas as dobras observadas o que não deixa de ser surpreendente devido a indiscutível evolução policíclica desses terrenos como comenta Basei (1985). A tectônica rúptil é intensa com predominância de falhas transcorrentes e subordinadamente, as falhas normais e inversas.

Foto V.2 - (Ponto CO-04) - Gnaiss granulítico com neossoma quartzo feldspático com aspecto pegmatóide, em forma de bolsão concordante com a foliação.

Sistemas de fraturas ocorrem segundo várias direções. Suas características e análise serão discutidas no Capítulo VI.

Na fotointerpretação de imagens de TM, a combinação de mais de uma direção de lineamentos, às vezes arqueados, aos quais se associam foliações cataclásticas, desenha grandes semicírculos voltados para o interior, como podem ser observados na foto VI.7 e figura VI.3. Kaul (1979), já os havia observado, mas os descreve como arcos voltados para a costa.

Neste complexo, se registram idades dos ciclos: pré-Jequié (3200 m.a.), Jequiê (2600 m.a.), Transamazônico (2000 m.a.) e Brasiliano (600 m.a.) (Kaul, 1980).

Foto V.3 - Ponto C0-06 - Exemplo de enclaves de paleossoma (ultrabasitas) em gnaiss granulítico. Dobras com âpices espessados da foliação S_{n+1} indicam o caráter transposto de S_{n+1} .

V.2 - COMPLEXO METAMÓRFICO MIGMATÍTICO

Ocupando a porção meridional do escudo cristalino, na área, es tende-se desde o lineamento de Major Gercino para sul até o limite da área.

Faz contato tectônico com rochas do complexo metamórfico Brusque através do falhamento de Major Gercino e é recoberto em discordância angular pelos sedimentos da bacia. O contato das rochas granitóides com os migmatitos, tem caráter intrusivo, embora sejam observados contatos gradativos com alguns destes granitos de idade brasileira (445-560 m.a., Teixeira, 1969), resultado de uma íntima relação entre eles.

Corresponde a uma faixa de metamorfitos, onde se incluem migma titos, gnaisses granitóides, anfibolitos, xistos, quartzitos e mármore.

As litologias predominantes são variados tipos de gnaisses: quar tzo biotita gnaisses, muscovita gnaisses, hornblenda gnaisses com granada e granitóides. Os principais constituintes são o quartzo, feldspato potássico, biotita e hornblenda. Nestas rochas, assim como nos migmatitos é comum uma al ternância de bandas granoblásticas e lepidoblásticas, conferindo-lhes uma es trutura bandada, sendo localmente cataclástica.

Os complexos graníticos são entremeados com as rochas gnaíssi cas migmatíticas. Neles são reconhecidos os granitos Palmeira do Meio, Imarui, Rio Chicão e Jaguaruna, constituindo o Grupo Pedras Grandes de Teixeira (1969). Estas rochas apresentam variações de granulação e são predominantemente po firítica.

Datações radiométricas Rb/Sr (Teixeira, 1969) indicam idades en tre 445 e 514 m.a. para estes granitos.

Grande parte desta região encontra-se afetada por uma forte ação cataclástica, a qual se associam espessas faixas de milonitos, protomilo nitos, como por exemplo no lineamento de Major Gercino, e em falhas menores (Foto V.4). A área apresenta uma forte estruturação na direção NNE, coinciden te com a disposição geral de sua xistosidade que tem mergulhos geralmente ele vados. A estas direções associam-se importantes mineralizações de fluorita.

Foto V.4 - Ponto CO-291 - Rocha granítica de granulação grosseira, completamente tectonizada. As linhas brancas são planos com slicken sides-SuT de Tijucas.

Fenômenos de dobramentos na área atingem as rochas gnáissicas e migmáticas sendo comum a presença de dobras.

Dados geocronológicos sobre os migmatitos e granitoides foliados, indicam para este complexo, idades brasileiras em torno de 650-850 m.a., utilizando análises Rg/Sr em rocha total, U-Pb em zircões e esfeno, além de K-Ar em minerais isolados (Basei, 1985).

V.3 - COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE

Ocupa a porção mediana da área, e ocorre entremeado com rochas das suites intrusivas graníticas, de forma descontínua e fragmentada.

Seus contatos são geralmente tectônicos, por falhas, com intensa xistificação cataclástica do granitóide nestas regiões.

É constituído por filitos, xistos, quartzitos, metacalcários, metaconglomerados e metagrauvacas. A orientação regional predominante no Grupo Brusque é paralela a direção da faixa dobrada (NE), e concordante com as estruturas do embasamento granulítico, resultado da superposição de eventos tectônicos, cataclásticos sobre ambas as unidades.

Nos xistos ocorrem localmente diques de rochas graníticas, concordantes com xistosidade (Foto V.5).

Foto V.5 - Ponto CO-298 - Xisto micáceo com veio granítico concordante com a xistosidade - Sul de Itapema.

O metamorfito Brusque, exibem uma orientação regional predominante para NE, paralela ao alinhamento dos corpos granitóides associadas.

Âpices de dobras espessados, preservados em massas de quartzo, são registrados nos xistos quartzosos em diversas regiões. Estas dobras configuram hoje uma foliação S2, que é a direção predominante de foliação observada nessas rochas, são, inclinados para NW, na qual é possível observar localmente a formação de uma nova superfície S3, pelo dobramento da foliação anterior e dobras de caráter flexural.

Nas regiões próximas aos grandes falhamentos, Falha do Rio Itajaí Mirim, Falha de Major Gercino, termos mais quartzosos dos xistos estão extremamente cominuídos, formando espessas faixas de protomilonitos como na região entre Nova Trento e São João Batista. O grau metamórfico destas rochas foi caracterizado Kaul (1979), Trainini et alii (1978), Silva et alii (1978), sendo considerado por estes autores como de baixa P/T. Regionalmente predominam rochas metamórficas do fácies xisto verde, atingindo localmente o fácies anfibolitos.

V.3.1 - SUITE INTRUSIVA UALSUNGANA

Aflorando no sudoeste da folha Gaspar, este granitóide mantém contato intrusivo com o granitóide Guabiruba. Com os metamorfitos, o contato é geralmente por falhas, estando muito cataclasados nestes locais.

Esta suite é constituída basicamente por dois corpos granitoides de orientação NE, paralelos a estruturação dos metamorfitos, e que o divide em duas faixas distintas. Muitas são as evidências de que seu contato com os metamorfitos são de caráter intrusivo, entre elas: o endurecimento dos biotita xistos (Basei, 1985) evidenciada pela maior resistência ao impacto do martelo ao se aproximar dos granitoides.

Apófises desta rocha são encontrados nas rochas encaixantes do complexo metamórfico Brusque, enquanto que em zonas mais tectonizadas são encontrados blocos com enclaves de xisto.

É um granitóide homogêneo, isotropo, de cor cinza claro, esbranquiçado e róseo. Tem uma granulação média, com pórfiros de feldspatos de 2 a 8 cm. Em algumas regiões encontra-se orientado, sendo reconhecidas variedades cataclásticas do tipo microbrecha - protomilonito - milonito gnaisse.

Sua idade radiométrica é sugerida por Basei (1985), como sendo em torno de 640 m.a..

V.3.2 - SUITE INTRUSIVA GUABIRUBA

É representado geralmente por pequenos "stocks" graníticos intrusivos no granitóide da suíte Valsungana, e nos metassedimentos do Complexo Brusque. Estas relações são observadas como xenólitos de granitos dos grosseiros nos granitos finos e medio do tipo Guabiruba. Apófises e veios do granito Guabisuva são também encontrados dentro do granito, de Valsungana, bem como exnolitos de biotita sitos e gnaisses do metamorfitos e Brusque são encontrados no granitos; estes últimos desenvolvem auréolas de metamorfismo de contato (Basei, 1985).

Este granito é constituído de quartzo, feldspatos, biotita e muscovita. Granadas almandina foram reconhecidas por Trainini et alii (1978) em vários corpos desta suíte, os quais correlacionou com as granados observadas nos metamorfitos Brusque, em função da forma e das características ópticas. Sugerindo uma possível origem polingenéticas para esses granitóides.

Basei (1985) sugere que desta suíte poderia ser separada, os granitos leuco a hololeucocráticos, representados pelos corpos de São João Batista, Caatinga, Rio do Alho.

Tem uma textura geralmente granular, de granulação média e isôtropa, com orientações cataclásticas em algumas regiões de borda. Variações em sua granulometria para as fácies porfiríticas é muito semelhante ao granitóide Valsungana.

A idade dos granitóides foi considerada em torno de 470-510 m.a. (Teixeira, 1969), 670 ± 40 m.a. (Basei, 1980; 1985).

Basei (1985) sugere que a suíte intrusiva Valsungana e Guabiruba tenha se originado durante o mesmo episódio termal e que a suíte Valsungana seria pouco anterior a Guabiruba pois que a foliação S2 existente no primeiro inexistente no segundo.

V.4 - SEQUÊNCIA VULCANO SEDIMENTAR DO RIO ITAJAÍ-MIRIM

Rochas máficas e ultramáficas metamorfisadas, metariolitos xistificados, sedimentos pelíticos, mícaxistos, xistos grafitosos, metarenitos, quartzitos, metagrauvacas, lentes de calcário dolomíticos, metacherts e formações ferríferas bandadas tem sido reconhecidas na região de ocorrência do complexo metamórfico Brusque (Issler, 1982; Silva e Dias, 1981a; Ribeiro, 1981; Fragoso César, 1982).

Silva (1983, 1983a) caracterizou esta suite rochosa como uma sequência vulcano-sedimentar, constituída de têrmos sedimentares clásticos e químicos, com vulcanismo sinsedimentar restrito, de caráter ácido, básico e ultrabásico e a denominou de sequência vulcano sedimentar Rio Itajaí Mirim.

Áreas de predominância desta sequência tem ainda seus contatos difusos e gradacionais em todos os níveis e foram assinalados com base em interpretação geofísica (Silva, 1982).

Este autor traça um paralelo entre as associações petrotectônica desta área com outras sequências vulcano-sedimentares e a designa de greenstone belt Rio Itajaí Mirim.

V.5 - DEPÓSITOS MOLÁSSICOS E VULCÂNICOS ASSOCIADOS

É representado na área pelas sequências molássicas da bacia do rio Itajaí e encontra-se recobrimdo discordantemente uma fossa longa e estreita desenvolvida sobre rochas do complexo granulítico de Santa Catarina, no contato com o complexo metamórfico Brusque.

São constituídas por uma sequência basal denominada de Unidade Arenítica Inferior (Formação Gaspar) e uma unidade de topo denominada de Unidade Siltica Superior (Basei, 1985).

A primeira concentra arenitos arcoseanos maços e arroxeados que intercalam na base possantes lentes de conglomerado polimíticos e tufos vulcânicos; passando em direção ao topo para intercalações de siltitos, arenitos e micro-conglomerados.

A Unidade de topo, caracteriza-se pela predominância de termos silticos sobre as frações mais grosseiras.

Nestas sequências são reconhecidos estruturas de acamamento gradacional plano paralelo (Foto V.6) "slumps", "ripple marks".

Foto V.6 - Ponto C0-53a - Folhelho argiloso do Grupo Itajaí - N85E/35SE - Fraturas maiores N30W/vertical.

Esta sequência encontra-se falhada e deformada, com as camadas mergulhando em ângulos geralmente com menos de 45° mas localmente apresentando mergulhos verticalizados. São reconhecidos grandes dobras assimétricas em arenitos arcoseanos, (Br 470 próximo a SW de Apiúna) com amplitudes da ordem de 100 m com planos axiais inclinados para NW. Nos fraturamentos são reconhecidos falhas normais, inversos e transcorrentes (Foto V.7).

Foto V.7 - Falha inversa - folhelhos do Grupo Itajaí. Plano da falha EW - o bloco sul cavalga o bloco norte. Ponto CO-6.

Essas sequências molássicas foram datadas por Macedo et alii (1984), que as consideraram com idades de 556 ± 44 m.a. que as coloca no eo-Paleozóico, resultado análogos às datações de Basei (1985).

Essas molassas são afetadas por magmatismo ácido, representado pelas rochas do granito Subida e riolitos da região de Apiúna, e diques básicos que cortam esta sequência.

Os riolitos na região de Apiúna apresentam-se com uma coração vermelho escura, granulação fina, distinguindo-se pequenos minerais de quartzo. Ao longo da rodovia BR-470, na região de Ascurra, mostram-se intensamente tectonizados, constituindo verdadeiras brechas vulcânicas (Foto V.8). onde pode individualizar os seixos de riolitos semelhantes a matriz, ambos de granulação finíssima, quase afanítica, distintos apenas pela estruturação da rocha.

Foto V.8 - Ponto CO-67 - Brecha Vulcânica - note se os contramoldes dos riolito e matriz afanítica semelhantes, Ascurra.

O granito Subida constitui-se na mais expressiva manifestação do magmatismo que afetou o Grupo Itajaí.

Ocorre na junção dos rios Itajaí Açú e Hercílio Luz cortando sedimentos do Grupo Itajaí. Vale notar que sua localização está exatamente no cruzamento do lineamento de Itajaí-Lajes e Itajaí do Norte sugerindo um controle por estas estruturas.

Trata-se de um granito róseo, equigranular de granulação média a grosseira, e com poucos máficos.

A sua idade determinada pela isócrona Rb/Sr por Basei (1985), indica um valor de 546 ± 9 m.a..

V.6 - BACIA DO PARANÁ

Ocupa a porção ocidental da área de estudo, consiste de uma espessa sequência de sedimentos que recobrem discordantemente as rochas do embasamento cristalino.

Alí são encontradas rochas com idades do Permocarbonífero até o Trássico-Jurássico, sumarizadas na coluna estratigráfica (Figura V.2).

Rochas do Grupo Paraná, correspondentes a Formação Furnas e Ponta Grossa não ocorrem na área de estudo, ficando suas ocorrências restritas ao limite norte do estado de Santa Catarina.

Na escala utilizada, os produtos fotográficos não permitiram a individualização de todas as unidades estratigráficas conhecidas na área. No Grupo Tubarão por exemplo foi possível separar-se a Formação Itararé das formações Tio Bonito e Palermo (sub Grupo Guatá), no Grupo Passa Dois as formações Irati, Serra Alta e Teresina ficaram englobadas constituindo o Sub Grupo Estrada Nova, separado da Formação Rio do Rasto.

As formações Botucatu e Serra Geral do Grupo São Bento foram perfeitamente individualizados.

Desta forma a coluna estratigráfica da Figura V.2 refere-se a divisão obtida na área do trabalho a partir de análise visual dos produtos fotográficos utilizados, na escala de 1:250.000.

ERA/PERÍODO	GRUPO/SUBGRUPO		FORMAÇÃO
Quartenário			Depósitos Recentes
Jurássico Cretáceo	São Bento		Intrusivas Alcalinas Serra Geral Botucatu
Permiano	Passa Dois		Rio do Rasto
		Estrada Nova	Teresina
			Serra Alta
			Irati
Permo-Carbonífero	Tubarão	Guatã	Palermo
			Rio Bonito
			Itararé
Embasamento eo-Paleozóico/Pré-Cambriano			

Fig. V.1 - Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná baseada em DNPM CPRM (1974) modificada.

V.6.1 - GRUPO TUBARÃO

- Formação Itararé

Constituído principalmente por diamictitos que refletem influências glaciais em seus diferentes ambientes deposicionais, onde são reconhecidos argilitos basais, arenitos, argilitos várvidos e ritmitos. Recobrem em discordância angular as rochas do embasamento cristalino e as molassas do Grupo Itajaí. As cores das rochas do Itararé são em geral cinza esverdeadas e cinza esbranquiçadas (Foto V.9).

Nesta formação são reconhecidas estruturas sedimentares de estratificação plano paralela nas porções inferiores e de estratificação cruzada em sua porção média.

- Subgrupo Guatã (Formação Rio Bonito e Formação Palermo).

Constituído predominantemente por arenitos finos e muitos finos, siltitos e arenitos com intercalações de camadas de carvão, folhelhos carbonosos e camadas de calcários da Formação Rio Bonito (Foto V.10).

Assenta-se sobre as camadas da Formação Itararé, e são recobertos concordantemente pelos sedimentos da Formação Palermo. Esta ũltima é constituída por um pacote de siltito arenoso, cinza amarelado e esverdeado, arenitos finos e grosseiros. Exibem laminação cruzada de pequeno porte e um contato concordante com a sequência superior, que é a Formação Irati (Foto V.11).

Foto V.9 - Ponto CO-247 - Arenito médio da Formação Itararé. Alfredo Wagner, inclinado e com estratificação cruzada.

Foto V.10 - Ponto C0-151 - Folhelho negro com lentes de calcário cinza com uma estrutura botrioidal nas bordas - Sub Grupo Guatã - Formação Rio Bonito.

Foto V.11 - Ponto C0 215 - Arenitos finos com pequenas estratificações cruzadas do Subgrupo Guatã (Formação Palermo).

V.6.2 - GRUPO PASSA DOIS

- Subgrupo Estrada Nova

Inicia-se por folhelhos cinza escuros, argilitos, siltitos cinza da Formação Itati. Localmente ocorrem intercalações de calcário e sílex nodular, compondo uma sequência inferior (Membro Taquaral, de Barbosa e Almeida, 1948), seguido por camadas de folhelhos pirobetuminosos, folhelhos cinza escuros por vezes dolomíticos.

Sobre esta sequência depositam-se sedimentos da Formação Serra Alta.

Constituída de uma sequência de argilitos e folhelhos, arenitos finos, siltitos cinza escuros a pretos de fratura conchoidal, lentes e concreções calcíferas.

Sobre os sedimentos da Formação Serra Alta, com algumas recorrências desta última, assenta-se a Formação Teresina. Constitui-se de siltitos e arenitos siltosos, alternância de argilitos e folhelhos com siltitos finos e claros. Tomassi (1973) descreve calcários e calcários oolíticos geralmente silicificados em superfície.

- Formação Rio do Rasto

Sobre a Formação Teresina, encontra-se os sedimentos clásticos, siltitos e folhelhos com intercalações de argilito, arenitos finos e bancos carbonáticos da porção inferior da Formação Rio do Rasto. Apresentam estruturas sedimentares de estratificação cruzada e laminação cruzada.

V.6.3 - GRUPO SÃO BENTO

- Formação Botucatu

Recobrem discordantemente a Formação Rio do Rasto. Consistem de arenitos vermelhos e esbranquiçados, de granulação média e estratificação cruzada de grande porte, de origem eólica e fluvial.

- Formação Serra Geral

Cobre a Formação Botucatū no quadrante sudoeste da área. É constituída por derrames de lavas basálticas, que recobrem e se interpõe entre os arenitos Botucatū.

Dique e soleiras desta formação são registradas nas formações sotopostas, sendo que as soleiras encontram-se principalmente na Formação Itararã, Irati e Teresina.

Todas estas sequências encontram-se semi-horizontalizadas, perturbadas apenas por grandes flexões no pacote sedimentar, proporcionado por esforços compressivos e distensivos secundários, os quais geravam tensões com falhamentos predominantemente normais e inversos.

A estas estruturas deve-se o basculamento do pacote sedimentar, caracterizados por mudanças bruscas nas direções de acamamento, sugerindo um controle tectônico por blocos.

V.6.4 - MAGMATISMO ALCALINO

Rochas alcalinas na área são representadas pelas ocorrências de Anitápolis e Lajes.

Na primeira são reconhecidas rochas alcalinas leucocráticas, alcalinas básicas, diques de rochas alcalinas básicas e carbonatitos. Localizam-se em uma grande zona de falha onde se intersectam falhamentos NS e NW e que provavelmente controla a sua disposição. Sua idade é considerada como Cretáceo inferior com 129 m.a. (Amaral et alii, 1966).

As ocorrências alcalinas de Lajes, constituem uma série de intrusões irregulares, configurando uma região dômica. As alcalinas pertencem a família dos nefelina-sienitos e alguns diques da família dos olivinas-melilititos (Santos et alii, 1984). Aí são identificados fonolitos mecronefelina sienito, foiaitos, tinguaitos e sodalita fonolitos. Sua idade radiométrica é de 65 m.a. (Amaral et alii, 1966) do Cretáceo superior-terciário.

CAPÍTULO VI

ANÁLISE DO FRATURAMENTO

Dados sobre a distribuição e caráter de lineamentos são altamente significativos para o entendimento da história geológica e dos processos tectônicos a que foi submetida uma determinada região.

Várias são as formas de manifestações que estes lineamentos podem apresentar na superfície em função de sua tipologia estrutural, idade, intensidade de deformação ocorrida e unidade litológica na qual está expressa, principalmente em função da escala em que está sendo observado.

Um traço de fratura tal como é interpretado sobre uma imagem fotográfica de nível orbital, representa uma zona de juntas no sentido de Plicka (1974) que é constituído de juntas paralelas pertencentes a um mesmo sistema (tem o mesmo azimuth) tem um alto ângulo de mergulho e ocorrem repetidamente a distância de centímetros a poucos metros. É a este conjunto que associa-se comumente um elemento textural de relevo e/ou drenagem de característica linear mais proeminente, configurando um lineamento de relevo ou drenagem, interpretado como traço de fratura.

Quando este elemento textural, encontra-se distribuído de forma paralela, a distância de poucas dezenas de metros e cortam indiscriminadamente litologias diferentes formando grandes concentrações de formas alongadas, segundo a direção de fraturamento, é denominada feixe de fraturas, estando o mesmo geralmente associado a falhamentos. A delimitação de áreas com maiores densidades de feixes de fraturas definiu grandes porções alongadas de concentração de feixes de fraturas aqui denominados "sistema de feixes de fraturas".

As fraturas mapeadas sobre as imagens fotográficas podem ser poligenéticas, incluindo fraturas de origem extensional, de origem por cisalhamento, e ainda fraturas que se propagaram para rochas de cobertura, vindas de fraturas preexistentes de rochas subjacentes.

A análise da distribuição e relações geométricas entre as distintas famílias de fraturamentos, a forma arqueada de cristas e vales junto

a um lineamento, indicam em alguns casos o caráter do seu movimento e fornece indicações sobre a hierarquia dos vários sistemas.

Os feixes de fraturas foram delimitados sobre mapas de traços fraturas da área; e caracterizaram cinco direções principais de fraturamentos, formando sistemas. Estes sistemas foram confirmados pelo tratamento estatístico de medidas obtidas no campo, no qual foi observado suas características e relações estruturais, e realizada a análise das relações geométricas de cada uma das direções com outras direções nos mapas de fraturamentos considerando os dados obtidos.

Variações locais ou mesmo regionais nestes sistemas de fraturas devem-se ao comportamento diferenciado de blocos crustais distintos, quando submetidos aos eventos tectônicos que se manifestaram na região, e serão discutidos e explicados no texto.

As direções gerais dos sistemas de fraturamento considerados são: ENE(N45-75E), NNE(N05-25E), NNW(N0-30W), NW(N30-60W), EW(N80E-N80W).

Na análise de fraturamentos foram também considerados os mapas magnetométricos do Projeto Criciúma-Ponta Grossa e a interpretação qualitativa apresentada pelo DNPM-BRASIL-(1971) para o levantamento aeromagnetométrico. Dados relativos a intensidade de anomalias ou de horizontes magnéticos devem-se exclusivamente a bibliografia acima.

As estruturas e alinhamentos magnéticos foram associados aos lineamentos, falhamentos, sistemas de feixes de fraturas fotointerpretados, confirmando ou indicando os tipos de movimentos tectônicos atribuídos a eles.

VI.1 - SISTEMA DE FRATURAMENTOS ENE

VI.1.1 - CARACTERÍSTICA E DISTRIBUIÇÃO

Os fraturamentos desta direção encontram-se distribuídos em toda a área. Sua maior concentração entretanto, ocorre na região centro leste, onde são identificados dois extensos "sistemas de feixes de fraturas". Um sistema a norte, que se estende desde a região de Itajaí, até aproximadamente 30

quilômetros a sudoeste da cidade de Trombudo Central, onde é interrompido. A borda norte deste sistema coincide com o limite entre o complexo granulítico de Santa Catarina e a faixa de dobramentos Tijucas.

Um outro sistema de feixes de fraturas ocorre a sul, paralelo ao primeiro, interrompido em sua porção central por lineamentos de direção NW. É melhor definido na região de rochas cristalinas a leste e no quadrante sudoeste sobre rochas basálticas da Formação Serra Geral. Coincide com o limite tectônico da faixa dobrada Tijucas e complexo metamórfico migmatítico de Santa Catarina.

Estes dois sistemas de feixes associam-se ao sistema de falhas Itajaí-Lajes e a falha de Major Gercino, respectivamente.

Ao sistema de feixes de fraturas a norte, correlaciona-se ainda, os depósitos molássicos e vulcânicos associados, do Grupo Itajaí, de idade eo-paleozóica e ainda sedimentos aquáticos do Grupo Tubarão (Loczy, 1966) que se acham desenvolvidos exclusivamente nesta região, indicando a sua atividade durante o Carbonífero.

Na faixa dobrada correspondente ao Complexo Metamórfico Brusque, a qual é também estruturada por esta direção, tem-se associado os corpos graníticos, alongados segundo falhamentos ENE, das suites intrusivas Valsungana e Guabiruba.

Feixes de fraturas isolados, que não configuram um sistema de feixes de fraturas se distribuem por toda a área, estando relacionados a estruturas e feições geológicas locais.

Nesta direção, são reconhecidos falhamentos transcorrentes com movimentos de caráter predominantemente dextrais, determinados a partir da análise visual dos produtos fotográficos.

Associam-se rochas cataclásticas, miloníticas, protomiloníticas, com dezenas e até milhares de metros de espessura, xistos e gnaisses com grãos minerais de forma oftálmicos, fraturados, descritos como augen xistos e augen gnaisses e estrias de falhas.

As fraturas são de cisalhamento, formando pares conjugados com as direções NNW e NNE, com movimentos dextrais e sinistrais respectivamente (Foto VI.1).

Sobre os sedimentos molássicos do Grupo Itajaí, próximo a Gaspar, essas fraturas são localmente preenchidas por veios de quartzo e deslocam ou tras de direção EW, também preenchidas com quartzo.

A sudoeste da cidade de Ascurra, os sedimentos do Grupo Itajaí (folhelhos), encontram-se extremamente tectonizados. O acamamento tem uma atitude geral NS com mergulhos verticiais. A este quadro, correlaciona-se rochas brechadas, e a deposição de um expesso conglomerado polimícto a sul da mesma cidade.

Controlado pelo sistema de falhas Itajaí-Lahes, estas rochas conglomeráticas são mapeadas numa estreita faixa e sugerem movimentos verticais das falhas deste sistema com rebaixamento do bloco sul, relativo a fossa do Itajaí.

Foto VI.1 - Sistema de fraturamento ENE, conjugado com os sistemas NNW e NNE. A bússola aponta para o norte.

Em rochas máficas, como nos granitóides e granulitos, são comuns a presença de estrias nas superfícies dos fraturamentos, como ocorre por exemplo, próximo a cidade de Blumenau onde são observadas estrias horizontais sobre fraturas de direção N80E subverticais, as quais estão sem dúvida ligadas a movimentação da transcorrências ENE (Foto VI.2), e estrias subverticais em granito a sul de Tijucas, Foto VI.3, relacionados a falhamentos inversos.

Foto VI.2 - Ponto 273 - Estrias de falha com atitude horizontal em granulito. Plano de fratura N80E vertical próximo a cidade de Blumenau. Lapiseira no afloramento: complexo granulítico.

Áreas de cruzamento de grandes falhamentos ou de feixes de fraturamento exibem uma densidade elevada de fraturamentos, onde o espaçamento é da ordem de milímetros a centímetros, caracterizando desta forma, um tipo incipiente de clivagem de fratura. Com a direção ENE, são reconhecidas a norte de Blumenau, sul de Leoberto Leal, sul de Imbuia, oeste de Bocaina de Sul, oeste de Bom Retiro, sul de Lontras, etc. A Foto VI.4 mostra o intenso fraturamento a norte de Blumenau. Onde as direções ENE e NNW formam um par conjugado de

cisalhamento e a direção de encurtamento máximo pode ser observada na direção NNE, coincidente com a foliação determinada pelos minerais achatados do gnaiss granulítico.

Foto VI.3 - Estrias de falha subverticais em granito, próximo a falha de Major Gercino, em superfícies de fraturamento N65E, subvertical SE, próximo a Tijucas.

Falhas de empurrão e inversas de direção ENE são reconhecidas sobre a molassas de Itajaí. Indicando um movimento de compressão de sudeste para noroeste sobre o pacote molássico (Foto VI.5).

Esta mesma direção N65E encontra-se deslocando fraturas de direção NS no complexo granulítico preenchidas com material quartzoso e com movimento sinistral (Foto VI.6).

Foto VI.4 - Clivagem de fratura em granulito ENE e NNW a norte de Blumenau. A lapiseira indica a foliação.

Foto VI.5 - Ponto 81 - Aspecto de movimento inverso em fratura N80E 70SE nos sedimentos molássicos.

Foto VI.6 - Fraturas N56E, deslocando sinistralmente fraturas NS, preenchidos com quartzo. Rocha granulítica. Ponto CO 47.

VI.1.2 - ANÁLISE DA DENSIDADE

No mapa de densidade de fraturamentos para a direção ENE (Figura VI.1), pode-se observar que a orientação de máximos de fraturamento em sua maioria coincide com a orientação ENE. Observa-se também que sofre influência forte da direção NW, principalmente na região da faixa dobrada, e mais atenuada da direção EW.

Este esquema sugere que esta direção pertenceria a um padrão anterior (conforme indicado nas análises das outras direções) reativado após a instalação da direção NW e EW.

A maior densidade de fraturamento encontra-se predominantemente sobre a área ocupada pela continuidade da faixa de dobramentos Tijucas sob a Bacia do Paraná e sobre a região ocupada pelos sedimentos do Grupo Itajaí.

A presença de áreas com baixa densidade de fraturas em regiões reconhecidamente estruturadas pela direção ENE, como por exemplo a faixa do brada Tijucas, deve-se: a predominância de estruturas compressivas, (foliação de cisalhamento) que diminui a probabilidade de intemperização de planos de fraturas, e por extensão, a instalação de canais de drenagem que caracterizam as fraturas; a posição inclinada dos planos de fraturas, com ângulos menores que 70° .

A localização destas áreas de alta densidade de fraturamentos, alinhadas segundo a continuidade da faixa Tijucas, sugere uma atividade tectônica com movimentação mais acentuada que nas áreas adjacentes, durante ou a partir da deposição das rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

Esta atividade mais recente encontra-se mascarada na área das rochas precambrianas da faixa Tijucas pela intensidade da estruturação e metamorfismo, que atingiram estas rochas desde os tempos proterozóicos e que ainda se encontram bem marcados sobre elas.

Alinhamentos de eixos de máximos de fraturamento ENE na direção NW, ocorre, predominantemente sobre a Bacia do Paraná. É um indício da reativação deste sistema após a instalação de uma direção de fraturamentos NW. São melhores registrados e visualizados aí, onde as rochas são originalmente menos perturbadas tectonicamente.

Áreas com alta intensidade de fraturamento, com espaçamento da ordem de 1 a 3 cm, e até milimétrico, lembrando uma clivagem de fratura, são comuns em áreas de rochas sedimentares pouco perturbadas, como por exemplo nas ardósias da Formação Garcia, argilas e folhelhos do Carbonífero da Bacia do Paraná, ocorrendo até quatro direções, geralmente com a mesma proporção. Este tipo de estruturação coincide com os cruzamentos de grandes falhamentos, feixes de fraturas e de eixos de máximos de fraturamentos, como por exemplo: na região de Leoberto Leal, a noroeste de Ituporanga; ao longo da rodovia que liga Bocaina do Sul a Índios e Lajes; e a norte de Gaspar sobre ardósias do Itajaí.

Fig. VI.1 - Direção ENE - máximos de fraturamento.

Pelos dados discutidos acima, podemos deduzir que este sistema de fraturas tem uma idade, pelo menos de reativação, mais nova que os sistemas de fraturas EW e NW.

VI.1.3 - LINEAMENTOS MAGNÉTICOS

Esta direção sobressai da interpretação do mapa de campo total do levantamento aeromagnetométrico, (DNPM, CPRM) como falhas e/ou contatos do embasamento ou como eixos de estruturas magnéticas do embasamento.

Algumas estruturas se destacam, entre elas:

- um grande lineamento na região a sul de Taiō, melhor visualizado no mapa na escala de 1:250.000. Compõe-se de estruturas magnéticas profundas e falhas numa faixa de aproximadamente 15 quilômetros de largura e direção N65E. Este lineamento corresponde ao sistema de falhas de Itajaí-Lajes, e confirma sua extensão por sob os sedimentos da Bacia do Paraná. A disposição e deslocamento do eixo de estruturas magnéticas profundas de um e outro lado do lineamento indica um movimento dextral para ele (Figura VI.2).

Esta estrutura interrompe a ocorrência de lineamentos NNE, frequentes a norte destes falhamentos.

- um grande falhamento do embasamento interpretado sobre a continuidade do falhamento de Major Gercino de direção geral N65E, indica a continuidade deste sob os sedimentos da cobertura fanerozoica. Pode-se reconhecer movimentos de caráter dextral.
- outras estruturas de menor porte encontram-se distribuídas na área e são interpretadas como estruturas profundas, falhas e contatos. Em menor proporção, são também reconhecidos alguns eixos de estruturas magnéticas superficiais, que se concentram na parte norte da área, nas proximidades do Rio do Campo e Salete.

Um dos eixos de estruturas magnéticas mais expressivos, com exensão de aproximadamente 20 quilômetros, ocorre a norte da cidade de Ituporanga e encontra-se interrompido por estruturas de falhas superficiais de direção NS. Supõe-se estar relacionado ao falhamento de Perimbô.

VI.2 - SISTEMA DE FRATURAMENTOS NNE

VI.2.1 - DISTRIBUIÇÃO E CARACTERÍSTICAS

Esta direção de fraturamentos forma na área, cinco "sistemas de feixes de fraturas", os quais se distribuem desde o litoral até o limite oeste da área, atravessando-a de norte a sul (vide Apêndice 3, mapa de "sistemas de feixes de Fraturas").

Constitui um dos mais densos e importantes sistemas de fraturas da área. Sua maior densidade encontra-se na região leste e sudeste sobre o complexo metamórfico migmatítico.

A análise dos feixes de fraturas permite se reconhecer algumas relações que esta direção mantém com os outros sistemas.

Cruza: a direção EW na região sul de Botuverá; a direção NW em Alfredo Wagner; o sistema ENE na região de Blumenau. Interrompe: a direção NW a sul de Imbuia e é interrompido pelos feixes de direção NNW a norte de Botuverá.

Movimentos transcorrentes sinistrais para lineamentos desta direção são perfeitamente interpretados sobre os produtos fotográficos utilizados, a partir das relações geométricas entre estes lineamentos NNE com os lineamentos de outros sistemas de fraturas, que apresentam formas arqueadas, pelo arrasto produzido pelo movimento. Um exemplo bastante claro pode ser observado nos falhamentos do complexo granulítico (Foto VI.7) os quais arqueiam falhas e estruturas EW (Figura VI.3).

Diagramas de rosáceas, confeccionados com dados de campo, demonstram que este sistema é predominante nas regiões a oeste de Pouso Redondo, Lontras, oeste de Imbuia e leste de Luiz Alves (Figura VI.5 e VI.6).

Foto VI.7 - Região sul do Complexo Granulítico - falhamentos NNE encurvados pelo lineamento de Itajaí-Lajes e encurvando falhas ENE.

Fig- VI.3 - Interpretação estrutural da região do Complexo Granulítico. Traços e feixes de fraturas, indicam o arrasto provocado pelo movimento do lineamento de Itajaí-Lajes a sul.

A análise visual de imagens TM-LANDSAT canal 3, mostram claramente a predominância da direção NNE sobre os outros sistemas, na região do Complexo Metamórfico-Migmatítico, conforme ilustra a Foto VI.8 e Figura VI.4.

Fraturas com movimentos dextrais são reconhecidas próximo a Pomerode, formando um sistema conjugado com a direção NW, caracterizando um esforço compressivo SW-NE, mesmo que localizado. Esta direção de fraturas encontra-se conjugada também com a direção ENE (Foto VI.1) no leito do rio Itajaí-Açú, onde tem movimento sinistral. Esta direção é ainda deslocada pela direção ENE (Foto VI.7) e se pode observar o arqueamento das estruturas NNE próximo ao lineamento de Itajaí-Lajes, onde o arrasto de direções NNE indica um movimento dextral para aquele lineamento.

Em movimentos de reativação funcionou como uma direção de distensão, sendo preenchida por veios de quartzo e fluorita, como por exemplo na região de São João Batista. Nestes planos de fraturas encontram-se evidências de campo (marcos de resalto e arrancaduras) de que o bloco NW subiu e o bloco SE desceu, indicando a presença de falhamento normal.

A sul de Maçaranduba, a foto VI.9 mostra um plano de falha de direção N40E onde o movimento inverso dá origem a rochas cataclásticas. O movimento da falha arqueia a foliação da rocha em dobras de arrasto.

Foto VI.8 - Imagem TM-LANDSAT canal 3. Área do Complexo Metamórfico Migmatítico de S.C. Notar a estruturação com quebras ne gativas predominantes para NNE.

Fig. VI.4 - Interpretação visual da imagens TM-LANDSAT canal 3 - Esquema mostrando a predominância do sistema NNE no Complexo Metamórfico Migmatítico.

Fig. VI.5 - Diagrama de rosáceas a leste de Luiz Alves - 284 medidas.

Fig. VI.6 - Diagrama de rosáceas próximo a Imbuia - 86 medidas.

Foto VI.9 - Ponto CO-8 - Gnaiss granulítico com detalhe do falhamento inverso N40E - Sul de Maçaranduba.

VI.2.2 - ANÁLISE DA DENSIDADE

A direção de fraturamento NNE é bastante expressiva na área, apresentando de maneira geral uma maior densidade em sua porção mediana e meridional, correspondentes a área do cinturão Dom Feliciano (Figura VI.7), evidenciando uma provável relação com o tectonismo deste cinturão.

Suas áreas de máxima densidade de fraturamento tem formas alongadas onde são identificados máximos de fraturamentos, de grau muito alto, altos e médios segundo a classificação adotada para a distribuição das fraturas nas figuras anexas.

Estas áreas de maior densidade de fraturamento definem eixos, os quais são controlados segundo a direção do mesmo sistema NNE, e pelas direções de outros sistemas de fraturas.

A direção EW controla o sistema NNE a noroeste da área (Represa Alto do Rio Preto) e na região central próximo a Imbuia.

No quadrante sudeste é controlada pela direção NNW, em rochas do complexo metamórfico migmatítico.

A direção ENE controla a distribuição dos eixos de máximos também no quadrante sudeste e principalmente sobre a faixa de dobramento Tijucas, onde áreas de máximos de densidade se alinham segundo a direção da faixa dobrada. Esta concentração de áreas com maior densidade de fraturamentos NNE sobre esta faixa e seu prolongamento sob a bacia sugere a instalação ou reativação da direção NNE após o desenvolvimento da faixa Tijucas e ainda uma maior atividade tectônica sobre esta área mediana do que na porção setentrional.

Algumas considerações preliminares podem ser feitas:

- a) O sistema de fraturamentos NNE mostra idades relativas mesmo que de reativação mais novas que os sistemas de fraturas ENE, EW e NNW.
- b) A maior concentração de fraturamentos sobre as porções mediana e meridional da área demonstram que estas porções reagiram de forma diferenciada da porção setentrional, a fenômenos de tectônica rúptil a que foram submetidas.

Fig. VI.7 - Direção NNE - Máximos de fraturamento NNE.

VI.2.3 - LINEAMENTOS MAGNÉTICOS

A direção NNE apresenta um grande número de estruturas magnéticas sobre o mapa de campo total (DNPM-CPEM, 1971) e sua distribuição encontra-se limitada a sul pelo sistema de falhas Itajaí-Lajes. Deste lineamento, para oeste ocorre grande densidade de estruturas de falhas ou contato de embasamento que se repetem aproximadamente a cada 10 quilômetros. Eixos de estruturas magnéticas do vulcanismo do embasamento profundo e vulcanismo superficial, inclinaram-se mais para NE pelo movimento sinistral da direção NNW (Figura VI.8). Ambos correspondem aos feixes de fraturas e lineamentos fotointerpretados na área.

Esta direção sofre uma descontinuidade em sua ocorrência para norte, em uma faixa de estruturas EW de aproximadamente 8 quilômetros de largura na altura da cidade de Salete/Witmarsum, balizada por duas grandes estruturas EW, prováveis falhas do embasamento com mais de 50 quilômetros de extensão.

Os fraturamentos a norte configuram áreas de diferentes componentes magnéticos entre os lados oeste e leste da área, separados por um lineamento NNW que a divide ao meio e que pode ser associado ao falhamento do rio Itajaí do Norte.

Os lineamentos magnéticos a oeste do lineamento do rio Itajaí do Norte são interpretados como falhas ou contato do embasamento ou de vulcanismo profundo pelo (DNPM-CPRM, 1971), e correlaciona-se a feixes de fraturamentos, a linhas de descontinuidades na assimetria de drenagem, e provavelmente também aos basculamentos detectados nas camadas naquela área.

A principal concentração de feixes de fraturas que caracteriza um "sistema de feixes de fraturas" ocorre no quadrante sudeste da área, sobre rochas do complexo metamórfico migmatítico.

A observação deste sistema de feixe de fraturas leva a constatação de que o mesmo é cruzado por todos os outros sistemas de fraturamento da área.

A sul de Botuverã, a análise das relações entre os feixes de fraturas indica que a direção EW intercepta e é interceptada pelos sistemas de fraturamento NNE.

Diagramas de rosáceas, construídos com dados de campo, indicam uma alta densidade de fraturas deste sistema, nas seguintes regiões; Luiz Alves, no complexo granulítico; Vitor Meireles - Witmarsun, na parte noroeste da bacia; Lajes, ao sul da bacia; ao longo dos sedimentos molássicos do Grupo Itajaí e nos sedimentos paleozóicos na continuidade desta sequência (Figura VI.9).

Fig. VI.9 - Diagramas de rosáceas - Área da Bacia do Paraná, região de Lajes - Otacílio Costa.

São poucas as grandes estruturas de falhas e lineamentos com direção EW que se associam aos feixes de fraturas deste sistema. Sobressaem-se os falhamentos locais da região de rochas cristalinas, de caráter transcorrente sinistral e de distensão, como o atestam os veios de quartzo que preenchem as fraturas. Forma um sistema conjugado com a direção NNE, quando então tem movimentos dextrais.

Na região de Witmarsun - Dona Ema o aumento da densidade de fraturamento observada nos diagramas relaciona-se a um grande lineamento EW, identificado naquela área, que se estende desde o limite oeste do mapa até encontrar-se com o lineamento de Itajaí-Lajes.

VI.3.2 - ANÁLISE DE DENSIDADE

O sistema de fraturamentos EW é o menos denso de todos os sistemas interpretados sobre as imagens fotográficas.

Os máximos de densidade de fraturamento encontram-se pouco orientados (Figura VI.10). As áreas de maior densidade sugerem a presença de um controle pelas direções NNE no quadrante sudeste e centro-leste da área.

Outras regiões de maior concentração, quando consideradas em conjunto, mostram uma disposição linear de direção NNW e EW.

Este sistema de fraturamento pode então, pela discussão acima apresentada, ser considerado como um dos mais antigos da área. Parece ser controlado apenas pela direção NNE, o que pode ter ocorrido parcialmente durante uma possível reativação da direção EW em conjunto com a NNE, quando formaram um sistema de fraturas conjugado, pela atuação de um esforço compressivo SSE-NNW.

A presença de um máximo de grau alto nos granitos do complexo metamórfico indica um forte envolvimento desta direção no tectonismo deste complexo.

Fig. VI.10 - Direção EW - Máximos de fraturamento.

VI.3.3 - LINEAMENTOS MAGNÉTICOS

O sistema EW, encontra-se bem representado no mapa de campo to tal (DNPM-CPRM, 1971), como uma das principais direções tectônicas que estrutu ram na área, as rochas do embasamento.

Define uma faixa de aproximadamente 8 km de largura em toda a extensão das rochas sedimentares, balisado por duas falhas, ou contatos do em basamento profundo na região entre Rio do Campo e Boiteux, onde não se regis tram a presença de anomalias ou estruturas. Esta faixa aparece no mapa de sis tema de feixes de fraturas como um deslocamento dextral sofrido por um siste ma NNE e interrupção de um sistema de feixes NNW na área. A ausência de linea mentos magnéticos nesta área, sugere a presença de um embasamento metassedi mentar ou expessamento da coluna de sedimentos acumulados na estreita fossa ai reconhecida.

Lineamentos paralelos encontram-se geralmente segmentadas e in terrompidas pelas direções NNE e NNW, com os segmentos assumindo formas arquea das, que sugerem o movimento do arrasto sofrido por eles. O mesmo acontecendo com os eixos magnéticos de vulcanismos profundos e superficial que ocorrem na área.

Esta relação geométrica entre estas direções é também encontra da na região do complexo granulítico sobre imagens de satélite.

Na região de Lajes são encontrados alinhamentos magnéticos do embasamento e ou vulcanismo profundo e de vulcanismo superficial na direção EW. Os primeiros mostram alta densidade em várias direções, configurando uma diferença no comportamento magnético da área, em relação a continuidade da fai xa Tijucas.

VI.4 - SISTEMA DE FRATURAMENTOS NNW

VI.4.1 - DISTRIBUIÇÃO E CARACTERÍSTICA

Distribuído em toda a área, nesta direção de fraturamento é pos sível individualizar três "principais sistemas de feixes de fraturas". Um no

extremo sudoeste, pouco extenso, e outro maior e mais largo no quadrante no roeste, ocorre sobre rochas da Bacia do Paraná, e a ele encontra-se condicio nado todo o baixo curso do rio Itajaí do Norte. O terceiro, mais a leste, so bre as rochas cristalinas próximo a borda da bacia, atravessa toda a área, su gerindo um possível fator de controle da escarpa erosiva do pacote sedimentar. Outros sistemas de feixes menos expressivos, encontram-se distribuídos nas áreas, de Salete, Ituporanga, Otacílio Costa, Maçaranduba.

Este sistema encontra-se interrompendo e sendo interrompido por fraturas de direção ENE na região de Lontras, sugerindo a reativação da dire ção ENE na fossa do Itajaí em fase posterior a instalação da direção NNW. É cruzada pelo sistema NW a norte de Botuverã e interrompe o sistema NNE a norte de Presidente Getúlio, o que sugere uma atividade posterior a instalação da direção NNW. Foto VI.10 e Figura VI.11.

Associa-se a grandes falhamentos, como do rio Itajaí do Norte, a falhas na região de Ituporanga e na área de Timbó-Benedito Nvoo.

Diagramas de rosáceas para medidas de campo indicam uma forte associação de fraturas deste sistema com grandes falhamentos na área (mapa de lineamentos, Apêndice II). Suas principais concentrações encontram-se sobre se dimentos da fossa molássica do Itajaí, próximo ao sistema de falhas Itajaí-La jes, dos falhamentos do rio Itajaí do Norte, do falhamento do Major Gercino e falha de Itapeúna (Figura VI.12 e VI.13).

Na região de Petrolândia, a interpretação visual de imagens TM -LANDSAT, canal 3, mostra a estruturação diferente para rochas do sub Grupo Es trada Nova e da Formação Rio do Rasto, como pode ser observada na Foto VI.11 e Figura VI.14.

Diques de diabásico ocorrem próximo a Bocaina do Sul e veios de quartzo preenchendo fraturas são descritos na porção sedimentar (Rio do Sul, Vidal Ramos) e sobre a faixa de dobramento Tijucas.

Foto VI.10 - Imagem TM - canal 5 - região de Ibirama - Lontras,
mostrando os fraturamentos da área.

Fig. VI.11 - Interpretação das imagens TM, canal 5 - região de Ibirama, mostrando a relação entre o sistema de fraturas NNW com outras direções.

Fig. VI.12 - Diagrama de rosácea na região de Rancho Queimado - Complexo metamórfico migmatítico - 1306 medidas.

Fig. VI.13 - Diagrama de rosácea - Região de Taió na Bacia do Paraná - 116 medidas.

A direção NNW associam-se falhas transcorrentes de caráter sinistral identificados em toda a região de rochas cristalinas, onde se distinguem faixas de rochas miloníticas e protomiloníticas. Falhamentos normais são comuns com o abatimento do bloco NE (Foto VI.12). Forma um par conjugado com a direção ENE, resultados de esforços de SE para NW.

Foto VI.11 - Imagem TM-LANDSAT canal 3 - mostrando o aspecto da estruturação das unidades Permianas Estrada Nova a nordeste e Rio do Rasto a sudoeste.

Fig. VI.4 - Interpretação estrutural de imagem TM-LANDSAT - canal 3. Mostra a diferença na estruturação das rochas do Permiano Estrada Nova e Rio do Rasto.

Foto VI.12 - Falhamento normal em rochas do Subgrupo Guatã.
O bloco norte a esquerda desceu.

VI.4.2. - ANÁLISE DA DENSIDADE

O sistema de fraturamentos NNW é bastante denso na área de estudo. De uma maneira geral, a sua maior concentração ocorre sobre a faixa do brada Tijucas e seu prolongamento sob a bacia, mostrando influências da direção NS (Fig. VI.15).

Suas áreas de máxima densidade de fraturamento, formam eixos os quais se alinham principalmente na direção NNW, NW e EW próximo ao rio Canoas, indicando um possível controle da falha do rio Canoas sobre esta direção.

A noroeste sobre a Bacia do Paraná alinham-se dois eixos de máxima densidade de fraturamento, paralelos a falha do rio Itajaí do Norte, que provavelmente se associam a aquela estrutura.

Fig. VI.15 - Direção NNW - Máximos de fraturamento.

Considerada de uma maneira regional esta direção mostra uma maior concentração de fraturamento sobre a faixa dobrada Tijucas e extensão sob a bacia, e o complexo metamórfico migmatítico.

VI.4.3 - LINEAMENTOS MAGNÉTICOS

O mapa de campo total (DNPM-CPRM, 1971) confirma a presença desta direção estrutural, como pertencendo aos sistemas que estruturam o embasamento. A maior concentração destas feições encontra-se localizada ao longo e nas proximidades dos lineamentos de Itajaí-Lajes e Major Gercino, seccionando e interrompendo falhas destes lineamentos, deslocando-as com movimentos geralmente de caráter sinistral e cortando estruturas magnéticas de direção EW. Na região a oeste de Petrolândia e imediações de Lajes, as anomalias definem o vulcanismo amplamente presente nas formações sedimentares, e eixos magnéticos de vulcanismo superficial. Um grande lineamento magnético do embasamento correlaciona-se ao falhamento do rio Itajaí do Norte.

A leste do falhamento do rio Itajaí do Norte, o comportamento magnético se apresenta de forma mais individualizada, formando anomalias positivas e negativas que atingem a 100 gammas de amplitude, (DNPM-CPRM-1971), que são interpretadas como pontos, altos do embasamento ou relacionadas a áreas de ascensão batolítica formados de rochas ricas em minérios ferromagnesianos.

Estas falhas seccionam as estruturas EW e ENE com movimentos predominantemente sinistrais e são eventualmente interrompidas pela direção EW, principalmente na região da fossa de Rio do Campo - Boiteux, já referida anteriormente, Vide Figura VI.8.

A grande densidade de fraturamentos desta direção sobre o embasamento e rochas sedimentares, sua associação com grandes lineamentos da área (Itajaí do Norte, do Sul, Rio Canoas) controlando a frente erosiva do pacote sedimentar, onde se reconhecem falhamentos normais, também sugeridos pelo basculamento das camadas e lineamentos magnéticos no mapa de campo total, sugerem que esta direção tenha um forte controle na sedimentação Paleozóica.

VI.5 - SISTEMA DE FRATURAMENTOS NW

VI.5.1 - DISTRIBUIÇÃO E CARACTERÍSTICAS

Com a direção NW são identificados quatro "sistema de feixes de fraturas" na área (Apêndice III). Mostram-se de forma segmentada, interrompidos por outros sistemas e situam-se preferencialmente sobre a Bacia do Paraná, ao sul do falhamento de Major Gercino.

Destes sistemas de feixes de fraturas destaca-se um, alinhado segundo a direção do rio Canoas, associado ao falhamento do mesmo rio, e que controla parcialmente a frente de erosão das sequências sedimentares. Suas relações interrompendo sistemas ENE e NNE nesta área sugere uma atividade posterior a instalação dos mesmos.

Outros dois feixes ocorrem para nordeste: um na região de Alfredo Wagner, associa-se a um grande lineamento daquela área. O outro mais a norte parece estar associado a disposição da borda erosiva da Bacia do Paraná na região de Imbuia.

O quarto sistema de feixes de fraturas a noroeste da área cruzando sobre um sistema NNW que controla o curso do rio Itajaí do Norte. Nesta porção encontra-se interrompido pelos sistemas de feixes NNE e ENE, do lineamento de Itajaí-Lajes, sugerindo uma movimentação deste lineamento após a instalação do sistema NW.

A Foto VI.13 e Figura VI.16 mostram as relações entre este sistema de feixes e fraturamentos de outros sistemas.

As fraturas que caracterizam este sistema apresentam movimentos de caráter transcorrentes dextrais quando analisados sobre a faixa de dobramentos Tijucas, formando um sistema conjugado com a direção NNE. Movimentos de caráter sinistral são também reconhecidos através de estrias de falha na região de Nova Trento.

A estas transcorrências associam-se rochas cataclásticas: proto milonitos (Foto VI.14). Em regiões da área sedimentar próximo ao rio Itajaí do Sul e a sul de Ituporanga, formam pares conjugados com a direção N10E, onde o sedimento desenvolve uma pseudo-foliação paralela ao plano de fraturamento (Foto VI.15).

Foto VI.13 - Imagem TM - canal 5 - área sul de Botuverã.
Escala 1:250.000.

Fig. VI.16 - Interpretação de imagem 1:250.000 na região sul de Botuverá as relações entre sistemas de fraturamento NNE, NW, EW.

Foto VI.14 - Ponto 43 - Rocha cataclástica, foliada - protomilonito - com orientação N70W/65NE. Sul de Indaial sobre sedimentos do Grupo Itajaí.

Foto VI.15 - Fratura NW conjugada com NNE - em siltitos a sul de Ituporanga. Notar a formação de planos paralelos a fratura.

Estas estruturas indicam para esta área, movimentos tangenciais fracos a partir de esforços compressivos de direção sudeste-noroeste que podem ter um caráter local ou regional.

Estruturas do tipo "Kink bands" desenvolvem-se em folhelhos Permiano Carboníferos a norte de Alfredo Wagner, em fraturas N50W, com mergulhos 55SW e 55NE e confirmam o esforço compressivo pós-carbonífero (Foto VI.16).

Foto VI.16 - Kink bands - em fraturas N50W em folhelhos carbonosos, Norte de Alfredo Wagner.

Diagramas de rosácea para juntas indicam uma maior concentração desta direção entre os sistemas de falhas Itajaí-Lajes e falhamento Major Germino (Fig. VI.4, VI.17 e VI.18). Outras grandes concentrações desta direção ocorrem próximo às grandes falhas NW e sobre a fossa molássica Itajaí. Isto sugere que esta região esteve ativa tectonicamente, provavelmente com a direção ENE controlando e induzindo um comportamento compressivo ao sistema NW que se instalou na área, razão porque esta direção sofreu uma inibição natural no desenvolvimento de alinhamentos de relevo, que pudesse caracterizar feixes de fraturas.

VI.5.2 - ANÁLISE DA DENSIDADE

Nesta direção as áreas de máximos de densidade de fraturamento se encontram na sua maioria concentrados na porção centro leste da área. Poucas áreas de máxima densidade de fraturamento mostram orientação segundo a direção do próprio sistema analisado, apresentando-se de forma um pouco caótica. Seu principal alinhamento é de intensidade média, e ocorre no quadrante sudeste da área (Figura VI.19).

Outras direções tectônicas influenciam a distribuição do sistema de fraturas. Principalmente a direção NNE em áreas de máxima concentração de fraturamentos sobre a região da faixa dobrada Tijucas, aproximadamente ao longo do terceiro "sistema de feixes de fraturas" descritos no item anterior, o qual acredita-se influenciar na disposição de borda erosiva do pacote sedimentar neste local.

Fig. VI.17 - Diagrama de fraturas. Região de Nova Trento. 1101 medidas.

Fig. VI.18 - Diagrama de fraturas. Região de Petrolândia. 345 medidas.

A nordeste sobre o Complexo Granulítico, e a sudeste sobre o complexo metamórfico, migmatítico, sofre o controle da direção EW de forma atenuada.

O controle mais intenso é exercido pela direção ENE configurado mais pela aglomeração de áreas de altas densidades de fraturamento na faixa de dobramento Tijucas do que pelo alinhamento de áreas de máximo de fraturamento. Isto provavelmente se deve a reativação mais intensa e recente da área da faixa de dobramento que proporciona a reativação dos elementos estruturais existentes na mesma.

O controle deste sistema pela direção NNW é também pouco aparente. É melhor definido a oeste do rio Itajaí do Norte e provavelmente deve-se a presença do falhamento homônimos.

O acentuado controle deste sistema por outras direções e a atenuada persistência de áreas de altas densidades de fraturamento, na direção EW, indica uma idade relativa mais recente para ela.

DENSIDADE DE FRATURAMENTO

LIMITES TECTÔNICOS — — —

Fig. VI.19 - Direção NW - Máximos de fraturamentos NW.

VI.5.3 - LINEAMENTOS MAGNÉTICOS

No mapa de campo total do levantamento aeromagnético (DNPM-CPRM 1971), esta direção de fraturamento (NW) aparece representado pelos vários tipos de estruturas interpretadas.

Sua maior expressão encontra-se registrada por falhas ou contatos do embasamento ou vulcanismo profundo que ocorrem entre os sistemas de falhamentos Itajaí-Lajes e falha de Major Gercino, entre Bocaína do Sul e Petrolândia, confirmando desta forma o lineamento e sistema de feixes de fraturas, NW aí existentes, como sendo o reflexo de estruturas do embasamento. Como ocorre também nos fraturamentos interpretados de imagens de satélite, esta direção secciona e desloca estruturas do sistema ENE com movimentos dextrais. Outras estruturas desta direção, menos expressivas ocorrem a sul, não sendo reconhecidos a norte do falhamento de Itajaí-Lajes. Não são registrados eixos de estruturas magnéticas com esta direção.

Um lineamento magnético nesta direção coincide com o falhamento do rio Canoas. Outro grande lineamento magnético, o maior desta direção, estende-se de forma segmentada desde o falhamento de Major Gercino até a altura de Taió, coincidindo com o falhamento do rio Itajaí do Sul.

VI.6 - IMPORTÂNCIA E PROVÁVEL HIERARQUIA DOS FRATURAMENTOS

A observação da distribuição dos lineamentos cujas maiores concentrações estão correlacionadas geralmente a estruturas falhadas é altamente significativa para o entendimento da história da deformação das unidades geológicas no leste de Santa Catarina e dos processos tectônicos envolvidos.

Os lineamentos de maior ordem de grandezã que controlam o arcabouço estrutural da área, são constituídos pelo sistema de falhas Itajaí-Lajes e falhamento de Major Gercino, de direção ENE, os quais atingem mais de 100 quilômetros de extensão. A estes falhamentos encontram-se associados, compondo o quadro estrutural da área, falhas de menor porte, da ordem de 40-70 km de extensão, como por exemplo as falhas dos rios Itajaí do Norte, rio Itajaí do Sul e outras de direção geral NNW, Rio Canoas de Direção NW e o falhamento de Perimbó ENE.

Várias são as formas de manifestação destes falhamentos na su perfície, em função de sua tipologia estrutural, idade, intensidade de deformação ocorrida e unidade geológica na qual está expresso.

A importância de cada sistema de fraturas na estruturação da área, e a sua idade relativa pode ser inferida com um razoável grau de certeza a partir dos dados até agora discutidos, somados às relações entre os eixos de máximos de fraturamentos para os vários sistemas, como é apresentado na figura VI.20.

O sistema ENE é predominantemente dextral e tem seu principal representante, o sistema de falhamentos Itajaí-Lajes separando blocos crustais distintos: o complexo granulítico e a faixa de dobramentos Tijucas.

O falhamento de Major Gercino a sul faz o limite da faixa de dobramentos com o complexo metamórfico migmatítico de Santa Catarina.

Os falhamentos de Perimbô, Itapema, Camboriú, rio Itajaí Mirim, completam o quadro destes lineamentos sobre o segmento mediano.

O sistema de falhamento de Itajaí-Lajes junto com falhamento de Perimbô, definem uma estreita fossa tectônica, provocada por um rápido abatimento da crosta, onde hoje se depositam os sedimentos eo-Paleozóicos do Grupo Itajaí. O encurvamento de falhamentos NNE e foliações cataclásticas e de fluxo, indicam que o arrasto destas estruturas ocorrem em função do movimento destes dois sistemas de falhas.

Esta dado permite se identificar o seu movimento dextral durante o Proterozóico Superior e a presença de um esforço de direção ESE-WNW.

No mapa geológico observa-se que o granitóide Valsungana e granito Guabiruba, ocupam uma área expressiva na região e são alongados na direção ENE-WNW, suas relações de contato com os metassedimentos são principalmente intrusivas, e por falhamentos.

Fig. VI.20 - Eixos de máximos de fraturamento.

Os sedimentos eo-Paleozóicos da Formação Garcia, a norte desta faixa, representa uma fase distensiva que aí ocorreu, provavelmente pela reativação como falhas normais em horsts e grabens de um feixe de falhamentos observados sobre rochas do complexo granulítico, como extensa faixa de rochas miloníticas.

Em toda a área o segmento mediano é que se encontra mais estruturado pelos falhamentos de direção ENE. Além dos grandes falhamentos transcorrentes que compõe os seus limites N e S, os principais falhamentos que o recortam são de Perimbó, rio Itajaí Mirim, Itapema e Catinga.

A estes falhamentos são atribuídos movimentos de caráter transcorrentes e verticais onde são reconhecidos esforços distensivos, representada pela introdução das intrusivas de idades diferentes, veios e diques, uma fase de cisalhamento com a formação de gouge (Silva et alii, 1982) e de rochas cataclásticas fortemente orientadas como por exemplo em Brusque e entre São João Batista e Major Gercino, onde os xistos já com textura protomilonítica, assumem o aspecto foliado com espessura de mais de uma centena de metros.

Esta direção ENE atuou como uma direção de distensão durante a deposição dos metassedimentos Brusque e posteriormente como um sistema compressivo simples, gerado pela movimentação das placas sul-americana e africana, que teria induzido uma movimentação inversa e transcorrente simultânea, aos grandes falhamentos.

A geometria, distribuição e características dos sistemas de fraturamentos, já abordados anteriormente, podem ser resumidos:

- 1) Falhamentos de Perimbó. Itapema tem direções N60E, Camboriú N50E. Diagramas de rosáceas de fraturas mostram esta direção como uma das principais de fraturamento. Nelas predominam movimentos horizontais dextrais.
- 2) O falhamento do rio Itajaí Mirim tem direção N40E, e a ele se associam outros menores onde são também reconhecidos movimentos predominantes de caráter dextral.

- 3) Fraturas com direção paralela a subparalelas a falha de Itajaí Mirim são das mais numerosas, reconhecidas entre Blumenau e Lontras, a sul do falhamento de Itajaí-Lajes. São reconhecidos movimentos dextrais.
- 4) A direção N20-30W, é representada por poucos lineamentos e uma alta concentração de fraturamentos nos diagramas de rosáceas e têm movimentos predominantes sinistrais.
- 5) Lineamentos e sistema de fraturamento de direção N50-55W com movimentos dextrais, nos metamorfitos, e tensionais com veios de quartzo quando ocorrem também sobre os sedimentos, tem sua principal área de ocorrência sobre a faixa dobrada e/ou sobre a sua continuidade sob os sedimentos Paleozóicos.
- 6) Lineamentos N80E-90E, cuja concentração de falhamentos e sistema de fratura indicados nos diagramas de rosáceas, encontram-se principalmente sobre a faixa dobrada, são mapeadas como cisalhamento dextrógiro.

A origem destes sistemas de falhamentos poderiam ser associados a um sistema de cisalhamento no sentido de Riedel (1929), Sadowski (1983), onde: as direções N50-60E corresponderiam aos fraturamentos Y; as direções N40E estariam associados aos fraturamentos P; a direção N20-30W relacionados a X; a direção N50-55W a R' e a direção N80-90E a R, caracterizando esta faixa como um cinturão de cisalhamento, durante o Proterozóico Superior.

A este quadro associam-se as direções de eixos de dobramentos nos metassedimentos predominantemente para NE em torno de 35° - 45° , com vergência para NW indicando que o esforço desenvolveu-se de ESE para NNW.

Os eixos de máximos ENE, os mais expressivos na área, concentram-se sobre a faixa Tijucas e exerce seu controle mais acentuado sobre os sistemas de fraturas NW, EW, NNE, nas áreas dos falhamentos de Perimbó, rio Itajaí Mirim e outros. No Complexo Granulítico as direções NW são também controladas, conforme Figura VI.20. Esta concentração de máximos sobre a faixa do brada Tijucas indica a reativação das estruturas mais antigas e a forte influência destas estruturas sobre o tectonismo que atingiu a faixa de maneira poliativa desde a sua formação.

A integração de dados de campo, fotointerpretação e dados magnetométricos, indicam uma idade antiga, contemporânea a direção NNW para o sistema ENE.

A direção EW, pouco expressiva em termos de fraturamentos, tem uma forte influência na compartimentação da área. Sua feição principal é representada por grandes falhamentos paralelos da região de Salete, que bordejam uma faixa estreita, abatida, indicando controle na deposição de prováveis sequências pré-carboníferas na área.

A direção EW mostra eixos de máximos de concentração de fraturamentos, controlados localmente pelas direções NNE, na região correspondente ao complexo granulítico, enquanto que ocorre controlando a distribuição de todas as outras direções de fraturamento na faixa de dobramentos Tijucas e de seu prolongamento sob a bacia.

Somando aos dados acima o fato de que este sistema é cortado por todos os outros; forma um sistema conjugado com o sistema NNE; apresenta características de reativação por cisalhamento e distensão; seus alinhamentos magnéticos interrompem todos os outros sistemas de fraturas da área; o seu controle estrutural sobre o sistema NNE é maior mesmo do que sobre a direção EW, pode-se sugerir:

- 1) a existência de uma estrutura EW regional, sob os sedimentos da faixa dobrada Tijucas, que condiciona a disposição de fraturas ENE.
- 2) a direção EW é mais velha e atuou como um par conjugado com o sistema NNE numa fase de reativação.

O sistema NNW, bastante denso, se faz representar principalmente por falhamentos transcorrentes na área do complexo granulítico e por falhamentos caracterizados como de distensão, distribuídos em toda a área. A esta direção, embora não se associe nenhum grande falhamento conhecido, a não ser os falhamentos que compõe o lineamento do rio Itajaí do Norte, manifesta-se como um dos principais elementos estruturais controladores da sedimentação da bacia.

A direção NNW ocorre controlando eixos de máximos de fraturamento das direções EW, ENE, NNE e do próprio NNW e localmente NW.

Esses controles ocorrem principalmente sobre rochas do complexo granulítico e sobre áreas de influência de grandes falhamentos conhecidos como o do rio Itajaí do Norte e prolongamento da falha do rio Itajaí do Sul.

As principais relações geológicas observadas são:

- 1) o forte controle exercido sobre as outras direções.
- 2) contemporânea a ENE formando pares conjugados.
- 3) é poliativa, registrando movimentos de distensão e cisalhamento em rochas desde pelo menos o Proterozóico até o Fanerozóico.
- 4) aparece no mapa magnetométrico como um sistema que estrutura o embasamento.

Todo este quadro sugere uma idade antiga, contemporânea a direção ENE, e um caráter poliativo ao longo dos eventos tectônicos que afetaram a área e particularmente distensivo no Proterozóico Superior e Fanerozóico considerando os esforços que atuaram na área neste período.

Os principais lineamentos do sistema de fraturas NNE encontram-se melhor representados por falhas que se manifestam no complexo migmatítico e no complexo granulítico. Sua contribuição a estruturação da área é aparentemente pequena quando comparada com os sistemas de fraturas descritos anteriormente. No quadrante sudeste exerce um controle local na sedimentação da área.

O sistema de fraturamentos NNE, tem seus eixos de máximos alinhados segundo sua própria direção e são frequentes em toda a área. Controlam a disposição de máximos de fraturamentos das direções NW e EW (Figura VI.20).

A maior influência do sistema NNE é exercida sobre a disposição do sistema NW, principalmente no setor mediano, no sul da faixa Tijucas, que por sua vez controla também máximos de concentração do sistema NNE.

É fortemente controlado pela direção ENE e pela direção NNW.

Sua característica cisalhante e distensional, com falhas transcorrentes inversas e normais, atividades contemporâneas com os sistemas NW, ENE e EW; e relações múltiplas com os outros sistemas de fraturamento coloca-o entre uma das direções de idade intermediária.

Este quadro sugere:

- 1) uma idade para esta direção, mais nova que o sistema NNW, ENE, EW, e mais velho ou contemporânea a direção NW.

O sistema de fraturamento NW afigura-se como o segundo mais importante na estruturação da área. É pouco conspícuo sobre os dados analisados, e sua maior expressão encontra-se nos falhamentos do rio Canoas, falha do rio Itajaí do Sul e Itajaí do Norte. Suas relações com as estruturas ENE indicam tratar-se de uma direção de distensão que teve papel atuante no controle sedimentar.

Na direção NW praticamente não se alinha nenhum eixo de máximo. Esta direção confunde-se com a direção NNW, para o qual tende a passar progressivamente quando se caminha de sul para norte. Um eixo de máximo de direção NNW, próximo ao falhamento do rio Canoas pode estar relacionada a esta direção, indicando o controle local deste sistema sobre aquela direção. Por outro lado, como é uma direção que tem seus eixos de máximos controlados por todas as outras direções, pode ser considerada a mais nova da área.

CAPÍTULO VII

ESTUDO DA ASSIMETRIA DE DRENAGEM

Efetuada sobre cartas topográficas 1:50.000 sobre a área sedimentar, utilizou-se para a sua construção os canais de drenagem de primeira e segunda ordem. A assimetria é evidenciada pela disposição perpendicular e assimétrica dos elementos de drenagem em relação a um eixo definido por uma drenagem coletora.

A interpretação da assimetria de drenagem integrada aos dados geológicos permitiu inferir a conformação estrutural da área através do traçado de "linhas de contorno" as quais representam o contorno (não cotado) de horizontes hipotéticos.

A correlação e integração de dados de assimetria de drenagem com os dados geológicos e fotogeológicos obtidos em etapas anteriores permite a caracterização de morfoestruturas, ou seja, zonas estruturalmente anômalas, positivas (estruturas dômicas), ou negativas (depressões estruturais), descon tinuidades estruturais (falhas e lineamentos), e o basculamento de grandes áreas sedimentares.

Como a fotointerpretação geológica foi realizada na escala de 1:250.000, os dados de assimetria obtidos, foram reduzidos em um mapa também na escala 1:250.000 para que se pudesse efetuar mais facilmente a correlação entre os dados obtidos de um e outro produto, e posteriormente reduzidos a uma figura (Fig. VI.1) como forma de apresentação.

As linhas de contorno no mapa de assimetria de drenagem encontram-se orientadas de uma maneira geral para nordeste, e o sentido do mergulho é geralmente para NW. Variações locais neste comportamento indicam prováveis perturbações no embasamento, refletido nos estratos sobrejacentes.

A ocorrência de descontinuidades estruturais do mapa coincidiu com os grandes lineamentos estruturais da área, e outras descontinuidades menores foram detectadas a partir da elaboração do mapa de assimetria de drenagem.

Destacam-se as descontinuidades coincidentes com os falhamen-
tos de Itajaí-Lajes e de Major Gercino, rio Canos e rio Itajaí do Norte, tanto
pela grande extensão destas feições, como pela mudança brusca nas direções e
mergulho dos estratos junto a estas feições.

Fig. VII.1 - Mapa de assimetria de drenagem.

Os vários segmentos são caracterizados pelos lineamentos que dividem a área em um mosaico de blocos, os quais apresentam-se adernando, abatidos, ou elevados, com formas e direções particulares.

Entre Presidente Nereu e Ituporanga, configura-se um alto, com eixos de direção aproximada N45E. Este alto é truncado transversalmente em um ângulo de aproximadamente 25° - 30° pelo falhamento de Perimbô. A presença e a relação geométrica entre o alto e a falha sugere que o primeiro é uma ondulação antiforme, originada por compressão secundária, em um movimento de reação horizontal do falhamento.

A sul deste alto, centrado na cidade de Vidal Ramos, delinea-se uma estrutura abatida, com eixo N45E, limita-se a sul pelo lineamento de Major Gercino e a oeste pelo falhamento do rio Itajaí do Sul. Neste falhamento se superimpõe o rio Itajaí do Sul em cujo vale são registradas a presença de rochas mais novas, na porção entre o falhamento de Perimbô e o de Major Gercino. Este desnivelamento confirma que o bloco entre estas duas falhas encontra-se abatido.

Imediatamente a sul do lineamento de Major Gercino as direções dos estratos configuram uma sucessão de altos e baixos escalonados, prováveis flexuras com eixos NW.

Mais a sul próximo ao limite da área as direções assumem um contorno suave, mantendo o mesmo padrão.

Todo este quadro sugere como no caso de Presidente Nereu, um esforço compressivo fraco nesta região em tempos paleo-mesozóicos e/ou ainda uma movimentação de blocos da falha do embasamento arqueando e basculando as sequências da cobertura.

A Figura VII.2 mostra o exemplo da área abatida de Vidal Ramos.

A norte do lineamento de Itajaí-Lajes, variações nas direções das linhas de contorno dividem esta porção em duas áreas com padrões de comportamento de assimetria distintos. A leste do rio Itajaí do Norte as direções

CAPÍTULO VIII

DOMÍNIOS TECTÔNICOS PROPOSTOS

A tectônica rúptil e rúptil-dúctil, intensa na região, constitui um dos fatores que maior influência exerceu na configuração, estruturação e preservação das principais unidades tectônicas reconhecidas na área.

Considerando a totalidade da área, destacam-se cinco domínios tectônicos, os quais se associam quase totalmente ao Complexo Granulítico de Santa Catarina, fossa tectônica do Itajaí, Complexo Metamórfico Brusque e Complexo Metamórfico Migmatítico de Santa Catarina. O quinto domínio, o qual discutiremos em detalhes, corresponde a área dos depósitos sedimentares da Bacia do Paraná.

Tratando esta entidade geológico-estrutural e paleogeográfica como uma unidade, ela foi então dividida em Sub-domínios. Estes foram individualizados considerando-se as particularidades de seu comportamento rúptil, rúptil-dúctil, e morfológico.

Assim, os critérios que adotamos para individualizar os sub-domínios na área baseiam-se na predominância de padrões estruturais específicos entre eles, considerados os dados de fraturamentos fotointerpretados, de análise da densidade, da assimetria de drenagem, dados de campo, magnetométricos, e ainda dados geomorfológicos.

Estes elementos na medida em que contibuem para a caracterização de qualquer sub-domínio serão oportunamente discutidos nos itens de descrição dos mesmos.

Reconheceu-se seis sub-domínios os quais foram denominados Urupema Alfredo Wagner, Bocaina do Sul, Ituporanga, Presidente Getúlio e Cedro Alto. Estes, encontram-se abaixo esquematizados na Figura VIII.1.

VIII.1 - SUB-DOMÍNIO URUPEMA

Localizado no extremo noroeste, é um dos domínios de menor expressão areal. Tem uma forma triangular, e seus limites a NE é pelo falhamento do Rio Canoas e a NW pelo falhamento de Major Gercino.

Morfológicamente, destaca-se dos demais por controlar as áreas do planalto arenítico e basáltico-arenítico, com suas formas de relevo características, e é correlacionável a superfície Japi (Almeida, 1964) de idade terciária inferior (Figura VIII.1).

Fig. VIII.1 - Esboço da distribuição dos sub-domínios tectônicos na Bacia do Paraná.

Sua estruturação geológica é formada predominantemente por fraturamentos de direção NW e ENE, coincidentes com a direção dos falhamentos que o limitam e aparentemente controlam a ocorrência de rochas basálticas da Formação Serra Geral na região, sugerindo estar este domínio abatido desde o tempo Jurássico, como indica o mapa de isópacas da Figura VIII.2, enquanto que nos diagramas de rosáceas para fraturamentos (vide apêndice III) as direções mais frequentes são o NNE e NNW, também mostrada pelos mapas de distribuição de máximos de fraturamento para as direções acima.

Fig. VIII.2 - Mapa de isôpacas da Formação Serra Geral Fonte: Nortfleet et alli (1969).

A análise da assimetria de drenagem mostra um basculamento das camadas sedimentares para o norte. Medidas de acamamento tomadas próximo ao falhamento do Rio Canoas mostram que a í o acamamento inclina-se para SE, indicando a influência deste falhamento na disposição das camadas nas bordas deste sub-domínio.

VIII.2 - SUB-DOMÍNIO ALFREDO WAGNER

Faz limite com o sub-domínio de Urupema a Oeste, e é limitado a noroeste pelo falhamento de Major Gercino. Estende-se para leste até as bordas da bacia sedimentar.

Geomorfológicamente está representado em sua maior parte pela região descrita como dos platôs mesozóicos com suas formas de relevo características.

Os principais lineamentos são de direção NW, NNE e ENE, sobresaindo-se o falhamento do rio Itajaí do Sul. Os diagramas de rosáceas para fraturamento indicam uma maior concentração de fraturamentos NW e NE. Os mapas de densidade de fraturamentos indicam uma baixa concentração, sendo mais expressivas as direções NW e NNE.

A sul do falhamento de Major Gercino e a oeste do falhamento do rio Itajaí do Sul, estruturas de caráter compressivo em falhamentos, "Kink bands", em fraturas N55W, dão uma medida da sua influência na deformação destes sedimentos.

Certamente relaciona-se às ondulações provocadas por uma possível reativação do falhamento de Major Gercino, com caráter transcorrente dextral.

A ocorrência de sedimentos da Formação Estrada Nova que predominam a oeste da falha do rio Itajaí do Sul até a falha de Major Gercino e a ocorrência da Formação Itararé nas cabeceiras do rio Itajaí do Sul passando para formações mais jovens e jusante, indica uma tectônica, na qual este sub-domínio foi alçado estratigraficamente, controlados por falhas NW e ENE. Sugere-se que tais movimentos ocorram a partir de esforço compressivo pós-permiano de direção ESE-WNW relacionados ao estágio pré-rift da plataforma sul-americana. A análise desta direção de fraturamentos indicam movimentos de caráter vertical podendo ser uma componente vertical nos movimentos horizontais estimados acima. Portanto no final da compressão, na fase de alívio, o sub-domínio tectônico a norte desceu (sub-domínio de Ituporanga) em relação ao bloco de Alfredo Wagner.

Hierarquicamente, este sub-domínio é correlacionável ao sub-domínio de Urupema, podendo-se considerar contemporâneos os movimentos de soerguimento e abatimento de ambos.

Alternativamente, o tectonismo nesta área teria se processado através destas linhas de fraqueza ENE e NW desde o Protozôico e sua estruturação pode ser comparada com um modelo de compressão simples, onde um esforço geral aproximadamente EW formou e/ou ativou estas linhas de fraqueza. Sobre os sedimentos estas linhas são reconhecidas e indicam uma movimentação idêntica à aquelas propostas para o Proterozôico.

Neste modelo, os blocos convergentes tendem a serem soerguidos e os divergentes a serem rebaixados. Desta forma, a estruturação hoje identificada poderia dever-se a apenas a reativação das linhas de fraqueza do embasamento cristalino em períodos de distensão com abatimentos e levantamentos de blocos que se manifestam no controle da sedimentação e nos aspectos paleogeográficos da área.

VIII.3 - SUD-DOMÍNIO BOCAINA DO SUL

Definido a noroeste do Sub-Domínio Urupema é delimitado pela falha do rio Canoas a nordeste e pela falha de maior Gercino Sul, este sub - domínio tectônico ocorre na continuação da faixa de dobramentos Tijucas sob a Bacia do Paraná.

Tem uma pequena expressão areal correspondendo a porção nordeste do Domo de Lajes, considerado um dos aspectos estruturais mais interessantes da parte oriental da Bacia do Paraná onde se estima um valor da ordem de 1100-1200 m (Loczy, 1966), de elevação das camadas Tubarão no centro do domo.

Os mergulhos das camadas, no mapa de assimetria de drenagem, é para NW e NE, dirigidos para fora da estrutura.

Sua morfologia é representada pelas formas de relevo do planalto arenítico, particularizadas pelas maiores elevações das intrusivas alcalinas.

Os principais falhamentos da área são NNE, ENE e NNW, enquanto que nos diagramas de rosáceas para fraturamentos predominam as concentrações de direções EW, ENE e NNW.

Nos mapas de densidade de fraturamento este sub-domínio tem maior representatividade para as direções NNW e NNE onde atingem um grau alto (Figura VI.5 e VI.).

Falhas de empurrão primitivas circundam concentricamente e radialmente a estrutura central.

No falhamento de Canoas são registrados movimentos verticais onde o bloco NE desceu em relação a área deste sub-domínio.

Os mapas de isópacas das formações Rio da Rasto e Botucatu indicam que a estrutura dômica se estabeleceu após a deposição do primeiro e antes da deposição da segunda formação, no final do Permiano (Figura VIII.3 e VIII.4).

Fig.VIII.3 - Mapa de isôpacas da Formação Botucatu e Santa Maria

Fonte: Northfleet et alii (1969)

Fig. VIII.4 - Mapa de isôpacas da Formação Rio do Rasto

Fonte: Northfleet et alii (1969)

VIII.4 - SUB-DOMÍNIO ITUPORANGA

Corresponde a continuação da falha dobrada Tijucas sob a bacia, é limitada pelos falhamentos de Major Gercino a sul, Canoas a oeste e Itajaí-Lajes a norte e a leste pela borda erosiva dos sedimentos da Bacia do Paraná.

Neste domínio incluem-se áreas com diferentes direções e mergulho de camadas, separadas por falhamentos importantes, como as falhas de Perimbô e Itajaí do Sul entre outras:

- uma faixa imediatamente a sul do sistema de falhas Itajaí-Lajes com aproximadamente 15 quilômetros de largura, com uma grande uniformidade de estruturação na direção da fossa tectônica do Grupo Itajaí com mergulhoes para NW;
- A sul desta faixa entre os falhamentos de Perimbô e Major Gercino, as direções e mergulhos das camadas são variáveis, mas de maneira geral de finem áreas abatidas (Vidal Ramos) e arqueadas com eixos antiformais NE.

Morfologicamente, encontra-se representada pelos relevos do plalto arenítico, com morros suavemente ondulados a leste e o aqui chamado área dos platôs mesozóicos a oeste.

Neste sub-domínio, a deformação rúptil é muito intensa. As direções dos principais falhamentos que cortam a área são NW, NNW e EW.

Diagramas de fraturas indicam concentrações de diferentes direções em toda a área. As maiores frequências geralmente são concordantes com os falhamentos do rio Itajaí do Sul, Itajaí-Lajes, Perimbô e com a direção EW, indicando a importância destes sistemas na deformação da área.

Nos mapas de densidade de fraturamentos todos os sistemas de fraturas tem sobre este sub-domínio as suas maiores concentrações, a exeção da direção EW.

A geologia da área precambriana adjacente mostra que a faixa de dobramentos é uma unidade que foi submetida a várias fases tectônicas nas quais se configuram abatimentos e soerguimentos desde o Proterozóico até o Eopaleozóo

ico. Tendo este sub-domínio herdado de seu embasamento características tectônicas de soerguimento e abatimentos durante o Fonerzônico.

A análise das relações geométricas entre os sistemas de falhamentos e feixes de fraturamento da área no sentido de Soares et alli (1982) indica que esta encontra-se deprimida com relação aos sub-domínios adjacentes, exercendo controle sobre o pacote sedimentar. Entre os vários segmentos deste sub-domínio é ainda possível reconhecer-se movimentos verticais, analisando-se relações entre feixes de fraturamento, falhas e dados de assimetria de drenagem.

Este padrão tectônico pode estar relacionado com sucessivas reativações de falhamentos transcorrentes e inversos antigos na faixa dobrada Tijuca, por processos compressivos e distensivos simples e fracos, ocorridos no Paleozóico.

Neste contexto, este sub-domínio tectônico exerceu forte influência no controle da sedimentação da bacia durante o Permiano Médio Inferior, permanecendo abatido durante provavelmente todo este período, como indica as espessuras dos sedimentos das formações Irati, Rio Bonito, Palermo e Serra Alta (Figuras VIII.5, VIII.6, VIII.7 e VIII.8).

Este sub-domínio se afigura como um dos mais importantes da área de estudo onde o controle da sedimentação da Bacia do Paraná é feito principalmente pela direção ENE.

Nesta área a direção de falhamento mais conspícua é NW e ENE, também observáveis sobre os mapas magnetométricos. A sedimentação local poderia estar condicionada a esta direção a qual funcionaria como uma direção de distensão, ao se considerar o modelo de deformação proposto acima, onde os sistemas de falhamentos Itajaí-Lajes e falhamento Major Gercino teriam atuado em tempos fonerzônico como um binário simples, conforme o modelo de Harding (1974).

Fig. VIII.5 - Mapa de Isôpacas da Formação Irati
FONTE: Northfleet et alii (1969)

Fig. VIII.6 - Mapa de isôpacas da Formação Rio Bonito
FONTE: Northfleet et alii (1969)

Fig. VIII.7 - Mapa de isôpacas da Formação Palermo
FONTE: Northfleet et alii (1969)

Fig. VIII.8 - Mapa de Isôpacas da Formação Serra Alta
FONTE: Northfleet et alii (1969)

VIII.5 - SUB-DOMÍNIO PRESIDENTE GETÚLIO

Este sub-domínio ocorre a norte do sistema de falhas Itajaí - La
jes e a oeste do falhamento do rio Itajaí do Norte, ocupando o quadrante noro
este da área de estudo.

Sua característica geomorfológica o inclui na província do pla
nalto arenítico, na região ondulada do Peleozóico.

Os mergulhos das camadas nesta área são para NE em sua porção
sul, e sudeste na porção norte, separados por uma descontinuidade de direção
EW e são afetadas localmente por falhamentos que a grosso modo obedecem a dire
ção dos sedimentos.

As principais direções de falhamentos são NNW, NNE e EW.

Na direção EW destaca-se um sistema de falhamentos a sul de Sa
lete, coincidente com a descontinuidade observada no mapa de assimetria de dre
nagem e que no mapa magnetométrico define uma graben com cerca de 8 km de lar
gura. Outras falhas EW menores são também registradas na porção sul deste sub
domínio.

Nos diagramas de fraturamentos, as direções mais frequentes são
NNW e EW a sul do grande falhamento EW, e próximo ao falhamento de sua borda
leste (vide Apêndice II).

A norte as frequências são maiores para EW, NE e NW.

Nos mapas de densidade de fraturamentos, as maiores concentra
ções são nas direções NNW e NW, sendo muito baixa para as outras direções.

A distribuição dos feixes de fraturas e sua associação com os
grandes lineamentos da área indicam que este sub-domínio subiu em relação ao
sub-domínio de Itaporanga a sul e foi deprimido em relação ao sub-domínio de
Cedro Alto a leste.

Esta movimentação parece ter sua explicação na fossa EW que o divide ao meio, na qual o embasamento cristalino encontra-se rebaixado e para onde convergem os mergulhos das partes norte e sul deste sub-domínio.

A direção EW e a direção NW mais frequentes em toda a área, são associados movimentos distensivos e atribuídos o controle da sedimentação neste sub-domínio. Este controle teria ocorrido sobre rochas da Formação Itararé durante o Carbonífero conforme, é sugerido nos mapas de isôpacas e de porcentagem de folhelho (Figura VIII.9)

Fig. VIII.9 - Mapa de porcentagem de folhelho na Formação Itararé e Aquidauana

Fonte: Northfleet et alii (1969)

VIII.6 - SUB-DOMÍNIO CEDRO ALTO

Este sub-domínio limita-se a oeste pelo falhamento do rio Itajaí do Norte e leste pelas escarpas erosivas da bacia (vide Fig. VIII.1).

Encontra-se morfologicamente representado pela província dos planaltos areníticos na região dos morros ondulados paleozóicos.

Alí os mergulhos das camadas configuram dois arqueamentos com caráter antiformais de direção NNW, coincidentes de modo geral com a direção de sua borda leste.

Os principais lineamentos que o estruturam são de direção NNE e NNW, sobressaindo-se um lineamento paralelo a leste do falhamento do rio Itajaí do Norte. Os falhamentos nos diagramas de rosáceas mostram a predominância da direção NNW, reflexo da influência deste falhamento nas bordas deste sub-domínio. Máximos de fraturamento NNE sugerem para este sub-domínio uma forte participação da direção NNE na fase de distensão na era paleozoica.

Além de se constituir como uma região soerguida em relação ao sub-domínio Presidente Getúlio, considerando-se o modelo de distribuição de fraturamentos na superfície no sentido de Soares et alii (1982), todo o embasamento deste sub-domínio é caracterizado por falhamentos escalonados de direção NNW, de onde se deduz os movimentos verticais dos blocos. Este quadro indica controle da sedimentação local segundo a direção NNW.

Este controle é sugerido também pelas curvas do mapa de isópacas da Formação Itararé (Figura VIII.9 e VIII.10)

Fig. VIII.10 - Mapa de isópacas da Formação Itararé-Aquidauana

Fonte: Northfleet et alii (1969)

CAPITULO IX

CONCLUSÕES PRINCIPAIS

A análise das informações obtidas sobre a tectônica rúptil, rúptil-dúctil na região de estudo, conduz a um certo número de conclusões relativas a sua participação na estruturação da área.

- a) Existe uma estreita associação entre os sistemas de feixes de fraturas tal como foi definido no trabalho, com alguns dos sistemas de falhas e principais falhamentos da área e com aspectos tectônicos e paleogeográficos regionais.
 - b) A região esteve sujeita a vários ciclos tectônicos, cujas fases deformacionais registram-se em vários locais da área desde o Pré-Cambriano. Dentro deste contexto e considerando-se as evidências fornecidas pelos sistemas de fraturamentos, pode-se reconstituir a história de deformação rúptil, rúptil-dúctil da área com uma cronologia relativa dos eventos tectônicos que geraram e/ou reativaram os fraturamentos.
- 1) Os falhamentos EW e ENE são os mais antigos. A direção ENE, por suas relações com os outros sistemas, evidenciando um caráter policíclico, sua coincidência de direção com as maiores feições tectônicas da área, o zoneamento metamórfico que encontra em tal direção uma linha de mudança brusca de fácies, o magnetismo associado, (granito subida, vulcânicas de Apiuna, sugere que a mesma esteja relacionada uma falha fundamental no sentido de Reading (1980). Ambos os sistemas podem ser relacionados a falhas regmáticas primitivas da crosta.
- Estes sistema de idade provavelmente proterozóica inferior são poliativos e particularmente o sistema ENE foi reativado com características cisalhantes e distensivas durante os eventos tectônicos que deram origem aos outros sistemas conhecidos na área.
- 2) Os falhamentos NNW são antigos, e provavelmente contemporâneos a uma fase de reativação dos falhamentos ENE, quando forma com este um par conjugado a partir de um esforço compressivo ESE-WNW. São também poliativos com movimentos distensivos.

- 3) Os falhamentos NNE são mais novos do que os anteriores e são também poliativos, cisalhantes e distensivos.
- 4) Os falhamentos NW podem ser considerados os mais novos do sistema e destacam-se particularmente por uma predominância de movimentos distensivos.

Todos estes sistemas são poliativos, e suas características indicam idades pelo menos proterozóica superior para eles, tendo sido reativados durante o Fanerozôico.

- c) O sistema de falhas Itajaí-Lajes e falhamento Major Gercino estendem-se sobre os sedimentos da Bacia do Paranã, como lineamentos compostos e sistema de feixes de fraturas. Estas falhas são horizontais dextrógiras, associando-se ainda movimentos normais e inversos.
- d) O quadro estrutural existente na área pode ser correlacionado a um sistema de compressão simples, onde o eixo, compressivo geral seria EW assumido direções para SE nesta região durante Proterozôico Superior.
- e) Este sistema compressivo simples gerou, aproveitando linhas de fraqueza antigas, um sistema binário que originou uma Zona Transpressão representado hoje pela faixa de dobramento Tijucas de direção ENE-WSW, a qual associa a sua gênese o desenvolvimento de falhas transcorrentes e inversas.
- f) O crâton durante o Proterozôico Superior estava a noroeste como é indicado pela vergência dos dobramentos em metamorfitos, pelos cavalgamentos e zoneamentos metamórfico.
- g) No Proterozôico superior durante o desenvolvimento da faixa dobrada Tijucas, a região submetida a uma fase distensiva, durante a qual instalou-se a fossa malóssica do Itajaí na região da borda do Craton Rio de La Plata e a qual associa-se vulcanismo ácido representado pelo granito Subida. Neste estágio foram realizados especialmente os falhamentos ENE.

- h) No início do Paleozóico tem-se a predominância de movimentos verticais, com a subsidência da Bacia do Paraná. A área correspondente ao prolongamento da faixa de dobramentos sob a bacia, manifesta então uma subsidência mais acentuada que as áreas adjacentes, atuando como um fator de controle de sedimentação.
- i) Durante o Permiano os falhamentos de direção NW e ENE da Bacia do Paraná na área estiveram sujeitos a esforços compressionais, que provocaram movimentos tangenciais fracos nas descontinuidades do embassamento, ocasionando a formação de arqueamentos sinformais e antiformais nas sequências sedimentares da Bacia do Paraná, com eixos NW-SE.
- j) Com a análise efetuada foi possível reconhecer-se na área da Bacia do Paraná seis sub-domínios tectônicos. Os sub-domínios de Urupema, Bocaina do Sul, Alfredo Wagner, Ituporanga, Presidente Getúlio e Cedro Alto.
- k) A área correspondente a continuação da faixa dobrada Tijucas sob a bacia esteve deprimida durante o Permiano controlando a sedimentação da bacia nesta época.
- l) A sedimentação da Bacia do Paraná foi controlada nos vários sub-domínios tectônicos por quatro direções principais:
- pela direção EW no sub-domínio Presidente Getúlio;
 - pela direção NNW; localmente no sub-domínio de Cedro Alto e generalizadamente no sub-domínio de Presidente Getúlio e Cedro Alto;
 - pela direção ENE no sub-domínio tectônico de Ituporanga e Alfredo Wagner;
 - Pela direção NW, de maneira generalizada na área.
- m) Os produtos fotográficos do MSS, TM e radargramétrico mostraram-se como uma ótima ferramenta para a análise de fraturamentos e da morfotectônica na área enfocada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, L. F. F., de; ARIOLI, E. E.; DIAS A. A.; KIRCHNER, C.A. - 1971 - Geologia das Quadrículas de Blumenau e Joinville, SC - Porto Alegre, DNPM/CPRM, 101-p.
- ALIYEV, A. - 1979 - Regional fracturing of the Pamirs and its metallogenic significance Dok Lady Akac NAUK SSSR. Vol. 250. pp 90-93.
- ALLUM, J.A.E. - 1966 - Photogeology and Regional Mapping. New York, Pergamon Press Ltd., 107 pp.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1953 - Considerações sobre a geomorfogênese da Serra de Cubatão, Bol. Paul. Geogr. (15): 3-17, São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1964 - Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. Bol. IGG, (41):169-263, São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Bol. 241, Div. Min. Geol., Dep. Nac. Prod. Mineral. Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M. de; 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. e STEHLI, F.G. (ed.). The ocean basing and margins, New York, V. 1, p. 411-446.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B.; FUCK, R.A. - 1977 - Províncias estruturais brasileiras. Atas Simp. Geol. Nordeste, pp.363-391, Campina Grande. Versão em inglês em Earth Sci. Rev. 17:1-29, 1981.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1980 - Tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT. 187 pp. Relatório IPT 14041 - São Paulo.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. - 1966 - Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brasil. Geoch. Cosm. Acta, 30(2): 159-189.
- AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY - 1983 - Manual of Remote Sensing, Falls Church, 2. V.
- ANJOS, C.E. dos; BALIEIRO, M.G.; VENEZIANI, P. - 1983 - Sensores Remotos Aplicados ao Estudo da Associação Lineamentos Mineralizações - Associação Estrutural. Relatório Preliminar. INPE 2983-RPI/085. S. José dos Campos, SP-

- AUBOIN, J. - 1965 - Geosynclines - Elsevier Publishing Co. Amsterdam, London, New York.
- BALY, A.W. & SNELSON, S. - 1980 - Realms of subsidence. In: CANADIAN SOCIETY OF PETROLEUM GEOLOGIST. Facts and principles of world petroleum occurrence: a conf. held in Calgary. June 26-28 1978. Calgary Alberta. 1903 p. Memoir 6.
- BARBOSA, O. & ALMEIDA, F.F.M. - 1948 - Nota sobre a estratigrafia da série Tubarão no Estado de São Paulo. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 21(1): 65-68.
- BARTORELI, A.; MINIOLI, B.; KAWASHITA, K. - 1968 - Nota preliminar sobre rochas Ultrabásicas de Itajubá (SC). An XXII Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte, M.G.
- BASEI, M.A.S. - 1985a. Os cinturões Dom Feliciano e Damara - Tema de Exame de Qualificação. Nível Doutorado. IGUSP. S. Paulo, pp. 30-48.
- BASEI, M.A.S. - 1985 - O cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutorado - IG-USP - 167 p. Inédito.
- BELOUSSOV, V.V. - 1980 - Geotectonics. Min. Publishers. Moscow. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. - 1965 - Pediplanos, Pedimentos e seus Depósitos Correlativos no Brasil. Boletim Paranaense de Geografia n°s 16 e 17: 117-149 - Curitiba.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L.; FERNANDEZ, A.; ELIZALDE, G.; MORALES, H.; LEDESMA, H.; CARVALHO, E.; MEDINA, E.; FORD, I.; MONTANA, J. - 1975 - Carta Geológica del Uruguay (Esc. 1:1.000.000). Dep. Publ. Universidade de Montevideo, Uruguay.
- BRAUN, O.P.G. - 1972 - Faixas Rúpteis do Escudo Brasileiro (mimeografado). Monografia datilografada.
- BURKE, L. - 1980 - Intracontinental Rifts and Aulacogens. In: National Academy of Sciences. Washington, D.C. p. 42-49.
- CAMPANHA, G.C. - 1980 - O lineamento de Além Paraíba na área de três Rios (RJ). Inst. Geoc. USP. Tese. São Paulo.

- CARVALHO, P.F.; PINTO, E.A. - 1938 - Reconhecimento Geológico do Estado de Santa Catarina. B. Serv. Geol. Mineral. Brasil, Rio de Janeiro, 92, 30 p. 1938.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, R.M. da; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DROMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. - 1979 - Projeto Sapucaí. Relatório final de Geologia Conv. DNPM/CPRM - Brasília.
- CLOSS, E. - 1955 - Experimental Analysis of fracture patterns. Geol. Soc. America Bull., V. 66, nº 3, pp. 241-256.
- CORDANI, U.G. - 1974 - Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas Folhas Asunción e Curitiba. Carta Geol. do Brasil ao Milionésimo (Folhas Asunción e Curitiba), DNPM, p. 58-82, Brasília, DF.
- CORDANI, U.G.; HALPERN, M.; BERENHOL, C.M. - 1974 - Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha Porto Alegre. In: WILLIG, C.D. et alii. Carta Geológica ao milionésimo; Folha Porto Alegre (SH.22), Folha Lagoa Mirim (SI.22), Brasília, DNPM, 99 p., p. 70-77.
- CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. - 1984 - Estudo Preliminar de Integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Centro de Pesquisa e Desenv. Leopoldo A. Miguel Melo, CENPES/PETROBRÁS. Rio de Janeiro, p. 15.
- COUTINHO, J.M.V. - 1971 - Estado atual de conhecimentos de Pré-Cambriano Superior Sul Brasileiro - Uma síntese. Anais XXV Congr. Bras. Geol., Vol. 1, SBG, São Paulo, SP.
- COUTINHO, J.M.V. - 1972 - Petrologia do Pré-Cambriano de São Paulo e arredores. B. Inst. Geoc. USP, São Paulo, (3):5-99, ago., il. mapa geol.
- DE MARTONE, E. - 1943 - Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. Revista Brasileira de Geografia 5(4):523-550. Rio de Janeiro.
- DNPM-CPRM - 1971 - Levantamento aeromagnetométrico Campo Total - Projeto Ponta Grossa - Criciúma. Rio de Janeiro.
- DNPM - BRASIL - 1974 - Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Asuncion SG-21. Folha Curitiba. SG-22 DNPM-DME, Brasília.

- DNPM-BRASIL - 1975 - Folha Goiás - SD.22 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Brasília, DNPM, p. 13-38-48-56-mapa.
- DNPM-CPRM - 1978 - Levantamento aeromagnetométrico e aerocintilométrico do Projeto Serra do Mar Sul - Mapas de isogamas de intensidade Residual - GEOFOTO.
- DUTRA, E.B. - 1926 - Reconhecimento Topográfico e Geológico no Estado de Santa Catarina. Bol. 21, Serv. Geol. Min. Rio de Janeiro.
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre a sua origem. An. Acad. Bras. Cienc., 40 (Supl.): 215-229, Rio de Janeiro.
- FERNANDO, L.A. & FERNANDEZ, A.N. - 1971 - Esquema tectônico estratigráfico del Pré-Devoniano em Uruguay. An. XXV Congr. Bras. Geol. 1:199-210.
- FERREIRA, F.J.F. - 1982 - Integração de dados aeromagnéticos e geológicos. Configuração e evolução tectônica do arco de Ponta Grossa. São Paulo (Dissertação de Mestrado). IG-USP (inédito).
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S. - 1980 - O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio - Sul Riograndense. Anais do XXXI Congr. Bras. Geol. SBG. Camboriú, SC, Vol. 5:2879-2892.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI Jr., E. - 1982 - A evolução Geotectônica do Cinturão Dom Feliciano: uma contribuição através da aplicação do Modelo da Tectônica de Placas. Anais do XXXII Congr. Bras. Geol. Salvador, BA., V. 1, p. 13-23.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E.; MURATORI, A. - 1971 - Geologia do Leste Paranaense. An. XXV Congr. Bras. Geol., 1:121-130, São Paulo.
- FÚLFARO, V.J. - 1970 - Contribuição a geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo, Bol. Div. Min. Rio de Janeiro, DNPM, (253): 1-83.
- FÚLFARO, V.J. - 1971 - A Evolução Tectônica e Paleográfica da Bacia Sedimentar do Paraná pelo "Trend Surface Analysis" - Tese de Livre-Docência IGA-USP, - São Paulo. 112.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. - 1982 - Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná - Revista Brasileira de Geociências. 12(4): 590-611, Dez., São Paulo.

- GIRARDI, V.A.V.; CORDANI, U.G.; CÂNDIDO, A.; MELFI, A.J.; KAWASHITA, K. - 1974 - Geocronologia do Complexo Básico-ultrabásico Pré-Brasiliâns de Pien, PR. In: Congr. Bras. Geol., 28., Porto Alegre, Anais Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., Bol., 1, p. 532.
- GIRARDI, V.A.C. - 1976 - Geologia e Petrologia do Complexo Básico Ultrabásico de Pien, Pr. Rev. Bras. Geoc., 6(2):109-124. São Paulo.
- GUY, M. - 1966 - Quelques Principes e quelques experiences sur la metodologie de la photointerpretations. Acte du II Symposium International de Photo-Interpretation. Vol. 1, pp. 21-41, Paris.
- HARDING, T.P. - 1974 - Petroleum traps associated with wrench faults. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 58-1290-1304.
- HARLAND, W.B. - 1971 - Tectonic Transpression in Caledonian Spitebergen. Geol. Mag., 108, p.27-42.
- HARTMANN, L.A. - 1976 - Ocorrência de Granulitos em Luiz Alves, SC. 29. Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte, Resumo das Comunicações.
- HARTMANN, L.A. - 1981 - Petrogênese dos granulitos e ultramafitos de Luiz Alves, SC. Tese, Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C.; ORLANDI FILHO, V. - 1979 - Complexo Granítico de Santa Catarina: Descrições e Implicações genéticas. Acta Geológica Lopoldensia. UNISINOS, Vol. III, 6: 93-112,
- HASUI, Y.; PENALVA, F.; HENNIES, W.T. - 1969 - Geologia do Grupo São Roque. In: Congr. Bras. Geol., 23 - Salvador, Anais do XXIII Congr. Bras. Geol., Salvador, SBG, p. 101-134.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. - 1975 - The Ribeira Folded Belt. Rev. Bras. Geoc., 5(4): 257-266.
- HASUI, W.L.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C.F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A. de; MELO, M.S. de; PIRES NETO, A.G. - 1977 - As grandes falhas do leste paulista. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, São Paulo, Atas do, São Paulo, SBG, p. 2423-37.
- HASUI, Y., ALMEIDA, F.F.M. de; - 1978 - As estruturas brasileiras, In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, Anais do Congr. Bras. Geol., Recife, SBG, V. 6, p. 2423-2437.

- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. - 1980 - Estruturas e Tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. An. Acad. Bras. Cienc., 52(1): 61-76, Rio de Janeiro.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; MIOTO, J.A.; MELO, M.S. - 1982 - Geologia, Tectônica, Geomorfologia e Sismologia Regional de interesse as Usinas Nucleares da Praia de Itaorna. IPT. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, pp. 61-77, São Paulo.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de - 1984 - Geologia do Pré-Cambriano Brasileiro. Província Mantiqueira, Setor Meridional. pp. 345-368.
- HENNIES, W.T.; HASUI, Y.; PENALVA, F. - 1967 - O falhamento transcorrente de Taxaquara. An. XXI Congr. Bras. Geol., pp. 159-168 - Curitiba.
- HIGGINS, M.W. - 1971 - Cataclastic Rocks - Geological Survey Professional Paper 687 - US Government Printins Office. Washington.
- HOBBS, W.H. - 1904 - Lineaments of the Atlântic Border Region- Geol. Soc. America Bull., V. 15, p. 482-506.
- HYNDMAN, D.W. - 1972 - Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. MyGraw-Hill Book Co., New York.
- ISSLER, R.S. - 1982 - Evento geodinâmico brasileiro - fechamento de oceano e colisão continental dos crâtons Rio de la Prata e Dom Feliciano; granitos e duas micas e ofiolitos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador. Anais, Slavador, Sociedade Brasileiro de Geologia, V. n. 24-28.
- ISSLER, R.S. - 1983 - Evolução Crustal da Faixa Arco-Fossa Tijucas-Faixa Magmática Pedras Grandes. Crâton Dom Feliciano, Atas do Iº Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre.
- ISSLER, R.S.; DREXH, A.C.; ROIMSEMBERG, A. - 1973 - Geocronologia do Gabro da Mata Grande, Município de São Sepê, Estado do Rio Grande do Sul. Rev. Bras. Geol., São Paulo, 3(2):124-127.
- JOST., H. - 1971 - O quaternário da região norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. I.A. Região Norte. In: Congr. Bras. Geol., SBG, V. 1, pp. 53-62.

- JOST, H.; BITENCOURT, M.E. - 1980 - Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. Inédito. Acta Geológica Leopoldensia. UNISINOS.
- JOST, H. - 1981 - Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista, region Southern Brazil. Tese. Athens, Georgia (inédito).
- JOST, H.; HARTMANN, L.A. - 1984 - Província Mantiqueira. Setor Meridional. In: HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de. Geologia do Pré-Cambriano Brasileiro. pp.345-368.
- KAEFER, L.Q. & ALGARTE, J.P. - 1974 - Projeto sudeste do Estado de São Paulo. Rel. Final. Conv. DNPM/CPRM, São Paulo.
- KAUL, P.F.T. - 1976 - Projeto Brusque - Serra do Taboleiro, Relatório Final., Porto Alegre, DNPM/CPRM, V. 1.
- KAUL, P.F.T. - 1979 - Pré-Cambriano e Eopaleozóico do nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná, reavaliação de dados e correlações com a África. Atas do II Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro, V. 1:1-15.
- KAUL, P.F.T. - 1980 - O cráton de Luiz Alves. in: Congr. Bras. de Geol., 31, Balneário de Camboriú, out. Anais da Soc. Bras. de Geol., Florianópolis, V. 5, pp. 2677-83.
- KAUL, P.F.T.; TEIXEIRA, W. - 1982 - Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, South-Southeastern, Brasil: an outline of their geological evolution. Revista Brasileira de Geociência, São Paulo, 12(113): 172-82.
- KING, L. - 1956 - A geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia, 18 (12): 147-265. Rio de Janeiro.
- LATTMAN, I.H. & MATZIKE, R.H. - 1961 - Geological significance of fracture trace: in photogrammetric engineering. The American Society of Photogrammetry, 27(3).
- LIMA, D.A. - 1966 - Vegetação. In: BRASIL. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro. Atlas Nacional do Brasil.

- LOCZY, L. de - 1966 - Evolução Paleogeográfica e Geotectônica da Bacia do Paraná e do seu Embasamento. MME-DNPM. Divisão de Geologia e Mineralogia. Boletim nº 234.
- LUEDER, D.R. - 1959 - Aerial Photographic Interpretation: Principles and application, McGraw-Hill Co., New York, 426 p.
- MAACK, R. - 1947 - Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina, Arq. Biol. Tecnol. Curitiba, V. 2, p. 63-154.
- MACEDO, M.H.F.; BASEI, M.A.S.; BONHOMME, M.G.; KAWASHITA, K.; - 1984 - Dados Geocronológicos referentes às rochas metassedimentares do Grupo Itajaí (SC) Revista Brasileira de Geociências. Vol. 14, nº 1, 30-34.
- MILLER, V.C.; MILLER, C.F. - 1961 - Photogeology. McGraw-Hill - Book Co., Inc.
- MINIOLI, B. - 1972 - Aspectos geológicos da região litorânea Piçarras - Barra Velha, SC. Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 104 p.. Inédito.
- MORAES REGO, L.F. - 1930 - A geologia do Petróleo no Estado de São Paulo. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, 46: 1-105, 24-11.
- MOREIRA, M.L.O. & MARIMON, M.P.C. - 1980 - Ensaio petrográfico e petroquímico do fácies granulito, Complexo Granulítico de Santa Catarina, Folha SG-22-ZB. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú. Anais. Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia, V. 4, p. 2119-2133.
- MOREIRA, A.A.N.; LIMA, G.R. - 1977 - Relevo - In: Geografia do Brasil, Região Sul. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, IBGE, Superintendência de Estudos.
- NARDI, L.V.S. & HARTMANN, L.A. - 1979 - O Complexo Granulítico de Santa Maria Chico do Escudo Sul-Riograndense. Acta Geol. Leopoldensia, 8:3-18. São Leopoldo.
- NIMER, E. - 1971 - Climatologia do sul do Brasil - Introdução a Climatologia Dinâmica. Subsídios a Geografia Regional do Brasil. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, 33(4): 3-65, out/dez.
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A.; MUHLMANN, H. - 1969 - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Bol. Tec. PETROBRÁS. Rio de Janeiro, 12(3): 291-234.

- O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A. - 1976 - Lineament, Linear, Lination: Some Proposed New Standards for Old Terms. Geol. Soc. of Am. Bull., V. 87, p. 1463-1469, October, 1976, Dec. nº 61011.
- PICADA, R.J. - 1971 - Ensaio sobre a tectônica do escudo sul-riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. In: Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo, 1971. Anais do Congr. Bras. Geol., São Paulo, SBG, p. 167-191.
- PLICKA, M. - 1974 - Observations on Joint Zones in Moravia, Czechoslovakia. Proceedings of the First International Conference on the New Basement Tectonics. pp. 279-289. Utah. Geol. Association. Utah.
- PORADA, H. - 1979 - The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African - Brasiliano cycle in Namíbia (Southwest África and Brazil as interpreted in terms of continental collision. Tectonoph, 57: 237-265.
- RAMSAY, J.G. - 1980 - Shear zone geometry: a review - Journal of Structural Geology, V.2, nº 12, p. 83-99.
- RAMSAY, J.G. & GRAHAM, R.H. - 1970 - Strain variation in shear belts - Canadian J. of Earth Sci., 7, pp. 786-813.
- RAY, R.G. - 1963 - Photogeology in Geologic Interpretation and Mapping. U.S. Geological Survey Preliminary Report.
- READING, H.G. - 1980 - Characteristics and Recognition of Strick - Slip Fault Systems. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, 4, pp. 7-26.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.; FIGUEIREDO Fº, P.M. e TESSARI, R.I. - 1966 - Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. B. Div. Fom. Prod. Min., Rio de Janeiro, 127 - 232 p.
- RIBEIRO, M. - 1981 - Ocorrências de Komatiitos no Escudo do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Iherisia. Ser. Geol., 6: 79-82.
- RIBEIRO, M. & FANTINEL, L.M. - 1978 - Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense. I Tabulação e distribuição das associações paleotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. Iheringia, Série Geologia Porto Alegre (5): 19-54.
- RIBEIRO, M. & LICHITENBERG, E. - 1978 - Síntese da Geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. An. XXX Congr. Bras. Geol. Recife. 6: 2451-3463.

- RICCI, M. & PETRI, S. - 1965 - Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica, Companhia Editora Nacional, São Paulo, 226 p.
- RIDEG, P. - 1974 - Ubatuba lineament: identification of new pré rift fracture. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 58: 2362-2366, Tulsa.
- RIVEREAU, J.C. - 1970 - Notas de aula do Curso de Fotointerpretação, Publicado pelo Departamento de Geociências da Universidade de Brasília, Série Didática 4. Brasília, DF.
- RIEDEL, W. - 1929 - Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen Zentralblatt F. Mineral. und Pal., 1929 B. pp. 354-368 - Cit in Sadowski, 1983.
- SADOWSKI, G.R. - 1974 - Tectônica da Serra de Cubatão, SP. Inst. Geoc. USP. Tese. São Paulo.
- SADOWSKI, G.R. - 1983 - Sobre a Geologia Estrutural de cinturões de cisalhamento continentais. Tese Livre Docência. USP. Inst. Geoc. Universidade de São Paulo.
- SALAMUNI, R.; BIGARELLA, J.J.; TAKEDA, F.K. - 1961 - Estratigrafia e Tectônica da Série Itajaí. Bol. Par. Geogr., n°s 4 e 5, Curitiba, PR.
- SANTOS, E.L.; SILVA, L.C.da; ORLANDI, F., V.; COUTINHO, M.G.N.; ROISENBERG, A.; RAMALHO, R.; HARTMANN, L. - 1984 - Os Escudos Sul-Riograndense e Catarinense e a Bacia do Paraná. In: Schobbenhaus, C. et alii. Geologia do Brasil. Texto Explicativo. pp. 331-355.
- SANTOS, A.R. dos & SCHORSCHER, H.D. - 1984 - O padrão de fraturamento e o condicionamento tectônico na região do Quadrilátero Ferrífero e parte do Complexo Migmatítico-Granulítico de Minas Gerais (Brasil). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO. 3. Rio de Janeiro (a ser publicado).
- SCHNEIDER, R.L.; MULHMANN, M.; TOMMASE, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. - 1974 - Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Anais do XXVIII Congresso da SBG, V. 1, p. 41-65.
- SCHULZ JUNIOR, A.; ALBUQUERQUE, L.F.F.; GIFFONI, L.E.; (colab.) - 1969 - Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina, Brasil. DNPM. Porto Alegre, 109 p. (relatório inédito).
- SCHULZ JUNIOR, & ALBUQUERQUE, L.F.F. - 1969 - Geologia da quadrícula de Florianópolis. Porto Alegre, DNPM, 109 p. Inédito.

- SILVA, L.C. - 192 - Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de recursos minerais. Folha SG-22-A-D (Joinville). Carta Metalogenética Brasil. Conv. DNPM/CPRM. Porto Alegre.
- SILVA, L.C. - 1983 - O complexo metamórfico Brusque e a sequência vulcano sedimentar Rião Itajaí-Mirim (SC): uma revisão; Atas do I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, pp. 253-265.
- SILVA, L.C. da - 1983 - Projeto Mapas Metalogenéticos e de previsão de recursos minerais. Folha SG-22-Z-D. Florianópolis, V. 1. Texto e Mapas. CPRM. Porto Alegre.
- SILVA, L.C. da e DIAS, A.A. - 1980 - Projeto Timbó - Barra Velha. Rel. Final, Conv. DNPM/CPRM. Porto Alegre (inédito).
- SILVA, L.C. da e DIAS, A. de A. - 1981a - Os segmentos mediano e setentrional do escudo catarinense. II - organização e evolução geotectônica. Estudos Tecnológicos, Acta Geológica Leopoldensia, São Leopoldo, 5(13):121-140.
- SILVA, L.C. da e DIAS, A. de A. - 1981 - Projeto Timbó - Barra Velha; relatório preliminar. Porto Alegre - DNPM/CPRM. 3 vol.
- SILVA, M.A.S. da ; KREBS, A.S.J.; SILVA, L.C. da; CAMOZZATO, E. - 1982 - Avaliação dos depósitos wolframíticos no Complexo Metamórfico Brusque, SC. I - Área de Catinga - Acta Geológica Leopoldensia, E.T. nº 16, v. VI, nº 12, pp. 33-94.
- SILVA, A.T.S.F.; CALGARTE, J.P.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; FERNANDES, N.A. - 1977 - O Complexo Bairro do Marisco, Caraguatatuba, SP. In: Simpósio de Geologia Regional, 1, São Paulo, Atas. São Paulo, Núcleo de São Paulo da SBG, p. 74-90.
- SILVA, L.C.; TRAININI, D.R.; HARTMANN, L.A. - 1978 - Relações entre metamorfismo e deformação no Grupo Brusque, SC. An. III Congr. Bras. Geol., 3: 1336-1349 - Recife.
- SILVA L.C.; SOUZA, E.C.; DIAS, A.A.; JOST, H. - 1982 - Análise preliminar do potencial econômico dos terrenos pré-cambrianos do nordeste catarinense. In: Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, 1982. Anais, SBG, 3:788-749.
- SOARES, P.C. W FIORI, A.P. - 1976 - Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Not. Geomorfológicas, Campinas. 16(32): 71-104, dezembro.

- SOARES, P.C. - 1973 - O Mesozóico gonduwânico do estado de São Paulo. Rio Claro - 152 p (Tese Doutorado).
- SOARES, P.C.; MATTOS, J.T.; BALIEIRO, M.G.; BARCELOS, P.E.; MENESES, P.R.; CSORDAS, S.M. - 1982 - Análise morfoestrutural com uso de imagens MSS-LANDSAT a radar para pesquisa de hidrocarbonetos no Estado de São Paulo. INPE - 2445-RTR/015. São José dos Campos, 170 p.
- TCHALENKO, J.S. - 1970 - Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol. Soc. Amer. Bull. V. 81, nº 6, pp. 1625-1640.
- STRAHLER, A.N. - 1952 - Hypsometric (área-altitude) analysis of erosional topography. Geol. Soc. American Bulletin. nº63, pp. 1117-1142.
- TEIXEIRA, C.A.S. - 1969 - Relatório de estágio no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP. Rel. Int. 1. Distrito DNPM, Porto Alegre, RS.
- TEIXEIRA, W. - 1979 - Avaliação preliminar do acervo geocronológico das Folhas SG-21 - Asunción, SG-22- Curitiba e SG-23 - Iguapé - Relatório interno. Florianópolis. Projeto Radambrasil, maio, 12 p. Inédito.
- TEXEIRA, W. - 1980 - Considerações preliminares a respeito do quadro geocronológico existente. Folhas SH-22- Porto Alegre, SH-21 - Uruguaiana, SI-22 - Lagoa Mirim, Projeto Radambrasil, Rel. Interno.
- TESSARI, R.I. e PICADA, R.S. - 1966 - Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, Brasil. B. Div. Fom., Prod. Min., Rio de Janeiro, 124, 147o.
- TOMMASI, E. - 1973 - Geologia do flanco sudeste da Bacia do Paraná (RS, SC e PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracajú, Resumo das Comunicações, Aracajú, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 146-140.
- TRAININI, D.R.; DIAS, A.A.; KREBS, A.S.J.; SOUZA, E.C.; LAPELETTI, I.; TONIOSO, J.A.; SILVA, L.C.; SILVA, M.A.S. - 1978 - Projeto Vidal Ramos. Biguaçu. Relatório Final, Porto Alegre, CNPM/CPRM, 2V. Inédito.
- UMPIERRE, M. & HALPEN, M. - 1971 - Edades Estroncio-Rubídio em rocas cristalinos del Sur de la República Oriental del-Uruguay. Rev. Assoc. Geol. Argentina, XXVI. 2:133-151.
- VENEZIANI, P. & ANJOS, C.E. - 1982 - Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em geologia. INPE 2227-MD/014 - São José dos Campos.

- VERGARA, L.M.L. - 1971 - Manual de Fotogeologia. Servicio de Publicaciones de 1a J.E.N., Madrid.
- VIEIRA, A.J. - 1973 - Geologia do Centro e Nordeste do Paraná e Centro-Sul de São Paulo. In: Congr. Bras. Geol., XXVII, Aracajú, 1973. Anais. SBG 3:259-278.
- WERNICK, E. - 1978 - Contribuição a estratigrafia do Pré-Cambriano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 8(3): 206-216.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1978 - Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. Rev. Bras. Geol. 8: 113-1338.
- WERNICK, E.; OLIVERIA, M.A.F. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; - 1976 - Estudo Geocronológico pelo método Rb(Sr em rochas do Bloco Jundiaí e regiões adjacentes. Rev. Bras. Geoc., 6(1): 125-135. São Paulo.
- WILCOX, R.E.; HARDING, T.P. & SEE LEY, D.R. - 1973 - Basic Wrench Tectonics. Bull. An Assoc. Petrol. Geol., V. 57, nº 1, pp. 74-96.

CONVENÇÕES

- Falhas Transcorrentes
- Falhas Normais e Inversas
- Falhas Indiscriminadas
- Lineamentos
- Feixe de Fraturas ENE
- Feixe de Fraturas NNE
- Feixe de Fraturas NNW
- Feixe de Fraturas NW
- Feixe de Fraturas EW
- Diagrama de fraturas medidas no campo. O raio do semi círculo corresponde a 100% do Fraturamento da direção considerada
- Drenagem
- Cidade

MAPA DE LINEAMENTOS E FEIXES DE FRATURAS DA REGIÃO LESTE DE SANTA CATARINA

Escala 1 : 250 000

- 1986 -

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA NO ESTADO

APÊNDICE - 2

50°15' 50°00' 49°30' 49°00' 48°30'

26°30' 27°00' 27°30' 28°00'

SISTEMAS DE FEIXES DE FRATURA- MENTO

CONVENÇÕES

- ENE
- NNE
- NNW
- NW
- EW
- CIDADES
- BORDA DA BACIA

5 0 5 10 15 km