

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DETERMINAÇÃO DE TRAMA DEPOSICIONAL EM DIAMICTITOS  
GLACIAIS DA FORMAÇÃO RIO DO SUL (BACIA DO PARANÁ, SC)  
POR MEIO DO MÉTODO DO TENSOR DE INÉRCIA

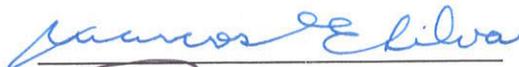
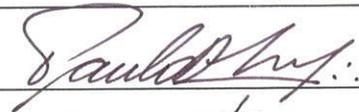
MÁRCIA GOMES DA SILVA

Orientador: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

TESE DE DOUTORAMENTO



COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Carlos José Archanjo	
Examinadores:	Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro	
	Prof. Dr. Marcos Egydio Silva	
	Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos	
	Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade	

SÃO PAULO  
2005

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**DETERMINAÇÃO DE TRAMA DEPOSICIONAL EM DIAMICTITOS  
GLACIAIS DA FORMAÇÃO RIO DO SUL (BACIA DO PARANÁ, SC)  
POR MEIO DO MÉTODO DO TENSOR DE INÉRCIA**

**MÁRCIA GOMES DA SILVA**



Orientador: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

**TESE DE DOUTORAMENTO**

**Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica**

**DEDALUS - Acervo - IGC**



30900017658

**SÃO PAULO  
2005**

**CERTEZA**

*De tudo, ficaram três coisas:  
A certeza de que estamos  
sempre começando...  
A certeza de que precisamos  
Continuar...  
A certeza de que seremos  
Interrompidos antes de terminar...*

*Portanto devemos:*

**FAZER DA INTERRUPÇÃO**  
*um caminho novo...  
Da queda, um passo de  
dança...  
Do medo, uma escada...  
Do sonho, uma ponte...  
Da procura, um encontro...*

**(Fernando Pessoa)**

*"...sou uma gota d'água,  
sou um grão de areia..."*  
**(Renato Russo)**

Aos meus pais (biológicos e adotivos),  
Maria José Batista e Cícero Romão Batista  
(*In memoriam*), e Maria Odete. Ao  
meu marido, Sérgio, pelo constante  
auxílio, amor e dedicação.

## **AGRADECIMENTOS**

Deixo aqui expresso, meus sinceros agradecimentos à esta instituição (Universidade de São Paulo) que proporcionou mais essa oportunidade de evolução profissional. Ao CNPq pela bolsa de doutorado e pelo apoio financeiro, à FAPESP pelo auxílio financeiro do projeto.

Ao meu orientador Prof. Dr. Carlos José Archanjo, pela compreensão, confiança e dedicação durante o período desta tese.

Ao Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro da UNESP, por todo o conhecimento passado de mais de 30 anos de campo, da área de estudo, pela orientação na parte de estratigrafia da área, minha gratidão, meus sinceros e cordiais agradecimentos.

Aos professores do GSA, Prof. Dr. Paulo Roberto Santos, Prof. Ms. André Oliveira Sawakuchi, Prof. Dr. Paulo César Giannini, Prof. Dr. José Roberto Canuto, Prof. Dr. Setembrino Petri pelas correções e orientações durante este trabalho.

Às professoras Dra.(s) e amigas: Maria Cristina Motta de Toledo, Marly Babinski, Maria Irene Raposo e Maria Helena Hollanda.

Aos amigos pós-graduandos dos corredores do IGc, pelo companheirismo, pelas discussões de trabalho entre outros “acontecimentos”: Alejandro Salazar, Sérgio Rodrigues, Aline Silverol, Frederico Meira, Carlos Grohmann (Guãno), Hélcio Prazeres, Josiane, Milene, Maurício Barra, Ivanety Assis, Valéria Guimarães, Cyntia Pinheiro, Roseane Sarges, Claudia Regina, Celi Zanon, Simone Gioia, Ossama Mohamed, Augustin, César, Tânia (Kika), Valdomiro, Gaston Rojas, Iede, Deborah, Silvia Cremonez, Thaís Carolina, Alexandre Tomio, July, Ramiro Matos.

Às Pessoas especiais que fazem parte de nossa vida e que não podemos deixar de dar ênfase à essas amizades: Luciana Pascarel (Dolly), Veridiana Martins e Felipe, Lígia Ribeiro, Cintia Gaia, Paula Amaral (Phi), Lucelene Martins (Vau), José Coelho, Marcelus Glaucus, Maurício Favacho e Patrícia Estevam.

À família felina que resistiu ao “despejo”: Torta e Trista, criaturas silenciosas, mas companheiras incondicionais.

Aos funcionários pela convivência, apoio profissional e pessoal: da secretaria da Pós-graduação, Ana Paula Cabanal e Magali Rizzo; da seção do apoio acadêmico, Tadeu; da gráfica, Henrique Martins, Claudionor e José Gonçalves; do CPGEO, Vera Lúcia Pereira e Isabel Ruiz; da copa, “tia” Celi, Leonor e Cida; da diretoria, Nícia; da secretaria do GMG,

Valéria e Sônia; da biblioteca, Brenda, Aline, Érica Oliveira, Maristela Severino e Maria Aparecida; da seção de informática, Erickson Zanon e Pedro Souza; do áudio visual, Wagner e José Carlos e do laboratório de Microscopia Eletrônica, Isaac.

Há tempos agradeço à minha irmã, amiga, companheira e geóloga, Maria Irian de Mascena Duarte, esperando agradecer por muito mais tempo. Hoje, acrescento mais três pessoas nessa lista que não quer parar de crescer: Elisângela Benjamim, irmã, amiga e física; Alexandre Lago, irmão, amigo e geofísico; Juliano Sousa, irmão, amigo e geólogo.

À família, fonte eterna de força, luz e calor, pela compreensão, dedicação e amor: Zilda Gomes da Silva, Wanderley Poty, Mariza e Fátima (cunhadas), Osana Gomes, sobrinhas (os), meus irmãos de Natal.

À turma do CBEPE1-B, pela energia que não cessa nunca, energia essa que nos últimos momentos deste trabalho serviram para me fortalecer cada vez mais.

À você, Sérgio Roberto Estevam, com seu amor incondicional só tenho que te agradecer por tudo.

Às minhas mães, que dedicaram de forma diferentes o amor de “mãe”: Maria José Batista (*in memoriam*) e Maria Odete.

À minha sogra, mãe e amiga, Veralúcia Estevam, por está sempre perto, mesmo que distante e mais perto ainda quando próxima.

À família “buscapé” por uma amizade sem restrições: Jane, Max, Maithê e Stephany.

À Maira Barbosa, psicóloga, que fez parte intensiva desta tese.

À Juciele pela constante alegria, companheirismo e aprendizado, nos momentos em que estávamos juntas, e agora ao Alexandro, seu marido, por somar ainda mais esse laço.

À todos que não estão nessa lista, mas de alguma forma fizeram ou fazem parte no meu coração e na minha memória.

E não me canso de agradecer a Deus por mais essa oportunidade de evolução, sabedoria e aprendizado. Que minha fé seja eterna, MUITO OBRIGADA.

## SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS .....	iii
LISTA DE FIGURAS .....	viii
LISTA DE FOTOS.....	x
LISTA DE TABELAS .....	x
LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIACÕES.....	xi
RESUMO .....	xii
ABSTRACT .....	xiv
<b>1 – Introdução .....</b>	<b>1</b>
1.1 - Apresentação e objetivos.....	1
1.2 – Localização da área.....	6
<b>2 – Materiais e Métodos .....</b>	<b>8</b>
2.1 – Introdução .....	8
2.2 – Descrição dos perfis estratigráficos .....	8
2.3 – Coleta e tratamento de amostras .....	9
2.4 – Aquisição de imagens digitais .....	9
<b>3 – Orientação preferencial de ruditos .....</b>	<b>12</b>
3.1 – Introdução .....	12
3.2 - Estudo da petrotrama – Orientação preferencial de grãos clásticos.....	12
3.2.1 – Fábrica em ruditos.....	12
3.3 – Determinação da orientação preferencial por meio da análise de imagem.....	18
3.3.1 – O Tensor de inércia 2-D.....	18
a) Características dos grãos: tamanho, forma e ecentricidade .....	18
b) Cálculo da OPF em 2-D: médias tensoriais e implicações.....	20
3.3.2 - Determinação da OPF 3-D: método do tensor quadrático de forma .....	23
3.3.3 – Aplicação do método aos depósitos glaciais da Bacia do Paraná.....	24
<b>4 - Geologia e estratigrafia do Grupo Itararé (Bacia do Paraná, SC).....</b>	<b>31</b>
4.1 – Introdução – A Bacia do Paraná .....	31
4.2 – Grupo Itararé.....	33

4.2.1 – Formação Campo do Tenente .....	37
4.2.2 – Formação Mafra.....	37
4.2.3 – Formação Rio do Sul .....	38
4.3 – Descrição de fácies sedimentares da área .....	40
4.3.1 – Introdução .....	40
4.3.2 – Fácies descritas .....	43
4.4- Ciclos Depositionais .....	52
4.4.1 – 1º Ciclo Depositional (Fácies <i>Dm</i> , <i>Fr</i> e <i>Vv</i> ).....	53
4.4.2 – 2º Ciclo Depositional (Fácies <i>De</i> , <i>Dcg</i> , <i>Re</i> , <i>Rm</i> , <i>Rd</i> e <i>ASd</i> ).....	54
4.4.3 – 3º Ciclo Depositional (Fácies <i>Ac</i> , <i>ASc</i> , <i>F</i> e <i>Il</i> ).....	54
<b>5 – Petrografia dos Diamictitos .....</b>	<b>56</b>
5.1 – Introdução .....	56
5.2 – Petrografia dos diamictitos .....	56
5.2.1 – Amostras PGI1 e PGI2 (seção Presidente Getúlio – Ibirama).....	57
5.2.2 – Amostras BD1, W1b, E2, E3a e b (Região norte da área).....	59
5.2.3 – Amostras RI1, RI2a e b, RI4a e b e RI5 (Rio do Sul – Ituporanga) .....	59
5.3 – Estudo da matriz .....	62
<b>6 – Orientação Preferencial de Forma (OPF) de grãos clásticos dos diamictitos.....</b>	<b>64</b>
6.1 – Introdução .....	64
6.2 – Fácies diamictito ( <i>Dm</i> – Tilito de alojamento) do 1º Ciclo Depositional – Presidente Getúlio – Ibirama .....	66
a) Amostra PGI1 (seção Presidente Getúlio – Ibirama).....	66
b) Amostra PGI2 (seção Presidente Getúlio – Ibirama) .....	69
c) Amostra VR5b ( <i>Dm</i> – Seção de Vidal Ramos) .....	71
6.3 – Fácies diamictito conglomerático ( <i>Dcg</i> ) do 2º Ciclo Depositional.....	75
a) Amostra E3a (Fácies <i>Dcg</i> - seção Dona Emma).....	75
b) Amostra E3b (Fácies <i>Dcg</i> - seção Dona Emma) .....	78
c) Amostra E2 (Fácies <i>Dcg</i> - seção Dona Emma) .....	80
6.4 – Fácies diamictito estratificado ( <i>De</i> ) da seção Rio do Sul – Ituporanga.....	82
a) Amostra RI1 (Fácies <i>De</i> - seção Rio do Sul – Ituporanga) .....	82
b) Amostra RI2a (Fácies <i>De</i> - seção Rio do Sul – Ituporanga) .....	84
c) Amostra RI4a (Fácies <i>De</i> - seção Rio do Sul – Ituporanga).....	86
d) Amostra RI4b (Fácies <i>De</i> - seção Rio do Sul – Ituporanga) .....	88
e) Amostra RI5 (Fácies <i>De</i> - seção Rio do Sul – Ituporanga) .....	89

6.5 – Fácies diamictito estratificado ( <i>De</i> ): topo do 2º Ciclo Deposicional.....	92
a) Amostra BD1 (Fácies <i>De</i> - seção Barra do Dollmann) .....	92
b) Amostra W1b (Fácies <i>De</i> - seção Witmarsum) .....	94
<b>7 – Discussão e Conclusões.....</b>	<b>98</b>
7.1 – Significado da orientação preferencial de grãos clásticos .....	98
1º Ciclo Deposicional.....	102
2º Ciclo Deposicional.....	103
7.2 – Implicações Regionais .....	106
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>109</b>

**LISTA DE FIGURAS**

	Pg.
Figura 1 – Superfícies estriadas na Bacia do Paraná.....	2
Figura 2 – Fácies diamictito formada em ambiente glacial e não-glacial .....	3
Figura 3 – Fábrica magnética e de clastos para as facies diamictito maciço e estratificado .....	5
Figura 4 – Mapa de localização da área de estudo .....	7
Figura 5 – Convenção utilizada para o corte orientado de 3 lâminas ortogonais .....	9
Figura 6 – Desenho esquemático da rotina do trabalho .....	10
Figura 7 – Fábrica de forma de uma população de grãos elipsoidais.....	12
Figura 8 – Fábrica de clastos em conglomerados suportado por clastos.....	13
Figura 9 – Fábrica de grãos em lobo formado por fluxo.....	14
Figura 10 – Orientação da fábrica de clastos em experimentos com seixos .....	16
Figura 11 – Flutuação do ângulo de imbricação em experimentos .....	17
Figura 12 – Modelos de fábricas deposicionais em fluxo de corrente .....	18
Figura 13 – Conjunto de pixels adjacentes definindo um objeto (grão).....	18
Figura 14 – Parâmetros representativos da forma de um objeto .....	20
Figura 15 – Caso simples de elipses com populações distintas.....	22
Figura 16 – Coluna estratigráfica da Formação Rio do Sul (Gr. Itararé).....	25
Figura 17 – Distribuição de clastos do tilito basal nas seções ortogonais <i>xz</i> e <i>yz</i> .....	27
Figura 18 – Fábrica de clastos do diamictito situado em Alfredo Wagner .....	28
Figura 19 – Fábrica de grãos clásticos do tilito de alojamento de São Leonardo (SC).....	29
Figura 20 – Fábrica de clastos normalizada do tilito de alojamento de São Leonardo (SC).....	30
Figura 21 – Mapa Geológico (Fonte: Petrobrás) e de localização da área estudada.....	34
Figura 22 – Ciclos deposicionais do Grupo Itararé, propostos por França & Potter (1988).....	35
Figura 23 – Carta crono-estratigráfica da Bacia do Paraná.....	36
Figura 24 – Seção estratigráfica da Formação Rio do Sul em Santa Catarina .....	38
Figura 25 – Mapa de localização e perfis estratigráficos da área.....	42
Figura 26 – Seção geológica com os perfis 1 e 2 (região norte), 3/9 e 4 (sul da área).....	44
Figura 27 – Seção geológica dos perfis 5, 6, 7 e 8 da região sul da área .....	47
Figura 28 – Seção geológica dos perfis 9, 10, 11 e 12. Poços BN-1SC e PA-1-SC .....	48
Figura 29 – Minerais constituintes da matriz de diamictito .....	63
Figura 30 – Distribuição de grãos clásticos em amostra de diamictito (PGI1).....	67
Figura 31 – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra PGI1 .....	68
Figura 32 – Orientação preferencial de grãos no diamictito PGI1 .....	69
Figura 33 – Distribuição de grãos clásticos em amostra de diamictito (PGI2).....	70
Figura 34 – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra PGI2 .....	70
Figura 35 – Orientação preferencial de grãos no diamictito PGI2.....	71
Figura 36 – Perfil de Vidal Ramos, localizando a amostra (VR5b) de diamictito .....	72
Figura 37 – Distribuição de grãos clásticos da amostra VR5b.....	73
Figura 38 – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra VR5b .....	74
Figura 39 – Orientação preferencial de grãos no diamictito VR5b.....	75
Figura 40 – Distribuição dos grãos clásticos da amostra E3a .....	76
Figura 41 – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra E3a .....	77
Figura 42 – Orientação preferencial dos grãos de diamictitos da amostra E3a.....	77
Figura 43 – Distribuição dos grãos clásticos da amostra E3b .....	78
Figura 44 – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra E3b .....	79
Figura 45 – Orientação preferencial de grãos de diamictito da amostra E3b.....	79
Figura 46 – Distribuição de grãos clásticos na amostra de diamictito E2.....	80
Figura 47 – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra E2 .....	81
Figura 48 – Orientação preferencial de grãos no diamictito E2.....	81
Figura 49 – Distribuição dos grãos clásticos em amostra de diamictito RI1 .....	82
Figura 50 – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra RI1.....	83
Figura 51 – Orientação preferencial de grãos no diamictito RI1 .....	83

	Pg.
Figura 52 – Distribuição de grãos clásticos em amostra de diamictito (RI2a)	84
Figura 53 – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra RI2a	85
Figura 54 – Orientação preferencial de grãos no diamictito RI2a	85
Figura 55 – Distribuição de grãos clásticos na amostra RI4a	86
Figura 56 – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra RI4a	87
Figura 57 – Orientação preferencial de grãos no diamictito RI4a	87
Figura 58 – Distribuição de grãos clásticos na amostra de diamictito RI4b	88
Figura 59 – Orientação preferencial de grãos no diamictito RI4b	89
Figura 60 – Distribuição de grãos clásticos da amostra RI5	90
Figura 61 – Elipsóide de distribuição de grãos clásticos da amostra RI5	91
Figura 62 – Orientação preferencial de grãos no diamictito RI5	91
Figura 63 – Distribuição dos grãos clásticos na amostra BD1	92
Figura 64 – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra BD1	93
Figura 65 – Orientação preferencial de grãos no diamictito da amostra BD1	93
Figura 66 – Distribuição de grãos clásticos e respectivas rosas de direção da amostra W1b	94
Figura 67 – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra W1b	95
Figura 68 – Orientação preferencial de grãos no diamictito W1b	96
Figura 69 – Mapa geológico da borda SE da Bacia do Paraná	97
Figura 70 – Rotação livre de partículas rígidas sob cisalhamento simples progressivo	99
Figura 71 – OPF de populações com formas diferentes	100
Figura 72 – Modelos numéricos mostrando a orientação do eixo maior da fábrica	101
Figura 73 – Orientação preferencial de grãos em diamictitos do 1º Ciclo Deposicional	102
Figura 74 – Orientação preferencial de grãos em diamictitos do 2º Ciclo Deposicional	104
Figura 75 – Orientação preferencial de grãos em diamictitos do 2º Ciclo Deposicional	104
Figura 76 – Orientação preferencial de grãos em diamictito situado no topo do 2º Ciclo	106
Figura 77 – Mapa de isoespessura de diamictito da porção centro-norte catarinense	108

## **LISTA DE FOTOS**

	Pg.
Foto 1 – Embasamento formado por material granítico com sulcos .....	26
Foto 2 – Diamictito conglomerático associado a ambiente de deglaciação .....	40
Foto 3 – Fácies diamictito conglomerático com <i>dropstone</i> ( <i>ASd</i> ), porção acima da gruta .....	41
Foto 4 – Diamictito estratificado ( <i>De</i> ) e tabular.....	46
Foto 5 – Varvitos glaciais do 2º ciclo sedimentar .....	49
Foto 6 – Ritmito espesso ( <i>Re</i> ).Localização na figura 26 - Perfil 1.....	50
Foto 7 – Ritmito delgado ( <i>Rd</i> ). Localização na figura 36. Descida para Vidal Ramos .....	50
Foto 8 – Panorama do Vale do Rio Dollmann com Barragem ao fundo.....	53
Foto 9 – Folhelho marinho (F) do 3º Ciclo. Localização na figura 26 – Perfil 1 .....	53
Foto 10 – Diamictito maciço com grãos de feldspato e quartzo. Amostra RI1.....	56
Foto 11 – Diamictito com substituição ( $\pm$ calcífera) da matriz e parcialmente de grãos .....	57
Foto 12 – Grãos de feldspato ( <i>fl</i> ) que se tocam e fragmentos ( <i>Fg</i> ) de rochas xistosas .....	58
Foto 13 – Distribuição dos grãos na amostra PGI2.....	58
Foto 14 – Grão de feldspato sendo contornado pela matriz da amostra RI4a.....	61
Foto 15 – Pelota de argila da amostra RI4b. Localização na figura 27.....	61

## **LISTA DE TABELAS**

	Pg.
Tabela 1 – Evolução dos modelos estratigráficos da Formação Rio do Sul .....	40
Tabela 2 – Associação de fácies com seus principais litotipos .....	41
Tabela 3 – Dados escalares e direcionais da OPF das amostras.....	65

## **LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIACÕES**

ASM	= Anisotropia de susceptibilidade magnética
OPF	= Orientação preferencial de forma
An ou n	= Número total de grãos na lamina
$\emptyset$	= Ângulo do eixo maior com o referencial
$\sigma$	= Grau de dispersão
P'	= Grau de anisotropia
T	= Grau de simetria
$\mu$	= Micros
$\sqrt{F}$	= Grau de confiabilidade
Sr	= Razão axial
$\square$	= Eixo A = Lineação (A)
$\Delta$	= Eixo B
o	= Pólo da foliação (C)
$\gamma$	= Taxa de deformação cisalhante
n=a/b	= forma da partícula
D	= Intensidade
$\alpha$	= Plano de cisalhamento
G	= Elipsóide com peso maior nos grãos grandes
N	= Elipsóide normalizado
E	= Elipsóide com peso maior nos grãos pequenos
Dm	= Fácies diamictito maciço
De	= Fácies diamictito estratificado
Asd	= Fácies arenito-siltico com clastos caídos
Ac	= Fácies arenito com estratificação cruzada
ASc	= Fácies arenito siltoso com estratificação convoluta
Fr	= Fácies folhelho rítmico
F	= Fácies folhelho
Il	= Fácies interlaminação arenito-folhelho
Rr	= Fácies ritmito
Re	= Fácies ritmito espesso
Rm	= Fácies ritmito médio
Rd	= Fácies ritmito delgado
BD1	= Amostra 1 da região de Barra do Dollman
E3a	= Amostra 3a da seção Dona Ema – Presidente Getúlio
E3b	= Amostra 3b da seção Dona Ema – Presidente Getúlio
PGI1	= Amostra 1 da seção Presidente Getúlio - Ibirama
PGI2	= Amostra 2 da seção Presidente Getúlio - Ibirama
RI1	= Amostra 1 da seção Rio do Sul – Ituporanga
RI2a	= Amostra 2a da seção Rio do Sul – Ituporanga
RI4a	= Amostra 4a da seção Rio do Sul – Ituporanga
RI4b	= Amostra 4b da seção Rio do Sul – Ituporanga
RI5	= Amostra 5 da seção Rio do Sul – Ituporanga
W1b	= Amostra 1b da região de Witmarsum

## **RESUMO**

Os diamictitos pertencentes à Formação Rio do Sul, porção superior do Grupo Itararé (Carbonífero superior), na parte centro-sul de Santa Catarina, Bacia do Paraná, formam camadas com seixos de granulação variável, imersos em uma matriz siltico-arenosa e depositados entre folhelhos, ritmitos finos e turbiditos. Embora alojados entre depósitos finamente laminados, os diamictitos são maciços e compactos, o que sugere a existência de processos deformacionais que praticamente homogeneizaram o sedimento. Estes processos podem estar registrados no arranjo interno (trama) do sedimento. A rocha é composta principalmente de quartzo e feldspato, além de biotita, muscovita, hornblenda, turmalina, estauroлита e zircão como acessórios. Fragmentos de rochas pelíticas, quartzitos, granitos e rochas metamórficas também foram encontrados nos diamictitos.

Com o objetivo de determinar a fábrica dos grãos clásticos dos diamictitos e estabelecer relações com as paleocorrentes, que alojaram os corpos glaciais, seu ambiente deposicional e sua paleogeografia, foi empregado o *Método do Tensor de Inércia*, para caracterizar a *Orientação Preferencial de Forma (OPF)* da trama desses diamictitos. A aplicação da técnica da orientação preferencial de clastos suportados por matriz em ruditos da Formação Rio do Sul, combinados com estudos estruturais e estratigráficos, permitiu reconstituir a distribuição de grãos em sedimentos maciços, aparentemente isotrópicos, baseados no método do Tensor de Inércia.

Foram definidas, na estratigrafia da área, fácies sedimentares (*Dm* – diamictito maciço, *Dcg* - diamictito conglomerático, *De* – diamictito estratificado, *Vv* – varvito, *Re a Rd* – Ritmito espesso a delgado, *Fr* – folhelho rítmico, *F* – folhelho, *Ac* – arenito com estratificação cruzada, *ASd* – Arenito e silito com *dropstone*, *ASc* – Arenito e silito com estratificação convoluta e *II* – Interlaminação arenito-folhelho) que associadas, formaram 3 ciclos deposicionais com argilosidade crescente para o topo. As amostras que foram coletadas e posicionadas nas unidades estratigráficas da área fazem parte dos 1º e 2º Ciclos Depositionais.

Por meio do estudo da OPF na trama dos diamictitos da Formação Rio do Sul, foi verificada uma consistência marcante das direções principais da fábrica dos clastos. Nos diamictitos situados na base da coluna estratigráfica, e interpretados na literatura como tilitos

de alojamento, o fluxo de grãos situa-se na direção NW-SE. Esta mesma direção é encontrada em diamictitos relacionados a episódios de deglaciação (Dona Emma), como em diamictitos alojados entre turbiditos marinhos localizados entre Rio do Sul e Ituporanga. O transporte dos sedimentos destes diamictitos é sistematicamente para SE. Variações locais da fábrica foram encontradas em diamictitos entre Rio do Sul e Ituporanga (transporte para N), e nos depósitos situados no topo do 2º Ciclo Deposicional, cujo transporte é para SW. Nos diamictitos deste último caso, a OPF aparentemente reflete a interferência de direções de correntes para SW e NW, também observado no campo.

## **ABSTRACT**

Diamictites from Rio do Sul Formation, upper portion of Itararé Group (Late Carboniferous), Paraná Basin, located in center-south part of Santa Catarina State, form layers with clasts of variable granulation, immersed in a silt-sandy matrix, and deposited among shales, fine ritmites and turbidites. Although they are associated with deposits finely laminated, they are solid and compact, suggesting the existence of deformation processes that practically homogenized the sediment. These processes can be registered in the internal arrangement of the sediments. The rock is composed mainly by quartz and feldspar, with biotite, muscovite, hornblende, turmaline, estauroilite and zircon as accessories minerals. Fragments of pelitic rocks, quartzites, granites, and metamorphic rocks were also found in diamictites.

The objective of the study was to determinate the fabric of the clastic grains of the diamictites and to establish relationships with paleocurrent during the deposition of the glacial rocks with its depositional environment, and with its paleogeography, using the **Method of Inertia Tensor** to characterize diamictite fabrics **Orientation Preferential of Form (OPF)**. The application of OPF for matrix supported clastics technique in rudites of Rio do Sul Formation, combined with structural and stratigraphical studies, allowed to reconstitute the distribution of grains in solid sediments, apparently isotropic, based on **Method of Inertia Tensor**.

In the studied area eleven (11) sedimentary facies types were identified (**Dm** - solid diamictite, **Dcg** - conglomeratic diamictite, **De** - stratified diamictite, **Vv** - varve, Reverse **Rd** - thick ritmite the thin, **Fr** - shale rhythmic, **F** - shale, **Ac** - Sandstone with crossed bedding, **ASd** - sandstone, and siltite with dropstone, **ASc** - Sandstone and siltite with bedding convolute, as well **II** - Interlamination sand-shale), forming 3 depositional cycles with an upward increase of clay content. Samples collected along the stratigraphic units of the area belong to the 1st and 2nd Depositional Cycles.

The study of the texture of the diamictites from Rio do Sul Formation through OPF presented, an outstanding consistence of the clast main directions. In the diamictites located in the base of the stratigraphic column, and interpreted on the literature as allogement tilites, the grains flow indicates the NW-SE direction. This same direction is found in diamictites related to episodes of deglaciation (Dona Emma), as in diamictites associated with turbidites between

Rio do Sul and Ituporanga. The direction sediment transport of these diamictites is systematically toward SE. Local variations of fabric to N were found in diamictites between Rio do Sul and Ituporanga, and in deposits located at the top of the 2<sup>o</sup> Depositional Cycle, whose transport is to SW. In diamictites of this last case, OPF seems to reflect the interference of currents SW-NW directions, also observed in field investigations.

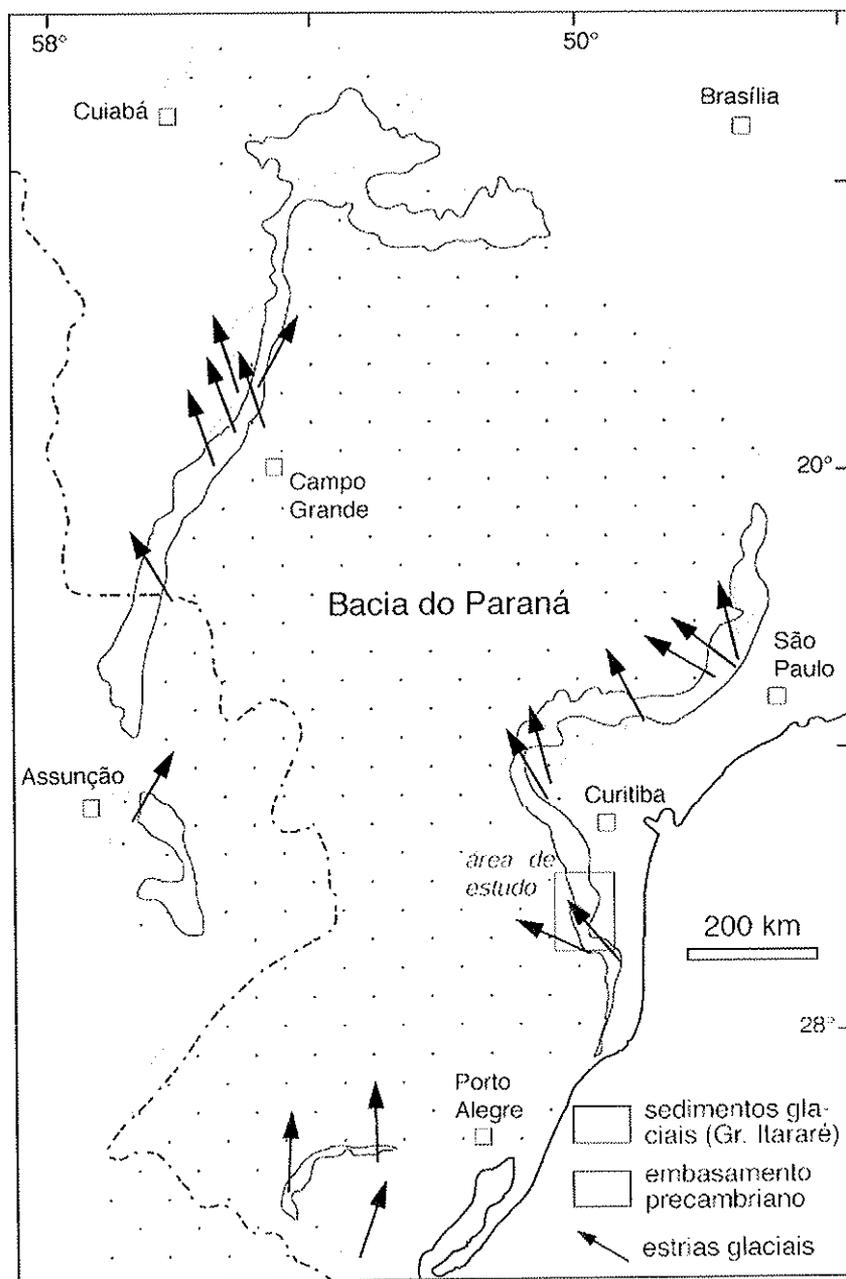
## 1 - INTRODUÇÃO

### 1.1 - Apresentação e objetivos

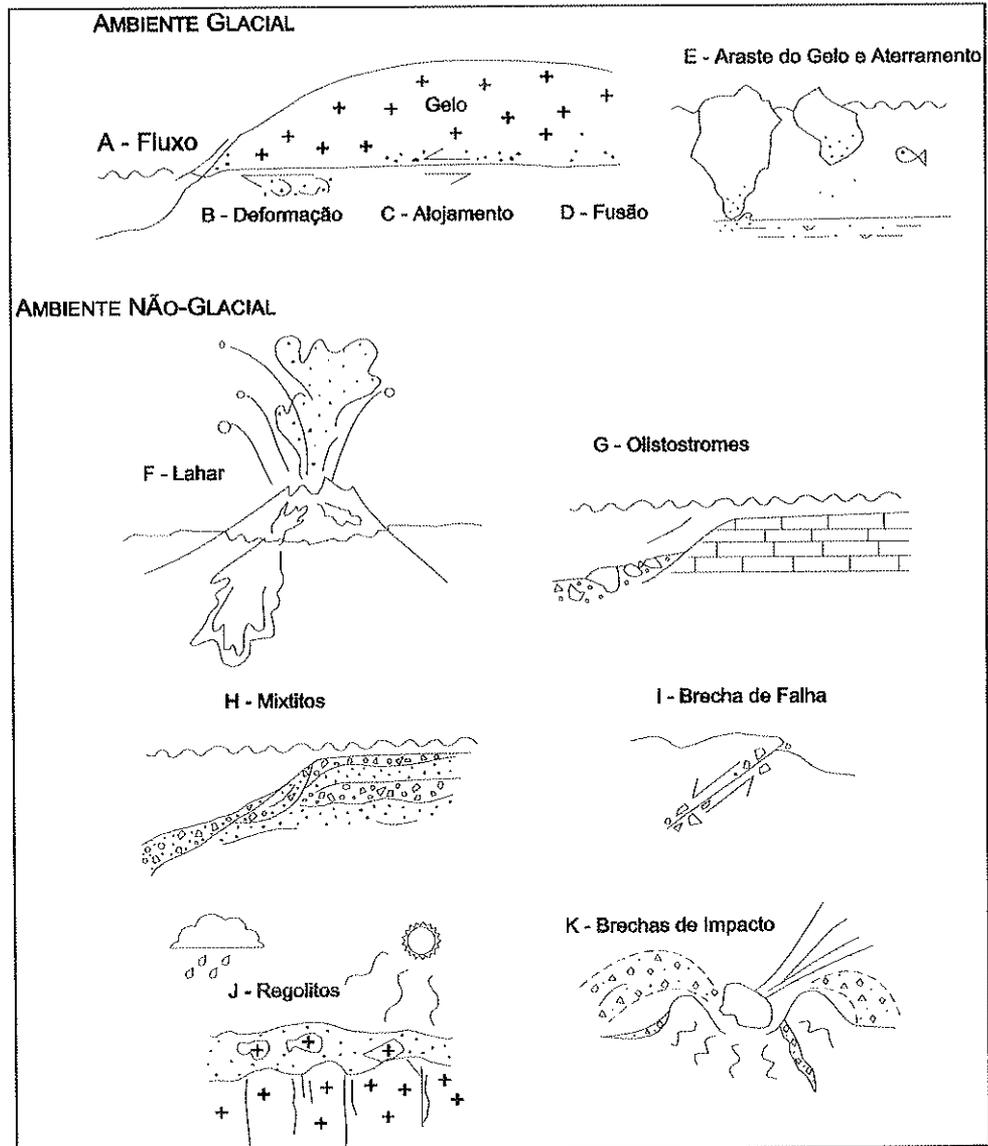
A influência do gelo nos depósitos permo-carboníferos da Bacia do Paraná (Grupo Itararé) está documentada pela presença de estrias glaciais encontradas na borda da bacia (Figura 1). Estas estrias apontam para um movimento dominante de gelo do quadrante S-SE para o N-NW. Evidências adicionais que indicam a influência glacial nos depósitos do Grupo Itararé incluem: (i) possantes pacotes de diamictito maciço e estratificado, alguns com até 200m de espessura, identificados em poços e furos de sondagem (França, 1987) e, (ii) blocos e matacões provavelmente liberados por *icebergs* e alojados em ritmitos finos e varvitos (Rocha Campos, 1967). A consistente orientação das estrias para NW, notadamente na borda oriental da bacia, sugere que a direção de fluxo de sedimentos ocorreu de SE para NW. A fácies diamictito foi associada a ambientes deposicionais distintos. Diamictitos maciços, conglomerados arenosos e diamictitos estratificados foram interpretados como: (i) tilitos, quando repousando diretamente sobre o embasamento (diamictito maciço), (ii) detritos fluvio-glaciais ou de ablação, depositados no avanço do gelo (conglomerados) e, (iii) fluxos de lama (diamictito estratificado) (Canuto, 1993; Santos *et al.* 1996). Ritmitos finamente estratificados contendo camadas regulares, de espessura uniforme com clastos caídos, foram associados a varvitos (Castro, 1980). Por outro lado, Eyles *et al.* (1993) sugeriram que o suprimento de sedimentos não esteve diretamente relacionado ao movimento de geleiras, porém de encostas tectonicamente instáveis na margem rifteada da bacia.

Esta tese tem como objetivo principal a determinação da fábrica dos grãos dos diamictitos, além de estabelecer relações quanto à(s) paleocorrente(s) que alojaram os corpos glaciais, seu ambiente deposicional e paleogeografia. Para alcançar os objetivos, utilizamos amostras orientadas de diamictito, que embora alojados entre depósitos finamente laminados, sugerem a existência de processos deformacionais que homogeneizaram esses sedimentos, e podem estar registrados no arranjo interno (trama) dos mesmos. Essas amostras foram cuidadosamente posicionadas no empilhamento litoestratigráfico regional, para que pudesse ser feita uma correlação entre os perfis estratigráficos da área.

**Diamictitos** são rochas sedimentares clásticas mal selecionadas, com clastos de tamanho variados imersos em uma matriz siltico-argilosa (lama). Eles são frequentemente associados a sedimentação glacial devido à semelhança física com depósitos originados pela ação do gelo, muito embora diamictitos possam ser formados em vários ambientes deposicionais independentemente da latitude ou do clima (Figura 2).



**Figura 1** - Superfícies estriadas na Bacia do Paraná com indicação do movimento do gelo do S-SE para N-NW (in: Gesicki *et al.*, 2002). A área de estudo está centrada no município de Rio do Sul (SC).

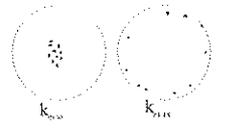
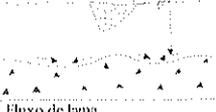
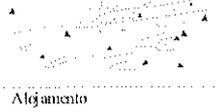
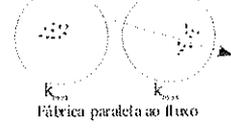


**Figura 2** - Facies diamictito formada em ambiente glacial e não-glacial (*in*: Eyles & Januszczak, 2004).

Diamictitos glaciais são originados pelo fluxo de detrito subaquoso proveniente da borda da banquisa (Figura 2A), pela litificação do sedimento acumulado na base de uma geleira (Figuras 2B a 2D), ou ainda pelo degelo e liberação de clastos que caem de *icebergs* na lama marinha/lacustre (Figura 2E). Por outro lado, diamictitos “não-glaciais” podem ser formados na encosta de vulcões (Figura 2F), na borda de recifes marinhos (Figura 2G), em taludes instáveis de áreas tectonicamente ativas (Figura 2H), tais como flancos de riftes e zonas de subducção, e como produto de cominuição de rocha em zonas de falha (Figura 2I; Einsele, 2000). Em qualquer desses ambientes, a textura resultante do sedimento varia de

maciça a estratificada, com os clastos angulosos a sub-arredondados desorganizados ou com organização incipiente, suportados pela matriz. Nestas rochas é comum a textura maciça, semelhante a “concreto”, com rápida variação faciológica tanto em extensão lateral como na vertical. Estas feições dificultam a caracterização paleoambiental destes corpos, notadamente em bacias antigas onde os afloramentos geralmente são descontínuos e pobremente expostos. Neste sentido, há um importante investimento em técnicas complementares que forneçam elementos para a definição do ambiente deposicional, tais como a orientação preferencial de seixos (Lawson, 1979; Dowdeswell *et al.*, 1985; Benn, 1994), a Anisotropia de Susceptibilidade Magnética - ASM (Gravenor, 1984), ou a combinação de ambas (Eyles *et al.* 1987; Archanjo *et al.*, no prelo).

Com base na ASM e trama de seixos, Eyles *et al.* (1987) identificaram quatro litofácies correspondendo a ambientes glaciais distintos (Figura 3). Em meio glaciolacustre a anisotropia de suscetibilidade está contida na estratificação, enquanto a lineação formada pela orientação do eixo maior dos clastos encontra-se dispersa (Figura 3A). Quando sedimentos são depositados sob influência de correntes de fundo (Figura 3B), a anisotropia de suscetibilidade inclina-se na direção da corrente, enquanto os seixos e blocos tendem a se distribuir aleatoriamente no plano do acamamento. Todavia, se *icebergs* liberam detritos na bacia, há uma tendência para que o eixo principal dos clastos maiores caia na lama em ângulo forte com a estratificação e ali permaneçam. Os clastos menores, por sua vez, tendem a ser ressedimentados, notadamente se as correntes de fundo retrabalham o sedimento. Clastos subverticais tanto podem ser encontrados em ambiente lacustre, ou subaquoso, dominado por correntes de fundo fracas.

LITOFÁCIES DIAMICTITOS	AMBIENTE	Características de ASM	Características stercon et ASM	FÁBRICA DE CLASTOS	
A	Dmm	"Rain-out" subaquosos 	Forte $K_{max}$ flat lying Randômica $k_{min}$ X. Liniação baixa (0-1) V. Liniação alta (14-18) $F_{suscept}$ alta		 RANDÔNICA: ALTA FREQUÊNCIA DE PASSOS DE MERGULHO
B	Dmm	"Rain-out" subaquosos com fluxo local ou fracas correntes no fundo da bacia 	Forte $K_{max}$ imbricado Forte $K_{min}$ inclinado Liniação moderada (3-9) Foliação moderada (6-11) $F_{suscept}$ Fraco	 Direção randômica de imbricação em amostras espacialmente fechadas	 RANDÔNICA: ALTA FREQUÊNCIA DE PASSOS DE MERGULHO
C	Dms	Fluxo de lama sub-aéreo e subaquoso 	Forte $K_{max}$ pouco imbricado Forte $K_{min}$ pouco inclinado Liniação moderada a fraca (2-8) Foliação moderada (12-14) $F_{suscept}$ Moderado a Alto	 Fábrica paralela ao fluxo	 FÁBRICA FRACA Paralela ao fluxo
D	Dmm	Alojamento 	Randômica $K_{max}$ e $k_{min}$ Liniação moderada a baixa (3-7) Foliação baixa (6-10) $F_{suscept}$ alto	 Fábrica fracamente relacionada a direção do fluxo de gelo	 FÁBRICA FORTE

**Figura 3** - Fábrica magnética e de clastos para a fácies diamictito maciço (A, B e D) e estratificado (C). A direção de fluxo é indicada pelas setas. Modificado de Eyles *et al.*, 1987.

Diamictitos formados por corridas de lama (Figura 3C) exibem uma marcante orientação da anisotropia de susceptibilidade e de clastos, ambos frequentemente paralelos à direção de fluxo. Por outro lado, diamictitos formados na base da geleira (Figura 3D) apresentam uma forte orientação de clastos, enquanto as direções principais de anisotropia de suscetibilidade distribuem-se aleatoriamente.

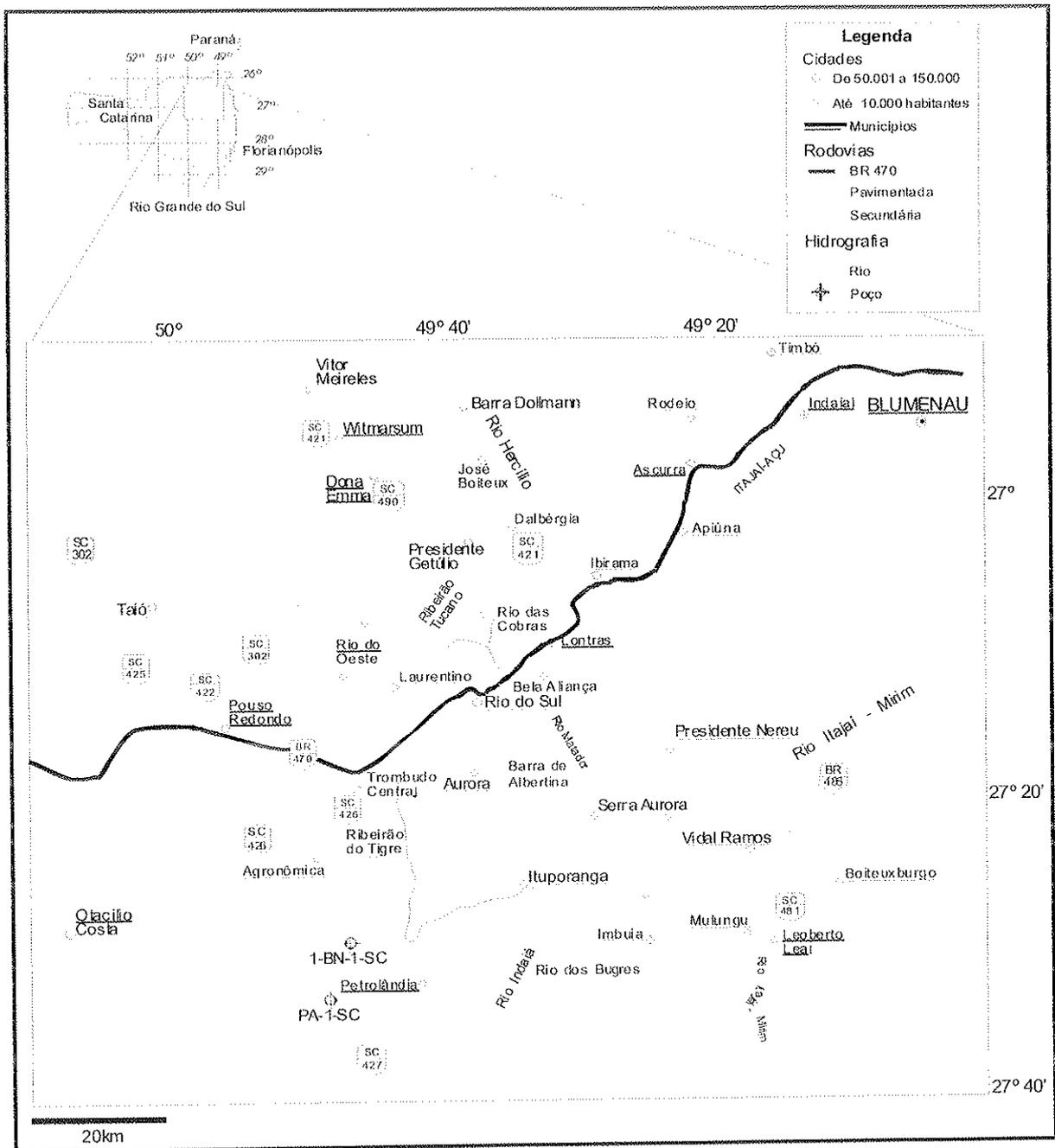
É importante frisar que o esquema proposto por Eyles *et al.* (1987) foi elaborado em depósitos pleistocênicos inconsolidados, onde os sedimentos estão bem expostos e o respectivo ambiente de deposição glacial é conhecido. Sua aplicação direta à rochas antigas, todavia, nem sempre é possível ou viável. A determinação da fábrica de clastos, por exemplo, depende do grau de diagênese e compactação da matriz. Se a matriz é coesa e resistente, o estudo da Orientação Preferencial de Forma (OPF) de grãos depende da orientação do corte na rocha que nem sempre é apropriado para o estudo. A ASM, por outro lado, depende da mineralogia magnética. Se o sinal magnético é originado nos minerais sin-deposicionais, poderá haver uma forte relação entre a ASM e a estrutura primária da rocha. A diagênese, por sua vez, pode modificar parcial a completamente o sinal magnético através da (re)cristalização de novos minerais. Neste caso, a informação fornecida pela ASM refere-se a processos pós-deposicionais, o que torna delicada sua interpretação. Embora este problema seja menor em depósitos modernos não submetidos à soterramento significativo, o uso da

ASM em depósitos antigos deve vir acompanhado de um cuidadoso controle da mineralogia magnética para averiguar o caráter primário ou secundário da anisotropia de suscetibilidade.

Os métodos empregados no estudo da geologia glacial, basicamente se fundamentavam em procedimentos sedimentológicos descritivos. Com a evolução do estudo em ambientes glaciais e as novas técnicas aplicadas, esse trabalho combina o estudo da fábrica dos grãos clásticos de diamictitos com métodos descritivos e qualitativos, anteriormente estudados, a exemplo de Canuto (1993).

## **1.2 – Localização da área**

A área estudada, com cerca de 80.000 km<sup>2</sup>, situa-se na borda oriental da Bacia do Paraná, porção centro-leste do Estado de Santa Catarina (Figura 4). Abrange os municípios de Rio do Sul, Lontras, Presidente Getúlio, Presidente Nereu, Vítor Meirelles (extremo norte da área), Vidal Ramos e Ituporanga (extremo sul da área). O principal rio é o Rio Itajaí-Açu, que na porção sul da área é denominado de Itajaí-Mirim. O acesso é feito pela rodovia BR-470, que corta a área na direção Nordeste-Sudoeste, além de rodovias estaduais (SC-421, SC-426, SC-481 e SC-282) que dão acesso aos vários municípios que fazem parte da área.



**Figura 4** – Mapa de localização da área de estudo, com principais cidades e vias de acesso. Modificado da Folha topográfica Rio do Sul (MI-2892/2) e Ituporanga (MI-2892/4) na escala de 1:50.000 (1980).

## **2 - MATERIAIS E MÉTODOS**

### **2.1 – Introdução**

Para alcançar os objetivos desse trabalho foram utilizados materiais diversos (mapas topográficos, GPS, altímetro, bússola, lupa binocular, microscópio eletrônico de varredura – MEV, microscópio estereoscópico, etc.), assim como programas de análise de imagem (**ImageGVTIFF**, **SPO2002**, **Ellipsoid.EXE** e **Adobe PhotoShop**) que auxiliaram na metodologia do estudo.

Como muitas vezes a orientação preferencial dos grãos em diamictitos é pouco nítida em amostra de mão, se faz necessário aplicar técnicas para que sua orientação seja determinada. Desta forma, o Método do Tensor de Inércia foi aplicado principalmente nas amostras de diamictitos da Formação Rio do Sul (Grupo Itararé), para caracterização da **Orientação Preferencial de Forma (OPF)** da trama sedimentar dessas rochas. A aplicação da **OPF** consiste na análise de tensores a partir do método Tensor de Inércia, que utiliza métodos matemáticos e estatísticos para caracterizar a petrofábrica dos grãos clásticos de uma rocha (ver seção 3.3.3, pág. 24). Neste estudo, foram determinadas a magnitude e orientação de três elipses de planos mutuamente ortogonais, que combinados fornecem o elipsóide (3D) de distribuição de grãos clásticos.

### **2.2 – Descrição dos perfis estratigráficos**

Para localização e posicionamento dos perfis foram utilizadas 09 folhas topográficas (Witmarsum, Dona Emma, Timbó, Taió, Rio do Sul, Apiúna, Trombudo Central, Ituporanga e Vidal Ramos), na escala de 1:50.000, além de **GPS** (*Global Position Sistem*). O altímetro foi utilizado para determinar as espessuras das diversas unidades litológicas, principalmente quando não era possível medir com trena. Para orientação das camadas foi utilizada a bússola Brunton.

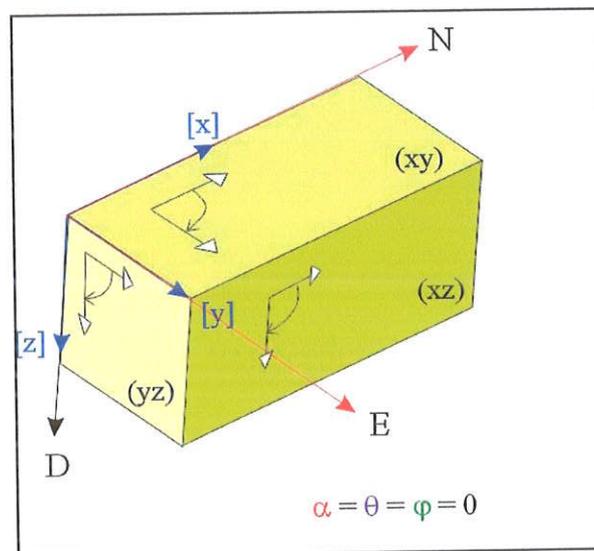
O Datum utilizado para correlação dos perfis foi a base da Formação Rio Bonito, além de cotas topográficas, à exemplo dos perfis 1 a 4 (Figura 5). Os perfis levantados apresentam espessuras de até 280m. Para uma melhor compreensão da estratigrafia, poços como o PA-1-SC e o BN1-SC também foram utilizados na correlação entre os perfis.

A figura 25 (capítulo 4, pág. 42) apresenta a localização geográfica dos perfis entre Rio do Sul e Ituporanga, Presidente Getúlio e Dona Emma, Lontras e Presidente Nereu, Cobras e Rio do Sul e a BR-470. Os perfis utilizados nesse trabalho serão descritos detalhadamente no capítulo III (Geologia e estratigrafia do Grupo Itararé). No geral, os perfis

foram levantados ao longo das estradas da região. Além dos 19 perfis levantados foram utilizados também perfis disponíveis em Gonçalves & Tommasi, 1974 (Perfis 9 a 12) e Castro (1995) (perfil 13).

### 2.3 – Coleta e tratamento de amostras

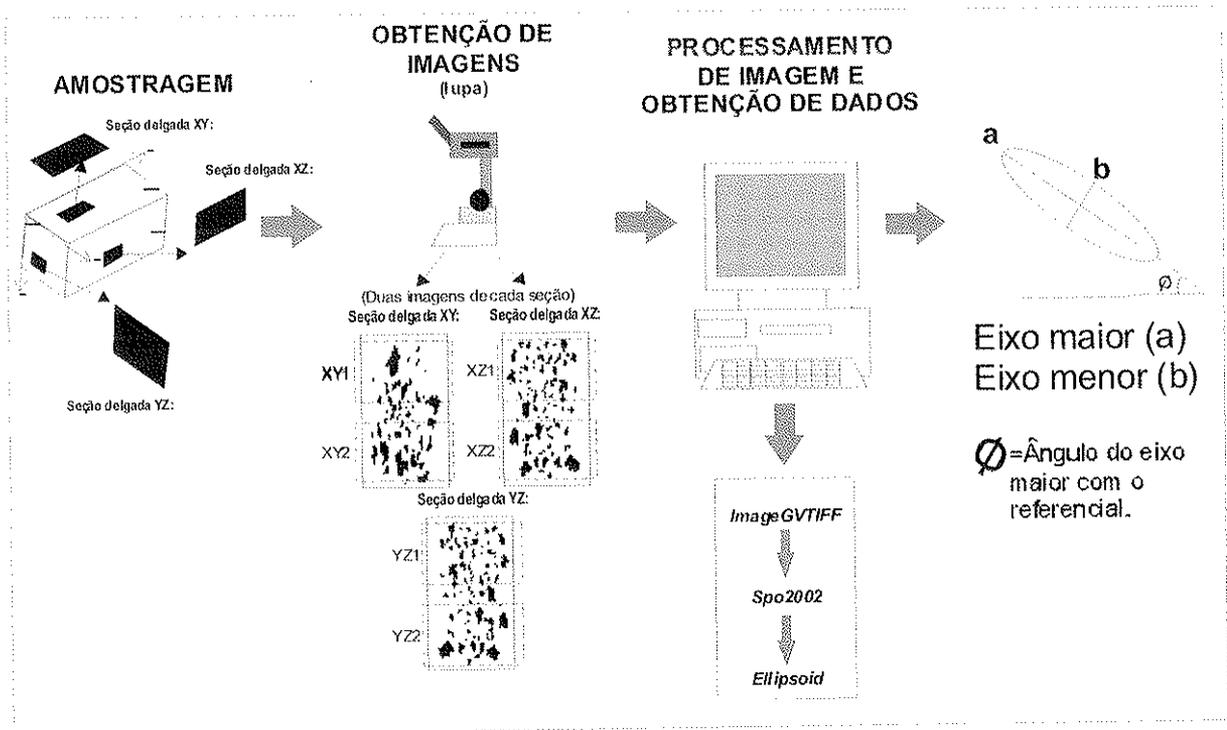
Em campo foram coletadas 35 amostras orientadas e posicionadas nos perfis, cada uma delas com aproximadamente 15cm de lado. No laboratório foram escolhidas 26 amostras, sem critérios primordiais e foram confeccionadas, para cada uma delas, três 3 lâminas petrográficas, sem cobertura (lamínula) e sem preenchimento. Essas lâminas são mutuamente ortogonais, seguindo as coordenadas *X*, *Y* e *Z* (Figura 5). Assim, foram estudadas um total de 78 lâminas orientadas e cujos resultados estão apresentados nos capítulos 5 e 6 desta tese.



**Figura 5** – Convenção utilizada para o corte orientado de 3 lâminas ortogonais. Nessa convenção, os ângulos são positivos e a ordem é alfabética *xyz*. Launeau & Robin (2002).

### 2.4 - Aquisição de imagens digitais

O processo de captura de imagens foi realizado no LABPETRO (Laboratório de Petrografia Sedimentar – IGc/USP) utilizando a lupa binocular que transfere a imagem para o aprimoramento no analisador Leica QWIN550. Para a obtenção de imagens com maior aumento, foi utilizado o Microscópio Estereoscópico Zeiss SV11. Para esses procedimentos, a iluminação e posicionamento da lâmina foram pré-definidos de forma que todas as imagens tivessem o mesmo padrão (filtro, iluminação, contraste, nitidez). Foi preparada uma rotina (seqüência de passos com diversas funções organizadas em uma ordem lógica de acontecimentos) para ajuste e aquisição das imagens digitais (Figura 6).



**Figura 6** – Desenho esquemático da rotina de trabalho desde a amostragem até o tratamento das imagens. Modificado de Rodrigues, S.W.O. (2003).

Em cada lâmina foram tomadas 02 imagens consecutivas, compreendendo um total de 156 imagens, classificadas como, *xy1* e *xy2* da seção *xy*, e assim sucessivamente para as seções *xz* e *yz*. Para evitar erros nos cálculos estatísticos subsequentes, é importante salientar o cuidado de não sobrepor a região fotografada. Na maioria dos casos foi utilizado o aumento final de 8 vezes. A partir dessas imagens, constituídas por pixels (Figura 6), foram aplicados programas específicos para obtenção de parâmetros de forma, como à orientação preferencial, tamanho e distribuição dos grãos. O tratamento das imagens foi feito no programa *Adobe Photoshop*, onde as 156 imagens passaram pelo processo de realce, com o objetivo de destacar as diferenças entre os grãos e a matriz das rochas.

Após a captura e o primeiro tratamento feito no *photoshop*, as imagens são tratadas no programa **ImageGVTIFF** (Figura 6), onde a imagem é processada para tornar-se binária (grãos pretos e matriz branca) sendo eliminado, nesta etapa, os grãos menores que 16 pixels. Essa imagem final, passa novamente pelo *photoshop*, com o intuito de “definir” os grãos e, se necessário, separá-los uns dos outros. A partir dessa nova imagem, é utilizado outro programa **SPO2002 (Shape Preferred Orientation)**, onde é introduzido o tamanho (cm) da imagem, obtido no processo de captura, além da orientação das seções *xy*, *xz* e *yz*. Com esse programa, calcula-se o tensor de inércia, a forma média dos grãos e o diagrama das principais direções.

Os dados do programa *SPO2002* são transferidos para o programa **Ellipsoid.EXE**. Nesse programa são utilizados o azimute (*trend*) da amostra, os valores de eixo maior (a) e eixo menor (b) do tensor de inércia, e o valor de  $\emptyset$  das elipses seccionais (Figura 6). Geralmente Ellipsoid.EXE ajusta as elipses determinadas nas 03 seções ortogonais e calcula o elipsóide correspondente.

### 3 - ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE RUDITOS

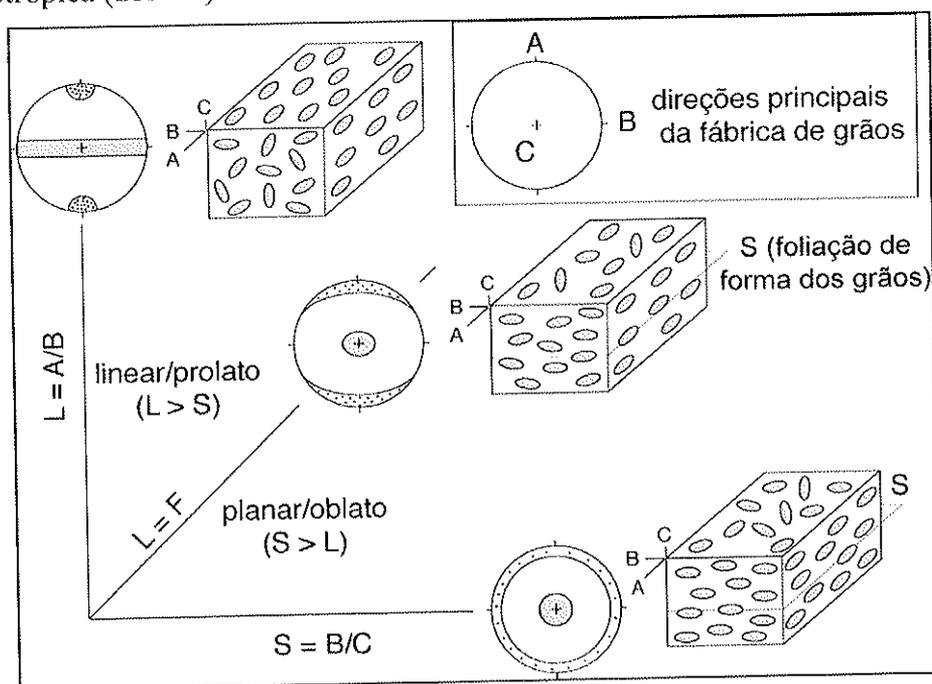
#### 3.1 – Introdução

Neste trabalho, o termo “fábrica” refere-se ao arranjo espacial dos clastos, que inclui o grau de anisotropia da distribuição de grãos, sua forma (planar/oblato; linear/prolato) e orientação preferencial das direções principais (foliação e lineação = plano principal de anisotropia e direção de máxima anisotropia, respectivamente).

#### 3.2 – Estudo da petrotrama - Orientação preferencial de grãos clásticos

##### 3.2.1 - Fábrica em ruditos

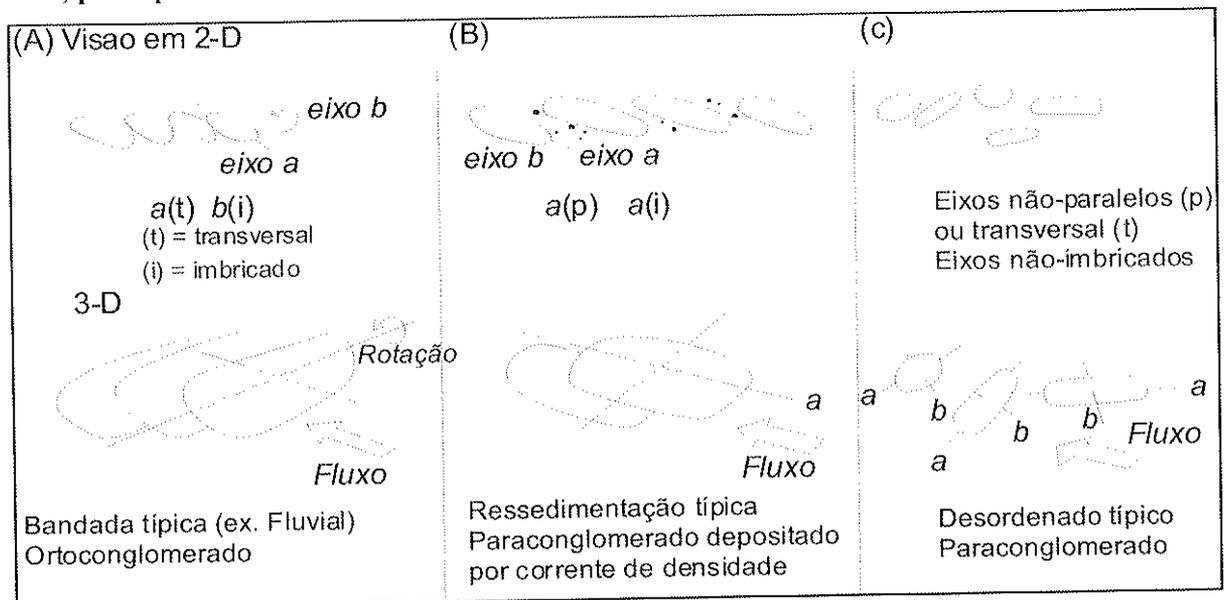
A fábrica de clastos em ruditos tem sido usada para diferenciar o modo de alojamento e direção de transporte do sedimento (Collinson & Thompson 1989). A distribuição da população de grãos clásticos no sedimento pode variar de planar a linear, dependendo da razão axial das direções principais de anisotropia ( $A \geq B \geq C$ ; Figura 7). O grau de anisotropia ( $SR = A/C$ ) é máximo quando os clastos estão perfeitamente alinhados em uma direção; se não há interação entre os clastos isolados na matriz, a magnitude da anisotropia é igual à razão axial média da população. Por outro lado, se a orientação dos clastos é aleatória, a fábrica é isotrópica ( $SR = 1$ ).



**Figura 7** - Fábrica de forma de uma população de grãos elipsoidais variando de prolato ( $L > S$ ), triaxial neutra ( $L = S$ ) e oblato ( $S > L$ ). A região pontilhada no estereograma corresponde lineação (= A), enquanto a área sombreada os pólos da foliação (= C). A foliação de forma (S) torna-se definida quando  $S \geq L$ . Collinson & Thompson (1989).

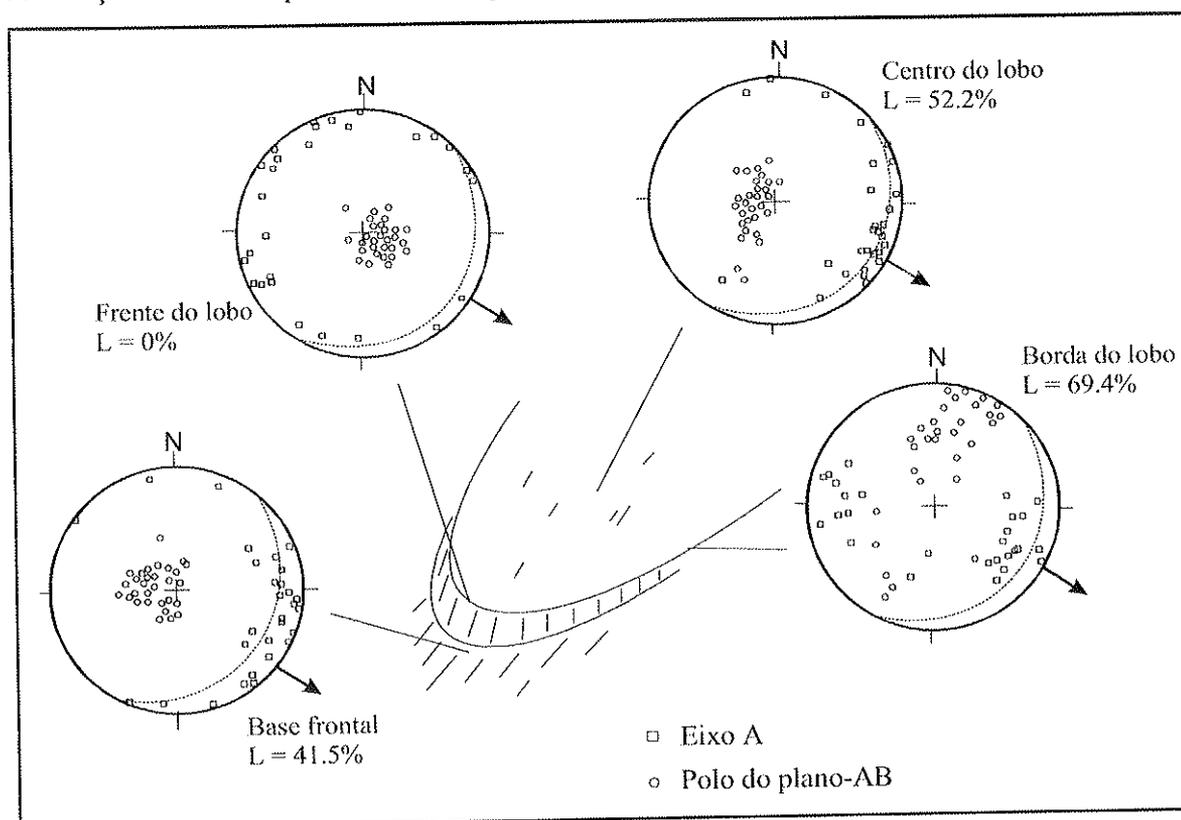
Uma fábrica é denominada linear quando os eixos longos (A) dos grãos são paralelos entre si ( $L > S$ ; Figura 7). Em uma forte fábrica linear de clastos geralmente paralelos à direção de fluxo de gelo, tem sido encontrado tilitos formados por *melt-out* (Lawson, 1979; Benn, 1994). Tilitos de alojamento também podem apresentar uma fábrica linear de clastos, embora menos pronunciado que aqueles formados por *melt-out* (Dowdeswell *et al.* 1985; Benn, 1994). Em outros tilitos, porém, o arranjo de clastos é incipiente à mal organizado. Quando os eixos menores (C) dos grãos são paralelos e os eixos maiores (A) estão dispersos na foliação, a fábrica é planar ( $S > L$ ; Figura 7). O arranjo planar de grãos é comum em sedimentos depositados por gravidade, com ou sem a atuação de correntes. Este tipo de arranjo é esperado em lobos glaciais subaquosos de origem marinha ou lacustre, quando os sedimentos caem em suspensão.

Uma fábrica relativamente comum em conglomerados e que indica o sentido do fluxo de corrente é a imbricação dos clastos. Os clastos são considerados “imbricados” quando os seixos se tocam e os seus planos principais de achatamento (AB) mergulham para montante (contra-fluxo; Figura 8A). Este tipo de estrutura ocorre principalmente em ortoconglomerados fluviais com estratos horizontalizados. A orientação do eixo longo dos clastos pode tanto ser paralela como transversal à direção de fluxo, dependendo da forma do grão e da intensidade da corrente. Se a corrente é forte, o eixo maior de clastos tende a rolar perpendicularmente ao fluxo, principalmente se a sua forma é alongada (Figura 8A).



**Figura 8** - Fábrica de clastos em conglomerados suportado por clastos (A, imbricação) e pela matriz (B e C). A viscosidade da matriz cresce da esquerda para direita. Modificado de Collinson & Thompson (1989).

A fábrica em paraconglomerados (diamictitos) ainda é pouco compreendida, visto que o transporte de detritos geralmente ocorre de forma turbulenta. Em vários depósitos, todavia, os clastos apresentam uma orientação preferencial (Lindsay 1968; Bertrand *et al.*, 1997; Vallance & Scott 1997). Neste caso, a fábrica seria formada nos estágios finais de alojamento da massa de detritos, quando a velocidade de fluxo diminui e passa para uma fase laminar antecedendo o repouso das partículas. O arranjo final de grãos é fraco, indicando que o transporte ocorreu em uma matriz de viscosidade moderada a baixa. Tais fluxos de detritos, como em corridas de lama com elevada concentração de clastos, oferecem uma mobilidade limitada à partícula. A orientação preferencial é obtida pela atuação combinada de forças hidrodinâmicas e colisões que tendem a alinhar os grãos na direção de menor resistência. A lineação de clastos tende a acompanhar a direção do fluxo (Figura 8B), porém com variações importantes dependendo da região do depósito (Figura 9). A foliação varia igualmente, porém com tendência a mergulhar no sentido inverso ao fluxo, como no caso de clastos imbricados. A foliação de clastos pode ainda mergulhar com o fluxo se a inclinação da rampa é acentuada



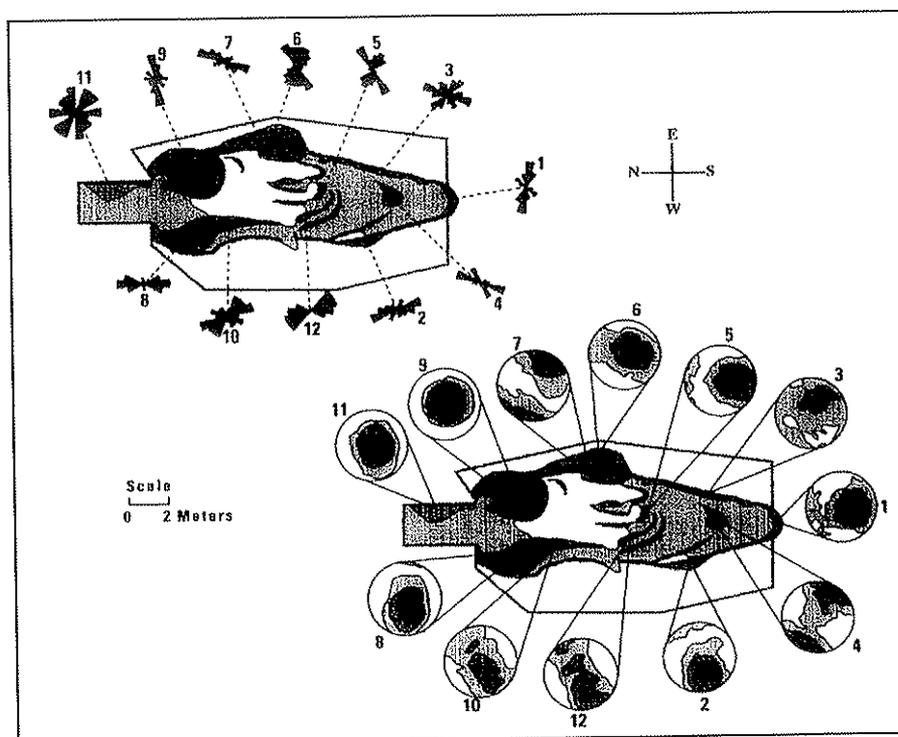
**Figura 9** - Fábrica de grãos em lobo formado por fluxo em solo próximo ao ponto de congelamento. A linha pontilhada corresponde à inclinação da rampa, contém o sentido do fluxo (seta). L, magnitude do vetor (*in: Bertrand et al.*, 1997).

(Figura 9; base da frente), ou então apresentar um forte mergulho sub-paralelo à direção de fluxo na margem lateral do lobo (Figura 9; lado do lobo). Finalmente, os fluxos de alta

densidade, a forte viscosidade da matriz limita severamente a mobilidade dos grãos (Figura 8C). Nestes casos a direção de fluxo e a orientação preferencial de forma dos clastos são independentes, como é o caso em deslizamentos e *slumps*.

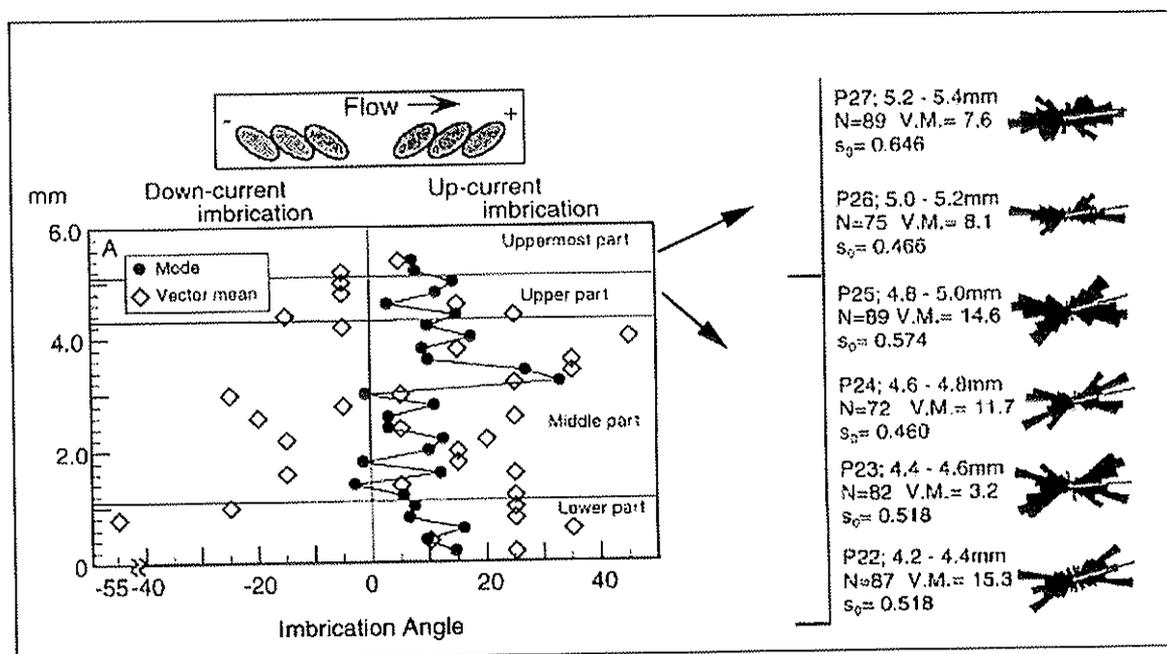
Resultados comparáveis foram obtidos em sistemas experimentais que simulam a deposição por avalanche de seixos em uma matriz de areia (96%) e silte (4%) (Major, 1998), e a deposição de areia e lama (10% em volume de sedimento, sendo 4.5% de silte-argila) por correntes de turbidez (Sakai *et al.* 2002). Um dos resultados destacado nos dois experimentos é o modo de alojamento em massa do sedimento pela acresção de lobos menores sucessivamente superpostos.

Na simulação por avalanche de seixos, a orientação final da fábrica depende da sua posição no lobo (Figura 10). A lineação varia fortemente, porém, de modo geral, tende a acompanhar a forma do depósito. A foliação tende a subhorizontal no centro e inclina-se moderada a fortemente em direção às margens do lobo. Um forte imbricamento dos clastos compatível com o sentido de fluxo foi documentado nas diferentes partes do depósito (Major, 1998). A imbricação é consistente com a orientação do pólo da foliação, que se inclina preferencialmente no sentido do fluxo (pontos 1,5 e 6). É importante ainda notar o padrão imbricado da foliação nas duas margens do lobo principal, de direção NE-SW na borda oriental (pontos 7 e 3) e NW-SE (pontos 2, 10 e 12) na borda ocidental. Estes resultados mostram que a fábrica planar, se sub-horizontal, ou então imbricada nas margens do lobo, é consistente com o fluxo de massa para sul. Neste experimento, e como notado em exemplos naturais (Hughes *et al.*, 1995; Bertrand *et al.*, 1997; Vallance & Scott 1997), a foliação aparece como uma estrutura bem mais estável para marcar o fluxo do que a lineação.



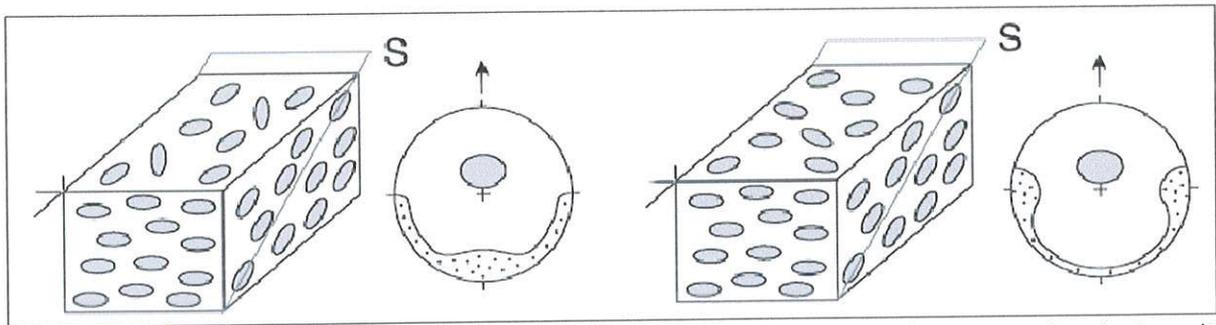
**Figura 10** - Orientação da fábrica de clastos em experimentos simulando avalanche de seixos (Major, 1998). A lineação é representada pelo digrama em rosácea (alto) enquanto o pólo da foliação (abaixo) projeto em rede estereográfica (hemisfério inferior).

Experimentos simulando o alojamento de fluxos de grãos (fração areia) por correntes de turbidez também são consistentes com a acresção sucessiva de lobos na formação do corpo. No experimento elaborado por Sakai *et al.* (2002), o depósito foi subdividido, da base para o topo, em 4 partes (sub-lobos) e a orientação do eixo longo dos grãos medida em cada parte. Os resultados mostram que os grãos inclinam-se predominantemente para jusante (*up-current*, figura 11), embora variações locais possam ocorrer, em particular na transição em cada sub-lobo. Ali, os grãos se imbricam para montante e/ou para jusante, o que foi relacionado superposição de corrente túrbidas com densidade diferente. Nesta interface, as correntes de menor densidade poderiam remobilizar os grãos da camada com maior densidade, resultando na imbricação para montante (*down-current*) dos grãos elipsoidais de quartzo. A orientação da lineação foi bem mais constante neste experimento, embora variações da ordem de 15° com a direção do fluxo tenham sido registradas.



**Figura 11** - Flutuação do ângulo de imbricação em experimentos simulando a deposição de grãos por correntes de turbidez. A imbricação inclina-se predominantemente para jusante (*up-current*) em consistência com o sentido de fluxo (Sakai *et al.*, 2002).

Estes resultados apoiam o uso da fábrica de grãos para estimar a orientação do fluxo que carregou os detritos para a bacia. Esta orientação é restrita aos momentos finais do alojamento do sedimento quando o transporte passa de turbulento a laminar antecedendo o repouso dos grãos. O estudo da fábrica deve ser focado na foliação de forma, que representa o elemento da fábrica mais estável. Com a camada na horizontal, os pólos de foliação podem ser utilizados como indicador de fluxo se estes definem uma região distinta do pólo (vertical) da camada (Figura 12). Alguns autores consideram que a inclinação da foliação de forma é significativa se o seu desvio angular como o pólo da camada é superior a  $6^\circ$  (Rosenbaum *et al.*, 2000), enquanto outros são mais restritivos e assumem que os grãos estão imbricados quando este ângulo é superior a  $15^\circ$  (Sohn *et al.*, 1997). O desvio angular crítico nos resultados experimentais de Sakai *et al.* (2002) é da ordem  $10^\circ$ , valor este assumido neste trabalho. Finalmente é importante notar a variação da fábrica linear (Figura 12). De modo geral, considera-se que a lineação transversal ao fluxo retrata a atuação de correntes suficientemente fortes para rotacionar o eixo longo do grão na direção de menor resistência. A orientação da lineação, porém, depende de outros fatores tais como a inclinação da superfície de deposição e a forma do grão (grãos elipsoidais prolatos rotacionam, mais facilmente, perpendicular à corrente).



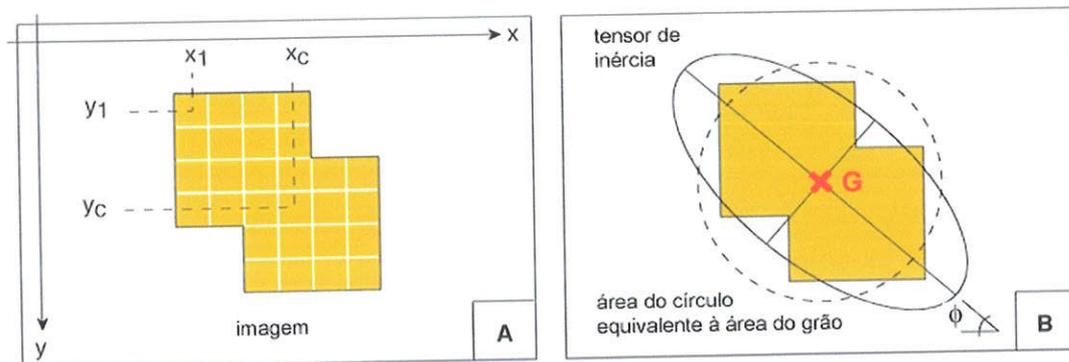
**Figura 12** - Modelos de fábricas deposicionais na presença de um fluxo de corrente (seta). A região pontilhada no estereograma corresponde a lineação, enquanto a área sombreada aos pólos da foliação. S = foliação de forma.

### 3.3 - Determinação da orientação preferencial por meio da análise de imagem

#### 3.3.1 - O tensor de inércia 2-D

##### a) Características dos grãos: tamanho, forma e ecentricidade

Um objeto isolado em uma imagem binária pode ser definido por um conjunto de pixels adjacentes contendo um mesmo código numérico (Fig. 13A). Em uma grade reticulada, dois pixels são considerados adjacentes se eles apresentam, pelo menos, duas arestas em comum. A forma de um objeto 2-D é, na maioria das vezes, anisotrópica e mais ou menos convexa. Esta forma poderá ser atribuída a uma elipse, se ela não se afasta demasiadamente da figura convexa ideal. A elipse pode ser determinada pelo cálculo dos momentos de 2ª ordem do tensor de inércia 2-D (Rink, 1976).



**Figura 13** - A) Conjunto de pixels adjacentes definindo um objeto (grão) e suas coordenadas no referencial  $xy$  (ver texto); b) Tensor de inércia do grão representado por uma elipse e orientação ( $\phi$ ) de seu eixo maior. G, centro de massa do objeto.

O tensor de inércia 2-D é geralmente utilizado para simular a rotação de um objeto discreto  $j$  de forma qualquer, em torno de seu centro de massa G (Jahne, 1991). Um algoritmo de busca inicialmente identifica os pixels adjacentes pertencentes a um mesmo objeto e atribui, a cada pixel, uma coordenada  $x_i$  e  $y_i$ . A identificação do objeto (grão) fornece sua área A efetiva em pixels, que pode subsequente ser convertida para o sistema métrico. Em

seguida, conhecendo as coordenadas  $x_i$  e  $y_i$  de cada pixel, são calculadas as coordenadas  $x_c$  e  $y_c$  do centro de massa G do grão  $j$  (Figura 13):

$$x_c = \bar{x}_i = \frac{1}{A} \sum x_i \text{ e } y_c = \bar{y}_i = \frac{1}{A} \sum y_i$$

Analisando a distribuição dos pixels constitutivos de um grão 2-D anisotrópico em torno de seu centro de massa, podemos simplificar esta distribuição por uma elipse resultante dos autovalores do tensor de inércia 2-D. Os momentos centrais de 2ª ordem,  $m_{xx}$ ,  $m_{yy}$  e  $m_{xy}$  formam os componentes do tensor  $M_j$ :

$$M_j = \begin{bmatrix} m_{xx} & m_{xy} \\ m_{xy} & m_{yy} \end{bmatrix} \text{ onde,}$$

$$m_{xx} = \frac{1}{A} \sum_i (x_i - x_c)^2, \quad m_{xy} = \frac{1}{A} \sum_i (x_i - x_c)(y_i - y_c) \text{ e } m_{yy} = \frac{1}{A} \sum_i (y_i - y_c)^2.$$

Os autovalores  $\lambda_1$  e  $\lambda_2$ , do tensor são calculados pela matriz:

$$M_j = \begin{bmatrix} \cos \phi_j & \sin \phi_j \\ -\sin \phi_j & \cos \phi_j \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 \\ 0 & \lambda_2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \cos \phi_j & -\sin \phi_j \\ \sin \phi_j & \cos \phi_j \end{bmatrix} \text{ em que,}$$

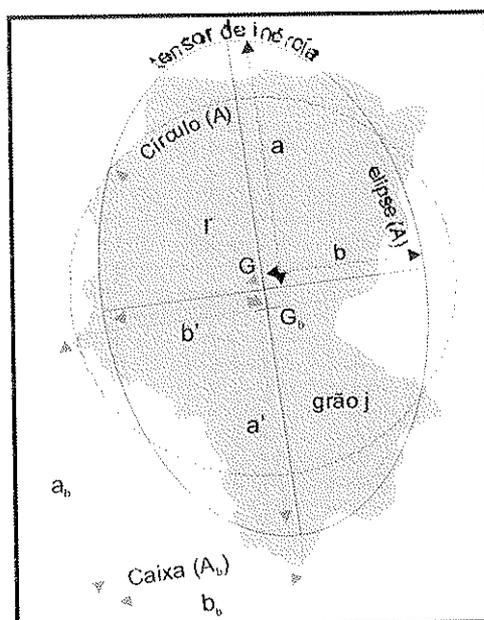
$$\phi_j = \frac{1}{2} \arctan \frac{m_{xy}}{m_{xx} - m_{yy}}$$

O ângulo  $\phi$  (Figura 13B) fornece a orientação do grão  $j$ , que é dado pelo maior autovalor de  $M_j$ . Os parâmetros que caracterizam a anisotropia do grão são (Rink, 1976):

- a razão axial  $r = \sqrt{\lambda_1/\lambda_2}$

- os semi-eixos da elipse  $a$  e  $b$ , onde  $a = \sqrt{4\lambda_1}$  e  $b = \sqrt{4\lambda_2}$

- seu diâmetro  $D = 2r$  equivalente ao círculo de mesma área  $A$  do grão (Figura 14).



**Figura 14** - Parâmetros representativos da forma de um objeto. Note o deslocamento entre os centros de massa do tensor de inércia e do retângulo que circunscreve o objeto. Este deslocamento está relacionado à deficiência de pixels do grão na sua parte inferior (*in*: Aurejac, 2004).

Os semi-eixos  $a$  e  $b$  multiplicados por dois, correspondem ao eixo maior e menor da elipse do tensor de inércia. A normalização dos momentos  $m_{xx}$ ,  $m_{xy}$  e  $m_{yy}$  pela área  $A$ , por sua vez, fornece os eixos principais  $a'$  e  $b'$  que independem do tamanho do grão. A normalização pela área permite que os pixels com mesmo código numérico possuam um mesmo peso (Jahne, 1991). O grão também pode estar contido por um retângulo (*bounding box*, Rink, 1976). Os lados  $a_b$  e  $b_b$  do retângulo são obtidos pela projeção do grão nas duas direções principais  $a$  e  $b$  da elipse do momento de inércia (Figura 14), onde  $r_b$  é a razão axial do retângulo. O centro de massa  $G$  da elipse e do retângulo coincidem se a distribuição de pixels no grão for uniforme em torno do centro de massa. Se esta distribuição for heterogênea, os respectivos centros de massa não coincidem, com a conseqüente variação dos respectivos parâmetros de anisotropia.

#### **b) Cálculo da OPF em 2-D: médias tensoriais e implicações**

Do conjunto de grãos que constitui uma seção ( $xy$ ,  $xz$  ou  $yz$ ) podemos determinar uma elipse média que representa a orientação preferencial 2-D da população. O cálculo da elipse média da distribuição pode ser feito de quatro maneiras diferentes, a saber:

- (i) média tensorial do tensor de inércia: o tensor de inércia médio  $Mg$  é obtido pela média tensorial dos  $n$  tensores de inércia 2-D calculados para cada grão,

$$Mg = \frac{1}{N} \sum_j M_j = \frac{1}{N} \begin{vmatrix} \sum_j m_{xxj} & \sum_j m_{xyj} \\ \sum_j m_{xyj} & \sum_j m_{yyj} \end{vmatrix}$$

Ao considerar a área de cada grão no cálculo da média, os grãos maiores terão um peso no cálculo do tensor. A elipse G resultante dependerá da quantidade e orientação dos grãos maiores que constituem a população.

(ii) média tensorial do tensor normalizado: o tensor médio normalizado Mn é obtido pela média tensorial dos n tensores de inércia 2-D normalizados pela área de cada grão. A elipse N resultante independe do tamanho dos grãos, porém depende de suas razões axiais.

(iii) média tensorial da equação da elipse: neste caso a elipse média é obtida pela média tensorial Mp das n equações quadráticas das elipses (Shimamoto & Ikeda 1976),

$$Mp = \frac{1}{N} \sum_j M_j = \frac{1}{N} \begin{vmatrix} \sum_j m_{xxj} & \sum_j m_{xyj} \\ \sum_j m_{xyj} & \sum_j m_{yyj} \end{vmatrix} \text{ onde,}$$

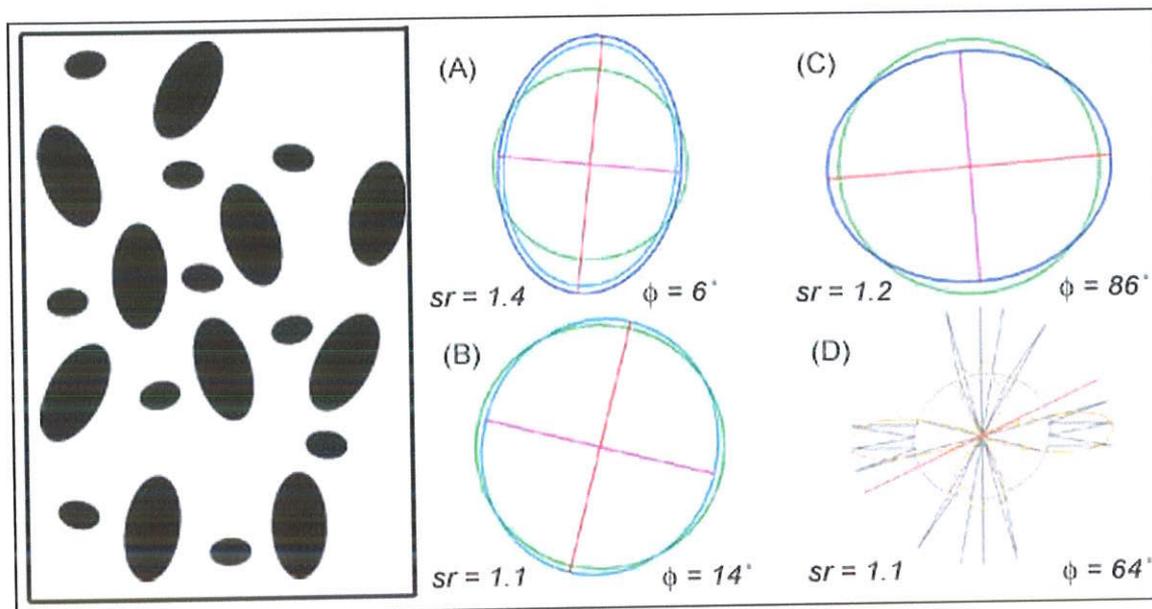
$$Mj = \begin{bmatrix} \cos \phi & \sin \phi \\ -\sin \phi & \cos \phi \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} 1/a^2 & 0 \\ 0 & 1/b^2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \cos \phi & -\sin \phi \\ \sin \phi & \cos \phi \end{bmatrix}$$

Esta solução corresponde ao cálculo inverso de (i), visto que a elipse média é determinada utilizando-se o inverso dos eixos principais a e b. Obtêm-se assim uma elipse P que depende do tamanho dos grãos, como em (i), porém com peso maior nos grãos menores da população.

(iv) média tensorial da matriz de dispersão do eixo maior: o cálculo da rosa de direções do eixo maior de cada elipse permite encontrar uma elipse média que independe da forma e tamanho dos grãos. Em duas dimensões, a elipse de dispersão dos eixos a, ou elipse D, é determinada pela matriz de dispersão Md dos co-senos diretores (Harvey & Laxton 1980),

$$Md = \frac{1}{N} \begin{vmatrix} \sum \cos^2 \phi_i & \sum \cos \phi_i \sin \phi_i \\ \sum \sin \phi_i \cos \phi_i & \sum \sin^2 \phi_i \end{vmatrix}$$

Os significados e implicações destes diferentes modos de representação da fábrica são ilustrados na figura 15. As elipses G (Figura 15A) e P (Figura 15C), que dependem do tamanho e anisotropia dos grãos individuais realçam, respectivamente, a trama dos grãos grandes e pequenos. A elipse N atribui peso igual a forma e orientação de cada grãos (Figura 15B). A elipse D, que independe do tamanho e anisotropia dos grãos, pode ser utilizada para verificar a uniformidade da orientação da distribuição e avaliar a existência de sub-fábricas (Figura 15D).



**Figura 15** - Caso simples de elipses com populações distintas com orientação média N-S ( $sr = a/b = 2$ ) e E-W ( $sr = 1,5$ ). (A) Elipse G, com peso maior nos grãos grandes; (B) Elipse N, ou normalizada; (C) Elipse P, com peso maior nos grãos pequenos e, (D) Elipse D, correspondendo à dispersão medida pelos cossenos diretores do eixo maior de cada tensor.  $sr$ , anisotropia da elipse média,  $\phi$  é o ângulo entre o eixo maior da elipse (traço vermelho) e o referencial vertical (ver texto).

Dependendo do método utilizado no cálculo da fábrica, as elipses médias terão razão axial de forma ( $sr$ ) diferentes. É importante frisar que as elipses G e P reproduzem adequadamente a magnitude e orientação dos grãos maiores e menores da população. Variações nestes parâmetros são esperadas com o aumento da rugosidade dos grãos. Na prática, utilizamos os métodos acima descritos para avaliar o grau de homogeneidade da fábrica. A rosa de direções (elipse D) permite verificar imediatamente se uma ou mais sub-populações estão embutidas na população principal. Neste caso, se os grãos correspondentes possuem tamanhos diferentes, utilizamos as elipses G e P para estimar a orientação preferencial destas sub-populações.

### 3.3.2 - Determinação da OPF 3-D: método do tensor quadrático de forma

O método foi introduzido na geologia estrutural por Shimamoto & Ikeda (1976). Sua finalidade é reconstituir o elipsóide (3-D) conhecendo a magnitude e orientação de três elipses de planos mutuamente ortogonais que, no caso ideal, devem seccionar o centro do elipsóide. O método foi modificado por Launeau & Cruden (1998) e, recentemente, generalizado para seções não-ortogonais por Robin (2002).

A equação quadrática da elipse e do elipsóide em um sistema de referências ortonormalizado satisfaz uma matriz produto do tipo:

$$R^tSR = 1, \text{ onde}$$

R é a matriz coluna das coordenadas, R<sup>t</sup> a sua transposta, e S a matriz de forma simétrica. Para a elipse na seção xy, com eixos principais a<sub>xy</sub> e b<sub>xy</sub> e orientação Ø, temos:

$$S_{xy} = \begin{bmatrix} s_{xx} & s_{xy} \\ s_{yx} & s_{yy} \end{bmatrix} = R_{xy}^t \cdot \begin{bmatrix} 1/a_{xy}^2 & 0 \\ 0 & 1/b_{xy}^2 \end{bmatrix} \cdot R_{xy} \text{ onde } R_{xy} = \begin{bmatrix} \cos \phi_{xy} & -\sin \phi_{xy} \\ \sin \phi_{xy} & \cos \phi_{xy} \end{bmatrix}$$

e para o elipsóide:

$$S = \begin{bmatrix} s_{xx} & s_{xy} & s_{xz} \\ s_{yx} & s_{yy} & s_{yz} \\ s_{zx} & s_{zy} & s_{zz} \end{bmatrix} = R^t \cdot \begin{bmatrix} 1/a^2 & 0 & 0 \\ 0 & 1/b^2 & 0 \\ 0 & 0 & 1/c^2 \end{bmatrix} \cdot R$$

Todavia, para que os termos da seção elíptica xy da matriz S<sub>xy</sub>, e correspondentemente das demais seções (matrizes S<sub>xz</sub> e S<sub>yz</sub>), sejam equivalentes ao elipsóide S, é necessário que a escala entre as seções estejam ajustadas. Isso é feito ponderando as seções entre si, o que resulta em três elipsóides (matrizes S<sub>xy</sub>, S<sub>xz</sub> e S<sub>yz</sub> ponderadas) dos quais é calculado o elipsóide médio (ver Shimamoto & Ikeda 1976). Os autovetores de S (colunas 1, 2 e 3 de R) fornecem a orientação do elipsóide, enquanto os autovalores de S fornecem a sua magnitude (1/a<sup>2</sup>, 1/b<sup>2</sup>, 1/c<sup>2</sup>).

Para três ou mais planos seccionais não perpendiculares, a solução elipsoidal pode ser encontrada pelo método de Robin (2002). Um mínimo de três planos elípticos adequadamente distribuídos é necessário para gerar um elipsóide. Se os planos elípticos são muito próximos

um do outro, a solução pode convergir para um hiperbolóide. Para checar o grau de convergência, é introduzido um índice estatístico de incompatibilidade —  $\sqrt{F}$  (%). Quanto menor o valor de  $\sqrt{F}$ , melhor é o ajuste dos planos elípticos. O ajuste é pobre quando  $\sqrt{F} > 15\%$ . Os parâmetros do elipsóide 3-D podem ser relacionados aos parâmetros de Jelinek (1981) comumente utilizados na ASM;  $P'$ , grau de anisotropia corrigido e  $T$ , parâmetro de forma, são dados por,

$$P' = \exp\left[2(l_1^2 + l_2^2 + l_3^2)\right]^{1/2}, \text{ com } l_n = \ln(b_n/b_B) \text{ e } b_B = (b_1, b_2, b_3)/3$$

$$T = \left[2(\ln b_2 - \ln b_3)/(\ln b_1 - \ln b_3)\right] - 1$$

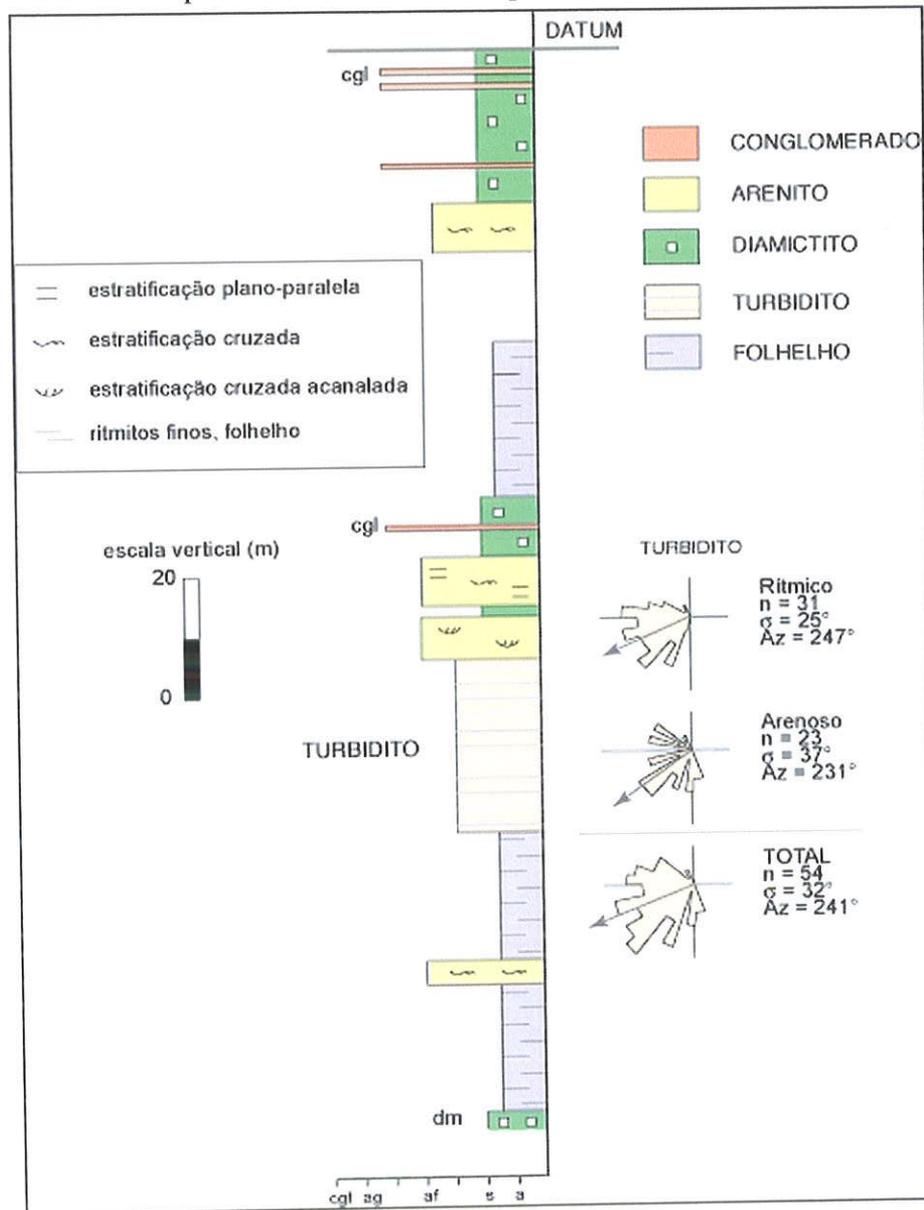
onde  $b_1 \geq b_2 \geq b_3$  são os eixos principais do elipsóide.

Os elipsóides G, N e P, correspondendo aos diferentes modos de determinação da distribuição de grãos, são calculados no programa **ELLIPSOID.EXE**. Dependendo do grau de homogeneidade da população 2-D, podemos extrair aleatoriamente várias sub-populações em diferentes partes da imagem para testar a reproducibilidade do resultado. O número de elipsóides combinados é dado por  $n^p$ , onde  $n$  é o número sub-imagens (= sub-população) e  $p$  o número de seções. Se  $p = 3$  (seções  $xy$ ,  $xz$  e  $yz$  da amostra), o número de elipsóides recombinados depende da quantidade de imagens  $n$  extraídas da seção. Se  $n = 1$  (1 imagem por seção), teremos 1 elipsóide; se  $n = 2$ , serão 8 elipsóides, e assim sucessivamente.

### **3.3.3 – Aplicação do método aos depósitos glaciais da Bacia do Paraná**

Diamictitos glacioproximais, marinhos e glaciotransicionais do Grupo Itararé encontram-se muito bem expostos ao longo da rodovia BR 282 na região de Alfredo Wagner (SC). O empilhamento estratigráfico da região, estudada por Machado (1989), compreende (Fig. 16): (i) uma delgada unidade basal de tilitos de alojamento, varvitos e diamictitos que repousam sobre o embasamento granítico estriado (Foto 1); (ii) uma sequência marinha composta por 100m de folhelho e turbidito rítmico, depositado em água profunda, e recobertos por delgado pacote de arenitos, conglomerado e diamictito e, (iii) uma unidade glaciotransicional de aproximadamente 100 m de espessura, composta pela intercalação de sistemas deposicionais glaciomarinhos proximais e glaciolacustres. As três unidades, correspondendo a Formação Rio do Sul, são recobertas por depósitos fluvio-deltaicos da

Formação Rio Bonito. Medidas de paleocorrentes em turbiditos e ritmitos da sequência intermediária indicaram o predomínio de correntes para SW (Fig. 16).



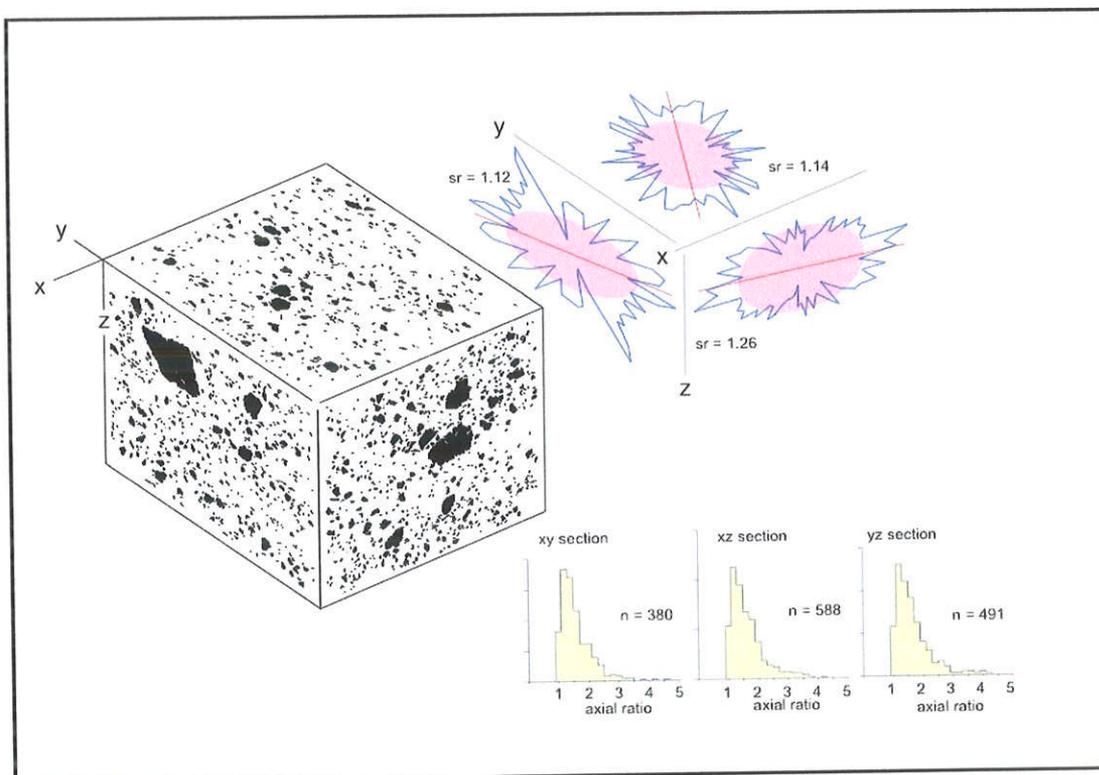
**Figura 16.** Coluna estratigráfica da Formação Rio do Sul (Grupo Itararé) no município de Alfredo Wagner (SC) (in: Machado 1989).

Foram coletadas uma amostra orientada do tilito situado na base da coluna, e uma amostra orientada do diamictito situado acima da sequência turbidítica intermediária. O tilito basal aparece sobre o embasamento granítico da bacia que, neste afloramento, possui sulcos de direção NW-SE atribuídos à erosão glacial (Foto 1). O procedimento de amostragem, a confecção de lâminas delgadas orientadas e o tratamento das imagens para classificar e isolar da matriz os grãos clásticos das duas amostras estão expostos no Capítulo II (seção 2.2) desta tese.



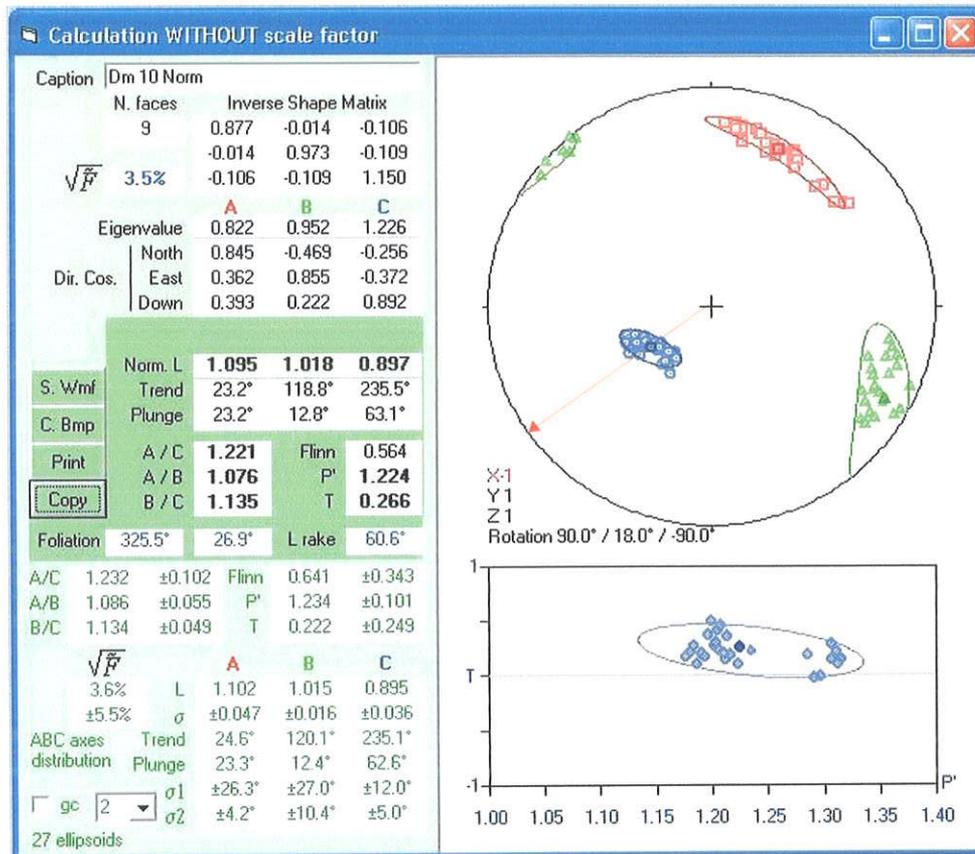
**Foto 1** - Embasamento formado por material granítico contendo sulcos atribuídos à erosão provocada pelo deslizamento de gelo (Machado 1989). O embasamento é coberto por um tilito maciço com algumas dezenas de centímetros de espessura, por sua vez recoberto por folhelhos marinhos da Formação Rio do Sul. A orientação dos sulcos é NW (canto superior direito) - SE. BR 282 (São Leonardo, município de Alfredo Wagner, SC).

No tilito basal foram isolados da matriz em torno de 485 grãos nas seções  $xy$ ,  $xz$  e  $yz$ , enquanto no diamictito foi classificada uma média de 500 grãos, respectivamente. A figura 17 mostra a distribuição dos clastos e os histogramas de direções dos eixos longos da população e da razão axial dos grãos nas três seções ortogonais. A razão axial (eixo longo/eixo curto) média das populações em cada seção é da ordem de 1,5, com os grãos mais alongados podendo atingir uma razão de 4,5. A distribuição média dos grãos nos dois planos verticais (seções  $xz$  e  $yz$ ), representada por uma elipse, é aproximadamente subhorizontal. A razão axial desta elipse, que fornece a magnitude da fábrica de clastos, é mais forte na seção  $xz$  ( $Sr = 1,26$ ) e menor nas seções  $xy$  ( $sr = 1,14$ ) e  $yz$  ( $sr = 1,12$ ). O eixo longo subhorizontal das elipses de distribuição nos planos verticais indica que a foliação de forma de grãos também é subhorizontal.



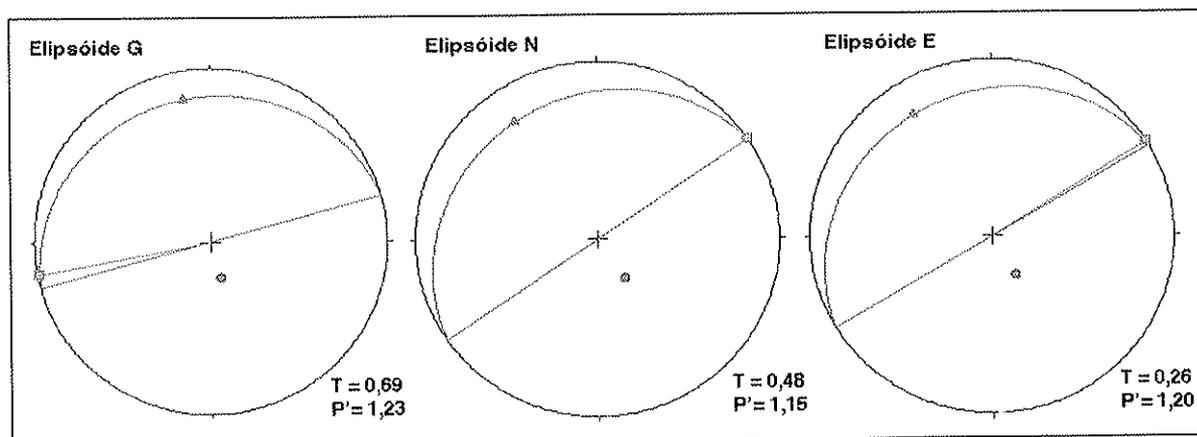
**Figura 17** - Distribuição de clastos do tilito basal nas seções ortogonais  $xz$  e  $yz$  (planos verticais) e  $xy$  (plano horizontal), com os histogramas de distribuição dos eixos longos da população e razão axial em cada seção de medida ( $n$  = número de clastos). A razão axial das elipses seccionais ( $sr$ ) fornece a magnitude da distribuição (maior na seção  $xz$ ;  $sr = 1,26$ ).

O mesmo procedimento foi feito no diamictito da sequência intermediária. A reconstituição do elipsóide da fábrica de grãos no diamictito foi feita re combinando quatro sub-imagens de cada seção nos três planos ortogonais (combinação  $4^3$ ), o que produz 64 elipsóides (Figura 18). O bom ajuste das elipses seccionais ao elipsóide é indicado pelo valor de  $\sqrt{F} = 3,5\%$ . A anisotropia de distribuição ( $P'$ ) é da ordem de 1,224 enquanto a forma do elipsóide é planar ( $T = 0.226$ ). Os eixos principais dos elipsóides (A, B e C) estão bem agrupados, com cones de dispersão ( $2\sigma$ ) em torno de  $\pm 26,5^\circ$  (eixos A e B) e  $\pm 12^\circ$  (eixo C). O arranjo dos eixos define uma lineação (eixo A) que cai  $23^\circ$  para N25E e uma foliação (pólo = eixos C) que mergulha  $27^\circ$  para NE. Utilizando a inclinação dos pólos da foliação como indicador de fluxo, conforme discutido na seção 3.3 (Figura 12), a deposição deste diamictito teria ocorrido por fluxo de detritos provenientes de nordeste. Note que esta direção é consistente com o sentido de correntes registradas nos turbiditos da sequência intermediária (cf. Figura 16).



**Figura 18** - Fábrica de clastos do diamictito situado na sequência intermediária da coluna de Alfredo Wagner (cf. Fig. 13). A distribuição está normalizada de modo que os grãos grossos e finos possuem peso idêntico na fábrica resultante final. O elipsóide de distribuição médio é moderadamente planar ( $0 < T < 0.3$ ) e a anisotropia média ( $P'$ ) em torno de 1,22. Os eixos principais (A, B e C) estão bem agrupados, com excelente definição da foliação (pólo = círculos azuis) de forma dos grãos. A lineação (quadrados vermelhos) tende a se dispersar no quadrante NE do estereograma (Diagrama de Schmidt, hemisfério inferior). Seta vermelha = direção de fluxo de grãos.

No tilito foi feita a combinação de cada imagem total em cada seção ( $1^3 = 1$ ), o que produz um elipsóide. O resultado dos elipsóides G (peso maior nos grãos grossos), N (normalizado) e E (peso maior nos grãos finos) é mostrado na figura 19. O índice de incompatibilidade ( $\sqrt{F}$ ) é menor que 4,3% em cada reconstituição, indicando o bom ajuste das elipses seccionais ao elipsóide.



**Figura 19** - Fábrica de grãos clásticos do tilito de alojamento de São Leonardo (BR 282, município de Alfredo Wagner). A distribuição é homogênea independentemente do tipo de cálculo utilizado (elipsóides G, N e E).

A fábrica resultante é planar ( $0,15 < T < 0,69$ ), e o grau de anisotropia ( $P'$ ) dos elipsóides G, N e E situa-se entre 1,15 e 1,23. As direções principais da fábrica são semelhantes em cada tipo de cálculo do elipsóide, indicando que a fábrica é homogênea independentemente da fração analisada.

A recombinação normalizada de quatro sub-imagens de cada seção nos três planos ortogonais (combinação  $4^3 = 64$ ) é mostrado na figura 20. O bom ajuste das elipses seccionais ao elipsóide é indicado pelo valor de  $\sqrt{F} = 2,2\%$ . A anisotropia de distribuição ( $P'$ ) é da ordem de 1,14 enquanto a forma do elipsóide é moderadamente planar ( $T = 0,48$ ). Os eixos principais dos elipsóides (A, B e C) estão bem agrupados, com cones de dispersão ( $2\sigma$ ) em torno de  $\pm 29^\circ$  (eixos A e B) e  $\pm 7,3^\circ$  (eixo C). O arranjo dos eixos define uma lineação (eixo A) subhorizontal para N54E e uma foliação (pólo = eixos C) que mergulha  $20^\circ$  para NW. Diferentemente do diamictito, a inclinação dos pólos da foliação de forma deste tilito indica um fluxo de grãos para SE. Esta orientação de fluxo contrasta com aquela observada nas marcas de correntes do turbidito da sequência intermediária (cf. figura 16), e pode ser correlacionada com o movimento do gelo indicado nas orientações dos pavimentos estriados do embasamento (cf. Foto 1).

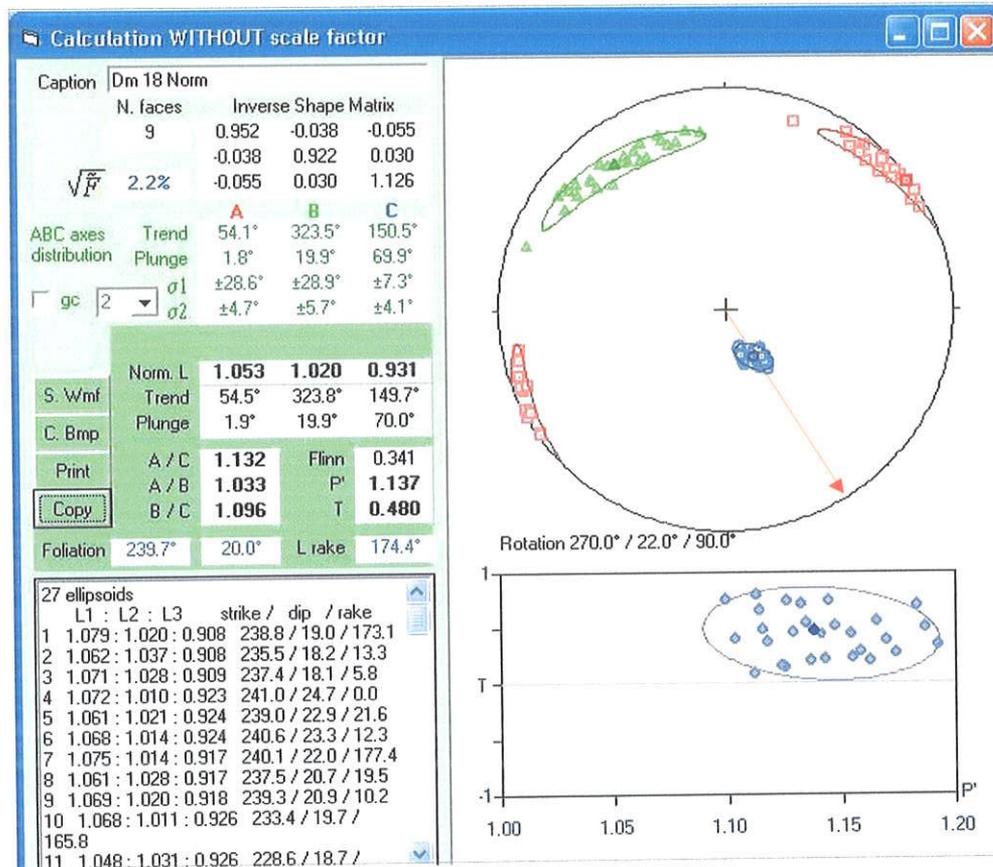


Figura 20 - Fábrica de clastos normalizada do tilito de alojamento de São Leonardo (BR 282, município de Alfredo Wagner, SC). Símbolos como na figura 16 (Diagrama de Schmidt, hemisfério inferior). Seta vermelha = direção de fluxo de grãos.

Estes resultados mostram que com método do Tensor de Inércia é possível reconstituir o elipsóide de distribuição dos clastos contidos em diamictito. Esta construção geométrica baseada na forma dos grãos clásticos é semelhante, em orientação, ao elipsóide de anisotropia de suscetibilidade magnética, conforme estudos de Archanjo *et al.* (2005). Isto indica que o elipsóide de forma calculado pelo Tensor de Inércia possui um significado físico, isto é, suas direções principais correspondem à anisotropia fornecida pelos minerais magnéticos presentes nos diamictitos. Assim, os parâmetros do elipsóide de forma dos grãos podem ser relacionados ao fluxo de sedimentos, conforme mostra a correspondência das estruturas sedimentares registradas nos depósitos que encaixam estes diamictitos.

## **4 - GEOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DO GRUPO ITARARÉ (BACIA DO PARANÁ, SC)**

### **4.1 – Introdução – A Bacia do Paraná**

Inúmeros trabalhos contribuem para o conhecimento da estratigrafia da Bacia do Paraná (Rocha Campos, 1967; Gonçalves & Tommasi 1974; Schneider *et al.*, 1974, entre outros). No entanto, no que se refere especificamente às características sedimentológicas da Formação Rio do Sul (Rio do Sul/SC), são poucos os trabalhos publicados (Ex. Castro, 1980a e b; Castro 1988 e Canuto, 1993). Segundo Santos (1987), a reconstituição dos ambientes deposicionais do Grupo Itararé (Neopaleozóico) e de sua paleogeografia na Bacia Paraná, é limitada devido à sua variação lateral e vertical de fácies e ausência de camadas-guias extensas que permitam sua subdivisão e correlação litoestratigráfica em âmbito regional.

De um modo geral, a Bacia do Paraná é de suma importância econômica e bastante estudada, devido à presença, por exemplo, de importantes aquíferos e de relevante potencial em hidrocarbonetos, além de sua privilegiada localização geográfica.

A Bacia do Paraná cobre cerca de 1.600.000 km<sup>2</sup> da porção sudeste da América do Sul, incluindo o Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina, sendo 1.000.000 km<sup>2</sup> na porção brasileira. Esta bacia possui um formato alongado, na direção NNE-SSW, com largura média de 900 km. Sua espessura máxima atinge cerca de 8.000 m (França & Potter, 1988). É uma bacia intracratônica, classificada como do tipo *Continental Interior Fracture* (IF) no estágio inicial de formação, que vai do Siluriano ao Permiano inferior, e do tipo *Interior Sag* (IS) do Permiano Inferior (Sakmariiano) até o estágio final de deposição no Cretáceo, segundo a classificação de Kingston *et al.*, 1983 (*In*: França & Potter 1988). Uma complexa conjugação de processos tectono-sedimentares atuantes durante o Fanerozóico proporcionou o desenvolvimento de uma sucessão de ciclos de deposição, intercalado com erosão, incluindo as unidades mais antigas da bacia. Segundo Soares *et al.* (1974), a análise evolutiva das bacias intracratônicas brasileiras revela um caráter cíclico, com sucessivos eventos de erosão e sedimentação dentro do cráton brasileiro.

Em termos geotectônicos verifica-se que com a junção final das placas tectônicas, no Carbonífero, e a formação do continente Gondvana, desenvolveu-se o arcabouço tectônico da Bacia do Paraná com os limites estruturais atuais, estabelecendo-se o eixo deposicional da bacia entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Tietê (Saad, 1977; Fúlfaro *et al.*, 1982). Anteriormente, no pré-devoniano, a área da bacia apresentava-se fortemente

arrasada pela erosão, com uma área plana e desprovida de grandes depósitos conglomeráticos associados. Entre o término da sedimentação devoniana e o início da deposição do Grupo Itararé, o processo erosivo marginal foi retomado, provocando um arrasamento complementar do embasamento pré-cambriano e devoniano circundante sobre os quais circularam as geleiras que atingiram a Bacia do Paraná.

A primeira publicação sobre a estratigrafia das unidades gondvânicas da porção sudeste da bacia do Paraná foi elaborada por White (1908), que propôs a denominação Série Tubarão, incluindo o *Conglomerado Orleans* como de provável origem glacial. Posteriormente, esses conglomerados foram considerados como pertencentes ao atual Grupo Itararé, com grande representatividade ao longo de toda a Bacia do Paraná.

Daemon & Quadros (1970) utilizaram 40 espécies de esporos e polinormorfos (caracterizadas pela larga distribuição geográfica, além da amplitude vertical restrita), que podem ser estendidos à toda a Bacia do Paraná, para o estabelecimento da coluna bioestratigráfica na bacia. Esta coluna consta de seis intervalos bioestratigráficos e oito subintervalos designados em ordem ascendente pelas letras G (mais antigo), H, I, J, K e L. As espécies foram comparadas com formas descritas em outras regiões e forneceram dados geocronológicos suficientes para determinar a idade dos diversos intervalos, provando que a sucessão sedimentar do Neopaleozóico da Bacia do Paraná se estende desde o Stefaniano C (Carbonífero superior) até o Kazaniano (Permiano superior). Este estudo apresentou indícios de movimentações (por exemplo: falhas) ocorridas na Bacia durante a deposição dos sedimentos do Grupo Itararé/Formação Rio Bonito. Os intervalos G e H<sub>1</sub> se referem ao Stefaniano C/Sakmariano, e os diamictitos são comuns nesses intervalos. Durante o intervalo H<sub>2</sub> a I, parte dos sedimentos que formam o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito foram depositados em ambiente marinho.

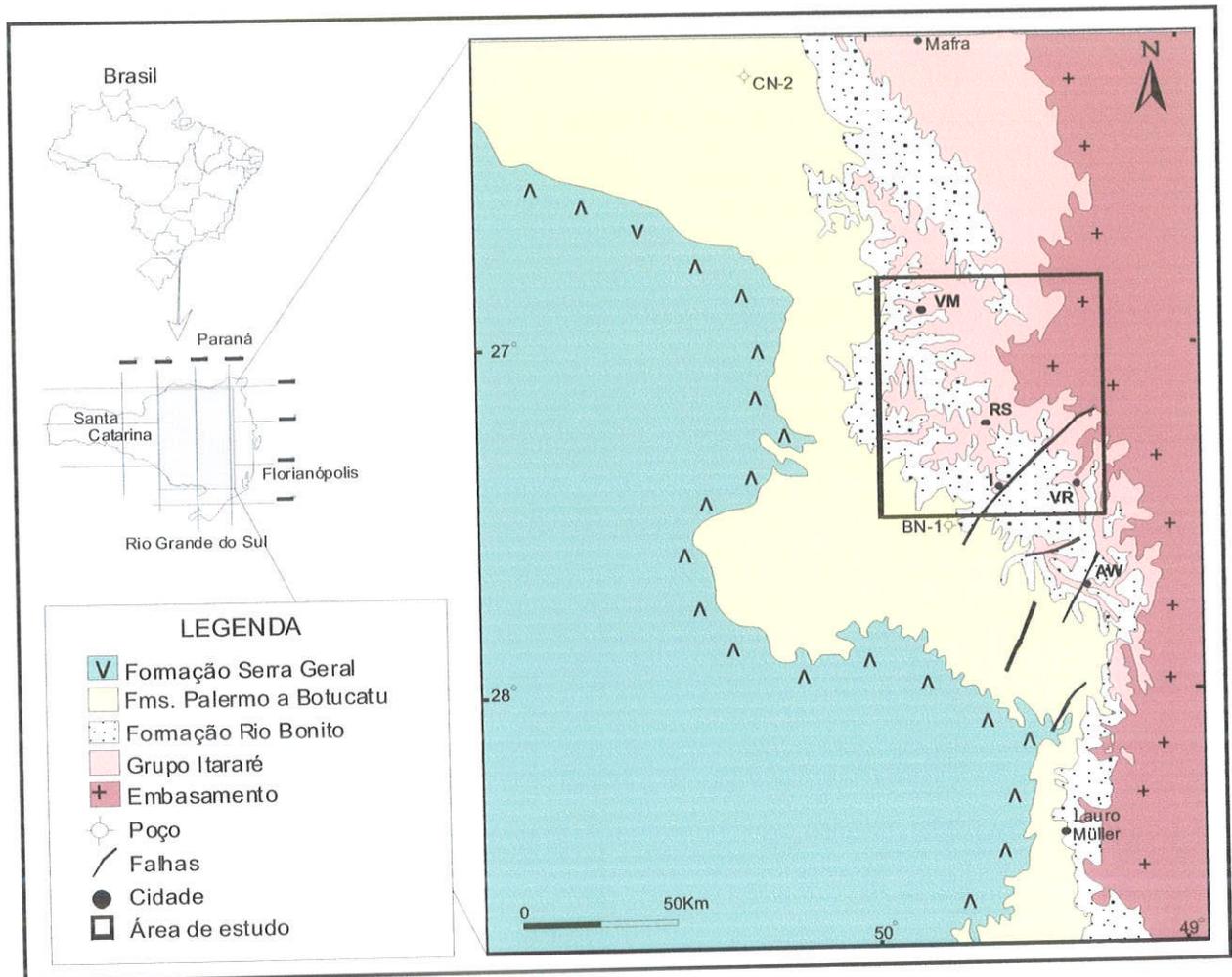
O aprofundamento na evolução do conhecimento da divisão estratigráfica do Grupo Itararé e o atual estado da arte desses tópicos não são objetivos específicos desta tese, desta forma a pesquisa sobre os trabalhos anteriores da área estudada foi servida de poucas palavras neste capítulo. A autora deseja apenas situar o leitor no âmbito geológico atual do Grupo Itararé.

#### **4.2 – Grupo Itararé**

O Grupo Itararé foi reconhecido como sendo o melhor prospecto para hidrocarbonetos na bacia, devido à proximidade dos folhelhos da Formação Ponta Grossa. Tal grupo contém corpos maciços de arenito com boas qualidades de reservatório até grandes profundidades e possui rochas potencialmente selantes representadas por lamitos seixosos (diamictitos), siltitos e corpos de diabásio.

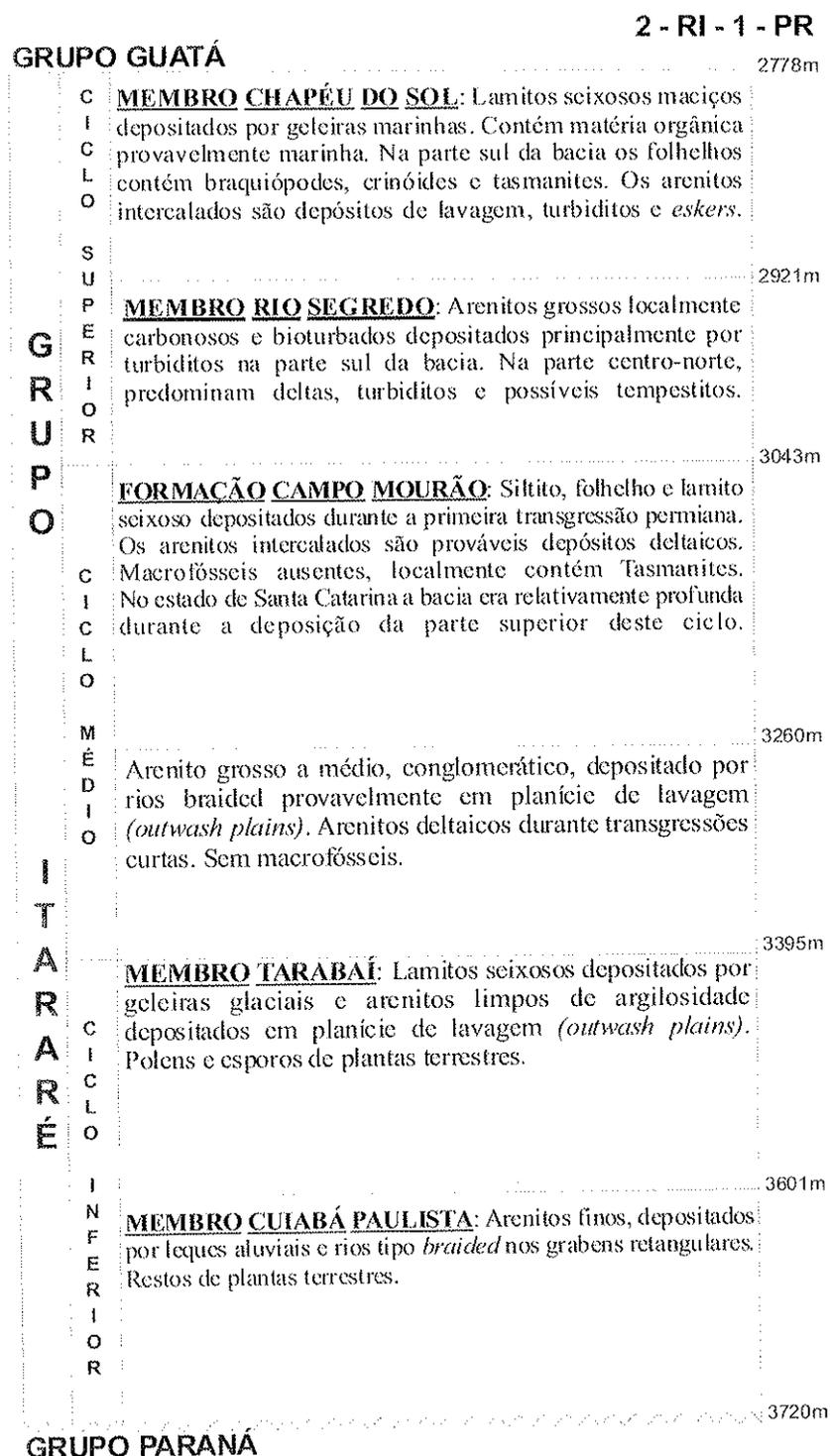
Segundo Santos (1987), a deposição do atual Grupo Itararé foi influenciada principalmente por estruturas tectônicas como o Arco de Ponta Grossa, local que foi interpretado como tendo sido atuante principalmente no Paleozóico e depois palco de intenso vulcanismo básico juro-cretáceo. Diversos autores apontam evidências de comportamento tectônico ativo pré-Mesozóico na região. Esse comportamento foi um dos principais fatores que controlaram tanto a subsidência, ocasionando deposição na região do arco, como sua elevação e exposição (Trosdorf Jr., 2002).

Segundo Schneider *et al.* (1974), a sedimentação permo-carbonífera do Grupo Itararé nos estados de Santa Catarina, Paraná e Rio Grande do Sul, deu-se inicialmente por meio de depósitos continentais (Formação Campo do Tenente), que passaram, rapidamente, à marinhos (formações Mafra e Rio do Sul) (Figura 21). A forte influência glacial se faz presente em todos os níveis desta unidade (Santos *et al.*, 1996), inclusive no topo da sua sequência estratigráfica (Tomio, 2004). Embora o nível do mar continuasse a subir, cobrindo toda a bacia já no Eopermiano, uma importante progradação clástica é verificada em algumas áreas do “Mar Itararé”: trata-se de uma ou mais cunhas de depósitos clásticos arenosos, hoje aflorante principalmente nos estados de Santa Catarina e Paraná, invadiu este mar sob a forma de pacotes deltaicos (Formação Rio Bonito). Existe ainda a Formação Aquidauana, que não é descrita neste trabalho, por não aflorar na área de estudo. Tal unidade foi considerada equivalente à Formação Campo do Tenente por Schneider *et al.* (1974), ou a todo o Grupo Itararé segundo França & Potter, 1988.



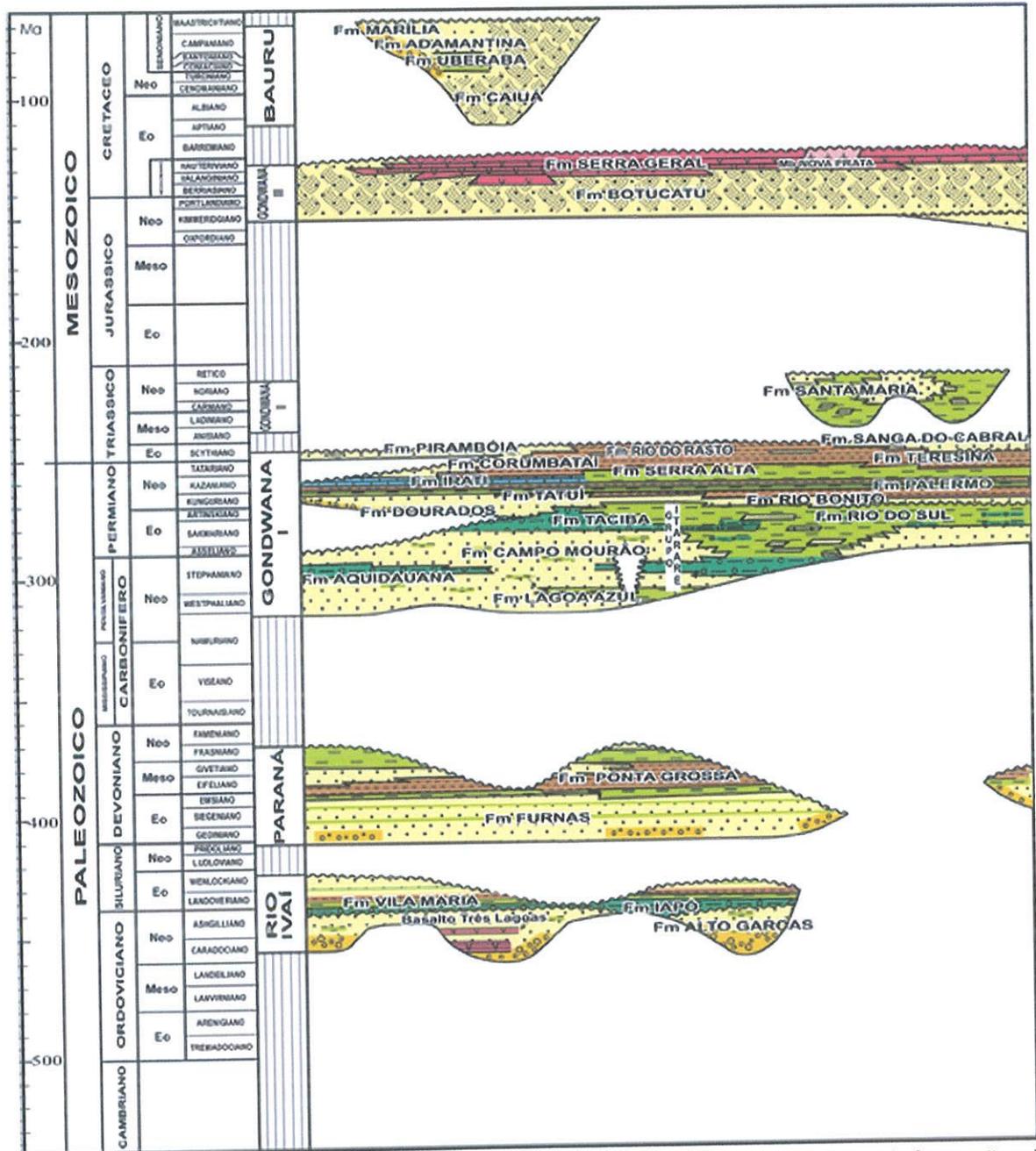
**Figura 21** – Mapa Geológico (Fonte: Petrobrás) e de localização da área estudada. VM: Vítor Meirelles; RS: Rio do Sul; VR: Vidal Ramos; I: Ituporanga; AW: Alfredo Wagner.

França & Potter (1988) propuseram uma subdivisão do Grupo Itararé, baseada em dados de poços, os quais serviram de base para análise da estratigrafia e paleoambiente do Grupo Itararé em **subsuperfície** (Figura 22). Estes autores identificaram três intervalos com argilosidade crescente para o topo, o que, possivelmente, representaria mudanças climáticas e/ou do nível do mar. A unidade inferior corresponde à Formação Lagoa Azul, a intermediária à Formação Campo Mourão e a superior à Formação Taciba.



**Figura 22** – Ciclos deposicionais do Grupo Ítararé, propostos por França & Potter (1988). Os ciclos Inferior, Médio e Superior correspondem, respectivamente, às formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba.

A figura 23 mostra o arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná segundo Milani *et al.* (1994). É a mais recente coluna estratigráfica da bacia, onde a Formação Rio do Sul é sotoposta pela Formação Rio Bonito e interdigidada com a Formação Taciba. Essa coluna é baseada, fundamentalmente em informações de subsuperfície.



**Figura 23** – Carta crono-estratigráfica da Bacia do Paraná, construída com base em informações de subsuperfície. A extremidade NW do diagrama corresponde à estratigrafia constatada pelo poço de Alto Garças-MT, e a SE aos dados do poço Belém, no Uruguai (exceto a seção devoniana do Grupo Durazno, que não ocorre no referido poço, mas é aflorante naquela região). Milani (1994).

Autores como Petri (1964) e Rocha-Campos (1967), classificaram o Itararé como Subgrupo Itararé. Schneider *et al.* (1974) classificaram como Grupo Itararé para os estados de Santa Catarina e Paraná. Atualmente são utilizadas as nomenclaturas de Subgrupo Itararé por autores como Gravenor e Rocha-Campos (1983) e Canuto (1985) e de Grupo Itararé por Castro 1985a e b. Levando em consideração que não faz parte deste trabalho a classificação estratigráfica da bacia para o intervalo estratigráfico estudado, foi adotada a nomenclatura de Grupo Itararé de Schneider *et al.* (1974) descrita abaixo.

#### **4.2.1 – Formação Campo do Tenente**

Unidade designada para a porção basal do Grupo Itararé em superfície. É composta predominantemente por argilitos castanho-avermelhados com laminação plano-paralela e, subordinadamente, por ritmitos e diamictitos de matriz arenosa. Apresenta espessura da ordem de 200m na área tipo. O contato inferior é discordante sobre as unidades do Grupo Paraná (Devoniano) ou sobre o embasamento da Bacia, enquanto que o contato superior com a Formação Mafra foi definido por Canuto (1985) como concordante. Segundo Tommasi & Roncaratti (1970), há influência glacial direta nos depósitos desta formação, devido à associação entre diamictitos e pavimentos estriados. Para a porção essencialmente argilosa é atribuída origem lacustre em ambiente oxidante. Essa unidade não aflora na área de estudo.

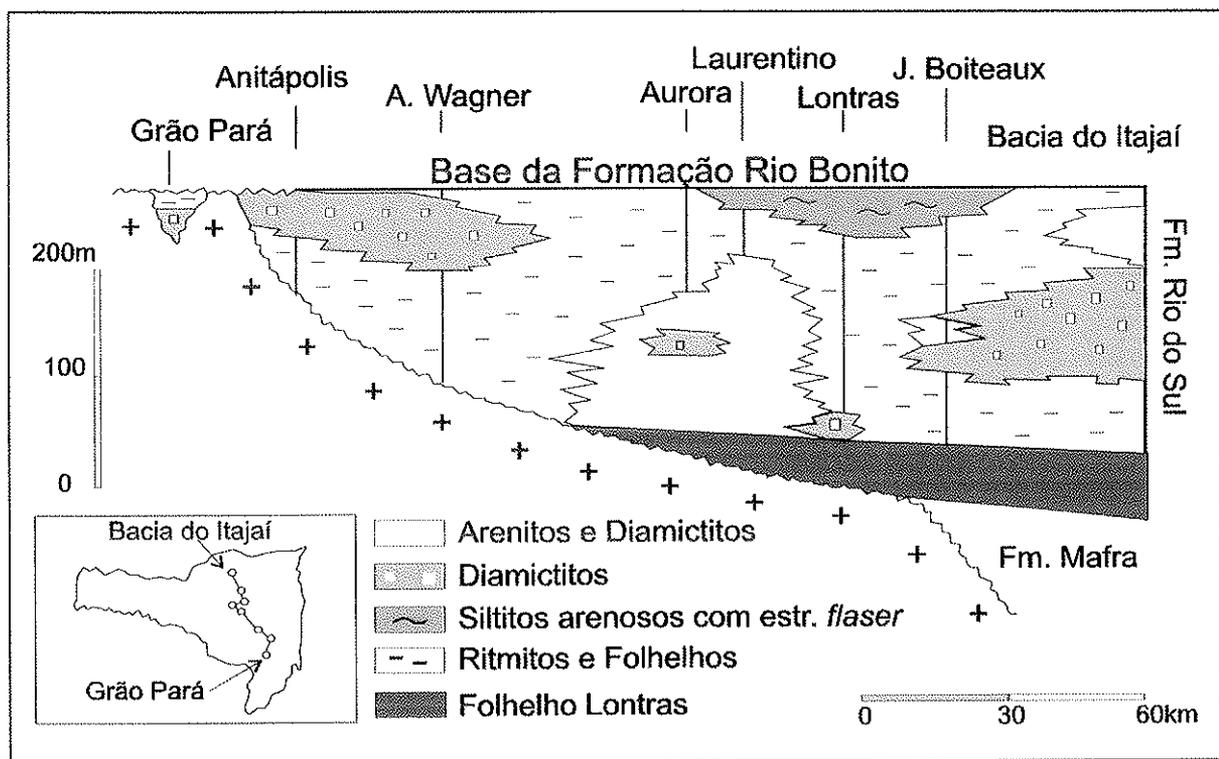
#### **4.2.2 – Formação Mafra**

Unidade intermediária do Grupo Itararé, composta principalmente por arenitos esbranquiçados, amarelos e vermelhos, e geralmente bem selecionados, de granulometria variada, com laminação ondulada e estratificação plano-paralela. Subordinadamente ocorrem diamictitos, conglomerados, ritmitos, argilitos e varvitos. Essa formação apresenta espessura da ordem de 350m na seção tipo. Seu contato superior, com a Formação Rio do Sul, é feito de forma concordante. A deposição dos sedimentos que formam a Formação Mafra ocorreu em ambientes marinhos e continentais. Os depósitos da parte basal são interpretados como fluviais, enquanto os das partes média e superior foram depositados em condições marinhas. Schneider *et al.* (1974) inferiram que os ritmitos representariam depósitos de correntes de turbidez. Essa unidade também não aflora na área de estudo.

### 4.2.3 – Formação Rio do Sul

Unidade com sedimentos essencialmente argilosos que ocorrem na parte superior do Grupo Itararé. Os sedimentos que formam essa unidade são predominantemente marinhos, com uma forte influência glacial (Figura 24). Esta unidade corresponde informalmente aos argilitos várvidos e ritmitos, os quais foram denominados por Tommasi & Roncarati (1970).

Folhelhos e argilitos cinza escuro, localmente com aspecto rítmico, fazem parte da porção basal da formação e são denominados Folhelho Lontras em Santa Catarina. Esses depósitos não apresentam evidências de influência de ondas, correntes ou marés na sedimentação. Os ritmitos, diamictitos e arenitos que ocorrem nessa porção são relativamente escassos em relação à porção superior da formação, que é constituída de argilitos, folhelhos rítmicos, ritmitos siltico-arenosos, arenitos finos e diamictitos, com características de deposição em águas rasas sob influência de marés na região de Santa Catarina. Laminação plano-paralela rítmica e estrutura *cone-in-cone* ocorrem nos sedimentos argilosos.



**Figura 24** – Seção estratigráfica da Formação Rio do Sul em Santa Catarina (Gonçalves & Tommasi, 1974).

Nas camadas siltico-arenosas ocorrem marcas de sola, laminação convoluta, estratificação plano-paralela e cruzada, além de marcas onduladas e, estruturas de escorregamento. Nos diamictitos ocorre estratificação plano-paralela, estruturas de convolução e escorregamento. Marcas onduladas e laminação *flaser* são abundantes no topo da formação. Na seção tipo, região de Rio do Sul, esta unidade apresenta espessura da ordem de 350m. O contato inferior com a Formação Mafra é concordante e na porção sul-sudeste de Santa Catarina, a formação assenta-se diretamente sobre o embasamento da bacia (Figura 24).

A evolução do conhecimento sobre a cronoestratigrafia da Formação Rio do Sul, desde a sua proposição básica como “intervalo superior do Grupo Itararé” (Medeiros *et al.*, 1971) até a sua formalização por Schneider *et al.* (1974), foi impulsionada pelo trabalho de Schneider e Castro (1975) em estudos de subsuperfície em Santa Catarina (intervalos I e II). A Tabela 1 mostra os diferentes quadros cronoestratigráficos propostos para esta unidade, segundo Canuto (1993). Este autor comparou sua proposta e as diversas tentativas de subdivisão do pacote sedimentar da Formação Rio do Sul na área da “depressão de Rio do Sul”, considerando as associações de fácies e os correspondentes sistemas deposicionais distinguíveis na unidade. Segundo Castro (1980a,b) e Castro e Medeiros (1980) a sedimentação do conjunto Formação Rio do Sul - Formação Rio Bonito (Membro Triunfo) compreende dois episódios: inferior, com depósitos glaciomarinheiros profundos formando uma cunha transgressiva em *onlap* contra o embasamento, e o superior, com um conjunto de sedimentos deltaicos. Castro (1988) propôs uma divisão tripartite para a Formação Rio do Sul, que foi consolidada em termos de tratos de sistemas deposicionais (Machado 1989). Esta tendência, observada na região de Alfredo Wagner, à sul da área de trabalho, foi também seguida em estudo mais regional realizado por Castro (1991). Castro (1998) também identifica essa divisão tripartite em ciclos à norte da área de trabalho (Vale do Rio Hercílio, norte de Santa Catarina).

CASTRO (1980a)	CASTRO (1988)	MACHADO (1989)		CASTRO (1991)	CANUTO (1993)	
Episódio Superior	Associação de Facies Superior	Trato de Sistemas Depositionais Glaciotransicionais	Sistema Depositional Glaciolacustre	Trato Glaciotransicional (Superior)	Trato de Sistemas Depositionais Marinheiros Rasos (Transicional)	Sistema Depositional Marinho Raso
			Sistema Depositional Glaciomarinho Proximal			
Episódio Inferior	Associação de Facies Intermediária	Trato de Sistemas Depositionais Marinheiros	Sistema Depositional Marinho Raso	Trato Marinho Profundo (Intermediário)	Trato de Sistemas Depositionais Marinheiros Profundos	Sistema Depositional de Leques Submarinos
			Sistema Depositional Marinho Profundo			Sistema Depositional Marinho Profundo
Episódio Inferior	Associação de Facies Inferior	Trato de Sistemas Depositionais Glacioproximais	Sistema Depositional Proglacial	Trato Glacioproximal (Inferior)	Trato de Sistemas Depositionais Glaciais	Sistema Depositional Glácio-Marinho Proximal
			Sistema Depositional Subglacial			Sistema Depositional Subglacial

**Tabela 1** – Evolução dos modelos estratigráficos da Formação Rio do Sul, na área da “Depressão de Rio do Sul”. Compilado de Canuto (1993).

### 4.3 - Descrição de fácies sedimentares da área

#### 4.3.1 - Introdução

O intervalo estudado do Grupo Itararé corresponde à Formação Rio do Sul, de Schneider *et al.* (1974), que é equivalente à Formação Taciba mais o Folhelho Lontras (este, do topo da Formação Campo Mourão) de França e Potter (1988).

Há três colunas estratigráficas para o Grupo Itararé na área estudada: (a) na porção norte da área, com o limite coincidindo aproximadamente com o divisor das drenagens entre os rios Hercílio (norte) e Itajaí (sul), que é representado pelos perfis P1 e P2 (Figuras 25 e 26) (ver seção AA’). (b) ao sul da área, com a segunda coluna, do lado oriental à exemplo dos perfis P3/9 e P4 (Figuras 25 e 26) e, (c) do lado ocidental da área, representado pelos perfis P11 ao poço PA-1-SC (ver seção CC’, figuras 25 e 28).

Os perfis estratigráficos e poços da região (BN-1-SC, PA-1-SC – Figura 25) permitiram o reconhecimento das fácies sedimentares, associação faciológica e ciclos sedimentares que servem de base para as correlações estratigráficas. Os principais critérios utilizados para descrição das fácies foram litologia, textura, estrutura sedimentar e granulometria. Desta forma, 10 fácies foram caracterizadas e descritas (Tabela 2).

A partir da descrição de fácies, de seus respectivos processos formadores e ambientes deposicionais e, por fim, das associações faciológicas, 3 ciclos sedimentares foram individualizados. Estes ciclos são bem definidos com marinho na base dos perfis, na parte intermediária tem-se o sistema glacial marinho (exemplo: diamictito – **Dm** + conglomerado e arenito com clastos caídos) e glaciolacustre (Ritmito - **Rr**), e no topo dos perfis o marinho de plataforma superior com folhelho (**F**), foto 9. Vale salientar que esses ciclos são geneticamente correlacionáveis, podendo ocorrer adelgaçamentos e mudanças faciológicas laterais, principalmente nos ciclos 1 e 2 (no sentido da área norte para a área sul).

Fácies	Sigla
Diamictito maciço	<i>Dm</i>
Diamictito	<i>Dcg</i>
Diamictito estratificado	<i>De</i>
Varvito (=Ritmito)	<i>Vv</i>
Ritmito espesso ( <i>Re</i> ) a delgado ( <i>Rd</i> )	<i>Re</i>
	<i>Rm</i>
	<i>Rd</i>
Folhelho rítmico	<i>Fr</i>
Folhelho	<i>F</i>
Interlaminação de arenito-folhelho	<i>Il</i>
Arenito com estratificação cruzada	<i>Ac</i>
Arenito e Siltito com <i>dropstone</i>	<i>ASd</i>
Arenito e Siltito com estrat. Convoluta	<i>ASc</i>

**Tabela 2** – Fácies com seus principais litotipos da Formação Rio do Sul na área de estudos.

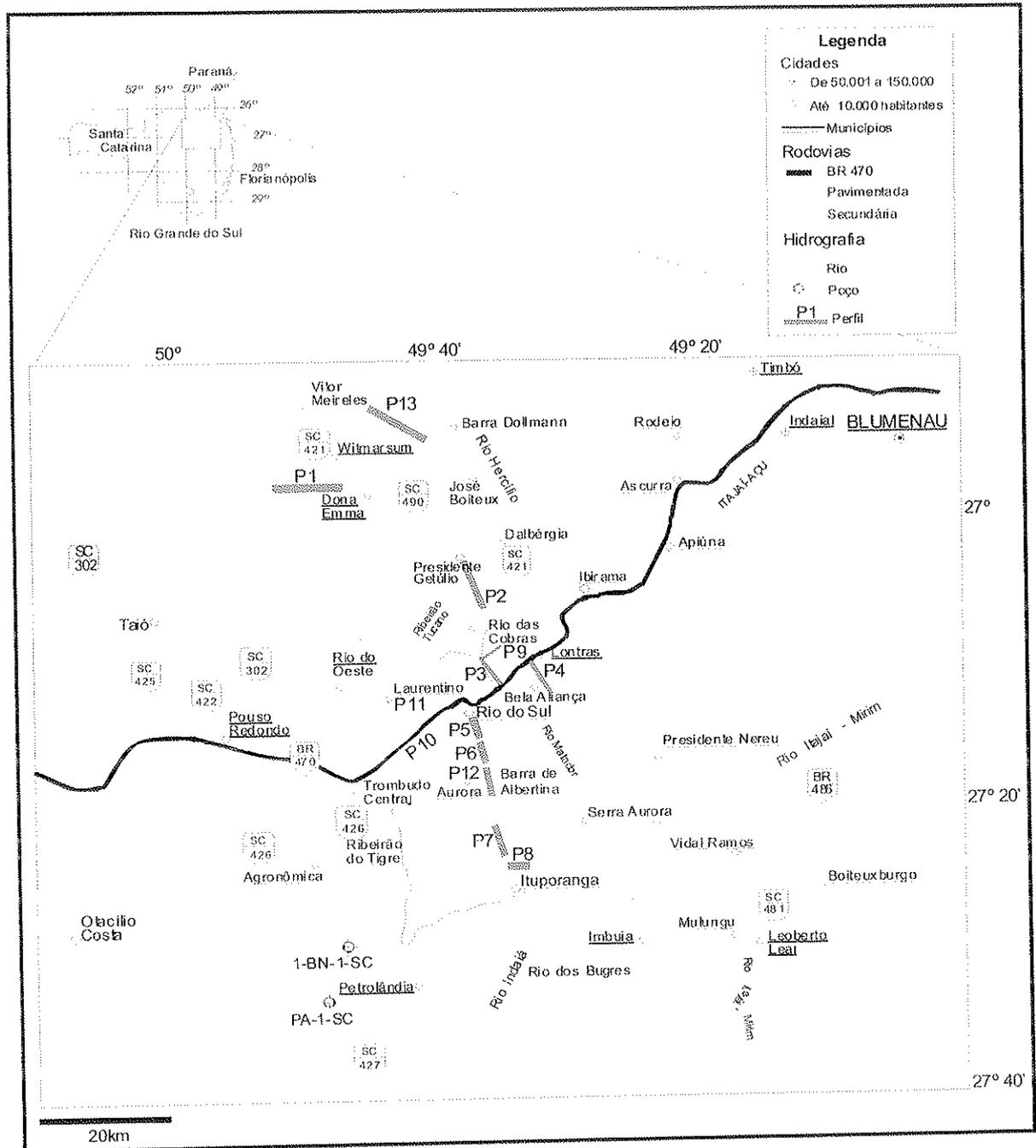


Figura 25 – Mapa de localização e perfis estratigráficos da área. Perfis 9 e 10 (Medeiros *et al.*, 1971). Perfis 11 e 12 (Gonçalves & Tommasi, 1974). Perfil 13 (Castro 1998).

#### 4.3.2 - Fácies descritas

**Fácies Dm (Diamictito maciço)** ⇒ Rocha mal selecionada com matriz siltica-argilosa, avermelhada (oxidação), contendo clastos milimétricos a decimétricos de quartzitos, granitos, arredondados a subarredondados, estriados e/ou facetados, dispersos na matriz; assim como fragmentos de rochas pelíticas. O aspecto geral da rocha é maciço, compactado, formando corpos delgados e descontínuos. A espessura dessa rocha pode chegar até 1m, sendo restrita sua área de ocorrência. Ocorre na base da Formação Rio do Sul, recobrando rochas do embasamento e sendo sobreposta pela fácies *Fr* (folhelho rítmico) na região de Presidente Getúlio. Esses depósitos estão ligados à fase de avanço da geleira, permitindo assim interpretá-lo como um tilito de alojamento, baseado nas características acima citadas. Ponto verificado no Perfil 1, entre a cidade de Presidente Getúlio e Ibirama, assim como no perfil de Vidal Ramos (Figuras 25 e 26).

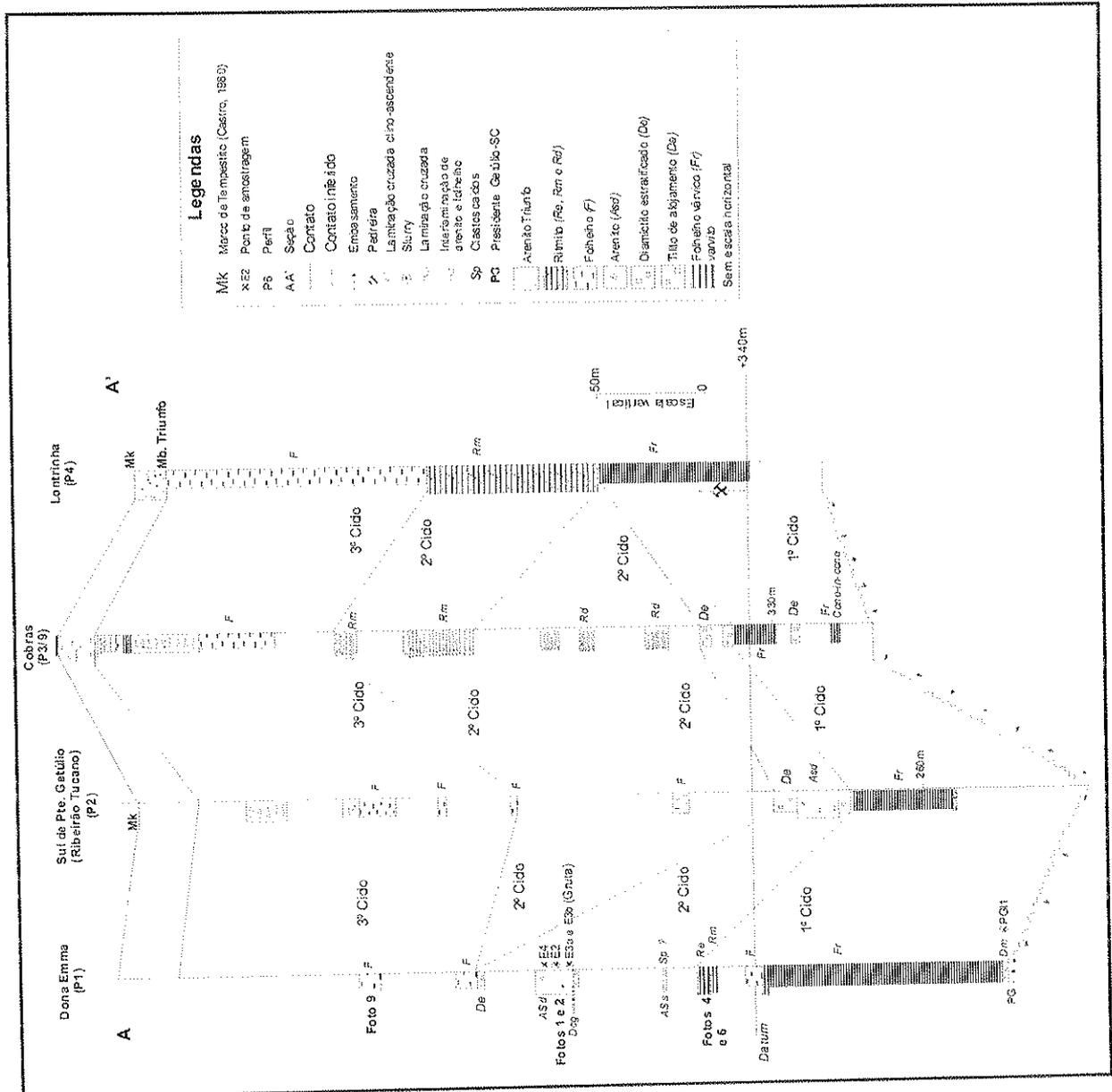
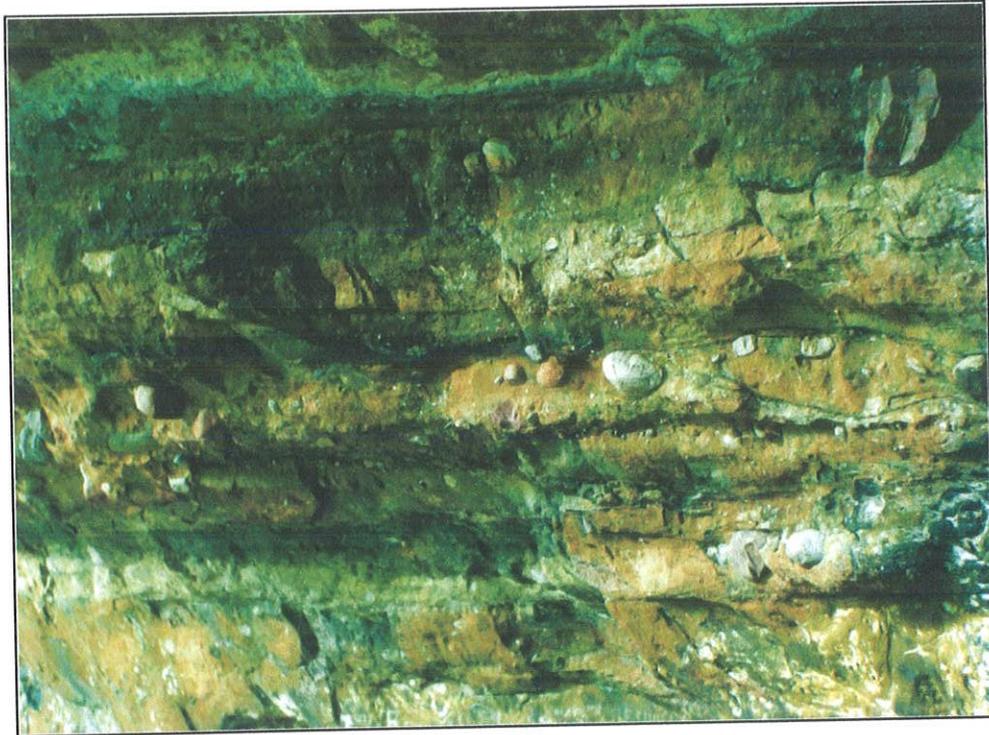


Figura 26 – Seção geológica com os perfis 1 e 2 (região norte), 3/9 e 4 (sul da área).

**Fácies Deg (Diamictito conglomerático)** ⇒ Rochas conglomeráticas, mal selecionadas, com a fração rudítica variando de seixos a matacões. Contém clastos caídos associados às frações arenito/siltite (*ASd*) e varvito (*Vv*); Ocorre em uma gruta que se encontra na rodovia Presidente Getúlio – Dona Emma (Figura 26 - Perfil P1 e Fotos 2 e 3). Esta fácies é interpretada como sendo um diamictito associado a conglomerado e está relacionada a um ambiente glacial em fase de deglaciação.



**Foto 2** – Fácies diamictito conglomerático associado a ambiente de deglaciação. Gruta de Dona Emma. Figura 26 – Perfil 1.



**Foto 3** – Fácies diamictito conglomerático com *dropstone* (ASd), porção acima da gruta. Figura 26 – P1.

**Fácies De (Diamictito estratificado)** ⇒ Rocha cinza-escura, tabular e estratificada, com feições sigmoidais e raros clastos caídos (granitos e quartzitos). Ocorre nos perfis da região de Rio do Sul (P6 e P7), na BR-470 (P11) e Aurora (P12) (ver figuras 27 e 28), assim como na porção norte da área a exemplo de Barra do Dollmann; (Perfis 1, 2 e 3). A foto 4, na base do afloramento, mostra como essa fácies se apresenta em campo. Essa fácies é interpretada como um diamictito estratificado e em termos de ambiente de deposição, representa um ambiente de fácies glaciomarinha mais proximal que os ritmitos *Re* (por exemplo).



**Foto 4** – Diamictito estratificado (*De*) e tabular. Sobreposto por ritmitos médios (*Rm*) e espessos (*Re*). Localização na figura 27 – P6. Tac (intervalo gradacional (*a*) com microlaminação cruzada (*c*)); Tcc (intervalo com microlaminação cruzada).

**Fácies Vv (Ritmito = varvito)** ⇒ Formado por pares regulares, milimétricos, de areia fina-silte e folhelho, com passagem abrupta entre essas litologias; apresenta ainda marcas onduladas (Foto 5). A fração arenosa apresenta-se maciça a laminada. Ocorre na base ou topo da Formação Rio do Sul, sendo que em alguns pontos, ela é recoberta pelas fácies *Re* e *Rm*. Em alguns locais pode apresentar clastos caídos com até 5 cm de tamanho. Os perfis 10, 11 e 12 e nos poços BN1-SC e PA-1-SC, mostram a disposição dessa fácies, que pode ser encontrada tanto nas porções inferiores dos perfis, como na porção superior do perfil 10 (Figuras 25 e 27). Segundo Castro (1991) essa fácies pode ser interpretada como sendo um varvito, que foi depositado em ambiente de baixa energia, como um lago glacial, recebendo fluxos hiperpicnais de sedimentos nas estações de primavera-verão. Outros autores, como Santos *et al.* (1992), sugerem a deposição desse ritmito em condições de um entalhe ou embaiamento costeiro, isolado por oscilação do nível do mar, dominado pelo influxo de água

doce. A alternância entre os pares de areia-silte e o folhelho enfatiza esse modelo deposicional.

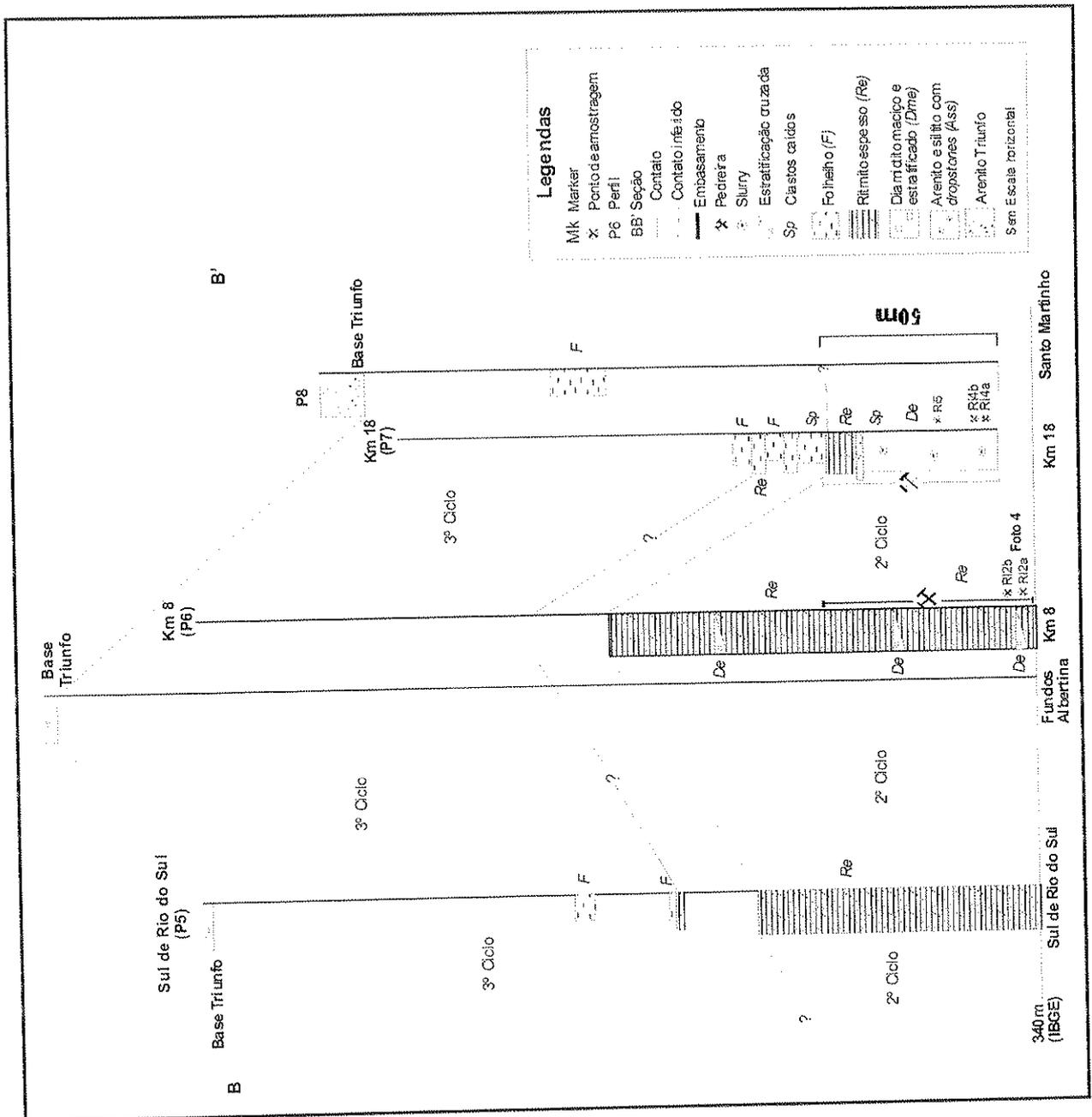


Figura 27 – Seção geológica dos perfis 5, 6, 7 e 8 da região sul da área (Rio do Sul - Itaporanga).



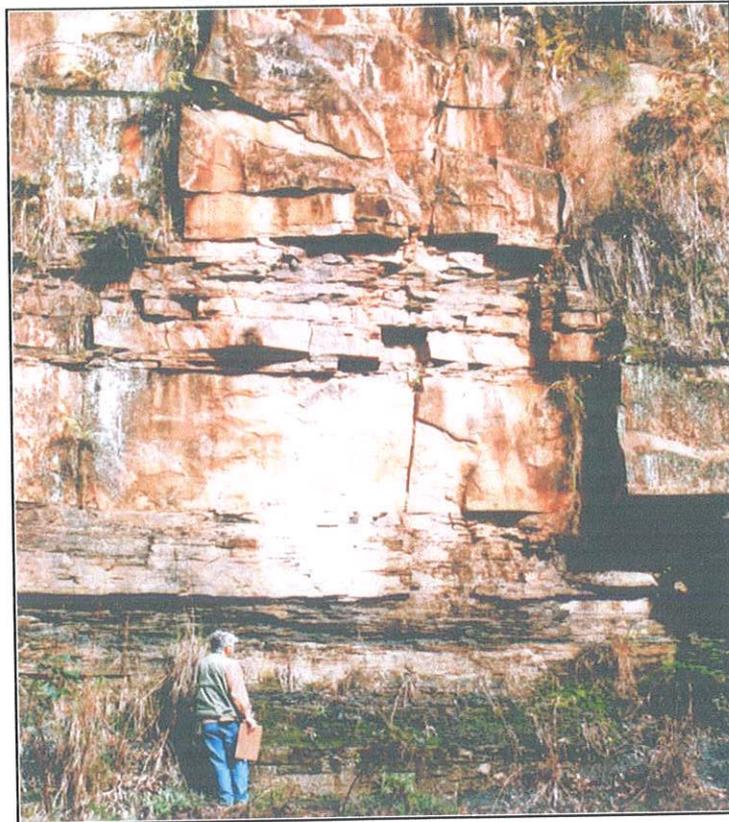


**Foto 5** – Varvitos glaciais do 2º ciclo sedimentar. Direção da corrente para esquerda (oeste). BR-470 (Pedreira Prada-SC). Figura 28 – Perfil 10.

**Fácies Re (*Ritmito espesso*)** = Corpos arenosos espessos, maciços e tabulares, compacto, com sequência de Bouma *Tac* (intervalo gradacional *(a)* com microlaminação cruzada *(c)*). Podem ser observados nos perfis a sul de Rio do Sul (Perfis 5, 6 e 7 da figura 27; perfis 9, 10, 11 e 12 da figura 28), assim como no perfil 1 de Dona Emma (Fig. 26). Em alguns pontos o diamictito forma lobos com esse arenito. Fotos 4 e 6.

**Fácies Rm (*Ritmito médio*)** = Ritmito de arenito médio e folhelho com sequência *Tbe* (divisão inferior com laminação paralela *(b)* e intervalo pelítico superior *(d)*). São camadas de espessura média, e podem ser observados nos perfis 1, 3 e 4 da figura 26, assim como no poço BN1-SC da figura 28. Fotos 4 e 6.

**Fácies Rd (*Ritmito delgado*)** = Pares delgados de siltito-folhelho com sequência Bouma *Tde* (intervalos pelíticos superiores *(d e e)*) e raro *Tce* (intervalo com microlaminação cruzada *(c)* e intervalo pelítico *(e)*). Em alguns casos (Perfil 3), pode está intercalado com folhelho. Pode ser observado em vários perfis (1, 3, 4, 10) e alguns poços BN-1 e PA-1-SC) figura 36 (Foto 7).



**Foto 6** – Ritmito espesso (*Re*). Localização na figura 26 – Perfil 1.



**Foto 7** – Ritmito delgado (*Rd*). Localização na figura 36. Descida para Vidal Ramos (Perfil Vidal Ramos).

**Fácies Fr (folhelho rítmico)** ⇒ São sedimentos cinza escuro contendo intercalações de lâminas de siltito, sem gradação granulométrica. Schneider *et al.* (1974), denominaram essa fácies como Folhelho Lontras. Em algumas seções, essa rocha encontra-se em contato com o embasamento, e pode apresentar, raramente, clastos caídos dispersos. Este folhelho, que pode atingir até 60m de espessura também é encontrado na parte intermediária da Formação Rio do Sul, porém sem a presença de clastos caídos. É interpretado como um folhelho de ambiente de mar profundo, abaixo do nível de base das ondas. Encontrado na base dos perfis 1, 2, 3, 4 e 9 (Figuras 26, 27 e 28).

**Fácies F (Folhelho)** ⇒ Essa fácies é constituída por folhelho com lâminas sílticas, e, mais raramente, camadas arenosas delgadas. Para o topo apresenta estratos ondulados truncados (tempestitos). Pode atingir até 60m de espessura. Representa depósitos marinhos subjacentes ao “delta basal” Triunfo da Formação Rio Bonito. É bem distribuída na área, sendo que no perfil da BR-470 os folhelhos são delgados e sobrepõe-se à sucessão de deglaciação arenito-diamictito-folhelho (Castro, 1991). Ver P10 – Figura 28. Podem ser observados também nos perfis 1 (a oeste de Dona Emma, Foto 9), 2, 4, 6, 8, 9, 11, e 12, assim como nos poços BN1-SC e PA-1-SC. Figuras 26 a 28.

**Fácies II (Interlaminação arenito-folhelho)** ⇒ Intervalo com feições de retrabalhamento por ondas e eventual bioturbação (Perfis da seção AA’; Figura 26).

**Fácies Ac (Arenito com estratificação cruzada)** ⇒ Arenito fino a grosso, com estratificação cruzada e laminação clino-ascendente. Considerada a base do Membro Triunfo, segundo Castro (1991). Tendo em vista suas características sedimentológicas e sua associação faciológica, esses arenitos são interpretados como de ambiente flúvio-glacial. Geralmente encontram-se na porção superior dos perfis e podem ser observados nos perfis 10 e 11 da figura 28.

**Fácies ASd (Arenito-siltito com dropstones)** ⇒ Arenito e siltito mal selecionados, maciços e com evidências de liquefação. Com clastos caídos e geometria sigmoidal, interpretado como resultante do processo de escorregamento (*slurry*). No Perfil 1 (Dona Emma, região da Gruta), esse arenito é fácies de deglaciação sobreposta a conglomerado (**Dcg**). No Perfil 2 (sul de Presidente Getúlio) também é observado esse arenito. No perfil 12

(Aurora) esse arenito encontra-se sotoposto ao ritmito (*Re*), e é semelhante ao diamictito maciço (*Dm*). Figuras 26, 27 e foto 3.

**Fácies ASc (Arenito siltoso com estratificação convoluta)** ⇒ Arenito de coloração cinza-média, com estrutura convoluta e pseudonódulos arenosos. Apresenta intercalações síltico-argilosas, formando pares gradacionais rítmicos com os arenitos. É considerada como um depósito de corrente de turbidez, por exibir aleitamento gradacional. Ocorre na porção superior da formação, recobrando a fácies de folhelho (*F*) (Ver perfil 11 – Laurentino; Figura 28). Essa fácies está associada à frente deltaica medial do “delta basal” do Membro Triunfo (Castro, 1991).

A Tabela 2 resume as principais fácies assim como os litotipos da Formação Rio do Sul na área de estudo. Na caracterização das litofácies, foi utilizado o termo descritivo diamictito, baseado na definição de Flint (1971), para as rochas formadas por quaisquer misturas mal selecionadas de clastos, areia e lama, independentemente do ambiente deposicional (Eyles *et al.*, 1983).

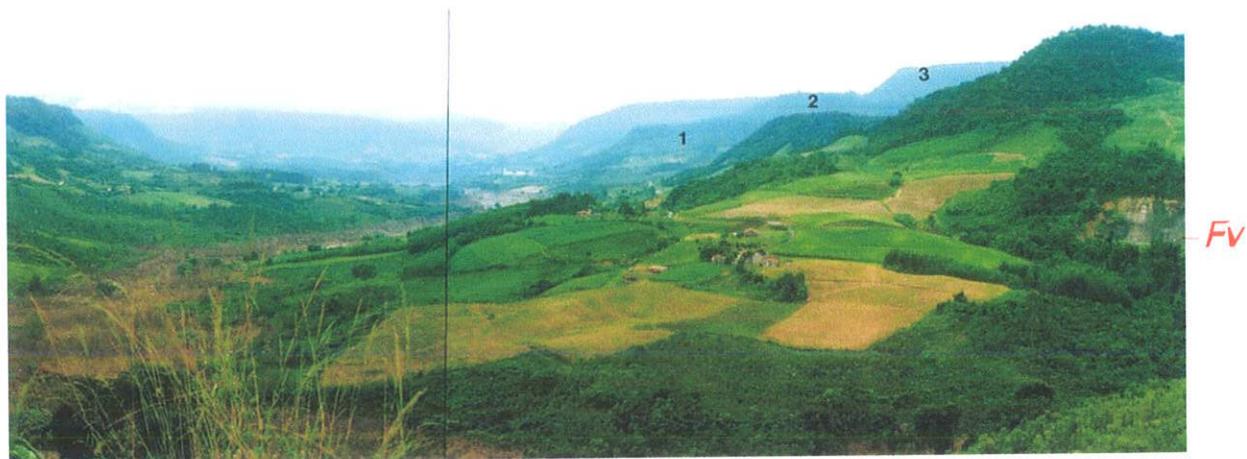
Por meio das descrições de fácies foram interpretados os vários ambientes deposicionais, onde essas fácies foram depositadas, assim como sua posição na estratigrafia da área. É observado nos perfis, que a distribuição das fácies aqui apresentada, forma uma sucessão granodecrescente para o topo dos ciclos.

A faciologia do Grupo Itararé, mais especificamente na Formação Rio do Sul da porção sudeste da Bacia do Paraná (leste de Santa Catarina), é caracterizada por uma sucessão de três pacotes sedimentares que representam ciclos deposicionais distintos.

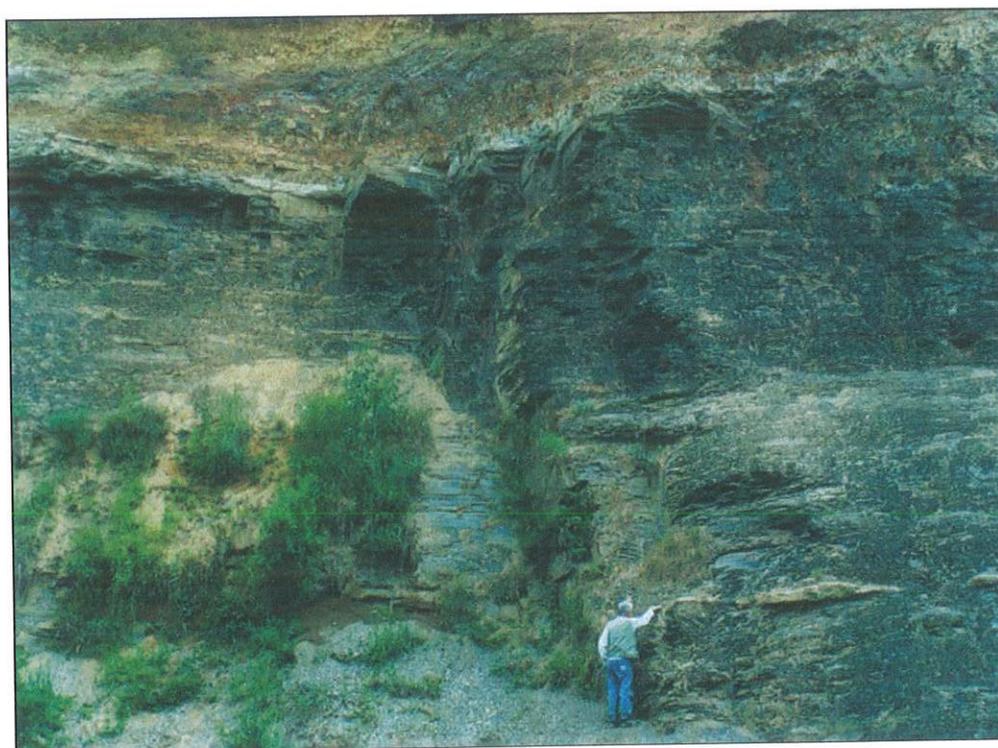
#### **4.4 – Ciclos Depositionais**

A estratigrafia da Formação Rio do Sul, para a região sudeste da Bacia do Paraná, recebeu várias propostas de divisão em ciclos deposicionais, no entanto todas concordam com uma influência glacial. Schneider & Castro (1975), Castro (1980a,b) e Castro e Medeiros (1980), agruparam as fácies sedimentares reconhecidas na região de Santa Catarina em 2 episódios, ou intervalos (I e II). Posteriormente, Castro (1988), Machado (1989), Castro (1998), subdividiram a Formação Rio do Sul em 3 ciclos deposicionais distintos. França (1987) propôs uma evolução com três grandes ciclos para o Grupo Itararé, cada ciclo com argilidade crescente para o topo. França e Potter (1988), dividiram os ciclos, anteriormente propostos por França (1987), em subsuperfície, em 3 ciclos: ciclo inferior, ciclo médio e

superior (Figura 26). Castro (1991) e Castro (1998) identificaram três ciclos sedimentares que estão ilustrados nas três seções geológicas (Figuras 26 a 28). Nesse trabalho foi verificado que o empilhamento estratigráfico também demonstra um empilhamento cíclico das associações de fácies encontradas na área (Foto 8).



**Foto 8** – Panorama do Vale do Rio Dollmann com Barragem ao fundo. 3 ciclos deposicionais (1º, 2º e 3º). *Fv* = Folhelho várvido (Folhelho Lontras – base do 1º ciclo).



**Foto 9** – Folhelho marinho (*F*) do 3º ciclo. Localização na figura 26 – Perfil 1.

#### **4.4.1 – 1º Ciclo deposicional (Fácies *Dm*, *Fr* e *Vy*)**

A associação de fácies encontrada neste ciclo corresponde às fácies da unidade inferior, com o folhelho Lontras (*Fr*) que afina para o sul, desde 110m na região de Presidente Getúlio – Dona Emma, até uma dezena de metros em Lontrinha. Para o topo do 1º ciclo, os ritmitos que estão sobrepostos ao folhelho várvidos (Foto7), com 7m de espessura (Fotos 6 e 7) acumulam-se para sul, não sendo observado no perfil 2 (Figura 26).

Este ciclo engloba dois sistemas deposicionais, o Subglacial/Proglacial e o Marinho Profundo, também denominado de Trato Glacioproximal Inferior por Castro (1992).

O tilito de alojamento (*Dm*) não está incluído em ciclo, pois se encontra sob o folhelho rítmico (*Fr* – Folhelho Lontras) e seu ambiente de deposição é o glacioproximal. Trata-se de uma unidade restrita na região de Presidente Getúlio e Vidal Ramos. O ritmito (*Rr*) apresenta, em alguns perfis, clastos caídos (*Sp*), indicando assim uma transgressão ligada a deglaciação, no local onde era a borda da bacia. Esse ritmito foi provavelmente formado em lagos proglaciais, onde as correntes de densidade de fundo (*underflows*), alimentadas por degelo, depositaram areias com leito ondulado na base do talude e siltes laminados/gradacionais no centro do lago (Castro, 1989). É observado que na área sul, na região de **Rio do Sul**, o folhelho (*Fr*) da base mostra-se restrito, a exemplo do poço BN1-SC.

#### **4.4.2 – 2º Ciclo deposicional (Fácies *De*, *Dcg*, *Re*, *Rm*, *Rd* e *ASd*)**

Ou ciclo intermediário, dominado por depósitos glaciais e de deglaciação, que pode ser visto no Perfil de Dona Emma, típico da coluna norte. Entretanto tais depósitos adelgaçam para o sul, desde o perfil 2, e dão lugar, na coluna sul - setor oriental, a turbiditos delgados (Perfil 3/9) e folhelhos várvidos (Perfil 4); estes turbiditos distais passam, para o topo, a turbiditos com espessura estratal média em ambos os perfis (Figura 26).

Já na coluna sul, em sua porção ocidental, o 2º ciclo é representado por espessa seção de turbiditos espessos (Perfis 5 e 6), que dão lugar a siltitos arenosos e arenitos originados através de fluxos pastosos (*slurry*) (P7, figura 26 – foto 4). Tais sedimentos “liquefeitos” indicam condições mais proximais, *updip* dos turbiditos. Na terceira seção, setor sul – ocidental (CC’, figura 28), notam-se intercalações de diamictitos glaciomarinhos nos turbiditos espessos (Perfis 10 e 12), bem como adelgaçamento destes turbiditos para os poços BN-1-SC e PA-1-SC; nestas sondagens, ocorrem intervalos de turbiditos delgados (*Rd*) acima dos turbiditos espessos (*Re*), provavelmente representando uma franja de leque lateral ao leque submarino propriamente dito (turbiditos espessos) (Figura 28; cf. Castro 1980).

Este ciclo é marcado por uma deposição glacial, que ocorre na área norte, no perfil 1 (Gruta - Dona Emma) e pelo glacial que ocorre sob o ritmito na área sul (Rio do Sul, Cobras, Ituporanga).

#### **4.4.3 - 3º Ciclo deposicional (Fácies *Ac*, *A<sub>Sc</sub>*, *F* e *II*)**

O terceiro ciclo, que completa a sedimentação da Formação Rio do Sul, é representado em toda a área por folhelho marinho plataformar (Foto 10). Sua espessura é superior a 100m, aí se incluindo um intervalo sobreposto de interlaminação arenito-folhelho com feições de retrabalhamento por ondas e eventual bioturbações (perfis da seção AA', exceto P4 (?)) (Figuras 26 e 28). Em outros casos, os arenitos deltaicos do Membro Triunfo assentam-se diretamente sobre o folhelho do 3º ciclo, notando-se no topo deste um intervalo de poucos decímetros de tempestitos (arenitos com laminações onduladas truncadas, ou mesmo *microhummocky*). O arenito triunfo também pode sobrepor-se a uma fácies de interlaminação arenito-folhelho com laminação cruzada por correntes, de frente deltaica distal (fácies "interlaminado Rio d'Oeste), que avança para a bacia à oeste de Santa Catarina, ou à arenito e siltito com estratificação convoluta de frente deltaica proximal (Perfil 11, figura 28) (cf. Castro, 1980 e 1991). Nestes dois últimos casos, pode-se sugerir um contato concordante da Formação Rio do Sul com o Membro Triunfo, enquanto nos casos iniciais, onde a Formação Rio do Sul é marinha, tal contato é discordante.

O folhelho deste perfil se assenta em espessa coluna de depósitos relacionados à deglaciação, incluindo os varvitos clássicos das pedreiras da BR470 – próximo a Trombudo Central (Figura 25). Apesar da relação lateral contígua, Castro (1980, 1991) sugere uma idade mais antiga para tais ciclos de deglaciação (final do 2º ciclo), enquanto o folhelho sobreposto ou em *onlap* lateral seria a resposta eustática interglacial do 3º ciclo.

O arenito (*Ac*) juntamente com o *A<sub>Sc</sub>* e o *F*, formam uma sucessão deltaica. A base desse arenito (*Ac*) marca o DATUM estratigráfico utilizado para toda a área.

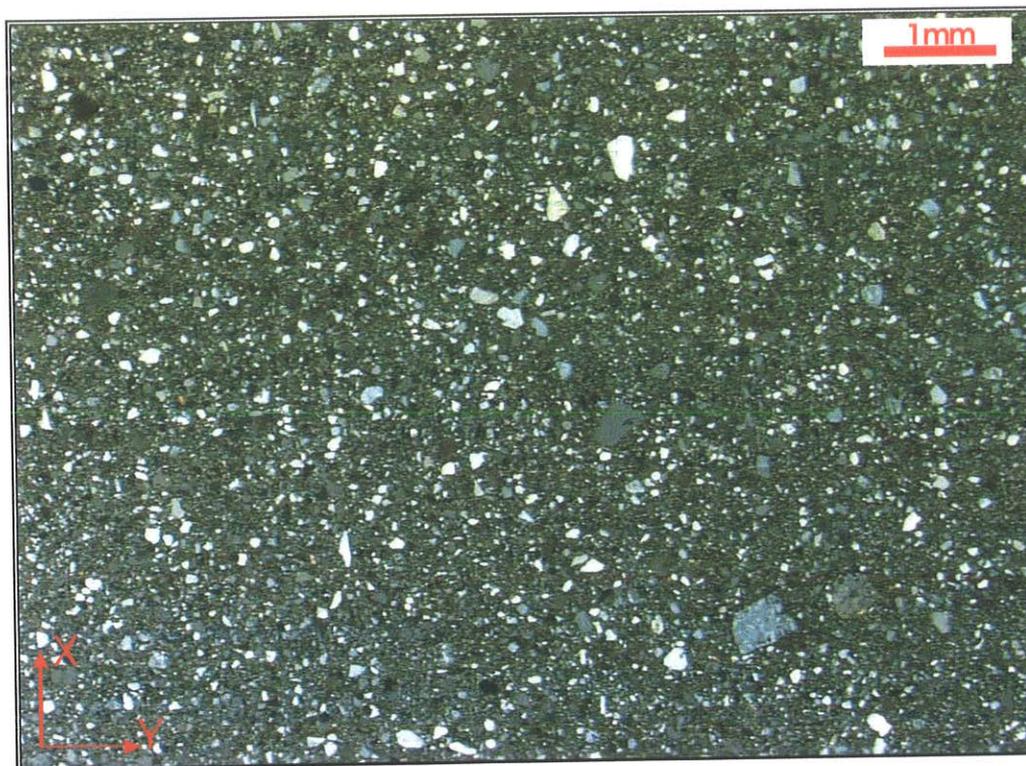
## 5 - PETROGRAFIA DOS DIAMICTITOS

### 5.1 – Introdução

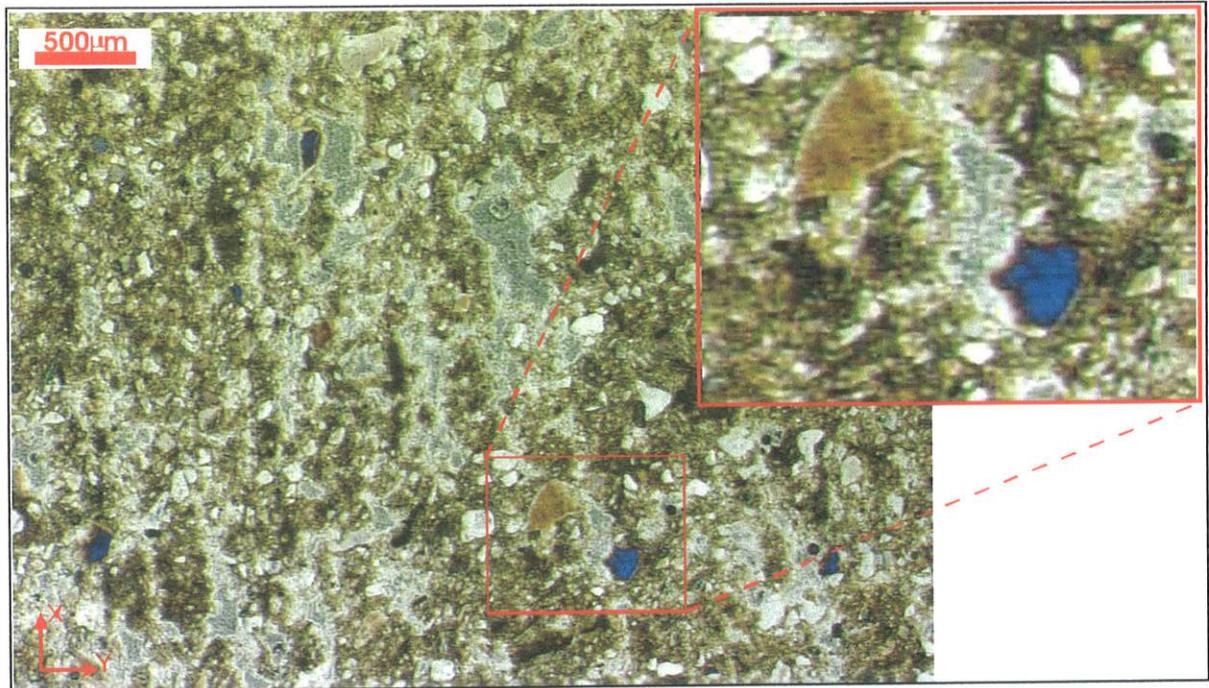
A análise petrográfica forneceu informações sobre a presença e forma de ocorrência dos grãos constituintes dos diamictitos e das suas características petrográficas descritas em campo. As feições texturais, como por exemplo a forma dos grãos clásticos, podem indicar processos diagenéticos e/ou de deformação que poderiam influenciar os resultados finais da OPF (*Orientação Preferencial de Forma*). Nesse capítulo foram identificadas apenas as fácies de diamictitos, visto que o estudo da OPF só foi aplicado nessas amostras.

### 5.2 – Petrografia dos diamictitos

Em lâminas, os diamictitos são caracterizados pela presença de clastos de tamanhos variados (silte grosso a grânulo) imersos em uma matriz siltico-argilosa (Foto 10). A matriz varia quanto a sua textura, às vezes é mais fina, indicando maior quantidade de argila, às vezes se apresenta mais grossa, onde o silte predomina. Em algumas amostras, a matriz encontra-se substituída por material calcífero, ou os grãos encontram-se parcialmente substituído (Foto 11).



**Foto 10** – Diamictito maciço com grãos de feldspato e quartzo. Amostra RI1. Nicóis cruzados. Localização na figura 27 – Perfil 6. Barra = 1mm



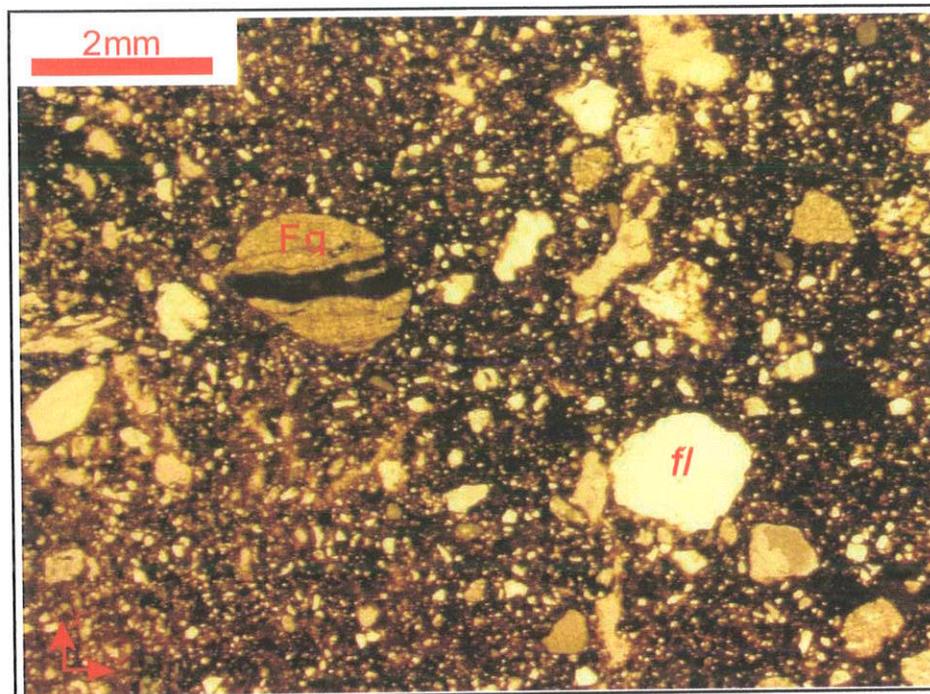
**Foto 11** - Diamictito com substituição ( $\pm$  calcífera) da matriz e parcialmente de grãos. Notar os grãos em detalhe no canto direito superior da foto (Amostra RI2a; localização na figura 27 – Perfil 6). Barra = 500 $\mu$ m

### 5.2.1 – Amostras PGI1 e PGI2 (seção Presidente Getúlio – Ibirama)

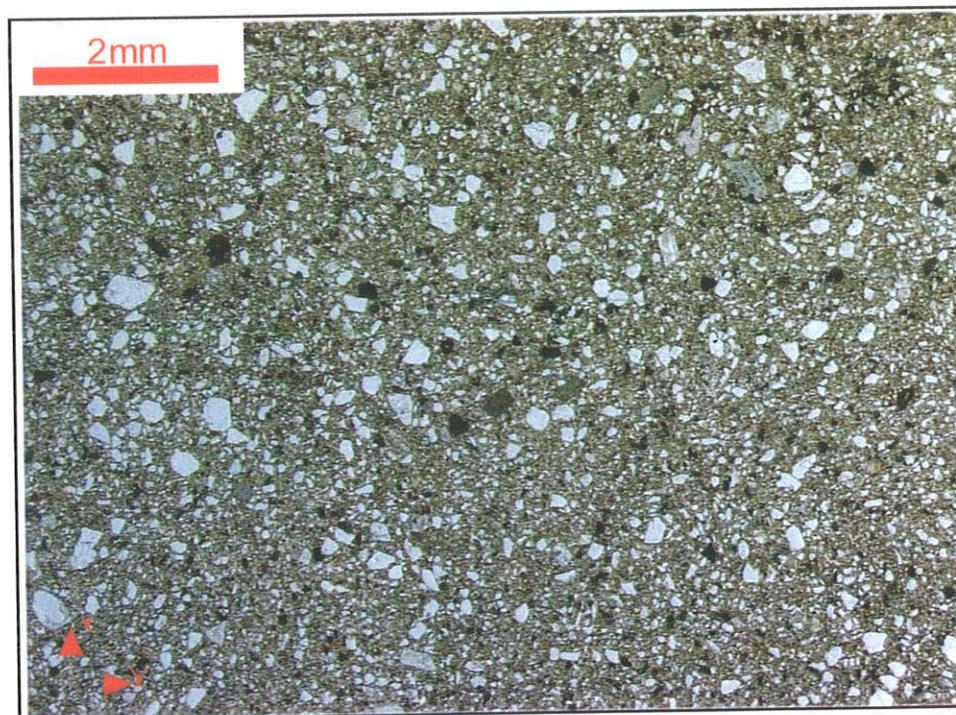
A amostra PGI1 é constituída de quartzo e feldspato perfazendo mais de 80% dos minerais essenciais; hornblenda, biotita e estauroлита como minerais acessórios. Contém ainda fragmentos de rochas pelíticas e xistosas maiores que 0,1mm (Foto 12) que se encontram dispersos na matriz siltico-argilosa, escura e avermelhada (oxidada), assim como grânulos com  $\pm$  0,07mm. Os grãos dispersos na matriz entram em contato pontual uns com os outros, porém não existe uma compactação aparente que seja suficientemente forte para afetá-los diageneticamente. Estruturalmente a rocha apresenta, em escala de observação, uma orientação notada pelo arranjo dos grãos (Perfil 1 – Figura 26). Texturalmente a granulometria média da rocha é em torno de 0,02mm, mas existe uma variedade nos tamanhos dos grãos bem significativa. Os grãos são angulosos a subarredondados e quebrados. Os grãos maiores (quartzo e feldspato) apresentam inclusões. Ao redor de alguns grãos há uma concentração maior de argila (material bem escuro). Ocorre uma cimentação carbonática e pelítica.

A amostra PGI2 (Perfil 1 – Figura 26) é constituída de quartzo e feldspato (>80%), hornblenda, estauroлита e turmalina como acessórios. Os grãos nessa amostra apresentam tamanho em média de  $\pm$  0,02mm. Ocorrem ainda fragmentos de rochas pelíticas e xistosas,

dispersos na matriz mais síltica. Pelotas de argila estão dispersos nessa matriz. Texturalmente essa rocha é diferente da PGI1, onde a granulometria média dos grãos é mais fina ( $\pm 0,015\text{cm}$ ) e a matriz síltica-argilosa, sendo mais clara (mais síltica), não existe uma orientação aparente em escala de observação (Foto 13).



**Foto 12** – Grãos de feldspato (*fl*) que se tocam e fragmentos (*Fg*) de rochas xistosas na amostra PGI1, seção *xy*. Localização na figura 26 – Perfil 1.



**Foto 13** – Distribuição dos grãos na amostra PGI2. Notar a diferença textural dessa amostra com a amostra PGI1. Localização na figura 26 – Perfil 1.

### **5.2.2 – Amostras BD1, W1b, E2, E3a e b (região norte da área)**

A amostra BD1 é composta de grãos de quartzo e feldspato em maior quantidade (80%) e que são os grãos maiores ( $\pm 0,8\text{mm}$ ). Contém hornblenda, estaurolita, turmalina como minerais acessórios. Os grãos de hornblenda, turmalina e estaurolita são prismáticos. Possui fragmentos de rochas maiores do que 2mm. A matriz siltico-argilosa tem mais argila em algumas porções da rocha e menos em outras. Os grãos se arranjam de forma que o contato entre eles é mais próximo, porém os grãos não chegam a se tocarem e, quando ocorre esse fato, não há alteração química dos mesmos.

A amostra W1b é constituída de grãos heterogêneos de quartzo e feldspato (microclina) (80%) como minerais essenciais, estaurolita, turmalina, hornblenda e zircão como acessórios. Os grãos essenciais são grãos angulosos a subarredondados dispersos numa matriz siltico-argilosa. A amostra apresenta níveis mais argilosos, assim como bolsões de argila. Os grãos de feldspatos apresentam texturas pertítica e em grade.

A amostra E3a (Figura 26 – Perfil 1) apresenta grãos de quartzo, feldspato como grãos essenciais, hornblenda, turmalina e biotita como acessórios. A hornblenda pode ser encontrada com até 0,02mm de tamanho. Os grãos de quartzo podem ser angulosos a subarredondados, assim como possuir forma alongada. A matriz siltica é mais grossa e mais clara. Os grãos são suportados pela matriz. A matriz ao cruzar os nicóis fica muito colorida, indicando que existe uma cimentação carbonática. Existe uma certa orientação dos minerais na seção *xy* da amostra.

A amostra E2 (Figura 26 – Perfil 1) é constituída de quartzo e feldspato ( $\pm 80\%$ ), hornblenda, turmalina, estaurolita, mica e zircão como acessórios. Os grãos de quartzo apresentam formas angulosas a subarredondadas. Texturalmente essa amostra não se assemelha com as amostras E3a e E3b, pois os grãos se tocam e não são suportados pela matriz. Os grãos são de tamanhos equivalentes e mais homogêneos.

### **5.2.3 – Amostras RI1, RI2a e b, RI4a e b, RI5 (Rio do Sul – Ituporanga)**

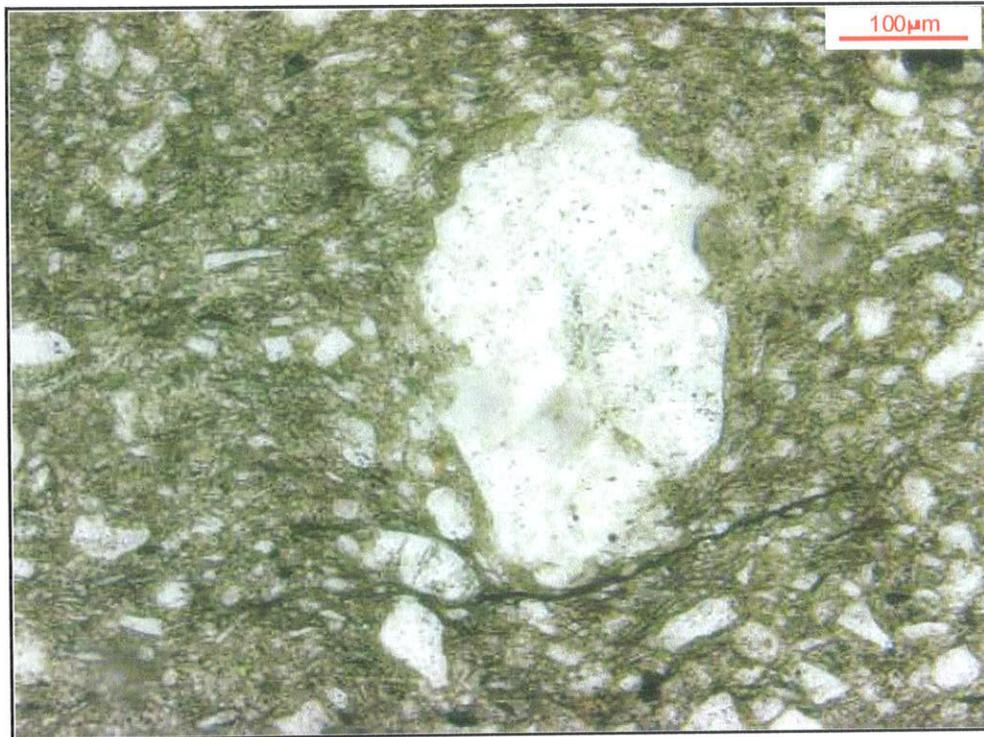
A amostra RI1 apresenta quartzo e feldspatos (microclina) que perfazem mais de 85% dos grãos e são angulosos a arredondados. A granulometria média desses grãos varia em torno de 0,03mm (Fração silte). Biotita como acessório. Alguns feldspatos apresentam bordas irregulares, com aspecto de corroída, parcial ou totalmente e com aspecto sujo. São observados ainda nessa amostra, fragmentos de rochas metamórficas e sedimentares. Ocorrem grãos quebrados de quartzo que indicam um certo grau de compactação mecânica (pressão) sobre essa rocha.

Nas amostras RI2a e RI2b (Figura 27 – Perfil 6), ocorrem quartzo e feldspato em torno de 70% a 80%, estaurolita, biotita, hornblenda como minerais acessórios. No geral são grãos angulosos a arredondados. Contém também grãos alongados de estaurolita (origem metamórfica) e grãos comuns (origem ígnea). Os feldspatos encontram-se com bordas irregulares e podem ser policristalino. Nos fragmentos de rochas são observados vários minerais (quartzo, feldspatos, biotita etc.), e alguns fragmentos são de textura mais fina do que outros. Observa-se que existem níveis mais argilosos (escuros) e outros mais claros (Foto 11). Na amostra RI2a os minerais de quartzo encontram-se imersos na matriz, assim como em contato uns com os outros, sendo observado que existe uma certa compactação mecânica nessa amostra.

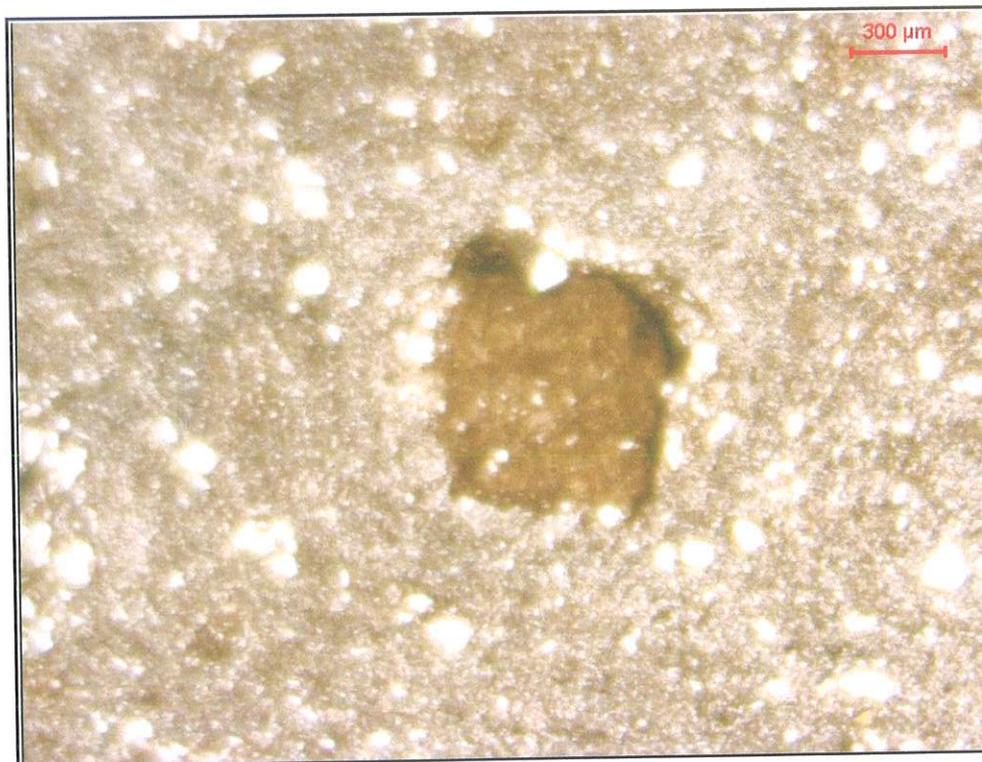
Os grãos detríticos da amostra RI4a são principalmente de quartzo e feldspatos, mal selecionados, angulosos a subarredondados. Os grãos de quartzo são os mais abundantes (>80%), seguido de feldspatos e fragmentos de rochas (granito, gnaisses, folhelho e microconglomerado). Ocorrem ainda minerais de hornblenda, zircão, estaurolita, turmalina, biotita e mica branca. Os grãos de feldspatos apresentam-se com aspecto “de sujo” que variam de tamanho e são moldados pela matriz síltico-argilosa, fazendo com que esses grãos entrem em contato pontual, ou seja, não existe modificação química (Foto 14).

Os grãos da amostra RI4b (Figura 27 – Perfil 7) são de quartzo e feldspatos com mais de 80%, são angulosos a arredondados. Alguns grãos de quartzo, assim como de feldspato apresentam-se quebrados e com veios. Os grãos de quartzo estão englobados numa granulometria fina e estão dispersos numa matriz fina argilosa. Pelotas de argila podem ser encontradas nessa amostra (Foto 15).

A amostra RI5 (Figura 27 – Perfil 7) apresenta grãos detríticos de quartzo, feldspato ( $\pm 80\%$ ), turmalina, estaurolita, hornblenda e zircão como minerais acessórios. Os grãos de quartzo e feldspato são angulares a subarredondados. São encontrados fragmentos de rochas pelíticas e metamórficas nessa amostra. Ocorrem pelotas de argila dispersas na matriz síltico-argilosa. A rocha apresenta-se com níveis mais finos, argilosos e mais escuros, equivalente a uma textura bandada e com uma certa orientação.



**Foto 14** – Grão de feldspato sendo contornado pela matriz da amostra RI4a. A matriz colorida é parcialmente íltica (em amarelo). Localização na figura 27 – Perfil 7. Barra = 100 $\mu$ m

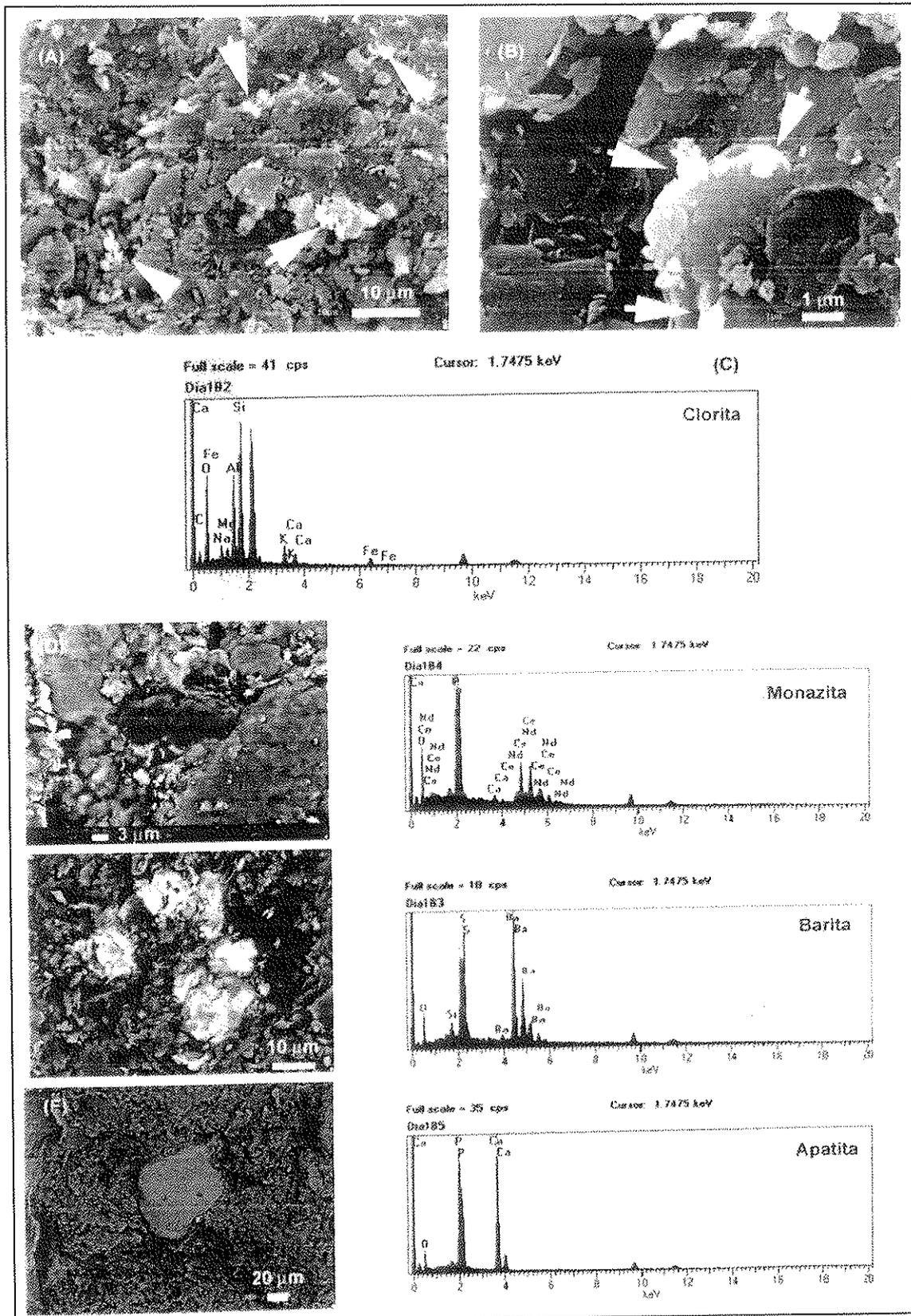


**Foto 15** – Pelota de argila da amostra RI4b. Localização na figura 27 – Perfil 7. Barra = 300 $\mu$ m

O exame microscópico das lâminas de diamictito da área estudada permitiu deduzir que os grãos, que estão dispersos na porção mais argilosa da matriz, parecem ter sido carregados pela lama argilosa, caso da amostra RI4a. A presença de fragmentos de folhelho e microconglomerado, caso da amostra RI2a indica que os sedimentos da bacia foram retrabalhados durante a deposição do diamictito. Esse fato enfatiza o fato de não haver uma compactação mecânica forte, ou até substituições de minerais. Ocorre uma substituição incipiente na matriz de algumas amostras, porém não foi identificado qual o material substituído.

### **5.3 – Estudo da matriz**

O estudo do MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) mostrou que a matriz é formada predominantemente por minerais de argila. Estes minerais apresentam aspecto placóide de tamanho inferior a 10 $\mu$ m (Figura 29A), contendo ainda pequenas folhas (<1 $\mu$ m) de mica e tendo como hospedeiro os grãos maiores (Figura 29B). A composição dos grãos menores no EDS (*Energy Dispersive Microscopy*) é similar a clorita (Figura 29C). Os minerais de monazita, barita e apatita foram encontrados inclusos na matriz (Figuras 29D, E e F). Monazita e apatita ocorrem na forma de grãos aparentemente detríticos menores que 20 $\mu$ m, enquanto a barita forma manchas esbranquiçadas semi-arredondadas. Monazita e apatita são encontradas em rochas ígneas ácidas e, possivelmente, são provenientes da erosão do embasamento cristalino. A barita indica que a sedimentação ocorreu em ambiente marinho e, juntamente com a clorita, podem ter se formado durante a diagênese da rocha. Em diamictitos de furos de sondagem a halita aparece como o principal mineral de substituição (França & Potter, 1991), confirmando a influência marinha no depósito. Estes autores também identificaram palhetas de clorita/esmectita envolvendo alguns grãos detríticos de quartzo, confirmando o papel da diagênese na formação destas palhetas.



**Figura 29** – Minerais constituintes da matriz de diamictito observados no MEV/EDS. Amostras à norte da área (A = clorita, B= clorita) e à sul da área (D, E e F). A microfotografia D corresponde a monazita; E = Barita e a F = Apatita.

## **6 - ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE FORMA (OPF) DOS GRÃOS CLÁSTICOS DOS DIAMICTITOS**

### **6.1 - Introdução**

A metodologia utilizada para determinar a OPF por meio do método do Tensor de Inércia está detalhada nos capítulos II (Materiais e métodos) e III (Orientação Preferencial de Ruidos) deste trabalho. A técnica foi aplicada em diamictito maciço cuja posição estratigráfica encontra-se nas colunas das figuras 26 a 28. Três amostras, interpretadas como tilito, correspondem ao 1º Ciclo Depositional e ocorrem sobre o embasamento cristalino próximo as cidades de Ibirama (PGI-1 e PGI-2) e Vidal Ramos (VR5b). A maioria das amostras trabalhadas está localizada nos sedimentos correspondendo ao 2º Ciclo Depositional (E2, E3a e b, RI2a, RI4a e b, RI5, BD1 e W1b).

A OPF de grãos clásticos dos diamictitos será descrita em ordem ascendente dos perfis, ou seja, iniciando da base com; (i) Fácies diamictito maciço (*Dm*), que se encontra alojado sobre o embasamento (seção Presidente Getúlio - Ibirama (PGI1, PGI2) e Vidal Ramos (VR5b)); (ii) Fácies diamictito conglomerático (*Dcg*) situados entre Presidente Getúlio e Dona Emma (E2, E3a e b); (iii) Fácies diamictito estratificado (*De*) situado entre Rio do Sul e Ituporanga (RI1, RI2a, RI4a e b, RI5) e (iv) Fácies diamictito estratificado (*De*), localizado em Barra do Dollmann (BD1) e Witmarsum (W1b). Na tabela 3, estão tabulados os dados escalares e direcionais das amostras de diamictitos.

No capítulo IV (Geologia e estratigrafia do Grupo Itararé – Bacia do Paraná) esses diamictitos são caracterizados e detalhados no que se refere às espessuras, contatos, texturas e estruturas, assim como a interpretação de seus ambientes de formação. Desta forma, a descrição feita aqui é uma descrição sucinta.

Ciclos	Regiões	Amostras	Elipses seccionais						Elipsóides										
			An			Sr			√F (%)			P' (A/C)			T			Direcionais Normalizados	
			xy	xz	yz	xy	xz	yz	G	N	E	G	N	E	G	N	E	A	C
Segundo	norte	W1b	268	232	244	1,04	1,14	1,10	4,0	2,0	2,3	1,17	1,13	1,13	-0,26	-0,25	-0,47	029/29	202/61
		BD1	486	363	253	1,03	1,07	1,12	3,6	2,5	2,5	1,06	1,08	1,08	0,59	-0,48	-0,35	021/50	257/25
		E2	267	267	307	1,07	1,15	1,18	2,9	2,2	2,0	1,22	1,18	1,15	0,79	0,79	0,76	067/05	169/68
		E3a	257	238	250	1,12	1,08	1,17	3,4	1,8	2,3	1,19	1,11	1,10	0,72	0,43	0,18	302/03	031/01
		E3b	217	191	157	1,09	1,32	1,16	6,5	3,0	3,1	1,25	1,19	1,15	0,25	-0,02	-0,03	352/08	147/80
	sul	RI1	122	145	214	1,06	1,20	1,06	2,8	2,3	2,4	1,20	1,15	1,11	-0,04	0,18	0,20	001/16	122/60
		RI2a	127	204	148	1,06	1,32	1,07	4,1	3,3	3,5	1,30	1,24	1,19	-0,54	-0,30	-0,29	006/20	136/61
		RI4a	175	150	170	1,08	1,14	1,12	3,9	2,4	2,1	1,17	1,11	1,08	-0,02	0,43	0,16	179/36	004/53
		RI4b	133	160	145	1,11	1,02	1,06	5,8	2,9	3,3	1,04	1,07	1,13	0,34	0,20	-0,31	219/17	059/70
		RI5	189	264	307	1,08	1,22	1,12	3,6	2,7	3,2	1,22	1,22	1,21	0,12	0,32	0,38	135/12	358/74
Primeiro	norte	PGI1	272	428	438	1,14	1,17	1,24	6,8	3,0	2,9	1,25	1,18	1,17	0,28	0,49	0,19	039/13	156/64
		PGI2	309	346	338	1,08	1,08	1,08	2,8	2,0	2,0	1,12	1,09	1,08	-0,15	-0,20	-0,34	192/03	296/80
	sul	VR5b	173	209	249	1,16	1,09	1,15	4,0	3,4	2,8	1,27	1,10	1,13	-0,02	0,55	0,34	137/32	027/28

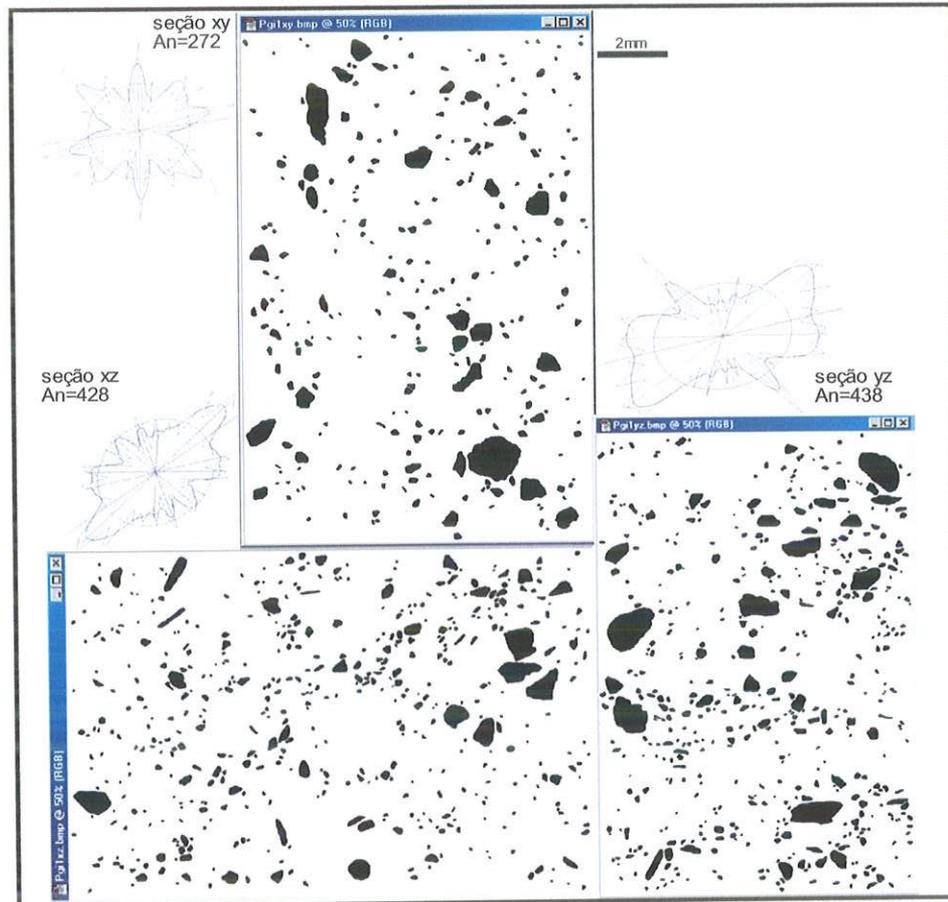
Tabela 3 - Dados escalares e direcionais da OPF das amostras. An = Número de grãos; Sr = Razão axial; √F (%) = Grau de confiabilidade; P' = Grau de anisotropia e T = Parâmetro de simetria.

## **6.2 – Fácies diamictito (*Dm* – diamictito maciço) do 1º Ciclo Depositional – Presidente Getúlio - Ibirama**

O sítio de amostragem (PGI1) aflora em uma área restrita, com cerca de 25m de extensão e 1m de espessura. Trata-se de um diamictito maciço, compactado, sobreposto ao folhelho rítmico (*Fr*) e em contato com o embasamento cristalino. Ele contém uma quantidade significativa de clastos caídos e fragmentos de rochas (granítica, vulcânica e pelítica) que estão imersos na matriz siltica e oxidada. Em lâmina os grãos apresentam uma discreta orientação. A amostra PGI2 foi coletada de um diamictito maciço com matriz mais arenosa do que a amostra PGI1. No afloramento são visíveis clastos caídos e estruturas sigmoidais. Para o topo, o diamictito é recoberto por folhelho rítmico (*Fr*) de origem marinha (Figura 26, Perfil 1).

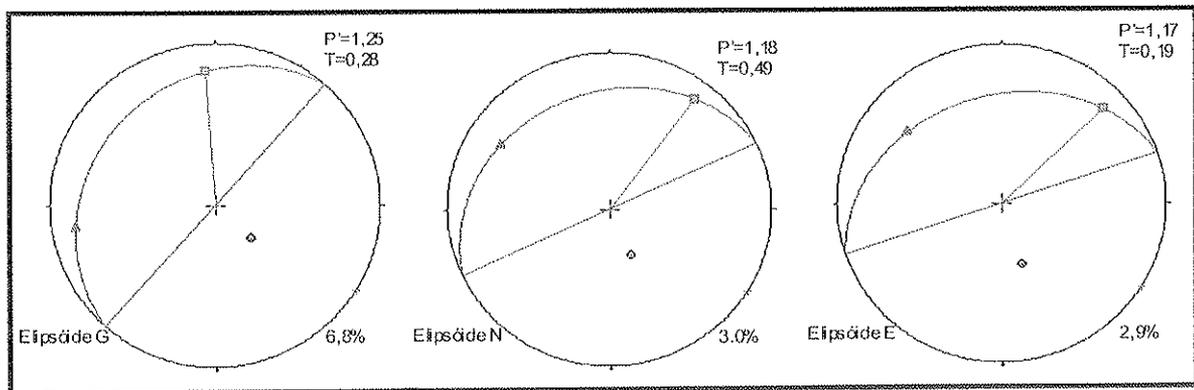
### **a) Amostra PGI-1 (seção Presidente Getúlio - Ibirama)**

Foram classificados 277, 428 e 438 grãos nas seções *xy*, *xz* e *yz*, respectivamente (Figura 30). A granulometria média em cada seção é da ordem de 0,22, 0,18 e 0,21mm (areia fina), respectivamente, com os grãos mais grossos alcançando a fração grânulo ( $\leq 1,6\text{mm}$ ). Na imagem bruta foram eliminados os grãos menores que 32 pixels ( $< 0,07\text{mm}$ ), e que deixou na imagem os grãos mais finos na fração silte. Nas seções *xz* e *yz* a razão axial média da população situa-se em torno de 1,21, enquanto na seção *xy* a razão axial média dos grãos é 1,14. A razão axial mais elevada da população nas duas seções verticais (*xz* e *yz*) reflete-se nas suas rosas de direção mais alongadas, se comparada à seção horizontal (*xy*). As direções de máximo alongamento mergulham moderadamente (*xz*) a suavemente (*yz*) nas seções verticais, indicando a presença de uma foliação de forma de baixo ângulo nessa amostra. A elipse fracamente anisotrópica da seção horizontal (*xy*), por sua vez, sugere que os eixos longos dos grãos estão espalhados neste plano.



**Figura 30** - Distribuição de grãos clásticos em amostra de diamictito (PGI-1) situada sobre o embasamento, correspondendo ao 1º Ciclo Deposicional. Nas seções  $xz$  e  $yz$  o eixo  $z$  é vertical, com o topo situado no alto da imagem correspondente. A seção  $xy$  é horizontal. Note que as rosas de direção das seções verticais ( $xz$  e  $yz$ ) mergulham suavemente, indicando a presença de uma foliação de forma de baixo mergulho. An = número de grãos.

O ajuste das três elipses seccionais para formar os elipsóides G (peso maior nos grãos grandes), N (normalizado) e elipsóide E (peso maior nos grãos pequenos) é mostrado na figura 31. Em cada caso as elipses definem adequadamente um elipsóide ( $\sqrt{F} < 10\%$ ), notadamente no cálculo do tensor normalizado ( $\sqrt{F} = 3,0\%$ ), ou com peso maior nos grãos pequenos ( $\sqrt{F} = 2,9\%$ ). De acordo com a distribuição de grãos nas elipses seccionais, a foliação de forma mergulha moderada a suavemente para NW enquanto a lineação cai para NW (tensor G) e NE (tensor N e E). A variação no caimento da lineação é consistente com a forma oblata da distribuição de grãos ( $T > 0$ ): neste tipo de distribuição, apenas a fábrica planar possui significado estrutural.



**Figura 31** - Elipsóides de distribuição de grãos elásticos da amostra PG11. A foliação de forma da população (traço azul) mergulha para NW, enquanto a lineação (quadrado vermelho) cai para NNW e NE.  $P'$ , anisotropia;  $T$ , parâmetro de forma. Os elipsóides G, N e E referem-se ao cálculo da trama onde peso maior da fábrica é fornecido pelos grãos mais grossos (G), mais finos (E), ou então se cada grão é ponderado por sua área (N). O ajuste das elipses seccionais é dado pelo parâmetro  $\sqrt{F}$  (canto inferior direito), e que varia de 6,8% (G), 3,0% (N) e 2,9% (E).

Subdividindo cada uma das três seções em quatro lotes, cada um com aproximadamente o mesmo número de grãos, determinamos, por combinação  $4^3$  (quatro lotes para cada seção). A figura 32 mostra os parâmetros médios resultantes destes elipsóides normalizados. Os resultados escalares ( $P'$ ,  $T$ ) e direcionais (lineação, foliação) não são semelhantes na combinação  $1^3$  (uma imagem por seção; fig. 31). As elipses seccionais ajustam-se bem ao elipsóide ( $\sqrt{F} = 2,6\%$ ) que mantém a forma oblata ( $T > 0$ ). Estes resultados indicam que a fábrica de grãos é homogênea independentemente da escala utilizada. A foliação de forma é o elemento estrutural mais estável, mergulhando em torno de  $26^\circ$  para NW independentemente do tipo de tensor calculado.

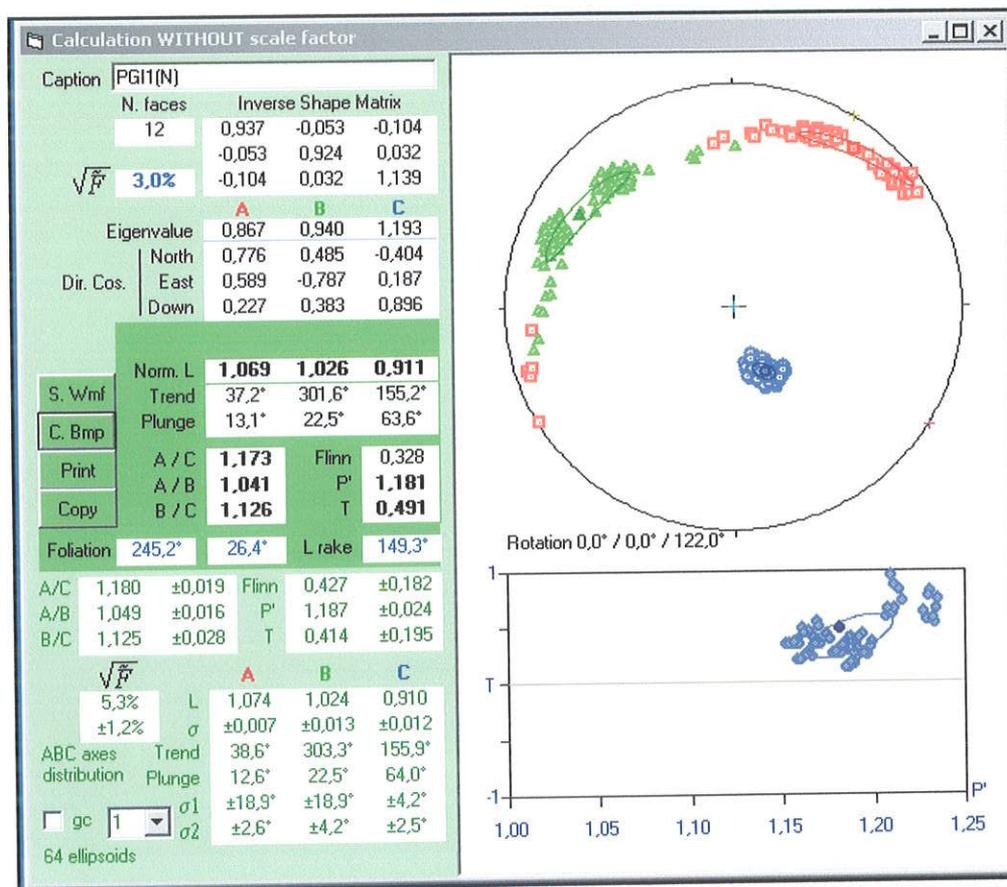
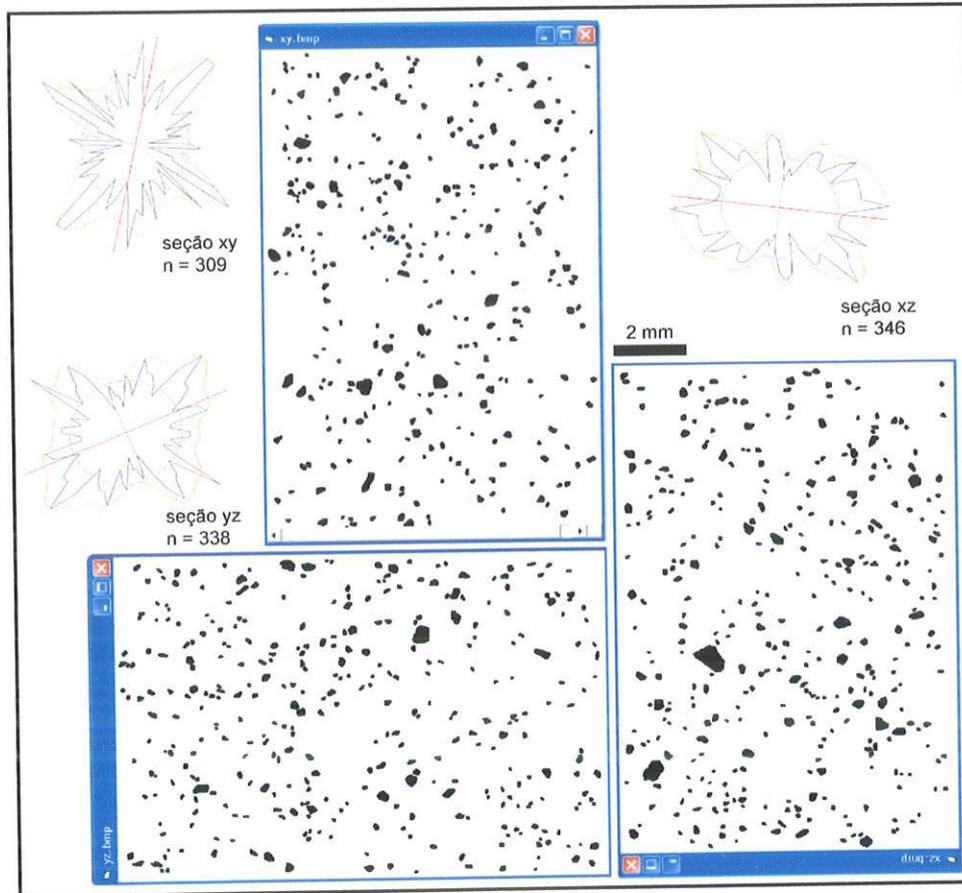


Figura 32 - Orientação preferencial de grãos no diamictito PGI1 (elipsóide normalizado). A foliação (círculo azul) é o elemento estrutural mais estável ( $1\sigma = \pm 4,2^\circ$ ), mergulhando para NW. A lineação tende a dispersar no quadrante NE ( $1\sigma = 18,9^\circ$ ), indicando a presença de uma distribuição de grãos predominantemente planar ( $T = 0,49$ ).

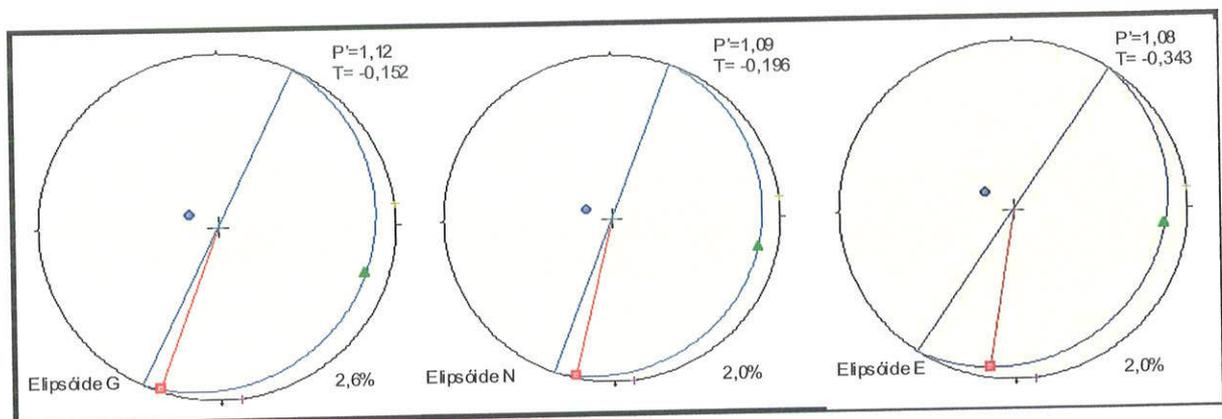
**b) Amostra PGI-2 (Dm – diamictito maciço) seção Presidente Getúlio - Ibirama**

Foram classificados 309, 346 e 338 grãos nas seções *xy*, *xz* e *yz*, respectivamente (Figura 33). A granulometria média é inferior a amostra PGI1, em torno de 0,15mm (areia fina) em cada seção. Os grãos mais grossos não excedem 0,75mm. Na imagem bruta foram eliminados os grãos menores que 32 pixels, o que deixa os grãos mais finos da imagem na fração silte ( $\geq 0,07\text{mm}$ ). Como em PGI1, as elipses seccionais nas seções verticais possuem mergulho baixo, o que indica a presença de uma foliação de forma subhorizontal.

Quando combinadas, as três imagens classificadas correspondendo as seções *xy*, *xz* e *yz* fornecem elipsóides bem definidos ( $\sqrt{F} \leq 2,6\%$ ) (Figura 34). A foliação de forma em cada elipsóide mergulha suavemente ( $< 27^\circ$ ) para SE e E. Diferentemente de PGI1, a forma do elipsóide tende a neutro ou plano-linear (elipsóide G e N), a prolato ou linear (elipsóide E). A lineação é subhorizontal e orienta-se na direção NNE-SSW.



**Figura 33** - Distribuição de grãos clásticos em amostra de diamictito (PGI2) situada sobre o embasamento, correspondendo ao 1º Ciclo Deposicional. Nas seções xz e yz o eixo z é vertical, com o topo situado no alto da imagem correspondente. A seção xy é horizontal. Note que as rosas de direção das seções verticais (xz e yz) mergulham suavemente, indicando a presença de uma foliação de forma de baixo mergulho. n, número de grãos.



**Figura 34** - Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra PGI2. A foliação de forma da população mergulha para Leste, enquanto a lineação cai suavemente para NNE.  $P'$ , anisotropia;  $T$ , parâmetro de forma. O ajuste das elipses seccionais é dado pelo parâmetro  $\sqrt{F}$  (canto inferior direito) que varia de 2,6% (G), 2,0% (N) e 2,0% (E).

A consistência dos parâmetros dos elipsóides G, N e E indica que a fábrica é homogênea na escala da amostra. O elipsóide normalizado, que melhor representa a distribuição dos grãos nesta amostra, apresenta um bom agrupamento da lineação e dos pólos da foliação em consistência com o arranjo plano-linear da fábrica (Figura 35). Diferentemente da PGI1 cuja foliação mergulha 27° para NW, na amostra PGI2 a foliação média mergulha suavemente (13°) para o Leste. Se a inclinação da foliação de forma de PGI1 pode ser utilizada como indicador do sentido de fluxo, neste caso para SE, na amostra PGI2, o suave mergulho da foliação não permite sua utilização como marcador de fluxo. Este critério, baseado na inclinação da foliação, é sensível a pequenas variações de mergulho das camadas regionais e que pode modificar rapidamente a posição do pólo quando este é muito próximo a vertical.

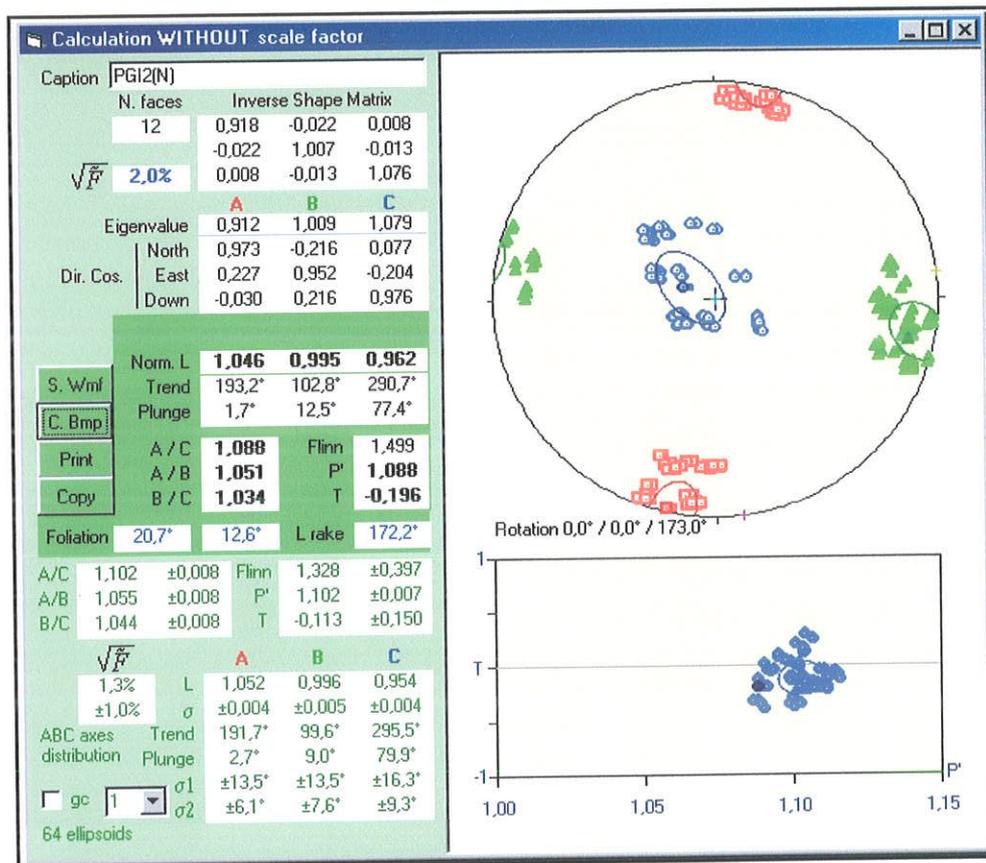


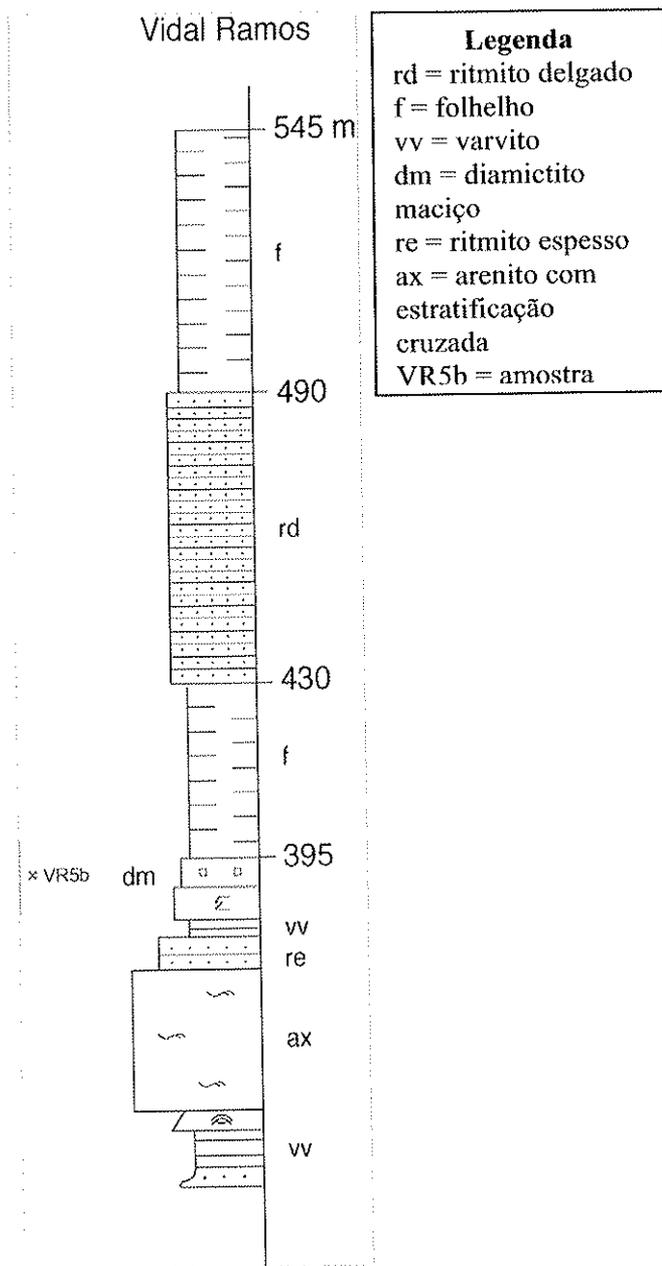
Figura 35 - Orientação preferencial de grãos no diamictito PGI2 (elipsóide normalizado). A fábrica de forma de grãos plano-linear (T = -0,196) define uma lineação subhorizontal de direção N-S e uma foliação ( $1\sigma = \pm 13,5^\circ$ ) aproximadamente subhorizontal (mergulho médio de 13° para leste).

### c) Amostra VR5b (Dm – Seção de Vidal Ramos)

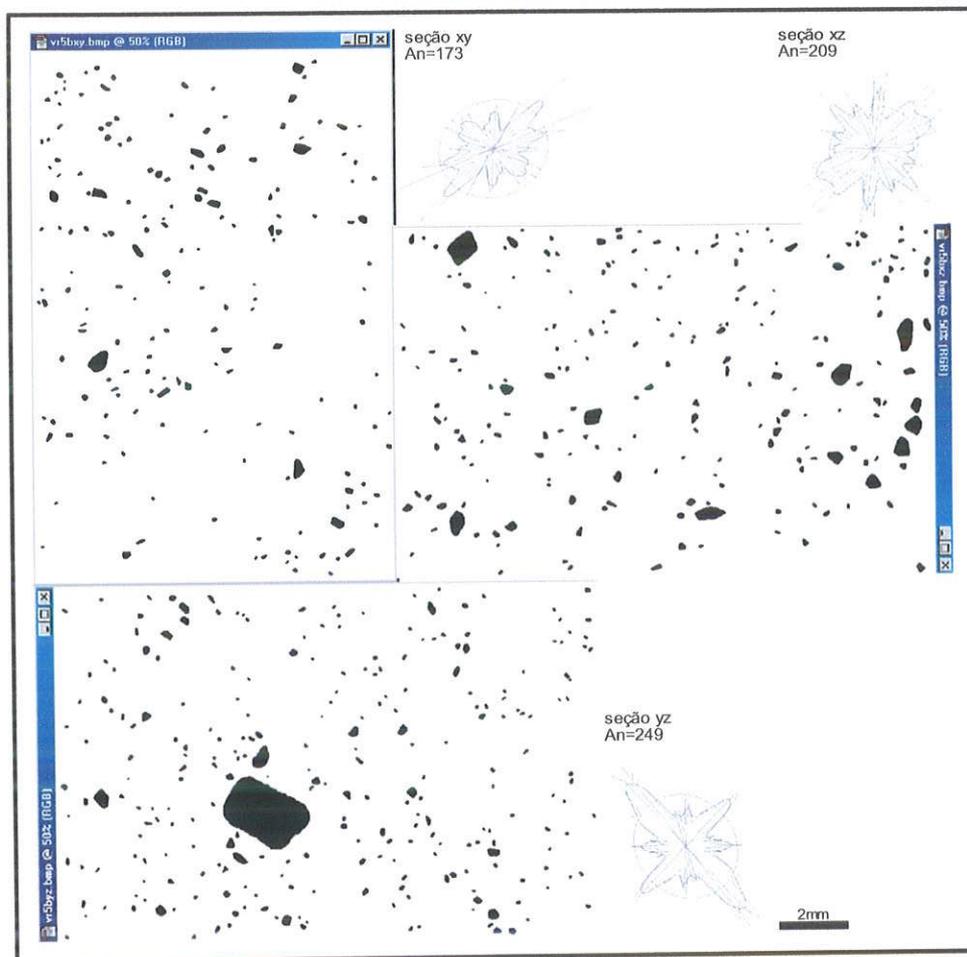
Trata-se de um diamictito maciço (Dm), compacto, com aproximadamente 1m de espessura, aflorando na entrada da cidade de Vidal Ramos. Ele está recoberto por um espesso pacote de folhelho (35m) e ritmitos finos (60m) (Figura 36). O folhelho é regionalmente

correlacionável ao “Folhelho Lontras”, correspondendo ao topo do 1º ciclo de Castro (1988) (Figura 36 - Perfil).

Foram classificados 173, 209 e 249 grãos nas seções *xy*, *xz* e *yz*, respectivamente (Figura 37). A granulometria média em cada seção é da ordem de 0,18mm (areia fina), com os grãos mais grossos alcançando a fração grânulo ( $\leq 2,3\text{mm}$ ). A população de grãos nas seções *xy* e *yz* possui razões axiais médias da ordem de 1,13, enquanto na seção *xz* a elipse de distribuição é de 1,07. Esta anisotropia mais baixa ocorre pela grande variabilidade das orientações dos grãos nessa seção.

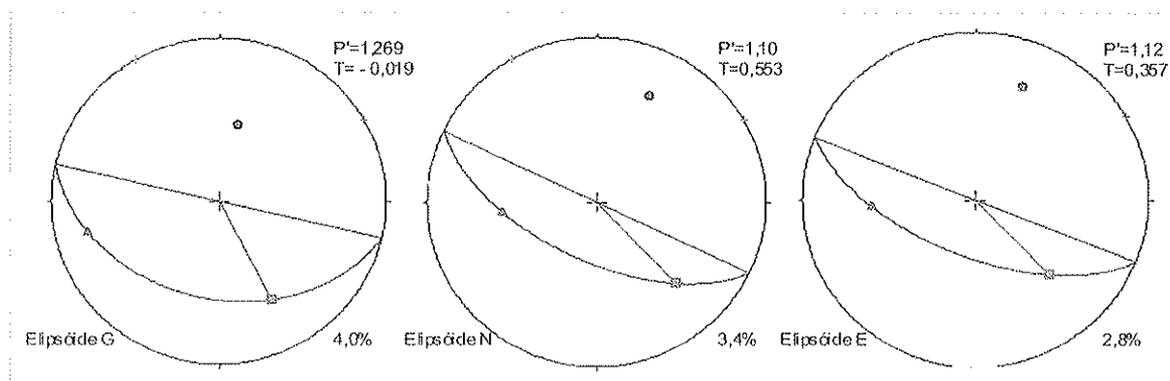


**Figura 36** – Perfil de Vidal Ramos, localizando a amostra (VR5b) de diamictito maciço do 1º Ciclo Depositional, que se encontra sobreposta ao folhelho.



**Figura 37** - Distribuição de grãos clásticos e respectivas rosas de direções em amostra de diamictito (VR5b) subjacente ao Folhelho Lontras em Vidal Ramos (SC). A granulometria varia de 0,18mm a 2,3mm. An = número de grãos.

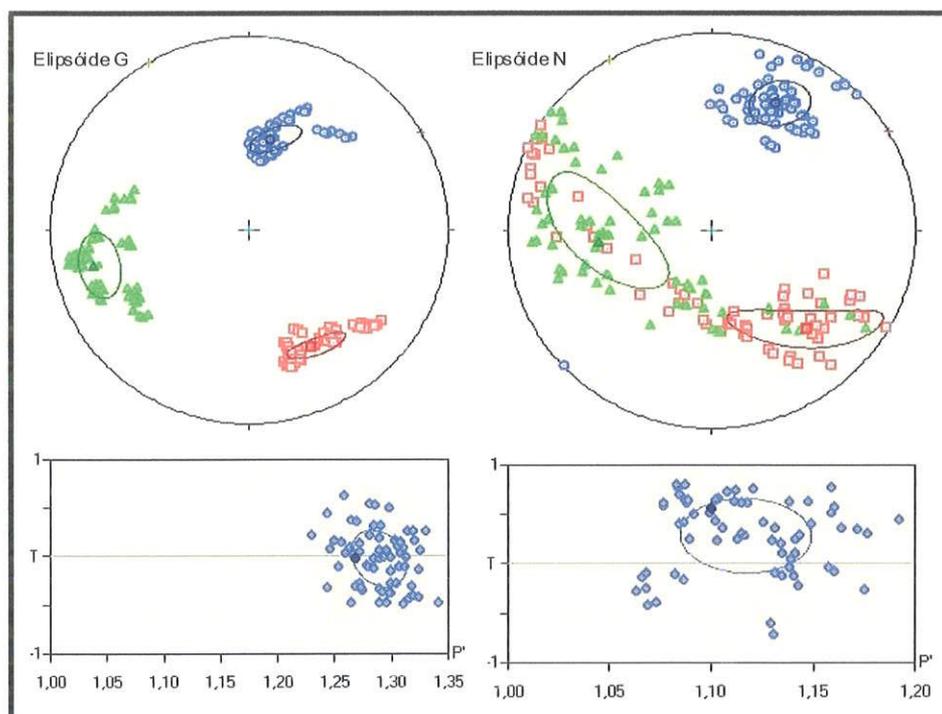
A organização da trama de grãos nas três seções ortogonais varia de linear (elipsóide G; Figura 38) a planar (elipsóides N e E). A anisotropia é maior na trama linear ( $P = 1,27$ ) do que na planar (1,10 e 1,13 nos elipsóides N e E). Essas variações parecem estar relacionadas a forte variação no tamanho dos grãos que, no caso do cálculo do elipsóide G, desloca os parâmetros da trama para aqueles correspondendo aos grãos mais grossos. Apesar da mudança de simetria da fábrica, a orientação das direções principais dos elipsóides permanece relativamente constante, com a foliação de forma dos grãos mergulhando moderadamente (G) a fortemente (N, E) para SW; a lineação, por sua vez, cai para SE.



**Figura 38** - Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra VR5b. A foliação de forma da população mergulha para SW, enquanto a lineação cai suavemente para SE.  $P'$ , anisotropia;  $T$ , parâmetro de forma. O ajuste das elipses seccionais é dado pelo parâmetro  $\sqrt{F}$  (canto inferior direito), e que varia de 4,0% (G), 3,4% (N) e 2,8% (E).

Subdividindo cada imagem em 4 sub-imagens e recombinando-as nas 3 seções ortogonais obtêm-se 64 elipsóides, cujos parâmetros médios caracterizam a fábrica 3D da amostra. Os resultados correspondendo ao elipsóide G e ao N são apresentados na figura 39. Neste caso, a recombinação de imagens produz um elipsóide G médio plano-linear ( $T \approx 0$ ) e com uma anisotropia ( $P'$ ) bem agrupada em torno de 1,30. A foliação de forma mergulha moderadamente ( $\approx 60^\circ$ ) para Sul e a lineação para SE. Os parâmetros de forma ( $T$ ) e anisotropia ( $P'$ ) do elipsóide N variam fortemente entre si, embora suas orientações sejam consistentes. O pólo da foliação entra-se bem definido pelo agrupamento dos eixos C ( $1\sigma = \pm 13^\circ$ ), enquanto os eixos A e B distribuem-se no plano de foliação de forma dos grãos que mergulha fortemente para SW.

A variação dos parâmetros da fábrica com o tipo de cálculo (G, N) utilizado indica que a distribuição de grãos é heterogênea na escala observada. Esta heterogeneidade é nitidamente observada na distribuição de grãos nas seções estudadas, com dispersão e granulação mais fina na seção  $xy$  (Figura 39).



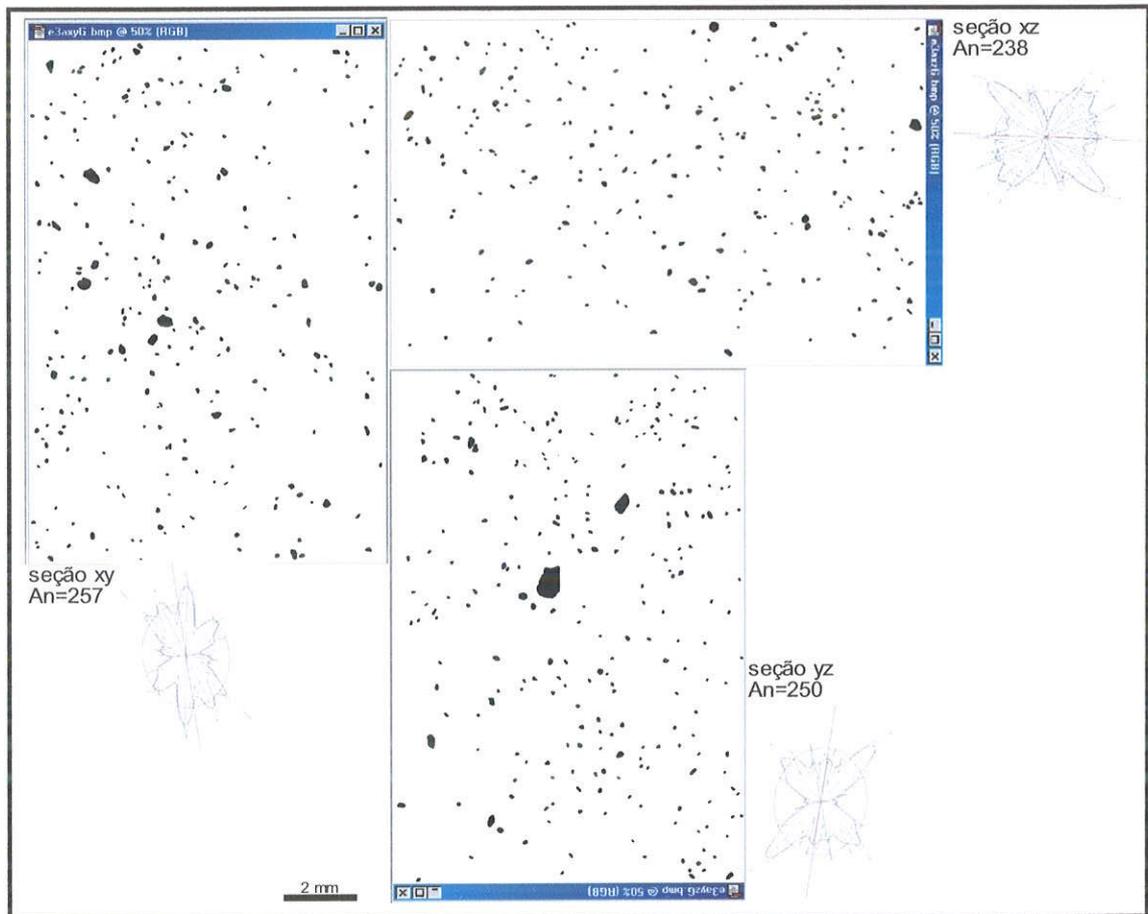
**Figura 39** - Orientação preferencial de grãos no diamictito VR5b obtida pela combinação de 4 imagens por seção, o que permite a construção do elipsóide por recombinação  $4^3$  (= 64 elipsóides). Dependendo do tipo de cálculo utilizado os parâmetros do elipsóide variam fortemente, o que indica uma distribuição heterogênea de grãos na escala de observação.

### 6.3 – Fácies diamictito conglomerático (*Dcg*) do 2º Ciclo Deposicional

#### a) Amostra E3a (Fácies diamictito - *Dcg*) de Dona Emma

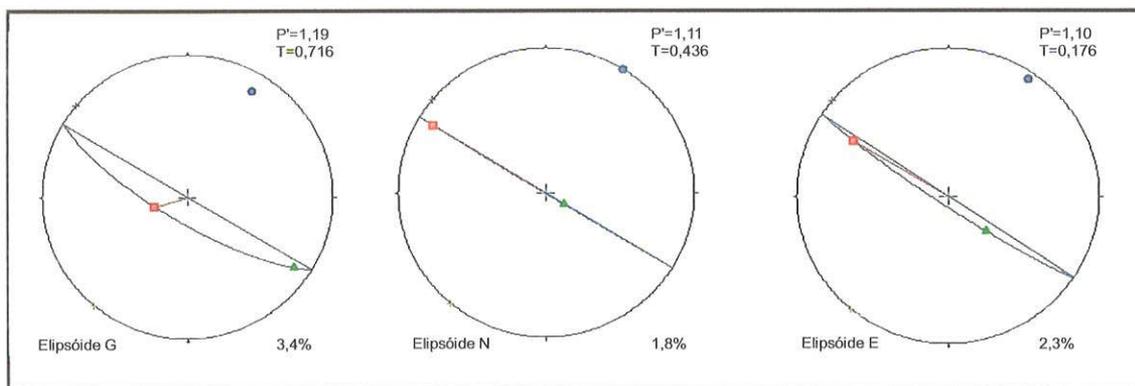
Trata-se de um diamictito conglomerático, estratificado na base e com cerca de 8m de espessura. Ele apresenta seixos, matações e blocos de diversos tipos de rochas. Esse diamictito encontra-se sobreposto pelo arenito que também é glacial e apresenta blocos de rochas vulcânicas (ver figura 26; foto 2). Ele faz parte da Fácies *Dcg*, que corresponde a um ambiente de deglaciação.

Na amostra E3a foram classificados 257, 238 e 250 grãos nas seções *xy*, *xz* e *yz* respectivamente (Figura 40). A granulometria média em cada seção (*xy*, *xz* e *yz*) é da ordem de 0,15, 0,17 e 0,18mm (fração areia fina) respectivamente, com os grãos mais grossos alcançando a fração areia muito grossa (1,0mm). As seções verticais *xz* e *yz* mergulham fortemente (*yz*) a suavemente (*xz*), indicando que existe uma foliação de forma de alto ângulo (seção *yz*) a uma de baixo ângulo (*xz*). A seção horizontal *xy* apresenta uma direção de máximo alongamento mergulhando fortemente, indicando uma foliação de forma de alto ângulo. A elipse fortemente anisotrópica na seção *xy*, sugere que os eixos longos dos grãos estão orientados neste plano (Figura 40).



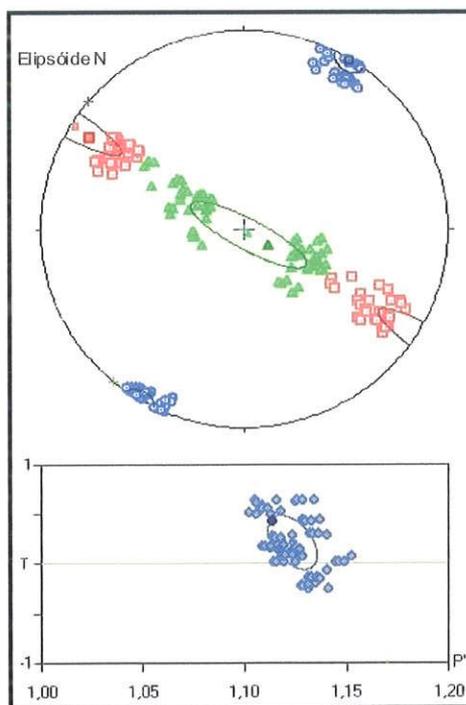
**Figura 40** – Distribuição dos grãos clásticos da amostra E3a, localizada na gruta no município de Dona Emma. As seções *xz* e *yz* estão verticalizadas. An = número de grãos.

Os elipsóides G, N e E são mostrados na figura 41, onde cada elipsóide define adequadamente um elipsóide de 3,4% (elipsóide G), 1,8% (elipsóide N) e 2,3% (elipsóide E). Conforme a distribuição de grãos nas elipses seccionais, a foliação de forma mergulha fortemente para SW (tensores G e E) e verticalmente (tensor N). A lineação cai para SW (tensor G) e para NW (tensores N e E). Como  $T > 0$  nos três elipsóides, a variação no caimento da lineação é coerente com a forma oblata da distribuição de grãos (Figuras 40 e 41).



**Figura 41** – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra E3a. A foliação de forma da população (traço azul) possui mergulho subvertical a vertical nos três elipsóides (G, N e E). A lineação (quadrado vermelho) cai para SW (elipsóide G) e para NW (elipsóides N e E). P', anisotropia; T, parâmetro de forma. O ajuste das elipses seccionais é dado pelo parâmetro  $\sqrt{F}$  (canto inferior direito), e que varia de 3,4%(G) e 1,8%(N) e 2,3%(E).

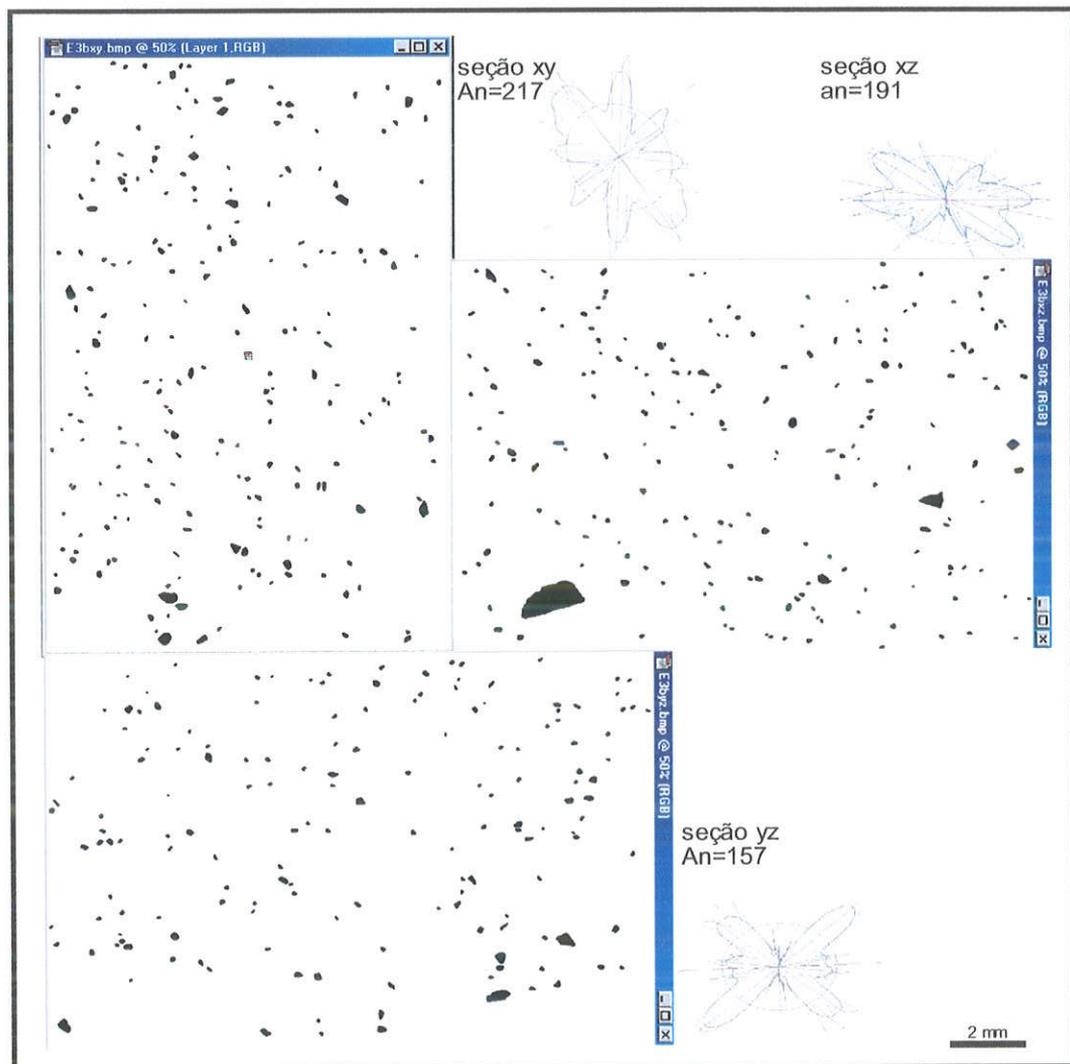
A figura 42 mostra os parâmetros médios resultantes do elipsóide N que possui simetria oblata ( $T > 0$ ). A fábrica de grãos é homogênea nos elipsóides G e N, e um pouco heterogênea no elipsóide E, onde a simetria dos grãos é planar e mais dispersa. A foliação de forma mergulha em torno de  $80^\circ$  para SW nos três tensores calculados, indicando ser um elemento estrutural estável para essa amostra. A lineação é em torno de  $28^\circ$  nos três elipsóides e tende a dispersar nos quadrantes NW (tensores N e E) e SW (tensor G).



**Figura 42** – Orientação preferencial dos grãos de diamictito da amostra E3a. O elipsóide N apresenta uma distribuição que indica uma foliação de forma subvertical, com uma magnitude da trama planar e a anisotropia é 1,11.

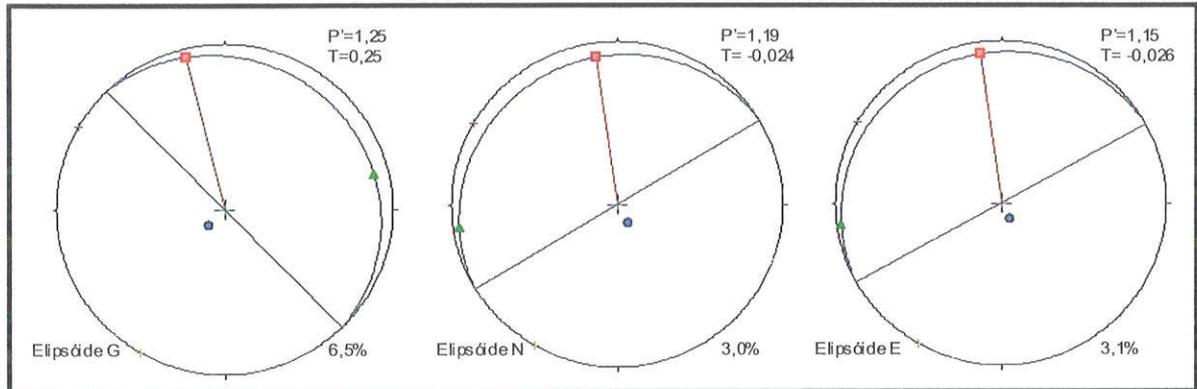
**b) Amostra E3b (seção de Dona Emma)**

Na amostra E3b foram classificados 217, 191 e 157 nas seções  $xy$ ,  $xz$  e  $yz$ , respectivamente (Figura 43). A granulometria média e maior concentração dos grãos das três seções é na fração de 0,1mm (areia muito fina). Os grãos mais grossos alcançam 0,45mm na seção  $yz$ . A razão axial média da população de grãos é em torno de 1,19. O valor maior (alto) da razão axial reflete nas suas rosas de direção que são mais alongadas nas três seções. As seções de máximo alongamento mergulham suavemente nas seções  $xz$  e  $yz$ , e moderadamente na seção  $xy$  (Figura 43). As elipses seccionais nas seções verticais possuem mergulho baixo, o que indica a presença de uma foliação de forma subhorizontal a horizontal (seção  $yz$ ).

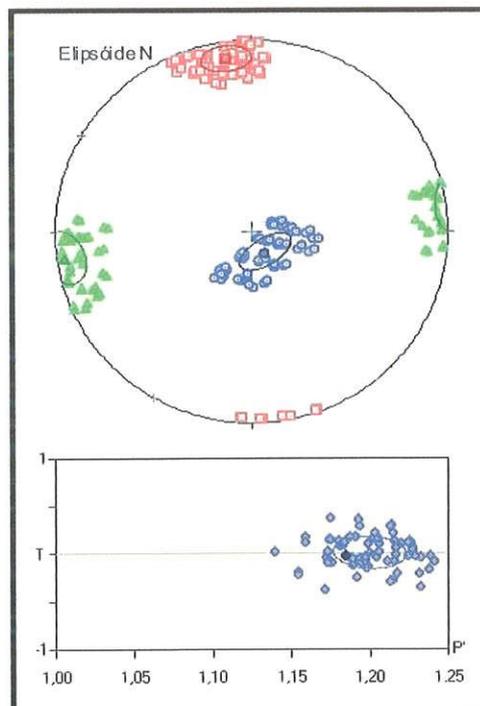


**Figura 43** – Distribuição dos grãos clásticos da amostra E3b, situada na Gruta em Dona Emma, correspondendo ao 2º ciclo. Notar as seções  $xz$  e  $yz$  que se encontram subhorizontalizadas, podendo ser visto pelas rosas de direções que mergulham suavemente e apresentam uma foliação de baixo mergulho;  $An$  = número de grãos.

Os elipsóides formados a partir do ajuste das três elipses seccionais, são bem definidos, como pode ser observado com o parâmetro de confiabilidade ( $\sqrt{F} < 6,5\%$ ) nos três elipsóides (G, N e E) da figura 44. A foliação de forma mergulha suavemente para NE (tensor G) e para NW (tensores N e E) e a lineação cai para N no mergulho do plano. Recombinando 4 sub-imagens nas 3 seções perpendiculares, obtemos elipsóides com simetria levemente planar (G) a plano-linear (N) (Figura 45) A fábrica de grãos é bem definida.



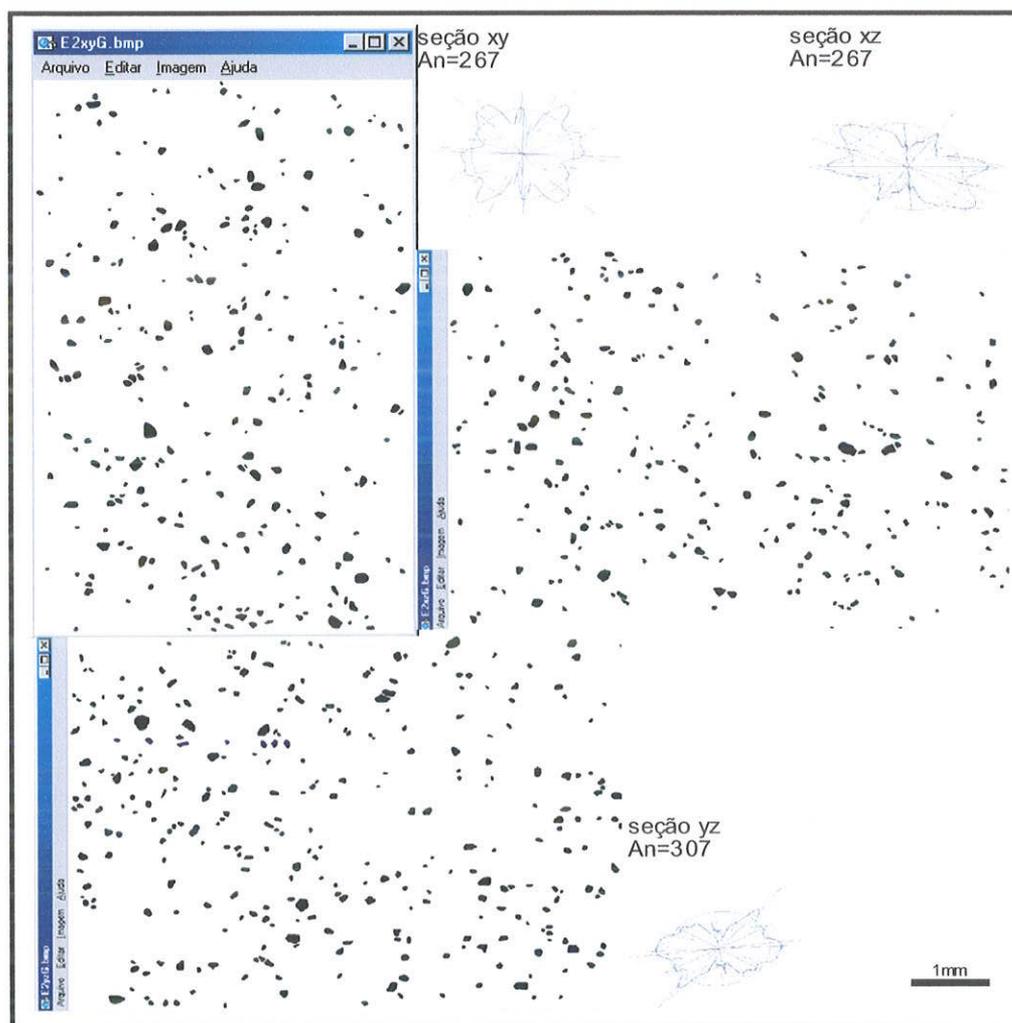
**Figura 44** – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra E3b. A foliação de forma da população (traço azul) mergulha para NE no elipsóide G, enquanto nos elipsóides N e E mergulha para NW. A lineação (quadrado vermelho) cai para NW nos três elipsóides. P', anisotropia; T, parâmetro de forma. O ajuste das elipses seccionais é dado pelo parâmetro  $\sqrt{F}$  (canto inferior direito), e que varia de 6,5%(G), 3,0%(N) e 3,1%(E).



**Figura 45** – Orientação preferencial dos grãos de diamictitos da amostra E3b (elipsóide N). Notar a distribuição mais agrupada com os grãos predominantemente plano-linear com  $T \cong 0$  ( $T = -0,024$ ).

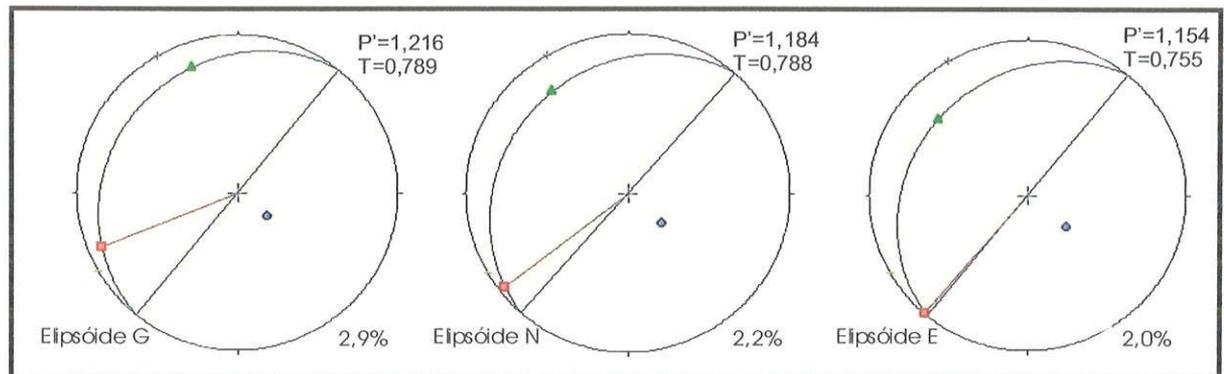
### c) Amostra E2 (seção de Dona Emma)

Foram classificados 267, 267 e 307 grãos nas seções  $xy$ ,  $xz$  e  $yz$ , respectivamente (Figura 46). A granulometria média em cada seção é cerca de 0,06mm (fração silte grosso) e os grãos mais grossos atingem o tamanho de 0,17mm. Os grãos menores do que 16 pixels foram eliminados na imagem bruta. As seções  $xz$  e  $yz$  são verticalizadas e a  $xy$  é horizontal. A razão axial média da população na seção horizontal ( $xy$ ) é de 1,07, enquanto nas seções verticais é de 1,17. A forma mais alongada das rosas de direção nas seções verticais ( $xz$  e  $yz$ ) é em reflexo do valor da razão axial mais elevado (1,17) nas referidas seções, se comparadas com o valor mais baixo (1,07) da seção horizontal ( $xy$ ). O baixo ângulo da foliação de forma nessa amostra é evidenciado pela direção de máximo alongamento que mergulha suavemente nas seções verticais (figura 46). A elipse fracamente anisotrópica da seção horizontal sugere que os eixos longos dos grãos não possuem orientação neste plano.



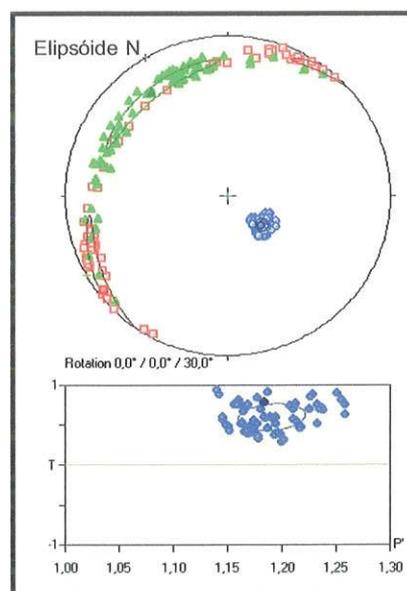
**Figura 46** – Distribuição de grãos clásticos na amostra de diamictito E2 correspondente ao 2º ciclo deposicional, localizada acima da Gruta de Dona Emma. Nas seções  $xz$  e  $yz$  o eixo  $z$  é vertical, com o topo situado na base de cada imagem. An = número de grãos de cada seção.

A figura 47 mostra os elipsóides G, N e E, que foram formados a partir do ajuste das três elipses seccionais. Em cada caso as elipses definem adequadamente um elipsóide (G = 2,9%; N = 2,2% e E = 2,0%). De acordo com a distribuição dos grãos nas elipses seccionais, a foliação de forma mergulha suavemente para NW nos três elipsóides, enquanto a lineação cai para SW. A variação no caimento da lineação é consistente com a forma oblata da distribuição de grãos ( $T > 0$ ).



**Figura 47** – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos na amostra E2. A foliação de forma da população (traço azul) mergulha suavemente para NW nos três elipsóides (G, N e E) e a lineação (seta vermelha) cai para SW. A consistência dos dados é dada com 2,9% (G), 2,2% (N) e 2,0% (E).

Os parâmetros médios resultantes dos três elipsóides são mostrados na figura 48. Em cada caso a anisotropia média ( $P'$ ) é da ordem de 1,20 e o elipsóide é oblato. Para os resultados direcionais, a foliação de forma mergulha  $23^\circ$  para NW no elipsóide N e a lineação tende a dispersar no quadrante SW ( $1\sigma = 32^\circ$ ), em consistência com a distribuição de grãos predominantemente planar ( $T = 0,788$ ). Estes resultados indicam que a fábrica de grãos é homogênea nos três elipsóides, independente da escala utilizada.



**Figura 48** – Orientação preferencial de grãos no diamictito E2, obtida pela combinação de 4 imagens por seção, resultando na construção do elipsóide por combinação (= 64 elipsóides). Elipsóide N.

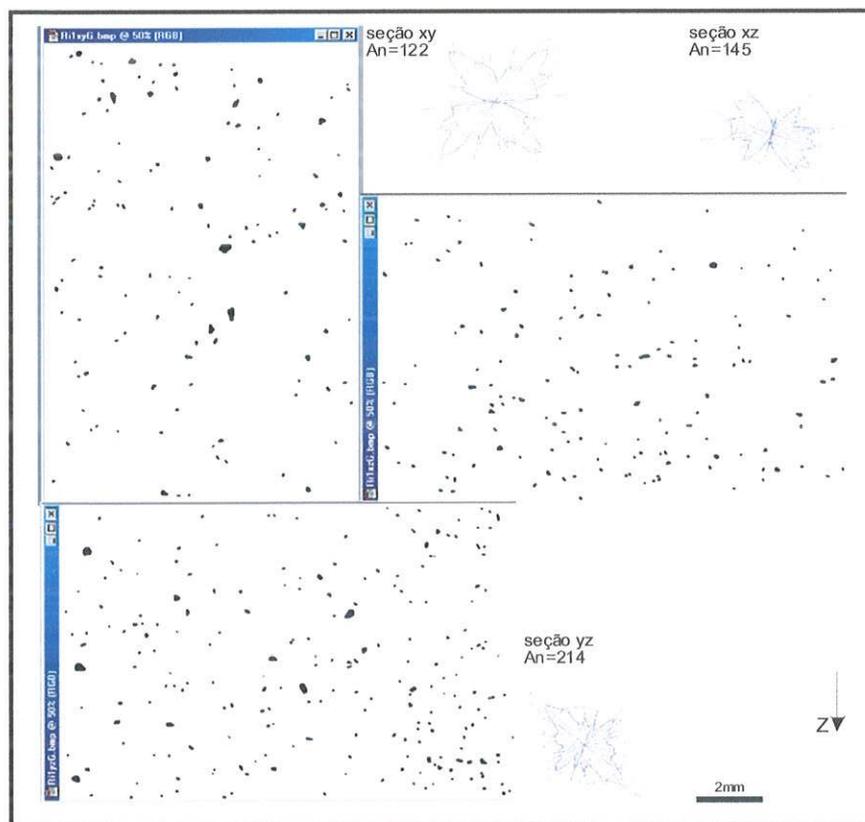
#### 6.4 - Fácies Diamictito estratificado (*De*) da seção Rio do Sul – Ituporanga

Os diamictitos são maciços, bastante cimentados (compactados), com espessuras que alcançam até 50m (pedreiras ao longo da rodovia Rio do Sul – Alfredo Wagner). Na base dos afloramentos, geralmente, os diamictitos apresentam-se estratificados. Localmente são visíveis concreções (massa de arenito) dentro do diamictito. As amostras RI1, RI2a, RI4a e b e RI5 foram coletadas nos perfis P6 (km 8) e P7 (km 18) (Figura 27).

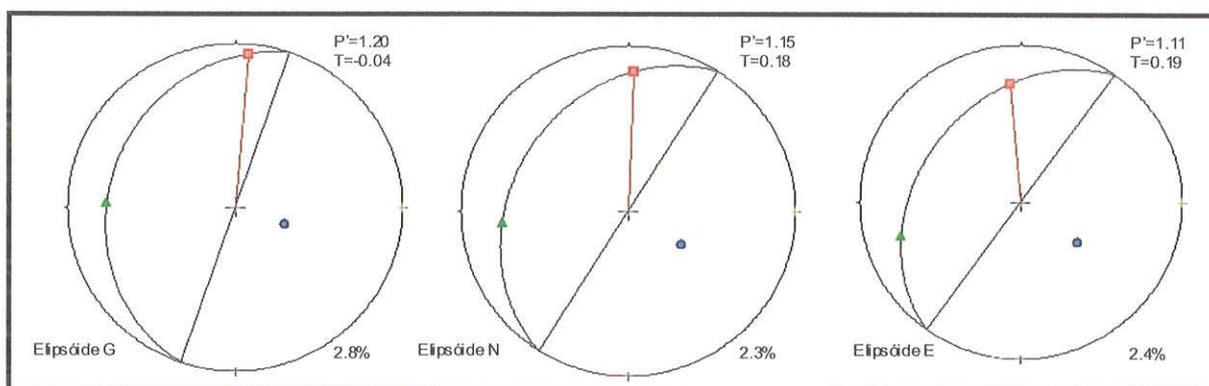
##### a) Amostra RI1 (seção Rio do Sul – Ituporanga)

Na amostra RI1 foram classificados 122, 145 e 214 grãos nas seções  $xy$ ,  $xz$  e  $yz$ , respectivamente (Figura 49). Na imagem bruta foram eliminados os grãos menores que 16 pixels. A granulometria média é de 0,11mm nas três seções (fração silte grosso).

Combinando as imagens totais das três seções (Figura 50) observa-se que a anisotropia ( $P'$ ) é maior quando a distribuição reflete a orientação dos grãos maiores ( $P' = 1,20$ ), e menor quando reflete a orientação dos grãos menores ( $P' = 1,11$ ). O elipsóide resultante é plano-linear ( $G$ ) a planar ( $N$  e  $E$ ). As direções principais são estáveis em cada caso, com a foliação de forma mergulhando para NW e a lineação para N.

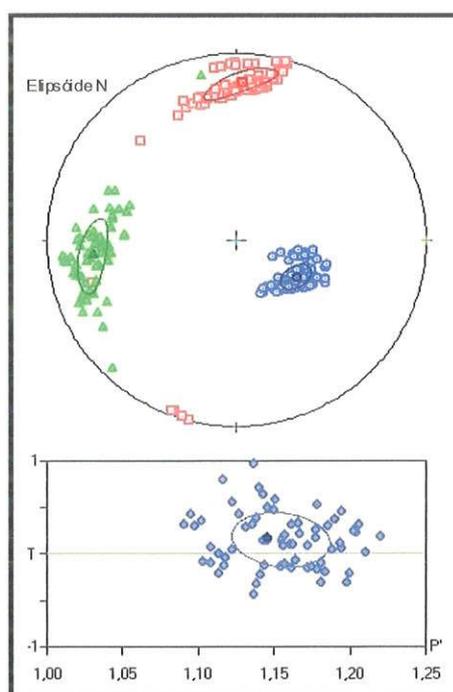


**Figura 49** – Distribuição de grãos clásticos em amostra de diamictito (RI1). Essa amostra localiza-se no 2º Ciclo Depositional. A seção  $xy$  é horizontal e as seções  $xz$  e  $yz$  são verticais (seta indica direção de  $z$ ). As rosas de direção das duas seções mergulham suavemente (seção  $yz$ ) a moderada (seção  $xz$ ). An = número de grãos.



**Figura 50** – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra RII.  $P'$  = anisotropia;  $T$  = parâmetro de forma. O ajuste das elipses seccionais é dado pelo parâmetro  $\sqrt{F}$  (canto inferior direito), e que varia de 2,8%(G), 2,3%(N) e 2,4%(E).

A fábrica de grãos permanece estável quando subdividimos a imagem em 4 lotes e as recombinações nas 3 seções (Figura 51). O elipsóide G permanece plano-linear ( $T \cong 0$ ), com uma anisotropia ( $P'$ ) agrupada em 1,20. Nos demais elipsóides os valores de anisotropia estão mais dispersos (1,15 e 1,11 para os elipsóides N e E respectivamente). A foliação de forma mergulha moderadamente ( $\approx 25^\circ$ ) para NW e a lineação cai para N e NNW. O pólo da foliação é bem definido pelo agrupamento dos eixos C ( $1\sigma = \pm 7,1^\circ$ ), enquanto os eixos A e B encontram-se bem agrupados no plano de foliação.

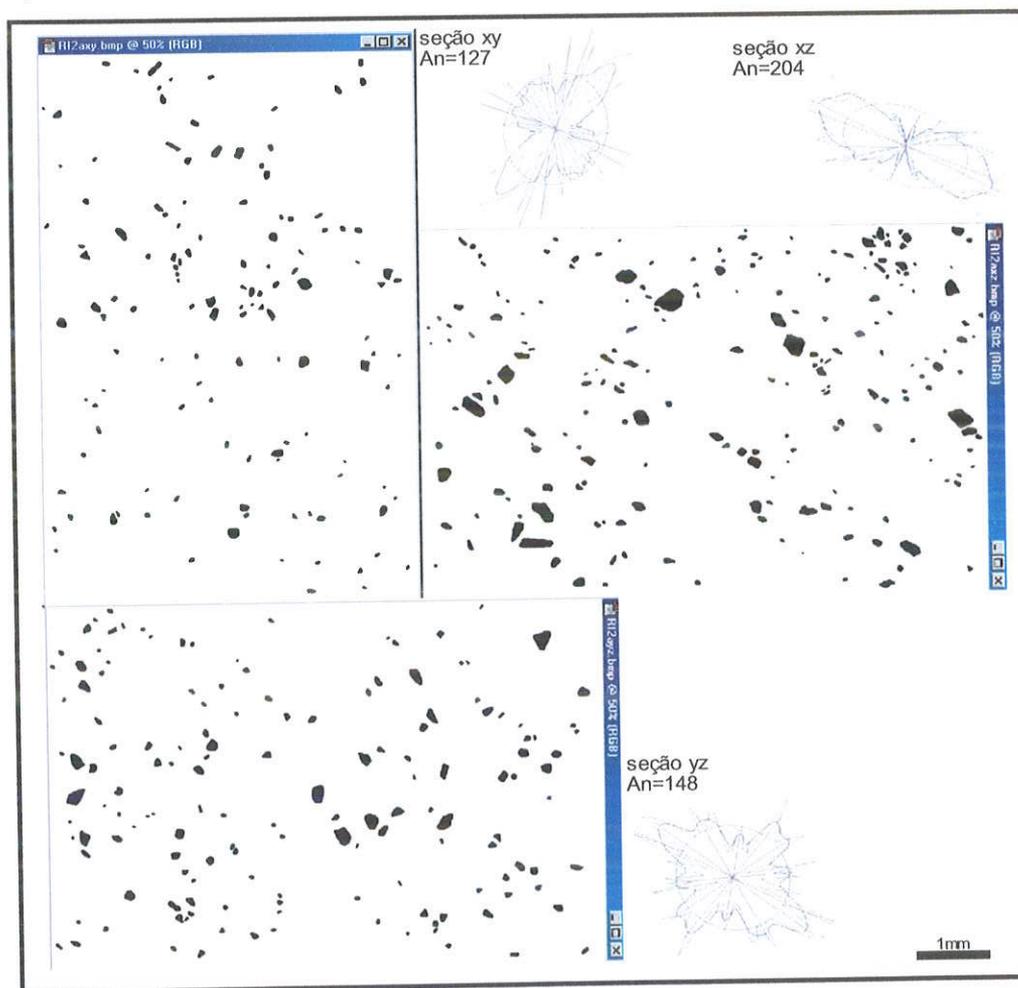


**Figura 51** – Orientação preferencial de grãos no diamictito RII, obtida pela combinação de 4 imagens por seção, permitindo a construção do elipsóide por recombinação  $4^3$  (=64 elipsóides). Nessa amostra os parâmetros do elipsóide são uniformes (Elipsóides G, N e E), o que indica uma distribuição homogênea dos grãos na escala de observação.

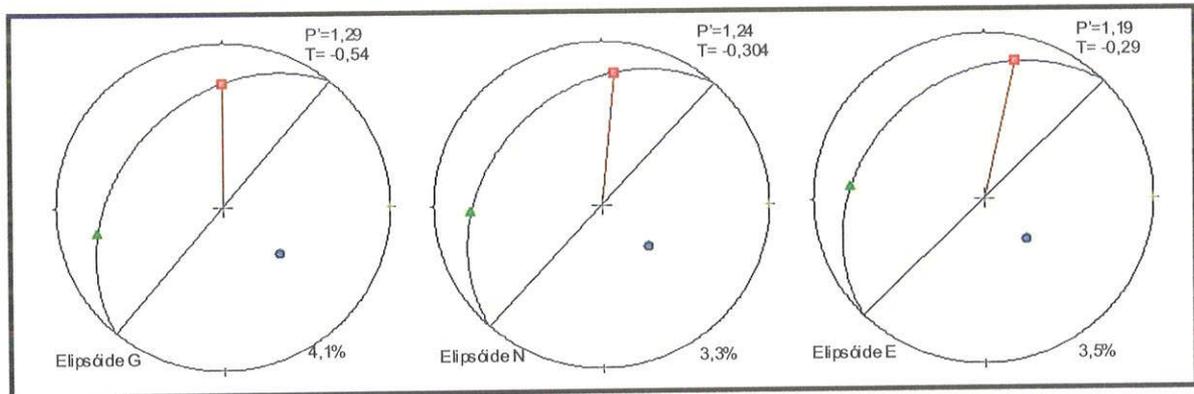
### b) Amostra RI2a (seção Rio do Sul – Ituporanga)

Foram classificados 127, 204 e 148 grãos nas três seções ortogonais ( $xy$ ,  $xz$  e  $yz$ , respectivamente) (Figura 52). A granulometria média situa-se em torno de 0,6mm (fração areia grossa) e os grãos maiores não ultrapassam 3,5mm (grânulo). Na imagem bruta foram eliminados grãos menores do que 16 pixels. As elipses seccionais nas seções verticais ( $xz$  e  $yz$ ) mergulham moderadamente, incluindo uma foliação de mergulho relativamente baixo.

Quando combinadas, as imagens totais classificadas produzem elipsóides bem definidos ( $\sqrt{F} \leq 4,1\%$ ). A foliação de forma mergulha suave a moderadamente ( $\approx 30^\circ$ ) para NW e a lineação, subhorizontal, orienta-se na direção N-S ( $1\sigma = 12^\circ$ ) (Figura 53). A simetria dos grãos é linear ( $T < 0$ ) nos três elipsóides. O valor da anisotropia situa-se entre 1,20 e 1,30 nos três elipsóides.

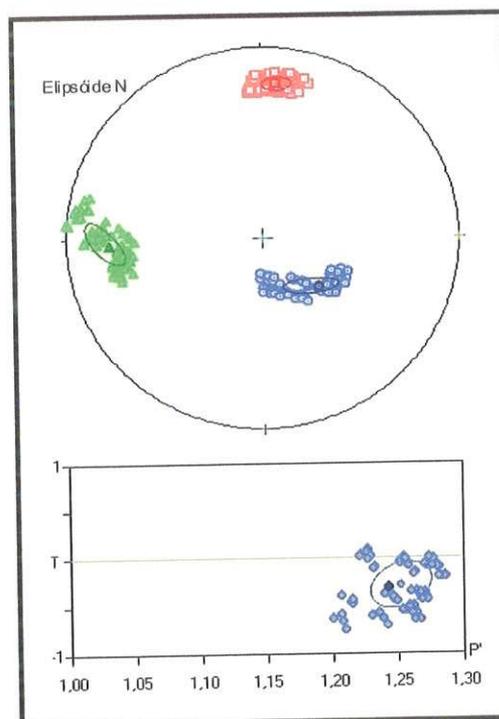


**Figura 52** - Distribuição de grãos clásticos em amostra de diamictito (RI2a) situada na região de Rio do Sul e corresponde ao 2º Ciclo Deposicional. Nas seções  $xz$  e  $yz$  o  $z$  é vertical e a  $xy$  é horizontal. As rosas de direção das seções verticais ( $xz$  e  $yz$ ) mergulham moderadamente, indicando uma foliação de forma com ângulo moderado. An = número de grãos.



**Figura 53** - Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra RI2a. A foliação de forma da população mergulha para NW, enquanto a lineação cai suavemente para NNE.  $P'$  = anisotropia;  $T$  = parâmetro de forma. O ajuste das elipses seccionais é dado pelo parâmetro  $\sqrt{F}$  (canto inferior direito) e que varia de 4,1% (G), 3,3% (N) e 3,5% (E).

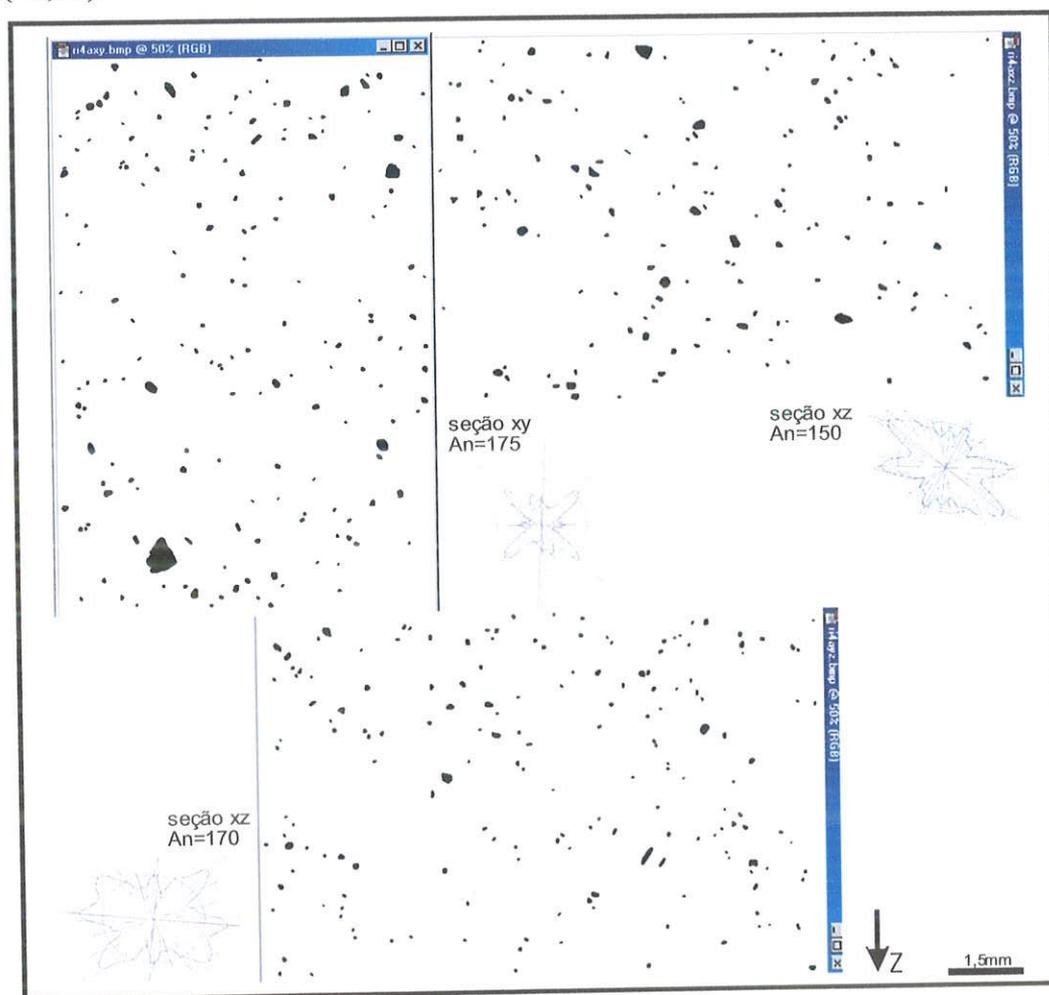
A figura 54 é resultante da combinação das imagens subdivididas em 4 sub-imagens. O elipsóide E apresenta uma distribuição dos grãos menos homogênea se comparado com o elipsóide N. A simetria dos grãos no elipsóide E é linear e mais dispersa (Figura 53). O elipsóide normalizado (N) apresenta um bom agrupamento da lineação e dos pólos da foliação, com orientação semelhante à obtida nas imagens totais (Figura 52).



**Figura 54** – Orientação preferencial de grãos no diamictito RI2a obtida pela combinação 4<sup>3</sup> imagens por seção, resultando em 64 elipsóides.  $P'$  = anisotropia;  $T$  = simetria dos grãos.

### c) Amostra RI4a - seção Rio do Sul – Ituporanga

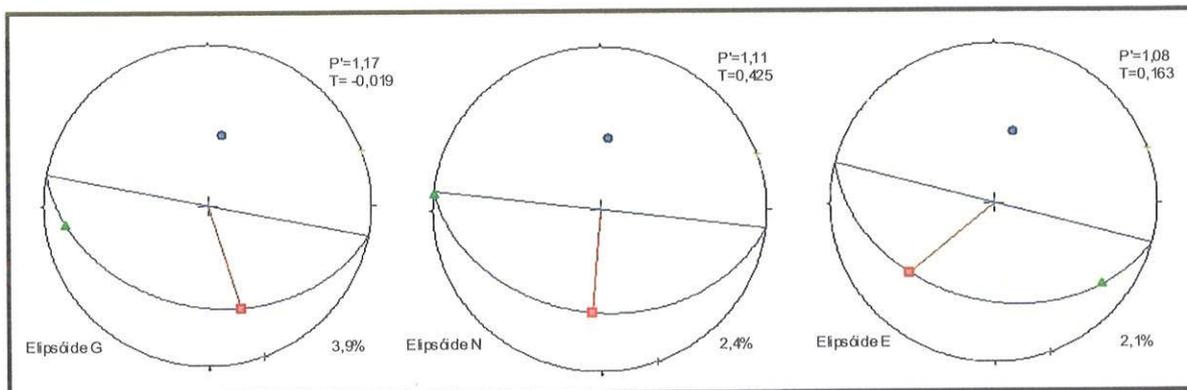
Foram classificados 175, 150 e 170 grãos nas seções  $xy$ ,  $xz$  e  $yz$ , respectivamente (Figura 55). A granulometria média em cada seção é da ordem de 0,1mm (fração areia muito fina) nas três seções, com os grãos mais grossos alcançando 0,6mm (areia grossa). Na imagem bruta foram eliminados os grãos menores que 16 pixels. As seções  $xz$  e  $yz$  são verticais e apresentam elipses seccionais que mergulham suavemente ( $yz$ ) a moderadamente ( $xz$ ) indicando foliação de forma de baixo ângulo. As razões axiais mais elevadas nas seções  $xz$  e  $yz$  ( $\pm 1,13$ ) refletem nas suas rosas de direção mais alongadas, comparando-as com a seção  $xy$  ( $\pm 1,09$ ).



**Figura 55** – Distribuição de grãos clásticos na amostra RI4a, situada sobre o Folhelho Lontras e corresponde ao 2º ciclo. Nas seções  $xz$  e  $yz$  o eixo  $z$  é vertical (seta preta). A seção  $xy$  é horizontal. An = número de grãos.

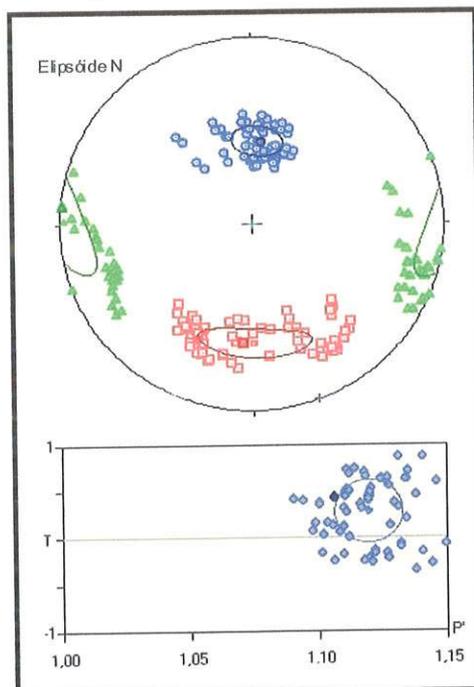
Quando combinadas, as três imagens, correspondentes as seções  $xy$ ,  $xz$  e  $yz$  fornecem elipsóides bem definidos ( $\sqrt{F} < 4\%$ ) (Figura 56). A foliação de forma mergulha ( $\approx 36^\circ$ ) para SSW nos três elipsóides. A simetria de forma tende a planar nos elipsóides N e E, e a plano-linear no elipsóide G. A lineação mergulha  $22^\circ$  para o quadrante SSW (elipsóides N e E) e

SSE (elipsóide G). O índice de incompatibilidade para o elipsóide G é de 3,9%, para o N é de 2,4% e para o elipsóide E é 2,1%.



**Figura 56** – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra RI4a. A foliação de forma da população (traço azul) mergulha para SSE no elipsóide G e SSW nos elipsóides N e E. A lineação (quadrado vermelho) cai para SSE e SSW.

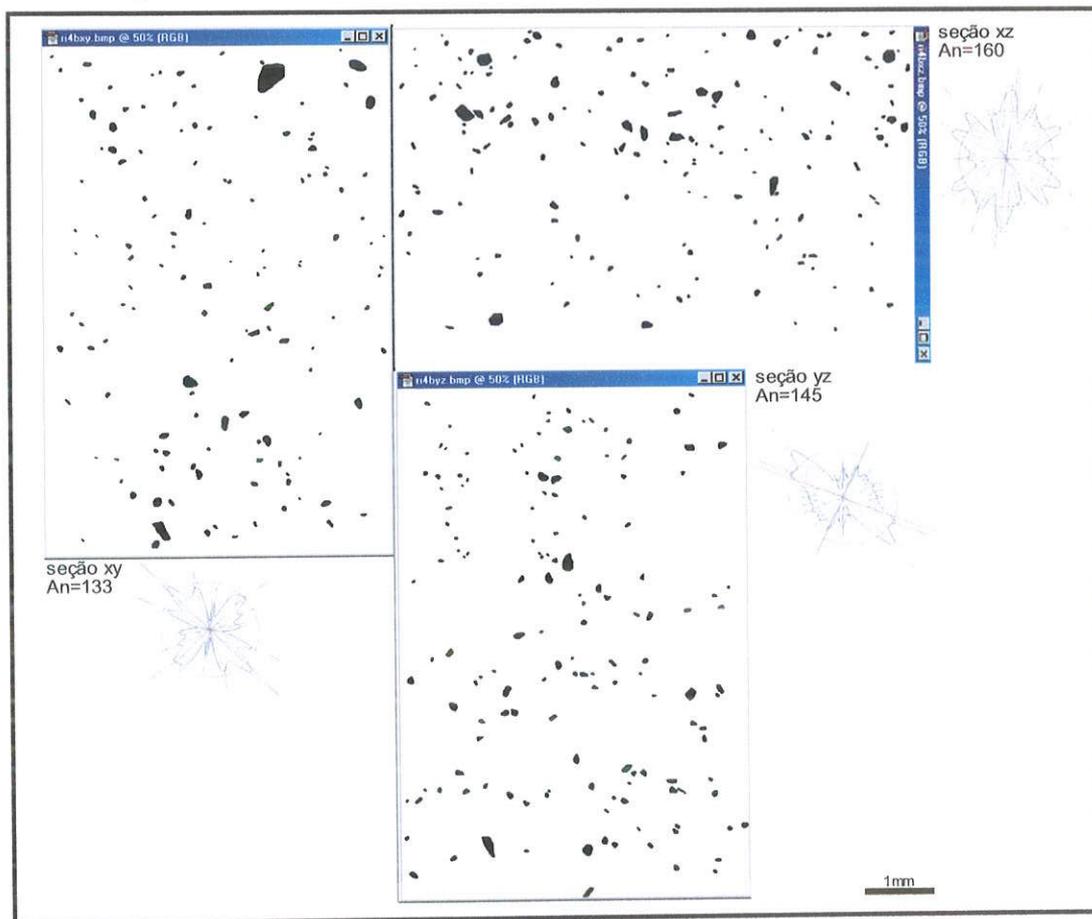
Os parâmetros dos elipsóides (G, N e E) são consistentes e indicam uma fábrica mais homogênea para o elipsóide N, se comparado com os demais (G e E). O elipsóide normalizado (N) é o que melhor representa a distribuição dos grãos nessa amostra, com um bom agrupamento dos pólos da foliação em consistência com o arranjo planar da fábrica (Figura 57). Nesse caso, a foliação ( $1\sigma = \pm 10,4^\circ$ ) mergulha moderadamente ( $36^\circ$ ) para sul, enquanto a lineação cai no mergulho da foliação (Figura 56, elipsóide N).



**Figura 57** – Orientação preferencial de grãos no diamictito RI4a, obtida pela recombinação  $4^3$  de elipses (=64 elipsóides). Notar a distribuição heterogênea de grãos na escala de observação no elipsóide N.

#### d) Amostra RI4b (seção Rio do Sul – Ituporanga)

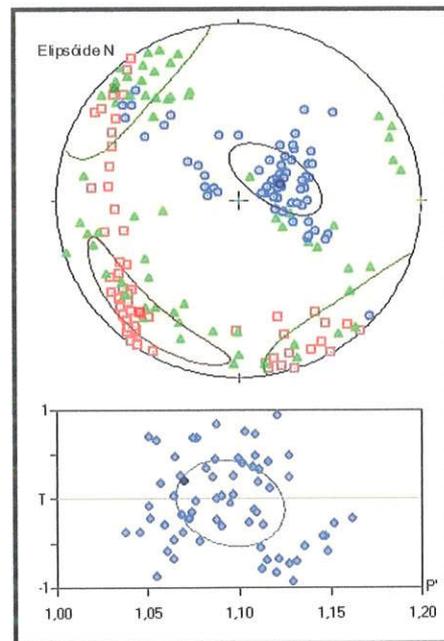
Na amostra RI4b foram classificados 133, 160 e 145 grãos nas seções  $xy$ ,  $xz$  e  $yz$  respectivamente (Figura 58). A granulometria média é em torno de 0,28mm (fração areia média), alcançando o tamanho de até 0,38mm. A população de grãos na seção  $xy$  possui razão axial maior ( $\pm 1,12$ ) do que nas seções  $xz$  e  $yz$  ( $\pm 1,04$ ) mostrando, nestes últimos, um padrão mais esférico para essas elipses.



**Figura 58** – Distribuição de grãos clásticos na amostra de diamictito (RI4b) correspondente ao 2º Ciclo Depositional, localizada entre as cidades de Rio do Sul e Ituporanga. An = número de grãos na seção.

A baixa anisotropia de distribuição de grãos nas três seções reflete-se na dispersão dos parâmetros do elipsóide N (Figura 59). A forma dos elipsóides varia entre os pólos prolato e oblato, indicando uma distribuição heterogênea na escala da amostra. Esta heterogeneidade é também notada nas direções dos eixos A, B e C. A foliação varia de subvertical (G) a subhorizontal (N), ou então seus pólos distribuem-se no plano normal à lineação (E). A lineação, por outro lado, mergulha para SW (E) ou então se dispersam (G, N). A fábrica melhor organizada é a do elipsóide N. Os pólos da foliação estão relativamente bem agrupados ( $1\sigma = 24^\circ$ ) e definem um plano que mergulha para SW. Note, contudo, a forte

variação da simetria do elipsóide N e do seu grau de anisotropia ( $1,04 < P' < 1,17$ ). Estes resultados podem indicar a presença de sub-tramas na trama total, sub-tramas essas com magnitude e orientações diferentes.

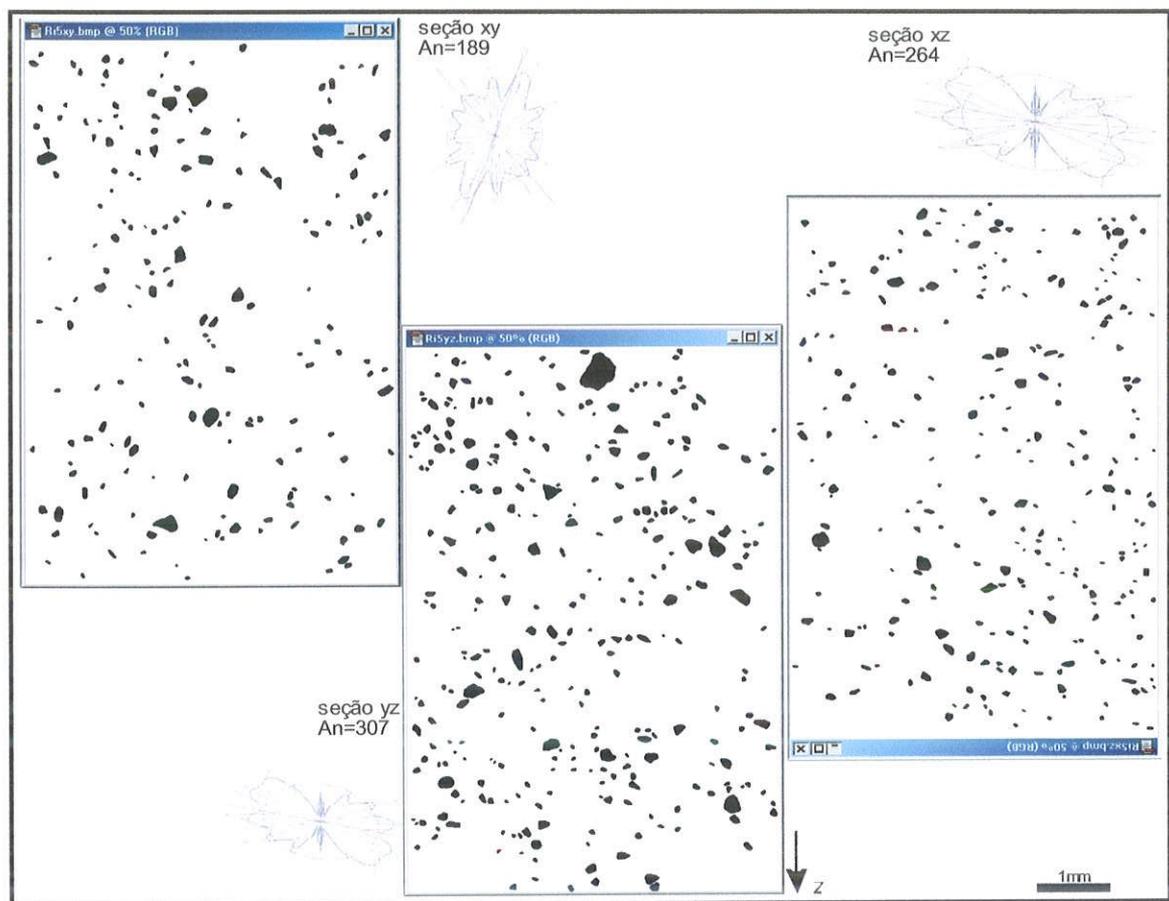


**Figura 59** – Orientação preferencial de grãos no diamictito RI4b, obtida pela combinação de 4 imagens por seção, resultando na construção do elipsóide por recombinação (total de 64 elipsóides). Elipsóide N.

#### e) Amostra RI5 (seção Rio do Sul – Ituporanga)

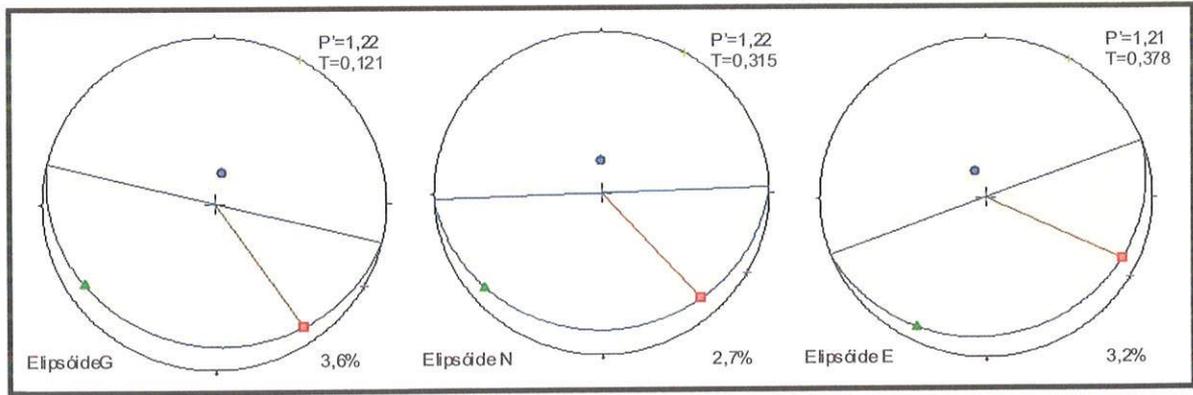
Trata-se de uma pedreira de diamictito maciço e bastante cimentado, situada no km18 da estrada Rio do Sul – Ituporanga (SC-429). Na base do afloramento o diamictito está estratificado. Há presença de corpos (lentes) arenosos dentro dos diamictitos dessa fácies (*De*). Essa amostra encontra-se no 2º Ciclo Deposicional da litoestratigrafia.

Foram classificados 189, 264 e 307 grãos clásticos nas seções *xy*, *xz* e *yz*, respectivamente (Figura 60). A granulometria média nas seções é em torno de 0,26mm (fração areia média). Na imagem bruta foram eliminados os grãos menores de 16 pixels. A média da razão axial nas seções *xz* e *yz* é de 1,11 e na seção *xy* de 1,08. O valor maior da razão axial da população nas duas seções verticais (*xz* e *yz*) resulta em um padrão mais alongado nas suas respectivas rosas de direções, que difere da seção horizontal (*xy*) com um padrão mais esférico. As direções de máximo alongamento mergulham suavemente nas duas seções verticais (*xz* e *yz*), indicando ainda uma foliação de forma de baixo ângulo nessa amostra.



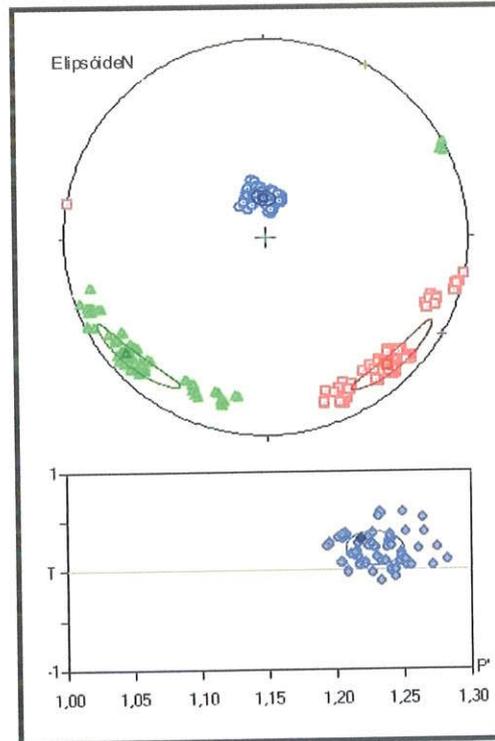
**Figura 60** – Distribuição de grãos clásticos da amostra RI5. Nas seções  $xz$  e  $yz$  o eixo  $z$  é vertical, indicado pela seta vermelha. A seção  $xy$  é horizontal. As rosas de direção das seções  $xz$  e  $yz$  mergulham suavemente, mostrando uma foliação de forma de baixo mergulho. An = número de grãos na seção.

O ajuste das três elipses seccionais para formar os elipsóides G, N e E é mostrado na figura 61. No elipsóide G a elipse define adequadamente um elipsóide com 3,6% de confiabilidade. No N é definido um elipsóide com 2,7% e no E, é definido um elipsóide com 3,2%. No que se refere a distribuição de grãos, a foliação de forma mergulha suavemente para SSE (elipsóides N e E) e suavemente para SSW (G). A lineação cai para SE nos três elipsóides. Note que o mesmo possui uma distribuição oblata ( $T > 0$ ) e a orientação da lineação é consistente nos três casos.



**Figura 61** – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra RI5. O plano de foliação de forma da população (traço azul) mergulha para SSE nos elipsóides N e E, e para SSW no elipsóide G. A lineação cai para SE.

A figura 62 mostra os parâmetros médios subdividindo cada imagem em 4 sub-imagens. Os parâmetros escalares e direcionais estão bem definidos, com  $P'$  variando entre 1,20 e 1,30 e  $T > 0$ . Estes dados indicam que a fábrica de grãos é homogênea na escala de observação. Verifica-se ainda que o pólo da foliação é subvertical e bem agrupado, podendo indicar, neste caso, uma direção de fluxo para NNW.



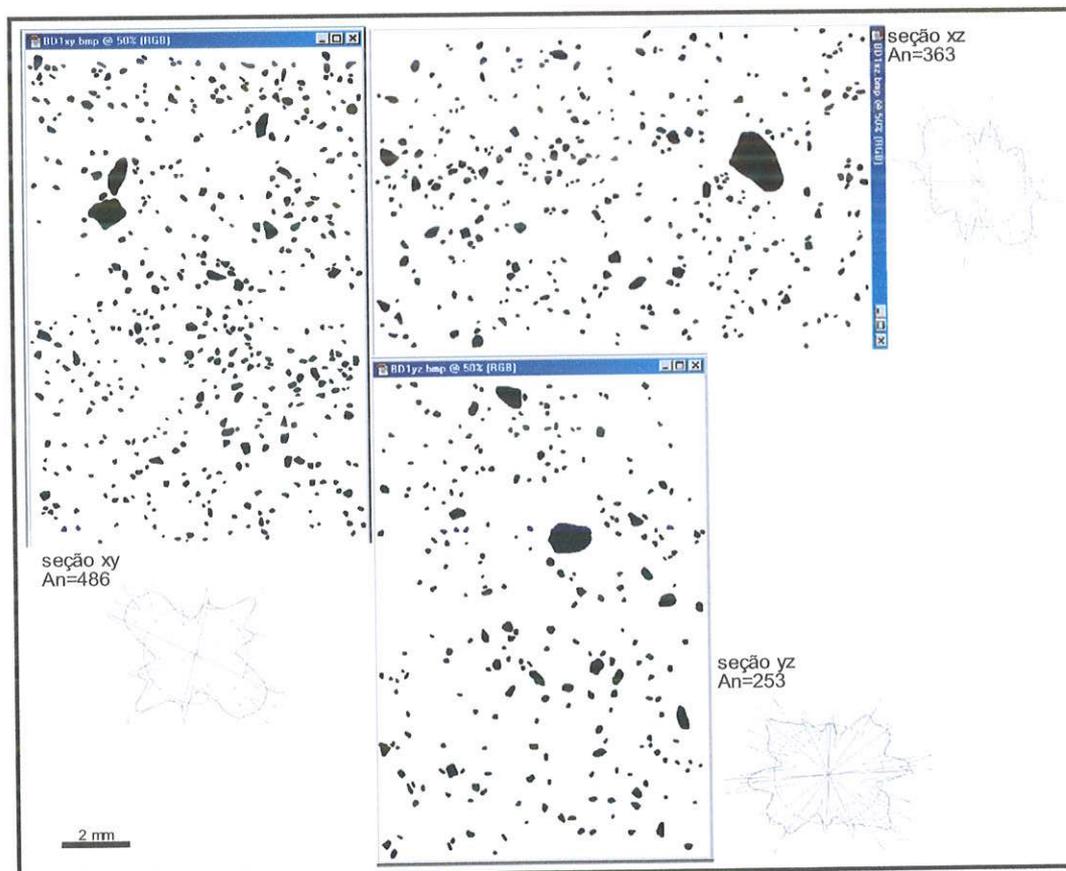
**Figura 62** – Orientação preferencial de grãos no diamictito RI5 (recombinação  $4^3 = 64$  elipsóides). Elipsóide N.  $P'$  = Anisotropia;  $T$  = Parâmetro de simetria.

## 6.5 – Fácies diamictito estratificado (*De*): topo do 2º Ciclo Deposicional

### a) Amostra BD1 (Fácies *De* – seção Barra do Dollmann)

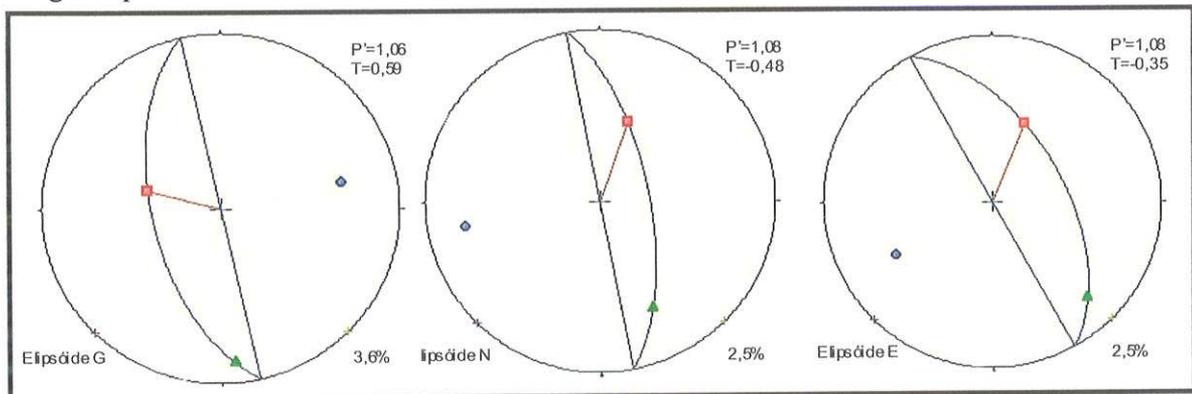
Trata-se de um diamictito coeso com seixos e fragmentos de rochas, com aproximadamente 100m de espessura em afloramento. Ele faz contato com um arenito que também apresenta clastos caídos. Está localizado no topo do 2º Ciclo Deposicional. Esse diamictito está incluso na Fácies *De*, descrita no capítulo III.

Foram classificados 486, 363 e 253 nas seções *xy*, *xz* e *yz*, respectivamente (Figura 63). A granulometria média dos grãos é de 0,2mm (areia fina). Os grãos mais grossos atingem uma granulometria em torno de 1,4mm (areia muito grossa). Na imagem bruta foram eliminados os grãos menores que 16 pixels. A população dos grãos nas três seções possui razões axiais médias da ordem de 1,07. Esta anisotropia mais baixa é devido a grande variabilidade das orientações dos grãos nas seções. Isso se reflete nas rosas de direções menos alongadas, notadamente nas seções *xy* e *yz* (Figura 63). As direções de máximo alongamento mergulham suavemente (*yz*) a moderadamente (*xz*) nas seções verticais, indicando a presença de uma foliação de forma de baixo ângulo.

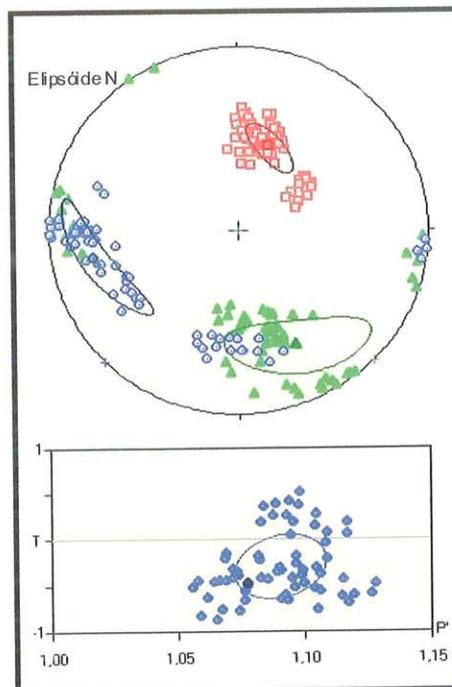


**Figura 63** – Distribuição de grãos clásticos na amostra BD1 de diamictito, situada em Barra do Dollmann que corresponde ao 2º Ciclo Deposicional. As seções *xz* e *yz* são verticais. An = número de grãos.

A organização da trama dos grãos é bastante variável, dependendo do tipo de cálculo do elipsóide (Figuras 64 e 65). A anisotropia é maior na trama linear dos elipsóides N e E ( $P' = 1,08$ ) do que no G ( $P' = 1,06$ ). Embora a simetria da fábrica seja variável, a orientação das direções principais dos elipsóides permanece relativamente constante. A foliação de forma dos grãos mergulha forte para NE, enquanto a lineação mergulha para NE (Figura 64). Os eixos principais do elipsóide G, por outro lado, apresentam uma distribuição heterogênea. Neste caso o programa enfatizou os grãos maiores. Os elipsóides N e E definem uma trama linear que mergulha para NE.



**Figura 64** – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra BD1. A foliação de forma da população (traço azul) mergulha para SW (elipsóide G) e para NE (elipsóides N e E). A lineação (traço vermelho) cai para NW (elipsóide G) e para NE (elipsóides N e E).  $P'$ , anisotropia;  $T$ , parâmetro de forma. O ajuste das elipses seccionais é dado pelo parâmetro  $\sqrt{F}$  (canto inferior direito), e que varia de 3,6%(G) e 2,5% (N e E).

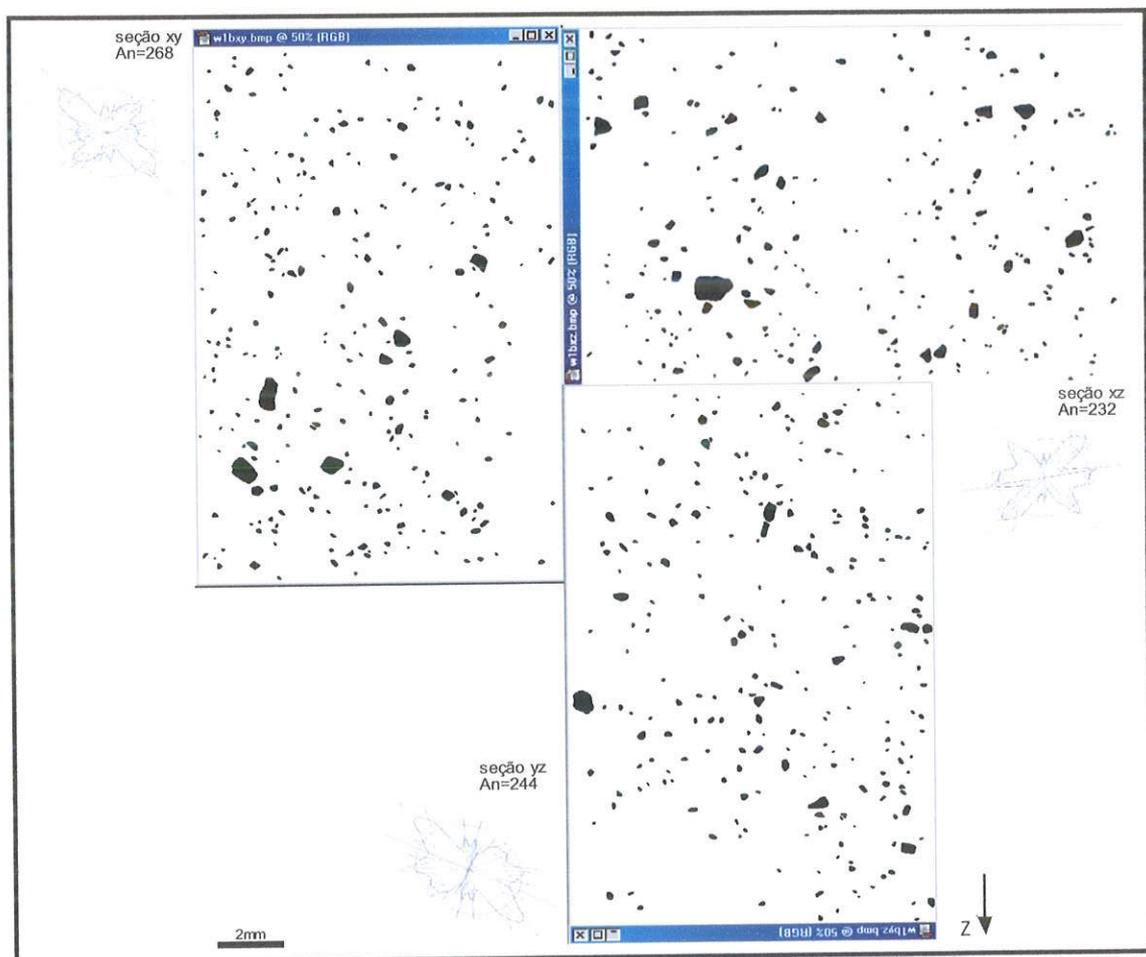


**Figura 65** – Orientação preferencial de grãos no diamictito BD1 obtida pela combinação de 4 imagens por seção, o que permite a construção do elipsóide por recombinação  $4^3$ . O elipsóide N define uma trama linear.

### b) Amostra W1b (seção de Witmarsun)

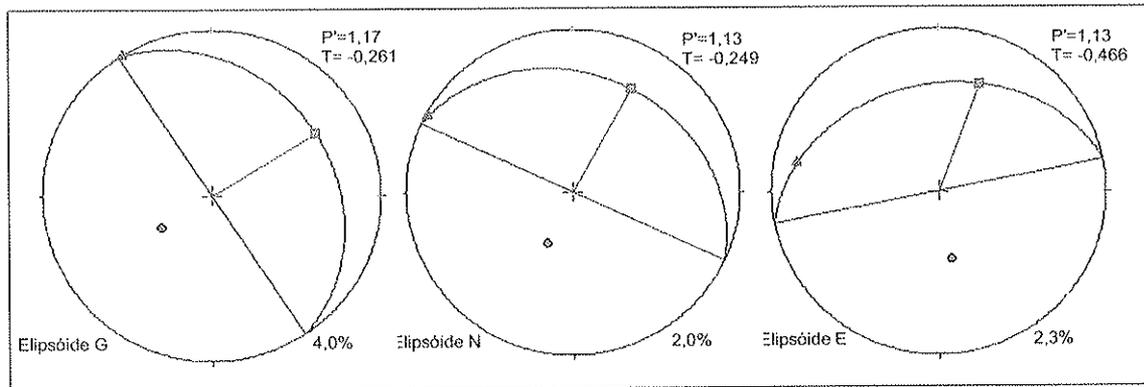
Refere-se a um diamictito maciço a estratificado (pedreira), com cerca de 22m de espessura. A amostra foi coletada na base do afloramento, que é estratificado e tem  $\pm 2$ m de espessura e o topo com  $\pm 5$ m de diamictito maciço. O diamictito possui clastos caídos, blocos de granito e seixos de quartzo, ambos facetados. Esse diamictito encontra-se sobreposto pelo turbidito e sotoposto pelo arenito.

Foram classificados 268, 232 e 244 grãos nas seções  $xy$ ,  $xz$  e  $yz$  respectivamente (Figura 66). A granulometria média é em torno de 0,15mm (fração areia muito fina) nas três seções. Na imagem bruta foram eliminados os grãos menores que 16 pixels. Nas seções verticais ( $xz$  e  $yz$ ) a razão axial média dos grãos é de 1,13, já na seção  $xy$  a razão axial é 1,17. A rosa de direções mergulha suave a moderadamente nas seções verticais ( $xz$  e  $yz$ ), sugerindo um mergulho baixo da foliação de forma dos grãos.



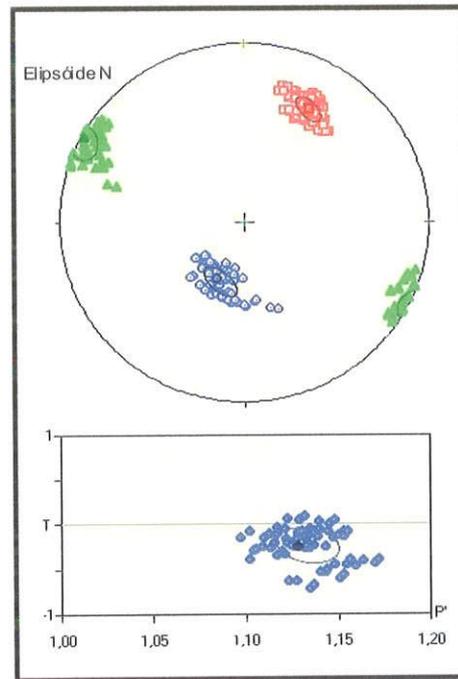
**Figura 66** – Distribuição de grãos clásticos e respectivas rosas de direções da amostra de diamictito (W1b), situada no extremo norte da área e corresponde ao 2º ciclo deposicional. Nas seções  $xz$  e  $yz$  o eixo  $z$  é vertical, com o topo situado no alto da imagem (faixa azul). A seção  $xy$  é horizontal. As rosas de direções das seções verticais mergulham suavemente, indicando uma foliação de baixo ângulo. An = número de amostra.

A organização da trama dos grãos nas três seções ortogonais é linear (elipsóides G, N e E; figura 67). A anisotropia é maior no elipsóide G ( $P'=1,17$ ), comparados aos elipsóides N e E ( $P'=1,13$ ). A orientação das direções principais dos elipsóides varia um pouco, com a foliação de forma dos grãos mergulhando para NE (elipsóides G e N) e para NNW (elipsóide E). A lineação cai para NE nos três elipsóides (G, N e E).



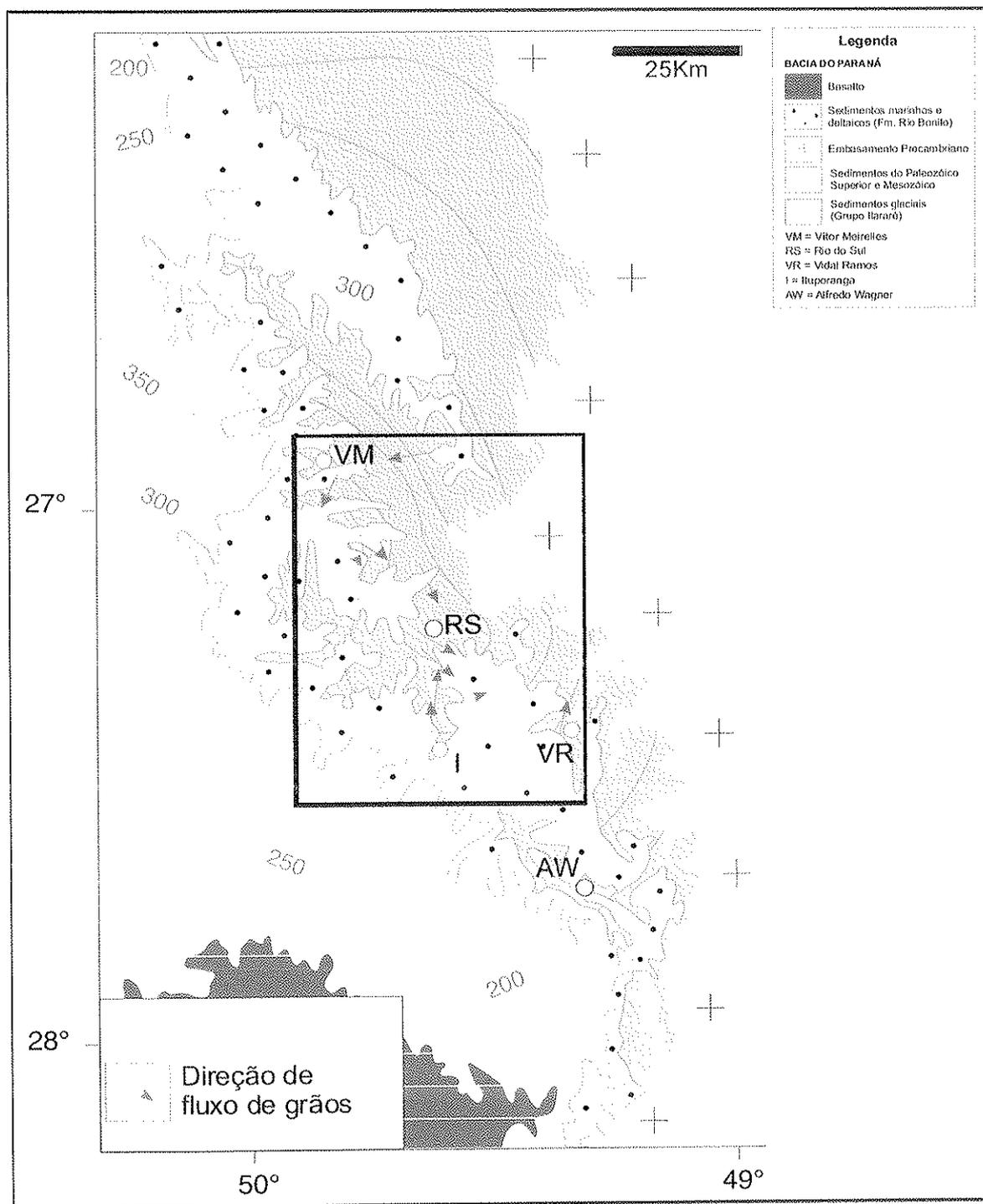
**Figura 67** – Elipsóides de distribuição de grãos clásticos da amostra W1b. A foliação de forma da população mergulha para NE nos três elipsóides. A lineação cai para NE.  $P'$  = anisotropia;  $T$  = parâmetro de simetria. O ajuste das elipses seccionais é dado pelo parâmetro  $\sqrt{F}$  (canto inferior direito), e que varia de 4,0%(G), 2,0%(N) e 2,3%(E).

A subdivisão de cada imagem em 4 sub-imagens e a recombinação das mesmas em 3 seções ortogonais, (64 elipsóides) é mostrado na figura 68. A anisotropia dos elipsóides N e E mais agrupada no elipsóide N ( $P'=1,13$ ), e no elipsóide G é menos agrupada ( $P'=1,17$ ). A foliação de forma mergulha suavemente ( $\approx 28^\circ$ ) para NE e a lineação cai para NE. Os parâmetros de forma ( $T$ ) e a anisotropia ( $P'$ ) dos elipsóides G, N e E variam entre si, entretanto suas orientações médias são consistentes. O pólo da foliação do elipsóide N, encontra-se bem definido pelo agrupamento dos eixos C ( $1\sigma = 8,8^\circ$ ). Nos demais casos (G e E) os pólos da foliação tendem a se dispersar no plano normal a lineação. Em cada caso, a lineação é o elemento estrutural melhor definido, mergulhando para NE. Esta distribuição é consistente com o arranjo moderadamente linear ( $T > -0,5$ ) da fábrica de grãos. O elipsóide G, possui uma distribuição mais aleatória com relação aos outros elipsóides (N e E).



**Figura 68** – Orientação preferencial de grãos no diamictito W1b. A trama de simetria encontra-se bem agrupada no elipsóide N em torno de 1,13. A fábrica de forma de grãos plano-linear a linear ( $T = -0,249$ ) define uma lineação que cai para NE e uma foliação ( $1\sigma = \pm 8,8^\circ$ ) que mergulha moderadamente na mesma direção.

Foram obtidas e plotadas as direções de paleofluxo dos grãos de diamictitos da Formação Rio do Sul, estudados por meio dos cálculos dos elipsóides, como mostra a figura 69. Essas direções permitiram inferir as direções dos fluxos de gelo que corriam para o depocentro da Bacia do Paraná na época da deposição desses depósitos. A foliação é o elemento mais estável da fábrica que serviu como indicador de fluxo.



**Figura 69** – Mapa geológico da borda SE da Bacia do Paraná e localização dos diamictitos estudados pelo método de OPF. As linhas sombreadas finas são contornos de isópachas da Formação Rio do Sul. As setas vermelhas indicam as direções de paleofluxo inferidas para os diamictitos da Formação Rio do Sul, baseada na foliação de forma dos grãos. Modificada de Canuto 1993.

## 7 – DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

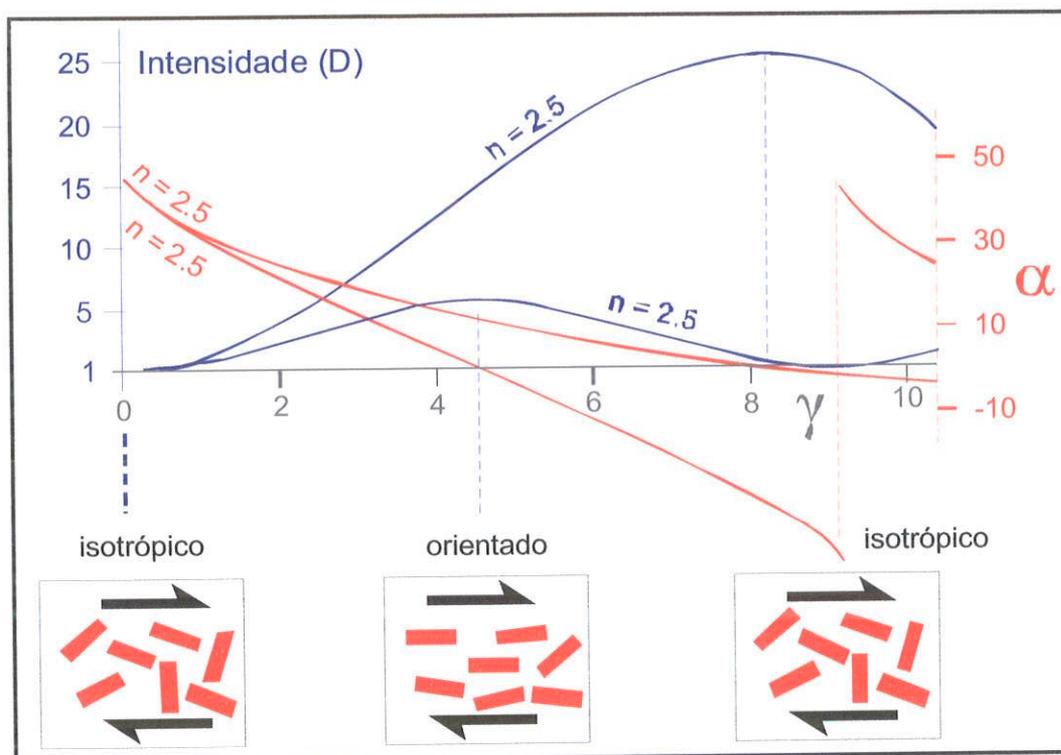
### 7.1 – Significado da orientação preferencial de grãos clásticos

Reunimos nesta seção as informações estratigráficas com a orientação preferencial de grãos para identificar os possíveis ambientes de sedimentação e os processos de alojamento relacionados à deposição dos diamictitos da Formação Rio do Sul. Os dados direcionais serão baseados na OPF normalizada, que atribui peso equivalente às diferentes frações da população de grãos.

A caracterização do fluxo de grãos a partir das reconstituições 3-D obedece ao esquema indicado na figura 12 (capítulo 3, pag. 18). A direção de transporte de sedimentos é inferida pela inclinação da foliação de forma dos grãos clásticos. A lineação, caracterizada pela orientação do eixo longo dos grãos, não possui um significado cinemático particular, pois varia em orientação, podendo ser tanto paralela como transversal à direção de transporte. O arranjo da lineação, todavia, informa sobre a simetria da fábrica e pode indicar o modo de alojamento do sedimento. Uma fábrica fortemente planar ( $T > 0,75$ ), onde a lineação está dispersa no plano, é indicativo de uma deposição de grãos em suspensão sem a presença de correntes de fundo. Em ambiente glacial este tipo de fábrica pode ser encontrado em chuva de detritos liberada por geleiras flutuantes em ambiente lacustre ou em lamas marinhas profundas. Uma fábrica linear ( $T \approx -1$ ), por outro lado, requer a presença de correntes relativamente fortes em meio confinado para alinhar e manter os grãos com a mesma orientação. Este alinhamento pode ser tanto paralelo quanto transversal à direção de fluxo, e depende da viscosidade do fluido e do modo de transporte do sedimento. O alinhamento transversal é favorecido quando a viscosidade grão/fluido é elevada (Glenn, 1975) e o transporte relativamente livre dos grãos em suspensão.

Modelos bi-dimensionais que simulam a rotação de partículas rígidas em um fluido viscoso predizem a periodicidade da fábrica se as partículas rotacionam livremente (Figura 69), ou a estabilização se ocorre interação entre partículas (Figura 71; Fernandez *et al.* 1983; Ildefonse *et al.* 1992). No modelo de rotação livre de partículas submetidas a cisalhamento simples, a fábrica é cíclica (Figura 70). A intensidade da fábrica e a orientação preferencial das partículas dependem da taxa de deformação cisalhante ( $\gamma$ ) e da forma ( $n = a/b$ ) da partícula. Para a sub-população de partículas com  $n = 2,5$ , por exemplo, a partícula gira de  $90^\circ$  a cada intervalo de  $9\gamma$  (Figura 70). A fábrica de sub-população muda de isotrópica a anisotrópica com a progressão da deformação cisalhante para retornar, subsequentemente, a

condição isotrópica. Note que quando a sub-população  $n = 2,5$  retorna ao estado isotrópico ( $\gamma = 9$ ; Figura 70), a intensidade (D) da OPF da sub-população  $n = 5$  é forte e sua orientação próxima ao plano de cisalhamento ( $\alpha = 0^\circ$ ).

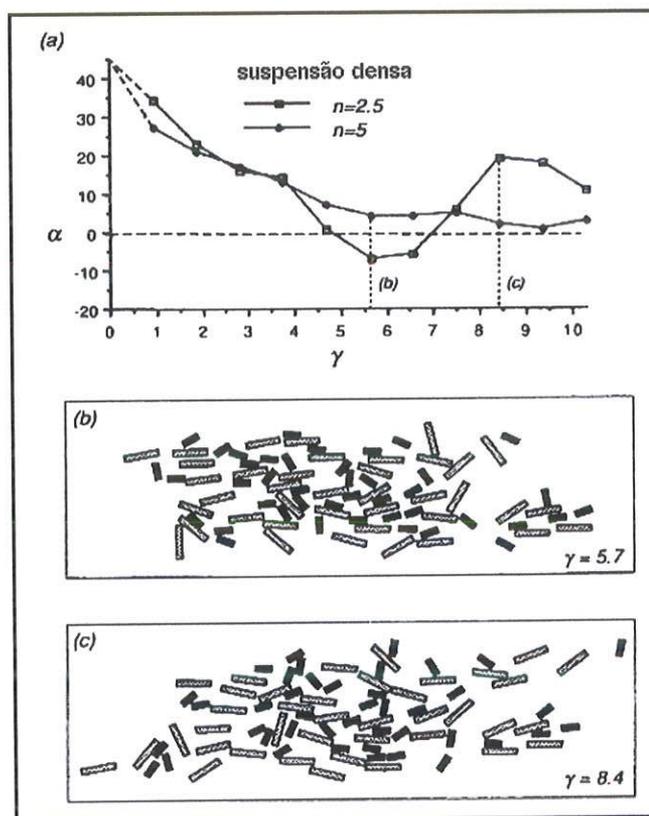


**Figura 70** - Rotação livre de partículas rígidas sob cisalhamento simples progressivo. A fábrica resultante é cíclica. A intensidade da OPF (D) e sua orientação com respeito ao plano de cisalhamento ( $\alpha = 0^\circ$ ) variam com a forma ( $n = a/b$ ) das partículas. Ver discussão no texto.

As conseqüências em termos de fábrica no modelo de multi-partículas rotacionando livremente e com  $n$  formas (sub-populações) são as seguintes: (i) a intensidade da fábrica (anisotropia) final nunca é máxima (= todas as sub-populações perfeitamente alinhadas), (ii) a probabilidade da fábrica final ser isotrópica é pequena e, (iii) a orientação preferencial de toda a população tende a se aproximar do plano de cisalhamento ( $\alpha = 0^\circ$ ).

Modelos bidimensionais simulando suspensões densas com partículas interagindo durante o cisalhamento predizem OPFs que tendem a estacionárias, ou seja, a natureza cíclica da fábrica torna-se fortemente reduzida. Em suspensões densas, as partículas tendem a se chocar com eventual acoplamento entre duas ou mais partículas constituindo agregados. Estes agregados passam a comportar-se como uma única partícula com elevada razão axial, cuja orientação tende a estabilizar-se do plano de cisalhamento (Figura 71). Os modelos mostram que, mesmo aproximando-se do plano de cisalhamento, a OPF mantém uma obliquidade cuja inclinação normalmente depende da orientação do plano de achatamento do elipsóide de deformação ( $\alpha > 0^\circ$  na Figura 71). Rotações reversas ( $\alpha < 0^\circ$ ) das partículas menores ( $n \leq$

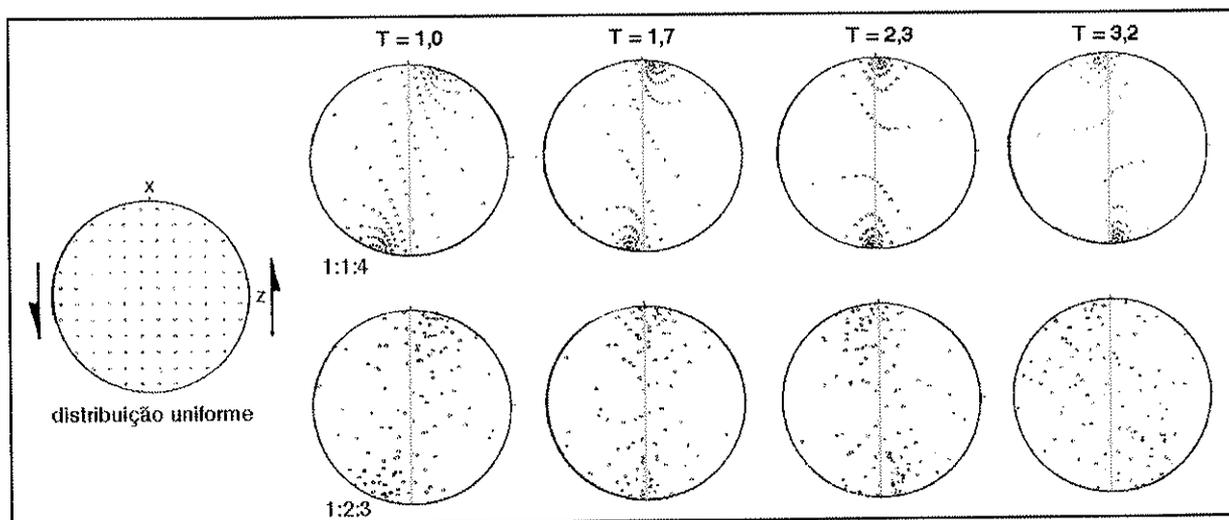
2,5), contudo, foram observadas. Esta “rotação reversa” foi atribuída ao mecanismo de colisão entre partículas (Ildefonse *et al.* 1992).



**Figura 71** - (a) OPF de populações com formas diferentes ( $n$ ) que interagem durante a deformação cisalhante ( $\gamma$ ) destal. Note que a orientação das duas sub-populações tendem a aproximar-se do plano de cisalhamento ( $\alpha = 0^\circ$ ), e que localmente pode ocorrer rotação inversa da sub-população de menor ecentricidade ( $n = 2,5$ ). (b) e (c) imagem da fábrica em  $\gamma = 5,7$  e  $8,4$ , respectivamente (*in* Ildefonse *et al.* 1992).

Modelos numéricos da OPF de partículas rígidas tridimensionais imersas em um fluido e submetidas a cisalhamento simples foram investigados por Jeseck *et al.* (1994). Os resultados, tanto para grãos esferoidais (elipsóides de revolução) como triaxiais, são similares aos obtidos nas simulações bidimensionais. A intensidade da fábrica é periódica tanto em modelos sem interação como naqueles com interação de partículas. A fábrica é isotrópica apenas no início do experimento; com  $\gamma$  crescente, a população adquire uma OPF que aproxima-se do plano de cisalhamento (Figura 72). A simetria da OPF resultante depende da forma das partículas. Elipsóides esferoidais tendem a orientar-se em torno do eixo de maior deformação ( $x$ , onde  $x > y > z$ ), enquanto os triaxiais tendem a dispersar-se no plano de maior achatamento (perpendicular a  $z$ ) (Figura 72). A foliação de forma, definida pelo plano  $xy$ , é levemente inclinada com respeito ao plano de cisalhamento; foliações “reversas”, isto é, sintéticas ao cisalhamento, também foram observadas. Os modelos analógicos que

reproduzem a deposição de turbiditos em meio sub-aquoso (Sakai *et al.* 2002) também exibem populações de grãos imbricados localmente contra-corrente (cf. Figura 11). No geral, porém predominam as imbricações a favor da corrente.



**Figura 72** - Modelos numéricos mostrando a orientação do eixo maior da fábrica de partículas esféricas ( $a = b < c$ ) e triaxiais ( $a < b < c$ ) em cisalhamento simples progressivo. O plano de cisalhamento é indicado pelo traço vertical nos estereogramas (hemisfério inferior). A natureza periódica da OPF é claramente visível no modelo de partículas triaxiais (modificado de Jesek *et al.* 1994). Ver discussão no texto.

Os modelos que simulam a OPF de grãos acima resumidamente descritos mostram que populações de partículas rígidas de tamanho e formas diferentes imersas em um fluido viscoso desenvolvem uma fábrica sub-paralela ao plano de cisalhamento. De forma simplificada, podemos corresponder o plano de cisalhamento ao acamamento regional e o fluxo que transporta os grãos à deformação cisalhante. Este fluxo pode ser tanto originado por corridas de lama em meio subaquoso, como no caso dos diamictitos depositados em ambiente glaciomarinho, ou pelo movimento de geleiras sobre sedimentos em ambiente sub-glacial. No primeiro caso, a fábrica é adquirida no final do processo quando o fluxo passa de turbulento a laminar antecedendo o repouso dos grãos. No caso dos tilitos de alojamento, o cisalhamento provoca uma deformação no sedimento cuja vergência aponta no sentido do fluxo de gelo.

A obliquidade da foliação de forma dos grãos, ou sua imbricação é o parâmetro crítico na caracterização do sentido de transporte dos diamictitos. Vários fatores, contudo, podem contribuir para a variação do mergulho da foliação, como a inclinação regional das camadas, geralmente  $\leq 5^\circ$ , e os próprios erros de manipulação na coleta e preparação das amostras (orientação da amostra, corte no laboratório e confecção de lâmina delgada, etc). Nesta etapa preparatória, consideramos que a manipulação da amostra pode incorrer em um erro de até

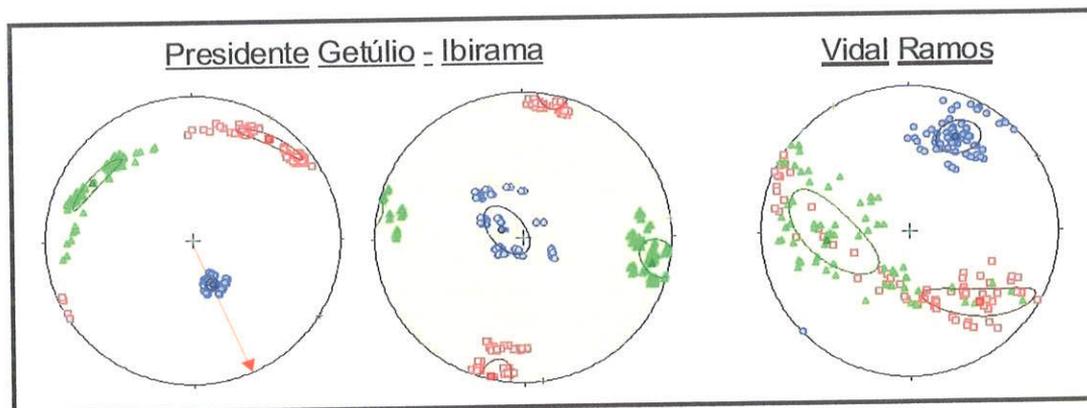
10°. Desta forma, três critérios são utilizados para utilizar a fábrica de grãos como indicador de fluxo de grãos: (i) a inclinação da foliação deve ser maior que 15° com respeito ao plano horizontal (=acamamento regional), (ii) o pólo do acamamento (centro do estereograma) não deve estar contido no cone de define a dispersão ( $1\sigma$ ) dos pólos da foliação de forma dos grãos e, (iii) a OPF deve possuir uma simetria planar (elipsóides oblatos) a plano-linear (elipsóides neutros). Este último critério é utilizado em virtude da incerteza que caracteriza a determinação do fluxo de grãos utilizando a lineação.

A Formação Rio do Sul na área de trabalho foi subdividida em três Ciclos Depositionais. Cada ciclo possui argilosidade crescente para o topo, culminando com a deposição de ritmitos finos e folhelhos marinhos. Os diamictitos ocorrem em cada ciclo e os significados de sua fábrica de grãos estão abaixo comentados.

### 1° Ciclo Depositional

Este ciclo engloba dois sistemas deposicionais, o subglacial/proglacial representado por tilito de alojamento e o marinho profundo que inclui ritmitos finos e folhelhos. Os depósitos glacioproximais estão restritos a região de Presidente Getúlio e Vidal Ramos.

Apenas uma amostra do tilito da região Presidente Getúlio - Ibirama apresenta a foliação de forma dos grãos com inclinação superior a 15°, indicando um fluxo de sedimentos para SE (Figura 73). A fábrica desta amostra é homogênea, independentemente do tamanho dos grãos (elipsóides G, N ou P) utilizado no cálculo da OPF (Figura 31). A distribuição dos clastos é moderadamente planar ( $T = 0,39$ ). Na outra amostra a distribuição dos grãos é plano-linear ( $T = -0,05$ ), e a foliação média mergulha suavemente ( $< 18^\circ$ ). Apesar da fábrica homogênea nas diferentes escalas (Figura 34), o pólo do plano horizontal está contido no cone de dispersão, o que torna incerto o uso desta distribuição para definir o fluxo de grãos.



**Figura 73** - Orientação preferencial de grãos em diamictitos do 1° Ciclo Depositional. Elipsóides de distribuição com suas respectivas direções de fluxo. Seção Presidente Getúlio – Ibirama e Vidal Ramos. Elipsóides normalizados. Seta vermelha = direção de fluxo de grãos.

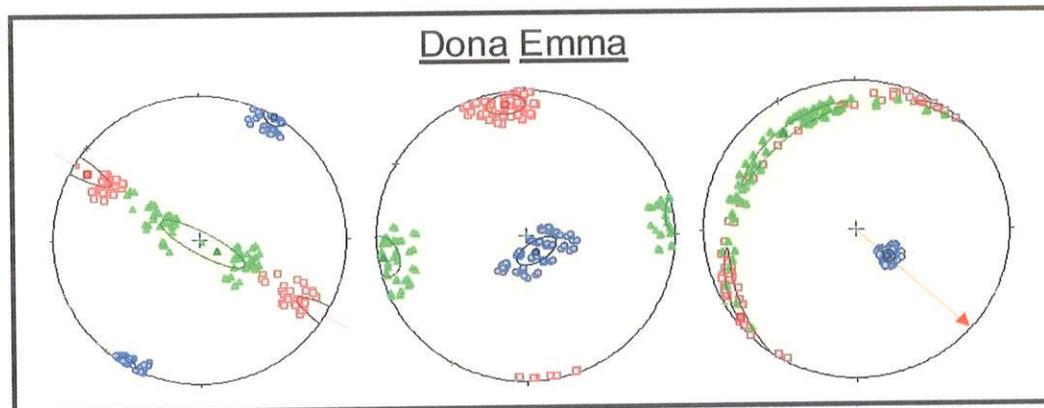
No tilito de Vidal Ramos a fábrica é moderadamente planar ( $T = 0,55$ ), com o plano de foliação mergulhando fortemente para SW. Este tipo de fábrica é incomum em sedimentos, que normalmente formam planos sub-horizontalizados. Este arranjo foi documentado, todavia, na borda dos lobos formados por fluxo sub-aéreo de detritos (Figura 9) e reproduzido em modelos experimentais (Major, 1998). Neste caso, o plano de foliação seria sub-paralelo a direção de fluxo do depósito, ou seja, NW-SE no tilito de Vidal Ramos.

Estes resultados são consistentes com um transporte de direção NW-SE dos clastos dos tilitos de Presidente Getúlio e Vidal Ramos, ou seja, paralelamente a orientação dos pavimentos estriados encontrados na borda da bacia no município de Alfredo Wagner. Não há evidência, contudo, de que o sedimento tenha sido deformado pelo gelo. Em lâmina, os clastos estão relativamente intactos, sem a presença de fraturas ou rupturas pós-deposicionais, e a matriz não exhibe evidências de deformação, como laminações descontínuas e/ou contorcidas. Se houve deformação pós-deposicional no sedimento induzida pelo movimento de gelo, esta teria sido de baixa intensidade. A deposição dos diamictitos do 1º ciclo pode ter sido produto de retrabalhamento e redeposição em borda de bacia. É importante notar ainda que o sentido de fluxo do tilito de Presidente Getúlio-Ibirama indica um transporte de grãos para SE, enquanto o movimento do gelo na borda oriental da bacia é para NW. O mesmo sentido de transporte para SE também foi encontrado no tilito que repousa sobre o embasamento estriado pelo gelo, situado no município de Alfredo Wagner (Archanjo *et al.* 2005).

## **2º Ciclo Deposicional**

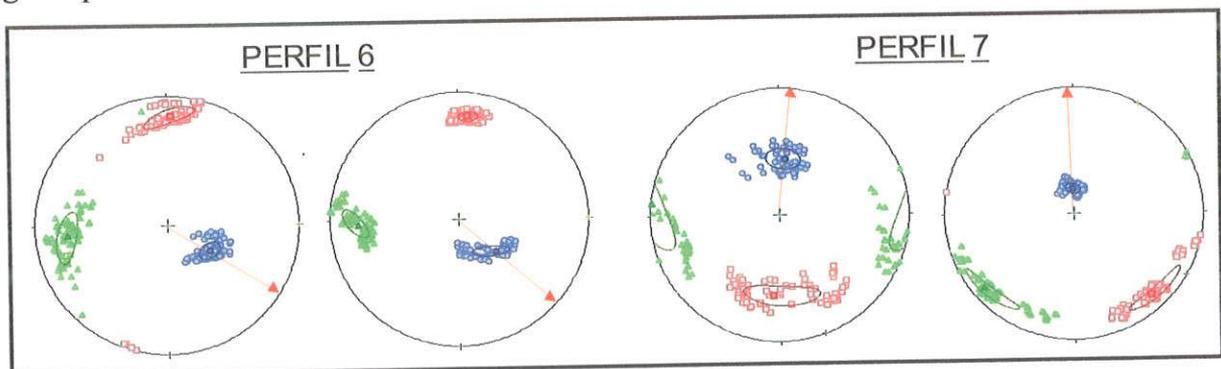
Consiste de depósitos glaciais e de deglaciação compreendendo, respectivamente, turbiditos e siltitos formados em leques submarinos com intercalações de diamictitos glaciomarinhas (área sul), e arenitos e conglomerados contendo diamictitos maciços e estratificados (área norte). A fábrica nas amostras de Dona Emma (área norte), correspondendo a depósitos de deglaciação, é homogênea em todas as escalas (Figuras 41, 44 e 47). Em uma amostra (E3a) com OPF planar ( $T = 0,43$ ), a foliação de direção NW-SE é vertical (Figura 73). Como no tilito de Vidal Ramos, situado no 1º Ciclo Deposicional, este arranjo de grãos é atribuído à região de borda do lobo deposicional. A foliação, neste caso, seria sub-paralela à direção de fluxo. Nas duas outras amostras (E3b e E2), a fábrica planar mergulha suavemente para N-NW. Em uma amostra (E3b) o mergulho da foliação é da ordem de 10°, portanto não sendo utilizada como indicador de fluxo. Na outra amostra (E2), a fábrica é homogênea (elipsóides G, N e E; ver figura 47). A fábrica é planar ( $T = 0,79$ ), e a

foliação muito bem definida mergulha 23° para NW; o fluxo de grãos, nesta amostra é dirigido para SE.



**Figura 74** - Orientação preferencial de grãos em diamictitos do 2º Ciclo Depositional (área norte). Amostras E3a, E3b e E2. Seta vermelha = direção de fluxo de grãos

Nas amostras provenientes dos perfis Rio do Sul - Ituporanga (área sul), cujos diamictitos estão intercalados entre turbiditos distais, às direções de fluxo de sedimentos são mais variadas. As amostras do perfil 6 (Figura 75) a distribuição de grãos varia de fracamente planar ( $T = 0,18$ ; RI1) a moderadamente linear ( $T = -0,30$ ; RI2a). Nos dois casos, porém, a foliação de forma dos grãos mergulha em torno de 30° para NW, indicando um transporte de grãos para SE.



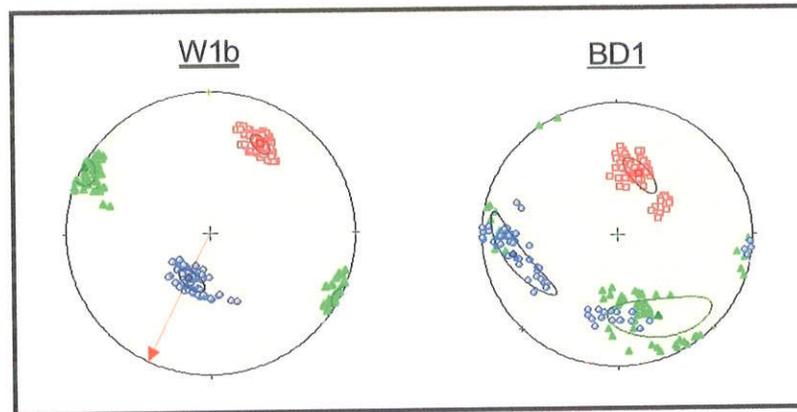
**Figura 75** - Orientação preferencial de grãos em diamictitos do 2º Ciclo Depositional (área sul). Perfis 6 e 7 da região Rio do Sul - Ituporanga. Amostras RI1, RI2a, RI4a e RI5. Seta vermelha = direção de fluxo de grãos.

Duas amostras do perfil 7 (Figura 75) exibem uma OPF moderadamente planar ( $T \approx 0,35$ ). A foliação de forma dos grãos mergulha para sul, indicando um transporte de sedimentos para norte. Na amostra RI4b a distribuição de grãos é nitidamente heterogênea (Figura 62). Há uma forte variação tanto na simetria (planar x linear) quanto na magnitude

(P') dos elipsóides. Esta heterogeneidade é observada principalmente nos elipsóides G e E, o que pode indicar a existência de sub-fábricas com orientações diferentes, ou então a inexistência de uma orientação preferencial de grãos nesta amostra. Os diamictitos de Rio do Sul - Ituporanga foram, provavelmente, depositados por corridas de lama em meio sub-aquoso. A presença de clastos pelíticos no diamictito, sugere o retrabalhamento do fundo da bacia durante o transporte dos grãos. Na matriz foram identificados minerais de barita, que conjuntamente com anidrita descrita por França & Potter (1991), indicam um ambiente de deposição marinho.

Os diamictitos da Barra do Dollmann (BD1) e Witmarsun (W1b) estão situados no setor norte da área e no topo do 2º Ciclo Deposicional. Em Barra do Dollmann os diamictitos são sucedidos por arenitos e conglomerados contendo estratos cruzados, enquanto em Witmarsun os diamictitos estão recobertos por uma espessa sequência (~ 30m) de ritmitos finos e folhelhos atribuídos ao 3º Ciclo Deposicional (Castro 1998).

A OPF de clastos do diamictito da Barra do Dollmann é heterogênea, notadamente quando comparamos o elipsóide G ( $T = 0,59$ ) com o N ( $T = -0,48$ ), e com o E ( $T = -0,35$ ) (Figura 64). A presença de uma OPF planar nos grãos mais grossos (elipsóide G) e linear nos grãos mais finos (elipsóide E) indica uma população heterogênea de clastos, provavelmente é resultado de sub-fábricas com orientações diferentes nesta amostra. A fábrica normalizada é moderadamente linear ( $T = -0,48$ ), com a lineação bem agrupada para NNE, e pólos da foliação dispersos no plano normal à lineação (Figura 76). A interpretação deste tipo de distribuição em ambiente sedimentar não é tão simples. Tomando como referência o modelo de fábrica de grãos prolatos (esferoidais) desenvolvido por Jesek *et. al* (1994) (cf. figura 71), a direção de transporte deste sedimento seria paralela à lineação, ou seja NE-SW. Se, por outro lado, tomarmos como representativo da fábrica sedimentar o elipsóide planar (G, figura 64), a direção de fluxo de grãos seria aproximadamente NNW-SSE, ou seja, sub-paralelo a borda do lobo deposicional. Esta última interpretação é consistente com bancos de arenito com estratificação cruzada e marcas de corrente para 330°Az aflorando na cidade de Salto Dollmann (Fig. 76).



**Figura 76** - Orientação preferencial de grãos em diamictito situado no topo do 2º Ciclo Deposicional (área norte). Amostras BD1 e W1b.

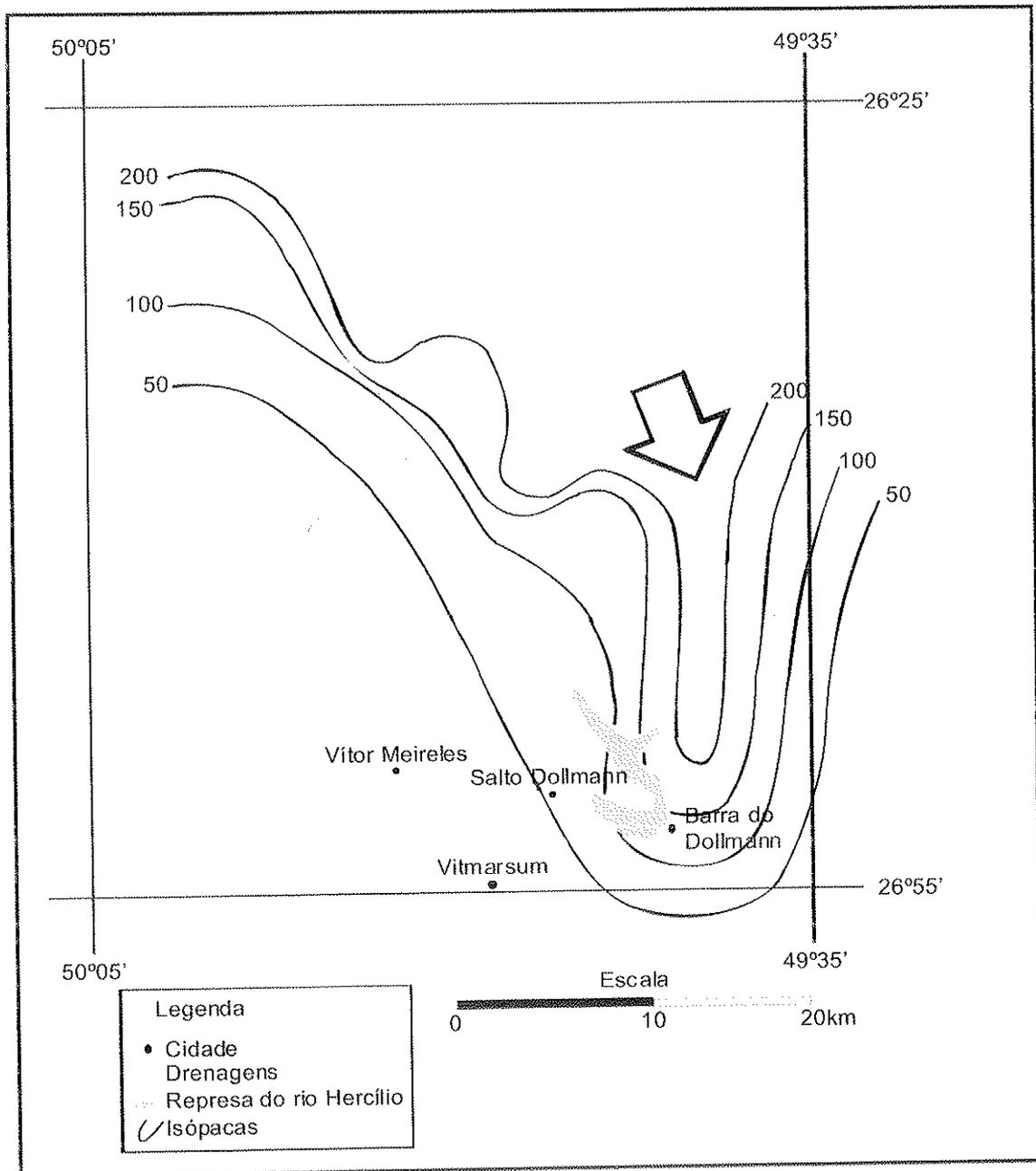
Em Witmarsun a OPF é homogênea, embora ocorra pequena variação nas direções principais dos elipsóides G e N (Figura 67). Nos dois casos, porém, a fábrica é levemente linear ( $T = -0,25$ ), com a lineação caindo no mergulho da foliação. No elipsóide normalizado (Figura 76) as direções principais estão bem definidas; a foliação de forma mergulha  $29^\circ$  para NE, definindo o transporte de grãos para SW.

## 7.2 – Implicações Regionais

O estudo da OPF de diamictitos da Formação Rio do Sul aflorando em torno da cidade de Rio do Sul apresenta uma consistência marcante das direções principais da fábrica de clastos. Em diamictitos situados na base da coluna estratigráfica, e interpretados na literatura como tilitos de alojamento, o fluxo de grãos situa-se na direção NW-SE. Esta mesma direção é encontrada em diamictitos relacionados a episódios de deglaciação (Dona Emma), como em diamictitos alojados entre turbiditos marinhos do perfil entre Rio do Sul e Ituporanga (perfil 6). O transporte de sedimentos destes diamictitos é sistematicamente para SE. Variações locais foram encontrados em diamictitos do perfil 7 entre Rio do Sul e Ituporanga (transporte para norte), e nos depósitos situados no topo do 2º Ciclo Deposicional, cujo transporte é para SW. Neste último caso, contudo, a OPF aparentemente reflete a interferência de direções de correntes para SW e NW, conforme observações de campo.

O controle do transporte e deposição ao longo da direção NW-SE, com variações locais para N-S, é marcante nos diamictitos situados na região entre Ituporanga, Rio do Sul e Dona Emma. Duas linhas independentes de estudo, baseado na estrutura da borda oriental da

bacia e na análise paleoambiental dos depósitos marinhos da Formação Rio do Sul, suportam a interpretação da OPF da fácies diamictito com base na análise de imagem. A primeira (estrutural) refere-se ao arcabouço da “sub-bacia de Rio do Sul”, cujo depocentro está alinhado na direção NW-SE (Santos *et al.* 1996; Canuto 1993). A sub-bacia provavelmente foi preenchida por sedimentos provenientes do embasamento exposto na borda oriental, mas que, porém teriam sido retrabalhados e redepositados ao longo do eixo do depocentro. Além disso, o estudo paleoambiental Gonçalves e Tommasi (1974) e Castro (1998) mostrou que a espessura de diamictito encontrados em poços e perfis da porção centro-norte catarinense diminui progressivamente de norte para o sul (Figura 77). A partir de correlações de perfis estratigráficos de superfície e subsuperfície e combinado com o mapa de isoessuras de diamictito, Castro (1998) conclui que a glaciação provavelmente teve seu início na porção norte. O final da glaciação teria propiciado o surgimento de deltas vindos de norte, concomitantes a um sistema marinho-plataformal à sul. Os dados de paleocorrentes (escassos), medidos em laminações cruzadas, estratificações cruzadas e marcas de sola (em turbiditos), apresentam alguma variação, porém indicam um sentido preferencial para sudeste (Castro 1998).



**Figura 77** - Mapa de isoespessura de diamictito da porção centro-norte catarinense e direção provável do fluxo gravitacional de detritos (modificado de Castro 1998).

Concluindo, nosso estudo mostra que o uso da orientação preferencial de clastos suportados por matriz em ruditos da Formação Rio do Sul, combinados com estudos estruturais e estratigráficos, permite reconstituir a distribuição de grãos em sedimentos maciços, aparentemente isotrópicos, baseados no método do Tensor de Inércia.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARCHANJO, C. J.; SILVA, M. G.; CASTRO, J. C.; LAUNEAU, P. & TRINDADE, R. I. F. AMS and grain shape fabric of the Late Paleozoic diamictites of Southeastern Paraná Basin, Brazil. *Journal of the Geological Society of London* (in press).
- AUREJAC, J. B. Étude petrostructurale de gabbros lités de la Zone Critique Supérieure (Complexe du Bushveld, Afrique du Sud). Tese de doutorado, Universidade Paul Sabatier, Toulouse III, França, 351p. 2004.
- BENN, D. I. Fluted moraine formation and till genesis below a temperate glacier: Sletmarkbreen, Jotunheimen, Norway. *Sedimentology*, v. 41, p. 279-292, 1994.
- BERTRAN, P.; BERNARD, H.; TEXIER, J.P. & VAN STEIJN, H. Fabric characteristics of subaerial slope deposits. *Sedimentology*, v. 44, p. 1-16, 1997.
- CANUTO, J. R. **Fácies e ambientes de sedimentação da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina.** 1993. 164 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- CANUTO, J. R. **Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé, no sul do Estado do Paraná e norte do Estado de Santa Catarina.** 1985. 187 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.
- CASTRO, J. C. Ciclos ou sequências no arcabouço cronoestratigráfico da sucessão Itararé (Fm. Taciba). Rio Bonito (Mb. Triunfo), Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2, Porto Alegre. *Boletim de resumos expandidos*. Porto Alegre: UFRGS, 1995. p. 66-70, 1995.
- CASTRO, J. C. Análise estratigráfica dos sistemas glaciais, marinhos e deltáicos da sucessão Rio do Sul-Rio Bonito/Membro Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. Resumo das Comunicações. São Paulo, SBG. p.538-539, 1992.
- CASTRO, J. C. **A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltáico das Formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná.** 147 p. 1991. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 1991.
- CASTRO, J. C. As “telhas”: uma fácies glacio-lacustre do Grupo Itararé. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 3, p. 229-233, 1989.
- CASTRO, J. C. The Itararé-Guatá Groups and Irati Formation. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7, São Paulo. *Abstracts...* São Paulo: IGC-USP, 1988. p. 13-23, 1988.
- CASTRO, J. C. **Fácies, ambientes e sequências deposicionais das Formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina.** Rio de Janeiro: Petrobrás/CENPES, 1980a. 51 p. (Relatório Interno, 232).

- CASTRO, J. C. Fácies, ambientes e seqüências deposicionais das Formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Balneário Camboriú. **Anais...** São Paulo: SBG, 1980b. v. 1, p. 283-299.
- CASTRO, J. C. & MEDEIROS, R. A. Fácies e modelos de sedimentação das formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de S.C.; Fácies e evolução sedimentar do Grupo Passa Dois na BR-470, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Balneário Camboriú. **Excursões...** Balneário de Camboriú: SBG-Núcleo do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, 1980. p. 69-97. Roteiro da Excursão 9.
- CASTRO, M. R. **Fácies e evolução estratigráfica das formações Rio do Sul e Rio Bonito (Mb. Triunfo) no vale do Rio Hercílio, SC.** 113 p. 1998. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 1998.
- COLLINSON, J. D.; THOMPSON, D. B. **Sedimentary structures.** 2. ed. London: Unwin Hyman, 207 p, 1989
- DAEMON, R. F. & QUADROS, L. P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970, Brasília. **Anais...** Brasília: s.n., 1970. p. 359-414.
- DOWDESWELL, J. A.; HAMBREY, M. J., & WU, R. A comparison of clast fabric and shape in Late Precambrian and modern glacialic sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 55, p.691-704, 1985.
- EINSELE, G. **Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget.** 2. ed. Berlin: New York: Springer, 792 p, 2000.
- EYLES, N.; DAY, T. E. & GAVICAN, A. Depositional controls on the magnetic characteristics of lodgement tills and others glacial diamict facies: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 34, p.2436-2458, 1987.
- EYLES, N.; CAROLYN, H. E. & MIAL, A. D. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. **Sedimentology**, v. 30, p. 393-410, 1983.
- EYLES, C. H.; EYLES, N. & FRANÇA, A. B. Glaciation and tectonics in an Active Intracratonic Basin: the Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. **Sedimentology**, v. 40, p. 1-25, 1993.
- EYLES, N. & JANUSZCZAK, N. "Zipper-rift": a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750Ma. **Earth-Sciences Reviews**, v. 65, p. 1-73, 2004.
- FERNANDEZ, A., FEBESSE, J. L. & MEZURE, J. F. Theoretical and experimental study of fabrics developed by different shaped markers in two-dimensional simple shear. **Bulletin de la Société Géologique de France**, 7:319-326, 1983.
- FLINT, R. F. **Glacial and Quaternary Geology.** New York: John Wiley and Sons, 809p, 1971.

- FRANÇA, A. B. Stratigraphy, Depositional environment, and reservoir analysis of the Itararé Group (Permo Carboniferous), Paraná Basin – Brazil. Tese de doutoramento. University of Cincinnati, Cincinnati, 188p. (inédito), 1987.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. Stratigraphy and reservoir potential of glacial deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 75, n. 1, p. 62-85, 1991.
- FRANÇA, A. B. & POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), B. do Paraná, Brasil, parte I. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 2, p. 147-191, 1988.
- FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M.V. & VIANNA, R. B. Evolução e Compartimentação Tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*: 12 (4):590-610, 1982.
- GESICKI, A. L. D.; RICCOMINI, C. & BOGGIANI, P. C. Ice flow direction during Late Paleozoic glaciation in western Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth sciences**, v. 14, p. 933-939, 2002.
- GONÇALVES, A. & TOMMASI, E. **Mapeamento faciológico do Grupo Itararé no Estado de SC**. Rio de Janeiro: Petrobras/Desul, 18 p, (Relatório interno, 437), 1974.
- GRAVENOR, C. P. & ROCHA-CAMPO, A. C. Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 43: 1-39, 1983.
- GRAVENOR, C. P.; VON BRUNN, V. & DREIMANIS, A. Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian deposits. **Earth Science Reviews**, v. 20, p. 105-166, 1984.
- HARVEY, P. K.; LAXTON, P. R. The estimation of finite strain from the orientation distribution of passively deformed linear markers: eigenvalue relationships. **Tectonophysics**, v. 70, p. 285-307, 1980.
- HUGHES, S. R.; ALEXANDER, J. & DRUITT, T. H. Anisotropic grain fabric: volcanic and laboratory analogues for turbidites. In: HARTLEY, A. J.; PROSSER, D. J. (Ed.). **Characterization of deep marine clastic systems**. London: Geological Society, p. 51-62. (Special Publication, 94), 1995.
- ILDEFONSE, B., LAUNEAU, P., BOUCHEZ, J. L. & FERNANDEZ, A. Effect of mechanical interaction on the development so shape preferred orientations: a two-dimensional experimental approach. *Journal of Structural Geology*, 14: 73-83, 1992.
- JÄHNE, B. **Digital image processing, concepts, algorithms and scientific applications**. Berlin: Springer-Verlag, 1991. 383 p.
- JELINEK, V. Characterization of the magnetic fabric of rocks. **Tectonophysics**, v. 79, p. 63-67, 1981.

- JEZEK, J., SCHULMANN, K. & VENERA, Z. The behaviour of rigid triaxial ellipsoidal particles in viscous flows – modeling of fabric evolution in a multiparticle system. *Tectonophysics*, 229: 165-180, 1994.
- LAUNEAU, P.; CRUDEN, A. R. Magmatic fabric acquisition mechanisms in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 5067-5089, 1998.
- LAUNEAU, P. & ROBIN, P. Y. F. *SPO (Shape Preferred Orientation), 2003; Ellipsoid 2003*. Faculté des Sciences et des Techniques. Nantes-France and Earth Sciences Centre, Toronto, Canada. Disponível em: <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112>. 2002.
- LAWSON, D. E. A compararison of the pebble orientations in ice and deposits of the Matanuska Glacier, Alaska. **Journal of Geology**, v. 87, p. 629-645, 1979.
- LINDSAY, J. F. The development of clast fabric in mudflows. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 38, p. 1242-1253, 1968.
- MAJOR, J. J. Pebble orientation on large, experimental debris-flow deposits. **Sedimentary Geology**, v. 117, p. 151-164, 1998.
- MACHADO, L. C. R. **Fácies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé em Alfredo Wagner (SC)**, sedimentação periglacial. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, 163p,1989.
- MEDEIROS, R. A.; THOMAZ FILHO, A. & RONCARATTI, H. **Projeto Rio Bonito**, fase I. Ponta Grossa: Petrobrás/Desul, 24 p, (Relatório Interno, 402), 1971.
- MILANI, E. J. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Cap. XVI. p. 265-279, 1994.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, p. 69-82, 1994.
- PETRI, S. Grupo Tubarão. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, 41:56-63, 1964.
- ROBIN, P. Y. F. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – theory. **Journal of Structural Geology**, v. 24, p. 531-544, 2002.
- ROCHA-CAMPOS, A. C. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D. & PINTO, I. D. (Ed.). **Problems in Brazilian Gondwana Geology**. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, p. 27-102, 1967.
- RODRIGUES, S. W. O. Contexto geológico e estrutural da Zona de Cisalhamento Liberdade (MG). 2003. 103 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo).
- RINK, M. A computerized quantitative image analysis procedure for investigating features and an adapted image process. **Journal of Microscopy**, v. 107, p. 267-286, 1976.

- SAAD, A. R., 1977. Estratigrafia do Subgrupo Itararé no Centro e Sul do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 107p.
- SANTOS, P. R. **Condicionamento geológico da sedimentação glacial: o Neopaleozóico da Bacia do Paraná e o Terciário da Antártida**, São Paulo. 1996. 111 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- SANTOS, P. R. Facies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozóico) na Bacia do Paraná, Brasil. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 128p, 1987.
- SANTOS, P. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C. & CANUTO, J.R. Patterns of Late Paleozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 125: 165-184, 1996.
- SANTOS, P. R.; ROCHA-CAMPOS, A. C. & CANUTO, J.R. Estruturas de arrasto de icebergs em ritmitos do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico, Trombudo Central, SC). **Boletim IG-USP. Série Científica**, 23:1-18, 1992.
- SAKAI, T.; YOKOKAWA, M.; KUBO, Y.; ENDO, N. & MASUDA, F. Grain fabric of experimental gravity flow deposits. **Sedimentary Geology**, v. 154, p. 1-10, 2002.
- SCHNEIDER, R. L. & CASTRO, J. C. **Análise estratigráfica, sedimentológica e possibilidades petrolíferas da Formação Rio Bonito no sudeste da Bacia do Paraná**. Rio de Janeiro: Petrobras/Depex, 1975. 39 p. Relatório Interno.
- SCHNEIDER, R. L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F. & NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: s.n., v.1, p.41-65, 1974.
- SHIMAMOTO, T. & IKEDA, Y. A simple algebraic method for strain determination from deformed elliptical objects - I basic theory. **Tectonophysics**, v. 36, p. 315-337, 1976.
- SOARES, P. C. et al. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Resumo das comunicações**. Porto Alegre: SBG, 1974. p. 707-710. (Boletim especial, 1).
- SOHN, Y. K.; KIM, S. B.; HWANG, I. G.; BAHK, J. J.; CHOE, M. Y. & CHOUGH, S. K. Characteristics and depositional processes of large-scale gravelly Gilbert-type foresets in the Miocene Doumsan fan delta, Pohang Basin, SE Korea. *J. Sediment. Res.* 67, p.130-141, 1997.
- TOMMASI, E. & RONCARATI, H. Geologia de semi-detalle do nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná. Ponta Grossa, PETROBRÁS/DESUL, Relatório Interno, nº 388, 41p, 1970.
- TOMIO, A. Estilos de deformações glacioteclônicas no Subgrupo Itararé, Neopaleozóico da Bacia do Paraná. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo, 219p. 2004.

TROSDTORF, JR. I. Geologia Glacial permo-carbonífera (Subgrupo Itararé) no flanco sul do arco de Ponta Grossa, PR. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 144p, 2002.

VALLANCE, J. W. & SCOTT, K. M. The Osceola mudflow Mount Rainier: sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. **Geological Society of America Bulletin**, v. 109, p. 143-163, 1997.

WHITE, I. C. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**. Brasília: DNPM., 1988. p. 617. Edição fac-similar, trabalho original do ano de 1908.