

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE DE DEFORMAÇÃO FINITA EM
METASSEMENTOS DA FORMAÇÃO
IPORANGA - SP**

Marcos Saito de Paula

Orientador: Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF/08-36)**

**SÃO PAULO
2008**

**TF
P324
MS.a**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Monografia de Trabalho de Formatura
TF/08-36



**Análise de deformação finita em
metassedimentos da Formação Iporanga - SP**

Marcos Saito de Paula
Orientador: Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

São Paulo
2008

Departamento: Departamento de Mineralogia e Geotectônica
Instituto de Geociências – USP

DEDALUS - Acervo - IGC



30900025552

TF
P324
MS. a

DAVIS LIBRARIES
UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY



Sumário

RESUMO.....	III
ABSTRACT.....	IV
1. INTRODUÇÃO	1
2. METAS E OBJETIVOS	1
3. TRABALHOS PRÉVIOS	1
3.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	4
3.2 IDADE.....	4
3.3 EVOLUÇÃO SEDIMENTAR	4
3.4 ANÁLISES DE DEFORMAÇÃO	5
4. MATERIAIS E MÉTODOS	6
4.1 CONCEITOS BÁSICOS.....	6
4.1.1 Deformação.....	6
4.1.2 Orientação preferencial de forma através do Tensor de Inércia.....	10
4.2 TÉCNICAS EMPREGADAS NA OBTENÇÃO DE DADOS	12
4.2.1 Em seções delgadas	13
4.2.2 Em amostra de mão	15
4.2.3 Em fotografias de afloramento.....	16
4.2.4 Tratamento das imagens: SPO 2003 e Ellipsoid 2003.....	16
5. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO	17
6. RESULTADOS OBTIDOS	19
7. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	22
7.0 OBSERVAÇÕES SOBRE AS TÉCNICAS EMPREGADAS	22
7.1 INFLUÊNCIA DA GRANULAÇÃO NA ANÁLISE DAS SEÇÕES	23
7.2 ANÁLISE DE ERRO E CONTROLE ESTATÍSTICO DOS DADOS	24
7.3 ELIPSÓIDES OBTIDOS.....	24
7.3.1 Razão de strain (X/Z)	24
7.3.2 Índice de Forma (K).....	25
7.3.3 Orientação.....	25
7.4 MODELOS DE DEFORMAÇÃO.....	26
8. CONCLUSÕES	26
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	27
ANEXO – TELAS DE SAÍDA DO PROGRAMA ELLIPSOID 2003	30

Resumo

A Formação Iporanga está localizada na região do Alto e Médio Vale do Ribeira, dentro do Bloco Ribeira, no Supergrupo Açungui. É constituída por metarrítmitos finos, com intercalações de metarenitos, metaconglomerados e metabrechas polimíticas, estando em geral fortemente deformada. Está separada do Subgrupo Ribeira pelo Lineamento de Agudos Grandes, e do Bloco Lajeado pelo Lineamento Figueira. Datações recentes permitem situar sua idade máxima de sedimentação em 580 Ma.

Este trabalho teve como objetivo realizar análises de deformação finita na Formação Iporanga, definindo os elipsóides de deformação para um conjunto de amostras analisado. Isto possibilita refinar as modelagens e interpretações sobre a evolução tectônica desta Formação.

Para obtenção dos dados foram utilizadas 3 técnicas diferentes: a partir de microfotografias de seções delgadas de rocha, fotografias de 3 seções de uma amostra de mão, e fotografias de 3 seções de um afloramento.

Foram feitas análises em 4 amostras coletadas anteriormente, e em 2 novas amostras, coletadas em campo no presente trabalho.

O uso de programas computacionais (SPO 2003 e Ellipsoid 2003) permitiu um controle estatístico de erro, como ajuste de compatibilidade das seções, avaliação da heterogeneidade da deformação e orientação dos grãos, e os erros dos cálculos dos índices usados na análise da deformação, como razão de *strain* (X/Z) e índice K (Flinn).

Quase todos os elipsóides de deformação obtidos foram oblatos ($K < 1$) e um foi fortemente prolato ($k >> 1$), o que é coerente com modelos de transpressão para a área. As orientações dos eixos X obtidas também são coerentes com estes modelos, variando de *down-dip* para direcionais.

Estas observações são coerentes com a geologia regional, onde observa-se falhas de empurrão (por ex., o Lineamento Figueira), deformadas e rotacionadas por falhas transcorrentes destrais (por ex., o Lineamento Ribeira).

Abstract

The Iporanga Formation is situated at the Ribeira Valley, on the Ribeira Block, belonging to the Açuñui Supergroup. It is composed by fine grained metarhythmites intercalated with metasandstones, metaconglomerates and polymict metabreccia, and it is, in general, strongly deformed. The Iporanga Formation is separated from the Ribeira Subgroup by the Agudos Grandes Shear Zone, and from the Lajeado Subgroup by the Figueira Shear Zone. Recent geochronological data yields a maximum depositional age of 580 Ma.

This work presents finite strain analyses on the Iporanga Formation, giving strain ellipsoids for a group of samples. This makes possible a better modelling and interpretation of the tectonic evolution of this formation.

Three different technics were used to obtain the data: from microphotographs of thin sections of rock, photographs of three sections of a hand sample, and photographs of three sections of an outcrop.

Four previously collected samples and two new samples, colected for this work, were analysed.

The application of computer softwares (SPO 2003 and Ellipsoid 2003) permitted an error control using statistics methods, including sections compatibility, grain orientation and deformation heterogeneity. Also, control of errors on the calculation of indices used in the strain analisys, like strain ratio (X/Z) and K value (Flinn), were made.

Almost all the strain ellipsoids obtained were oblate ($K < 1$) and one was strongly prolate ($K>>1$). The X axes orientation varies from strike slip to down dip. This data is coherent with the transpression models for the area.

These obtained data are coherent with the regional geology, where thrust faults (Ex: Figueira Shear Zone), are deformed and rotated by transcurrent dextral faults (Ex: Ribeira Shear Zone).

1. Introdução

A Formação Iporanga está localizada na região do Alto e Médio Vale do Ribeira, no Supergrupo Açuengui, Região Sudoeste do Estado de São Paulo, e com formações possivelmente correlatas na Região Nordeste do Estado do Paraná (Fig. 1). É constituída por metarrítmitos finos, com intercalações de metarenitos, metaconglomerados e metabrechas polimíticas, estando em geral fortemente deformada. Está separada do Subgrupo Ribeira pelo Lineamento de Agudos Grandes, e do Subgrupo Lajeado pelo Lineamento Figueira. Datações recentes, de Campanha *et al.* (2008), permitem situar sua idade máxima de sedimentação em 580 Ma.

2. Metas e Objetivos

Este trabalho tem como objetivo realizar análises de deformação finita na Formação Iporanga, para melhor definir a orientação dos eixos principais e a forma do elipsóide de deformação finita. Com isto pretende-se refinar as modelagens e interpretações sobre a evolução tectônica desta Formação, e das etapas finais de deformação do Ciclo Brasiliano na região.

3. Trabalhos Prévios

Os metassedimentos do Supergrupo Açuengui na região do Médio e Alto Vale do Ribeira (SP) vêm, há algum tempo, sendo objeto de estudos quantitativos de determinação de deformação finita (Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999; Fiori, 1997; Campanha, 2002; Campanha & Sadowski, 2002; Moracci, 2004; Sallun Filho, Campanha e Fairchild, 2005; Faleiros, 2003; Faleiros e Campanha, 2006), tendo sido coletado um significativo volume de amostras e dados.

A recente determinação da idade máxima de sedimentação da Formação Iporanga, em 580 Ma, torna interessante um detalhamento do estudo da deformação finita que sofreu, já que nas unidades mais antigas (subgrupos Lajeado e Ribeira) a deformação final observada deve ser o resultado da sobreposição de diversos eventos. Na Formação Iporanga, ter-se-ia apenas a deformação relativa ao final do Ciclo Brasiliano. Mesmo assim, os dados já disponíveis sugerem uma situação complexa, com direções de estiramento máximo (eixo X do elipsóide de deformação finita) *down-dip*, oblíquas e direcionais, sugerindo a interferência de zonas de cisalhamento do tipo empurrão e transcorrente na deformação da Formação Iporanga. Análises estruturais e de deformação finita mais

detalhadas poderão permitir uma melhor compreensão dessa questão e elaboração de melhores modelos para a evolução tectônica da região.

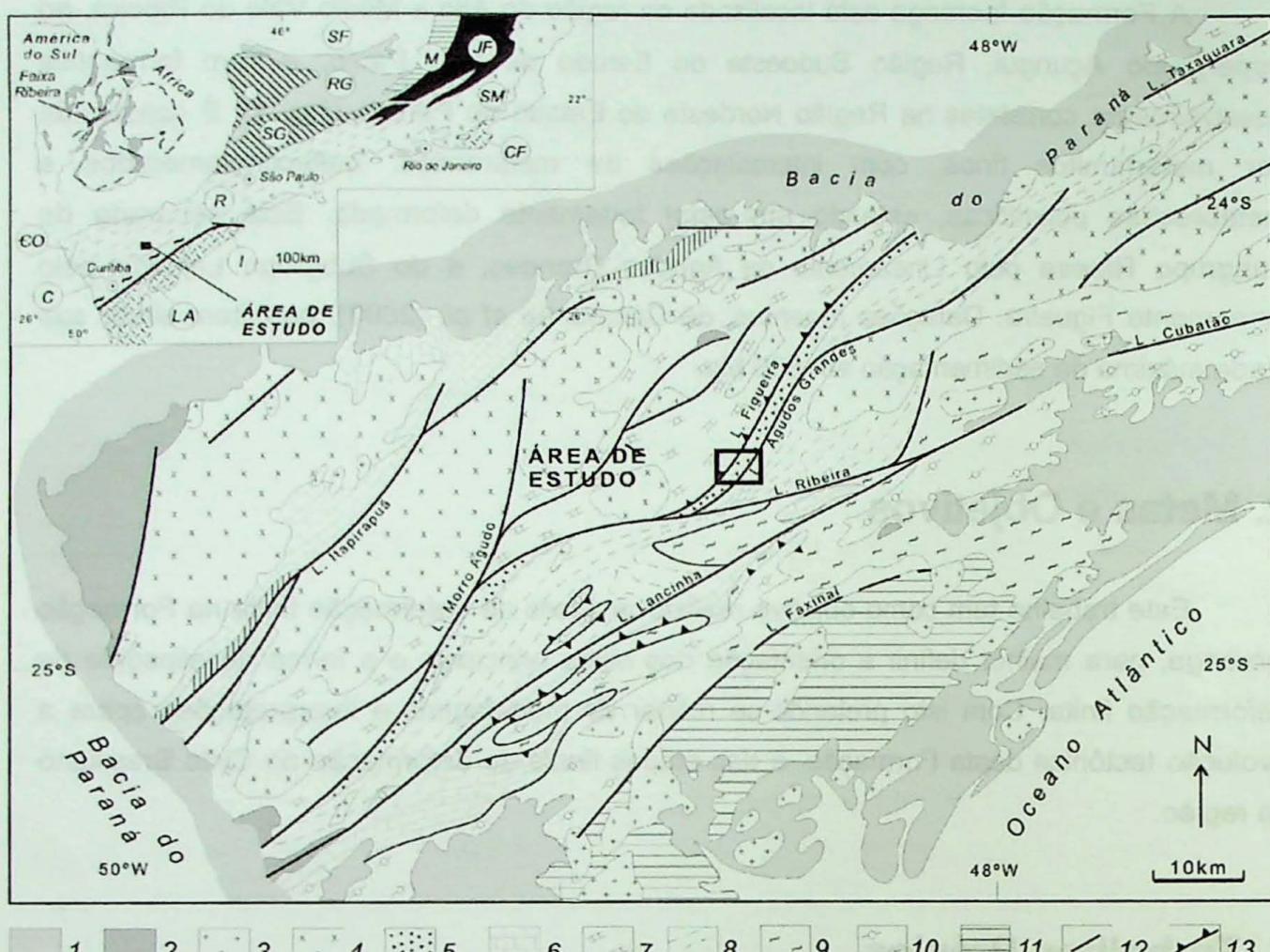


Fig. 1 - Localização da área de estudo e sua relação com as principais unidades tectônicas pré-Silurianas, do sudeste do Brasil. Fragmentos Cratônicos e Blocos: (LA) Luís Alves, (I) Itatins, (SF) São Francisco. Faixas móveis Mesoproterozóicas a Neoproterozóicas: (RG) Alto Rio Grande, (SG) Nappe Socorro-Guaxupé, (R) Ribeira. Rochas de alto grau Arqueanas e Paleoproterozóicas, retrabalhadas no ciclo Brasiliano: (C) Curitiba, (SM) Serra do Mar, (CF) Cabo Frio, (JF) Juiz de Fora, (M) Mantiqueira. Seqüências sedimentares e vulcanosedimentares Cambro-Ordovicianas: (εO). Na parte maior da figura: principais domínios tectônicos e paleogeográficos do Domínio Apiaí; (1) coberturas Fanerozóicas e rochas intrusivas; (2) bacias de pull-apart tardias; (3) granitos pós-tectônicos; (4) granitos cálculo-alcalinos sin a tardi tectônicos; (5) Formação Iporanga e unidades correlatas; (6) plataformas carbonáticas de água rasa (Grupo Itaiacoca e Formação Capiru); (7) plataformas carbonáticas distais (mar aberto) do Subgrupo Lajeado e Formação Água Clara; (8) seqüências pelágicas, turbidíticas e vulcânicas básicas (Subgrupo Ribeira, incluindo Formação Perau); (9) xistos de ambiente desconhecido (Complexos Embu, Setuba e Turvo Cajati); (10) Complexo gnaisse migmatítico (Domínio Curitiba); (11) Complexo Costeiro (Domínio Luís Alves); (12) principais zonas de cisalhamento. (13) zonas de cisalhamento de cavagem (Campanha e Sadowski, 1999, Campanha et al., 2008).

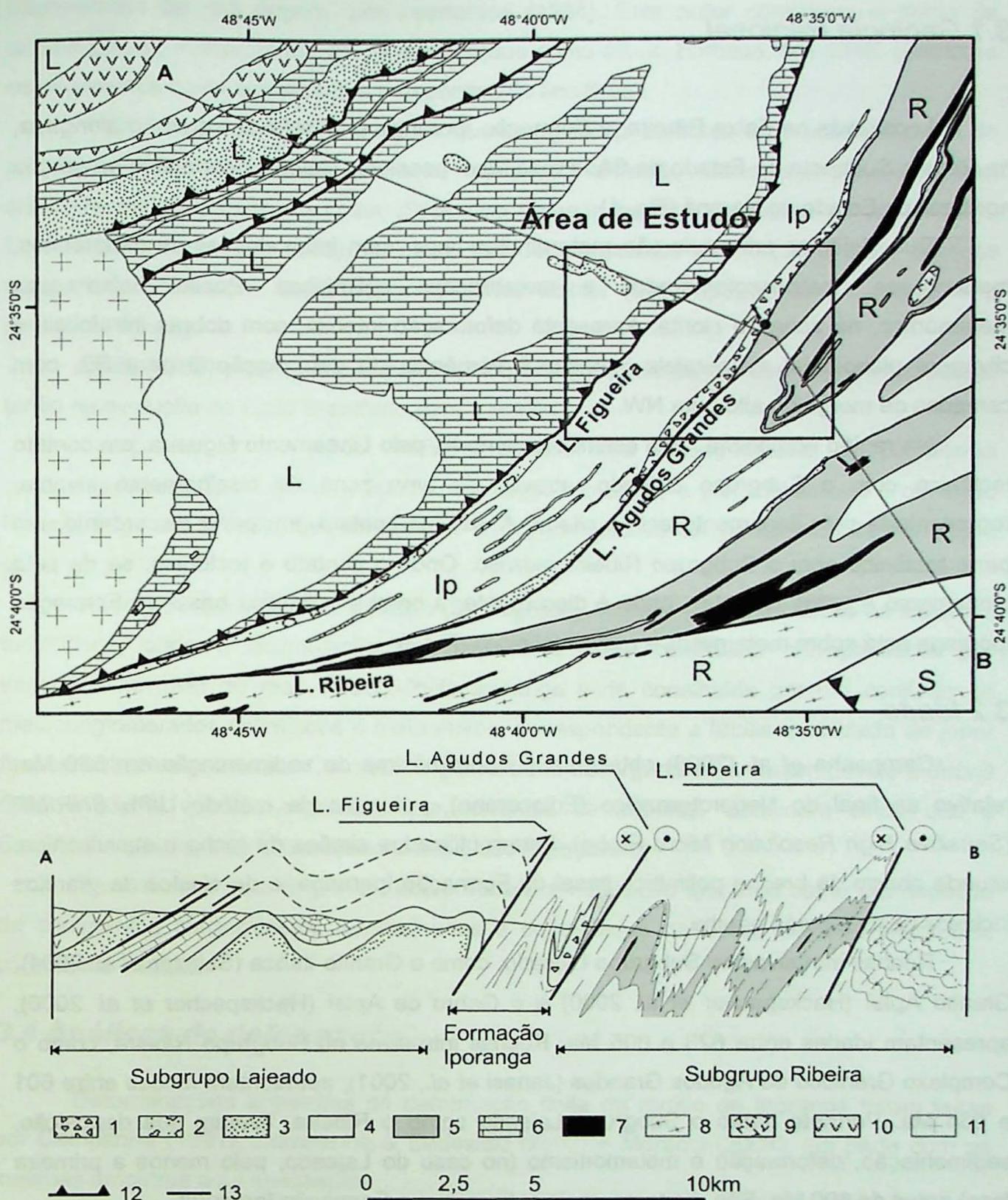


Fig. 2 – Mapa geológico e seções regionais incluindo a área de estudo; (1) metaconglomerado polimítico e metabrecha com matriz pelítica; (2) metaconglomerado polimítico com matriz arcoseana, e arenito arcoseano; (3) metarenito, intercalado com metaconglomerado oligomítico e metasiltito; (4) metapelito, predominantemente composto por metarrilitmo; (5) metapelito fino, de estrutura maciça; (6) metacalcário. (7) metabásica; (8) filito e xisto; (9) microdiorito; (10) Gabro de Apiaí; (11) Granito Itaóca; (12) zona de cisalhamento de empurramento; (13) zona de cisalhamento transcorrente; (L) Subgrupo Lajeado; (R) Subgrupo Ribeira; (Ip) Formação Iporanga (Campanha et al., 2008).

3.1 Geologia Regional

Localizada na Faixa Ribeira, a Formação Iporanga é uma faixa estreita e alongada, na Região Sudoeste do Estado de São Paulo, com possíveis litologias correlatas na porção nordeste do Estado do Paraná (Fig. 1).

Sua litologias principais são metarrítmitos finos, com intercalações de metarenitos, metarcóseos, metaconglomerados e metabrechas polimíticas. Possui baixo grau metamórfico, na zona da clorita. Apresenta deformação intensa, com dobras intrafoliaias e clivagem plano-axial subparalela intensa. A vergência da deformação é para SE, com camadas de mergulho alto para NW.

Na região homônima, está delimitada, a norte, pelo Lineamento Figueira, em contato tectônico com o Subgrupo Lajeado, através de uma zona de cisalhamento inversa, representada pelo lineamento acima citado. A sul, faz contato, em parte discordante, em parte tectônico com o Subgrupo Ribeira indiviso. Onde o contato é tectônico, se dá pelo Lineamento Agudos Grandes, onde é discordante, a brecha polimítica basal da Formação Iporanga está sobre metargilitos e metavulcânicas (Fig.2).

3.2 Idade

Campanha *et al.* (2008) obtiveram a idade máxima de sedimentação em 580 Ma, relativa ao final do Neoproterozóico (Ediacarano), por meio de método U/Pb SHRIMP (*Sensitive High Resolution Micro-Probe*). Foram utilizados zircões da rocha metavulcânica, situada abaixo da brecha polimítica basal da Formação Iporanga, e de clastos de granitos inclusos nesta mesma brecha.

Rochas intrusivas no Subgrupo Lajeado, como o Granito Itaóca (Salazar *et al.* 2004), Granito Apiaí (Hackspacher *et al.* 2000) e o Gabro de Apiaí (Hackspacher *et al.* 2000), apresentam idades entre 623 e 605 Ma. Rochas intrusivas no Subgrupo Ribeira, como o Complexo Granítico de Agudos Grandes (Janasi *et al.*, 2001), apresentam idades entre 601 e 564 Ma. Portanto, tanto o Subgrupo Lajeado como o Ribeira, tiveram sua deposição, sedimentação, deformação e metamorfismo (no caso do Lajeado, pelo menos a primeira fase) antes de 600 Ma. São, portanto, mais antigos que a Formação Iporanga.

No entanto, a Formação Iporanga e os subgrupos Ribeira e Lajeado são afetados pelas zonas de cisalhamento Figueira, Agudos Grandes e Ribeira. Estas zonas de cisalhamento são mais novas que 580 Ma, portanto, indicando que a deposição da Formação Iporanga se deu em ambiente tectonicamente ativo.

3.3 Evolução Sedimentar

A origem e evolução da Formação Iporanga constitui ainda hoje objeto de debate no contexto da Faixa Ribeira no sul do estado de São Paulo, desde sua definição e primeira

interpretação de sua origem, por Leonards (1934). Este autor considerou-a como de origem glacial, interpretando os conglomerados como tilitos. Barbosa, em 1948, considera os sedimentos como semelhantes a depósitos do tipo flysch.

Petri & Suguio (1969) sugeriram que a região apresentava uma paleogeografia de plataforma continental rasa (ambiente costeiro, Formação Itaiacoca), plataforma em ambiente mais afastado da costa (Subgrupo Lajeado por Campanha *et al.* 1985, 1986, Campanha e Sadowski, 1999), incluindo turbiditos proximais (Formação Betari), deslizes submarinos (Formação Iporanga) e turbiditos distais (Subgrupo Ribeira, Campanha e Sadowski, *op.cit.*).

Daitx (1980) propõe que a Formação Iporanga constitua um depósito de molassas, tardio na evolução do Ciclo Brasiliano para a região.

Campanha *et al.* (1985, 1986) propõem uma paleogeografia de plataforma continental (Subgrupo Lajeado), talude (Formação Iporanga) e planície abissal (Formação Perau). Sugerem também um contexto de *wildflysch* para os conglomerados da Formação Iporanga.

Pires (1988) sugere que o Grupo (Supergrupo) Açungui é uma sucessão de sistemas turbidíticos, onde a acumulação de sedimentos seria controlada principalmente por variações no nível do mar. A seqüência Iporanga seria constituída por um conjunto de metaconglomerados polimíticos e metarenitos, correspondente a fácie canalizada de *inner fan*, ou turbiditos proximais. Os metaconglomerados desorganizados seriam devido a *debris flow*, enquanto que os organizados a correntes de turbidez. Considera ainda que a Seqüência Iporanga seria um sistema turbidítico mais jovem.

Perdoncini e Soares (1992), interpretaram a Formação Iporanga como um depósito de sedimentos glaciogênicos retrabalhados e depositados na borda de uma plataforma continental e talude.

3.4 Análises de deformação

Determinações anteriores da deformação finita na região de Iporanga foram feitas por Campanha (1991), Campanha & Sadowski (2002) e Moracci (2004), em parte com as mesmas amostras aqui analisadas.

Campanha (1991) e Campanha & Sadowski (2002) analisaram, no total, 14 amostras, dos Subgrupos Lajeado e Ribeira. Em 12 delas, para se obter a elipse de deformação das seções, foi utilizado o método de Fry (Fry, 1979, Ramsay & Huber, 1983), para as restantes foi utilizado Rf/ϕ , orientação preferencial e média harmônica. Para determinação do elipsóide de deformação, foi utilizado do método de De Paor (1986).

Moracci (2004) utilizou como base para seu trabalho ampliações fotográficas em papel das seções delgadas já preparadas por Campanha (1991) e Campanha & Sadowski (2002).

Cada seção foi digitalizada, utilizando-se de um *scanner* de mesa, obtendo-se uma imagem digital *raster*. A partir dessas imagens os grãos foram desenhados a mão e depois digitalizados, obtendo-se imagens *raster* somente dos grãos. Estas imagens foram analisadas no programa SPO v. 2003 (Launeau & Robin, 2003a; Launeau & Robin, 2005), utilizando-se do método do tensor de inércia, e as elipses de deformação obtidas foram integradas no programa Ellipsoid v. 2003 (Launeau & Robin, 2003b; Launeau & Robin, 2005).

4. Materiais e Métodos

4.1 Conceitos básicos

4.1.1 Deformação

A deformação (*strain*) pode ser definida como mudança na forma e no tamanho (volume) de um corpo quando submetido a uma força ou um conjunto de forças. Formas comuns de descrição do tipo de deformação são: a dilatação (variação de volume) e a distorção (variação de forma). A deformação pode ocorrer como um desses dois tipos, ou como uma junção dos dois. Pode-se ainda descrever a deformação como de caráter rotacional ou não rotacional, em função da rotação ou não dos eixos principais de deformação.

Duas outras formas de descrição eficientes são a deformação homogênea e deformação heterogênea. Na deformação homogênea, a quantidade de deformação ao longo de um corpo é igual, e as linhas que eram retas e paralelas permanecem retas e paralelas após a deformação. Na deformação heterogênea, a quantidade de deformação ao longo do corpo é desigual, as linhas que eram retas e paralelas não permanecem como retas e paralelas após a deformação, sendo que este é o tipo de deformação mais comum na natureza.

Deformação Finita

A deformação finita é obtida pela comparação entre o estado inicial da rocha, não deformado, e o estado final, deformado. Para tal comparação é necessário que se conheça, ou seja inferida, a configuração geométrica inicial, sendo que a configuração geométrica final em geral pode ser medida através de fotos, seções delgadas, diretamente nos afloramentos, etc.

Medidas de Deformação

A deformação em rochas ocorre em três dimensões, e para se ter uma compreensão mais completa desta, deve-se tentar obter medidas de deformação finita em todas estas dimensões. Na prática, é mais fácil medir a deformação finita em várias seções de duas dimensões para, através da combinação de seções, se chegar na medida em 3D.

Medidas de deformação podem ser feitas com base em mudança de comprimento de linhas e mudança de relações angulares entre linhas.

A variação do comprimento de linhas pode ser expresso pelo estiramento S , $S = l_1/l_0$, pela extensão ou elongação, $e = (l_1 - l_0)/l_0$, onde l_0 é o comprimento inicial de uma linha e l_1 o comprimento final. Notar que valores maiores que 1 de S e os valores positivos de e correspondem a aumento do comprimento, enquanto que valores menores que 1 e negativos respectivamente correspondem a encurtamento. Outro parâmetro de medida é a elongação quadrática: $\lambda = (l_1/l_0)^2$.

Podemos realizar medidas de variação na relação angular entre linhas. Se conhecermos duas linhas que eram inicialmente perpendiculares entre si, designa-se o ângulo de cisalhamento ψ como o desvio da perpendicularidade depois da deformação, e o cisalhamento $\gamma = \tan \psi$.

Elipse e Elipsóide de Deformação

Como dito no parágrafo acima, a deformação heterogênea é a mais encontrada nas rochas. Para facilitar a análise de deformação, deve-se considerar um ponto do corpo rochoso pequeno o suficiente para se ter certeza de que ali a deformação pode ser considerada homogênea. Pois analisar a deformação heterogênea de toda a rocha em estudo seria extremamente complexo.

Em duas dimensões, a melhor forma de representação geométrica para análise e medida da deformação, é considerar um círculo de raio unitário no ponto do corpo em estudo, e analisar as modificações que este círculo sofre com a deformação. Sofrendo uma deformação homogênea, este círculo passará a ser uma elipse: a *elipse de deformação*. Esta elipse terá um eixo maior definido por e_1+1 e um eixo menor definido por e_2+1 . O eixo maior representa a direção máxima de elongação, e terá uma orientação e uma rotação com relação a direção que tinha no círculo original. Portanto, a deformação em duas dimensões pode ser definida com quatro componentes: o valor de máxima elongação (e_1+1), o de mínima elongação (e_2+1), a orientação da máxima elongação, e a rotação sofrida pelo

corpo, representada pela mudança de orientação da linha que se tornou a direção de máxima elongação.

Em três dimensões pode-se fazer uma abstração similar, considerando uma esfera de raio unitário que, quando deformada, se tornará um elipsóide: o *elipsóide de deformação*. Neste caso, a deformação pode ser definida por nove componentes: três definindo a extensão dos eixos principais de elongação, ortogonais entre si ($X=e_1+1$, $Y=e_2+1$ e $Z=e_3+1$), três definindo a orientação no espaço destes eixos principais (X , Y e Z), e três definindo a rotação das três principais direções a partir da direção inicial da esfera.

Formas de classificação do elipsóide de deformação

A forma mais utilizada de classificação do elipsóide de deformação é através do fator K . Definida por Flinn em 1962, é basicamente uma classificação quanto a forma do elipsóide, levando em conta a extensão de seus três eixos principais e a perda ou não de volume durante a deformação.

O fator K é definido pela fórmula:

$$K = (a - 1)/(b - 1)$$

onde:

$$a = (1 + e_1)/(1 + e_2) = X/Y$$

$$b = (1 + e_2)/(1 + e_3) = Y/Z$$

Com isso é construído o diagrama de Flinn, onde se plota o valor de a no eixo vertical e b no eixo horizontal. Definem-se assim três tipos básicos de elipsóide: prolato ($X>Y>Z$), oblato ($X=Y>Z$) e planar ($X>Y=1>Z$).

Métodos de Medida de Deformação

Para determinar quantitativamente a deformação, é necessário trabalhar-se com objetos dos quais conheça-se a forma original, comparando-se então com a forma final. As principais técnicas disponíveis baseiam-se no tipo de objeto a medir. Assim, temos os objetos inicialmente circulares, os inicialmente elípticos, as técnicas de centro a centro, medidas de extensão de linhas, medidas de variação angulares (Ramsay, 1967, Ramsay e Huber, 1983), contagem de agregados minerais, contagem de intersecção e análise de forma de agregados.

Um conjunto de métodos utiliza-se de objetos inicialmente circulares. Exemplos de objetos desse tipo são os oólitos calcários e os cortes de fósseis em forma de tubos. Sendo inicialmente circulares, serão transformados em elipses após a deformação, cuja elipsidade R é a própria razão de *strain* ($R_s = S_1/S_2$) da elipse de deformação. Na prática, pode-se construir um gráfico cartesiano com as medidas dos eixos maior e menor de cada objeto plotado como um ponto. A inclinação da reta de melhor ajuste dará a razão de *strain*.

Se os objetos iniciais forem elípticos, como no caso de seixos e de alguns oólitos, serão transformados em novas elipses no estado deformado, porém com elipsidades e orientações diferentes das originais. Pode-se considerar três casos diferentes de análises: 1) todos os objetos iniciais tem a mesma elipsidade e estão caoticamente orientados; 2) os objetos iniciais tem diferentes elipsidades e estão caoticamente orientados; e 3) os objetos iniciais tem uma orientação preferencial (por exemplo, seixos imbricados em sedimentos fluviais).

A técnica mais conhecida é a construção dos gráficos R_f (razão final, ou seja, a elipsidade de cada objeto após a deformação) versus ϕ (a orientação de eixo maior de cada objeto deformado com relação a uma linha de referência), (Ramsay, 1967).

Um método rápido de avaliar o R_s nos casos até agora citados é pelo cálculo da média harmônica da elipsidade dos seixos ou objetos medidos. Sabe-se empiricamente que a média harmônica aproxima-se dos resultados obtidos pelo método $R_f \times \phi$ (Ramsay & Huber, 1983) Para n objetos, pode ser obtida por:

$$H = n / CR_{F1}^{-1} + R_{F2}^{-1} + \dots + R_{Fn}^{-1}$$

Outra família de métodos refere-se às técnicas de centro a centro. O pressuposto dessas técnicas é de que no estado inicial as distâncias entre os centros dos objetos vizinhos seriam iguais em todas as direções. Com a deformação, essas distâncias seriam alteradas, com as maiores distâncias na direção do estiramento principal máximo e as menores na direção do estiramento principal mínimo.

Dentre as técnicas centro a centro, o método de Fry é bastante conhecido (Fry, 1979). Em um *overlay* ou papel vegetal, marca-se o centro de todos os objetos. A seguir, escolhe-se um dos centros como referência, e desloca-se o *overlay* de modo que esse ponto de referência coincida com outro centro de objeto. Novamente todos os centros são marcados no *overlay*. Deve-se repetir o procedimento até que o centro de todos os objetos tenha sido percorrido com o ponto de referência. Ao final, a elipse de deformação aparecerá desenhada em torno do ponto de referência.

Os métodos que se baseiam na medida de extensão de linhas exigem que se meça a extensão em diferentes direções através da seção de medida. Podem ser utilizadas camadas ou cristais boudinados, ou dobras isópacas, por exemplo.

Outra família de técnicas baseia-se na variação das relações angulares dos objetos deformados. É muito utilizado quando se tem fósseis deformados, com relações angulares

iniciais conhecidas como, por exemplo, fósseis com simetria bilateral (e.g., trilobitas). Nas faixas móveis do Brasil, que são pré-cambrianas e afossilíferas, em geral não é possível utilizar-se destas técnicas, embora em alguns casos as relações angulares entre estratificações cruzadas e outras estruturas primárias podem ser usadas. Porém, como essas relações angulares originais em estruturas primárias tem valores flutuantes em torno de médias, sendo inclusive dependentes de fatores como a energia do sistema de deposição, os resultados de análise de *strain* são menos precisos.

Os métodos tradicionais citados até aqui dependem da existência de objetos relativamente raros, tais como seixos, oólitos, fósseis, etc. Por vezes são também técnicas bastante trabalhosas, pois envolvem grande quantidade de cálculos e trabalhos manuais. Estes fatores limitam a ampla aplicação dos métodos de determinação da deformação.

Porém, algumas técnicas mais recentes vem sendo desenvolvidas, trabalhando em geral com agregados minerais, expandindo a quantidade de tipos de rochas onde podem ser feitas medidas. O uso de computadores para certos métodos permite maior rapidez e maior quantidade de dados por análise, além de permitir controle de erros por estatística.

Uma dessas técnicas baseia-se na contagem de espécies minerais (ex: minerais maficos, ou félsicos, ou opacos) em direções variadas, em uma seção delgada. Parte-se do pressuposto de que em uma rocha ígnea isotrópica e homogênea, por exemplo, essas contagens deveriam ser estatisticamente iguais em qualquer direção que fossem feitas. Se a rocha for deformada, as menores contagens serão obtidas na direção de máximo estiramento, e as maiores na direção de mínimo estiramento, considerando linhas de contagem com comprimentos iguais. Conhecendo-se as contagens numa direção no estado inicial e no final, os estiramentos absolutos podem ser obtidos $S = n_1/n_0$.

Outra técnica similar é a dos interceptos (Panazzo, 1987, apud Fiori, 1997, Launeau & Cruden, 1998). Tendo-se um agregado cristalino, com os grãos delimitados por suas bordas, pode-se contar o número de vezes que uma linha com direção determinada intercepta bordas ou limites de grãos. Em um material isótropo e homogêneo, essas contagens seriam iguais em todas as direções. Em uma rocha deformada, as contagens seriam menores da direção de máximo estiramento, e maiores na direção de mínimo estiramento, pois a isotropia do material teria sido perdida devido à deformação.

Outro método recente desenvolvido nesta linha é o da determinação do tensor de forma ou inércia de um grão (Launeau & Cruden, 1998). É uma técnica adequada para tratamento digital de imagens, e será descrita com mais detalhes no item a seguir.

4.1.2 Orientação preferencial de forma através do Tensor de Inércia

Este método foi desenvolvido originalmente para quantificação de tramas de rochas magmáticas, tendo sido tipicamente aplicado para batólitos graníticos. O conceito básico deste método considera que, a um determinado grão, sempre será possível associar-se uma

elipse, que se aproxime mais de sua forma, mesmo que irregular. Esse tensor ou elipse de forma aproxima-se em muitos casos do tensor de deformação finita.

Este método utilizado pelo programa SPO 2003 (Launeau & Robin, 2003a) obtém com eficiência o formato dos grãos a partir de uma imagem *raster* (constituída por pixels), mapeando cada pixel que forma o grão, e atribuindo para cada pixel uma coordenada (x e y) com relação a um sistema de referência. Com isto, o programa calcula a área do grão e encontra seu centro, podendo calcular a razão de forma (elipsidade) e a orientação da forma, ou seja, do eixo maior do grão em relação a uma linha de referência. Segue abaixo a descrição detalhada de como o programa obtém tais dados.

A razão de forma e a orientação do eixo maior de cada grão podem ser calculadas a partir do tensor de inércia de sua forma. Se x e y são as coordenadas dos pixels de um grão, e A sua área superficial (igual ao número de pixels), então o tensor de inércia (**M**) de sua forma é dado por:

$$\begin{bmatrix} m_{xx} & m_{xy} \\ m_{xy} & m_{yy} \end{bmatrix}$$

Sendo que,

$$m_{xx} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n (x_i - x_c)^2$$

$$m_{xy} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n (x_i - x_c)(y_i - y_c)$$

$$m_{yy} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n (y_i - y_c)^2$$

são as componentes do tensor, onde:

A = área do grão;

x_i, y_i = coordenadas de um pixel i;

x_c, y_c = coordenadas do centróide do grão, que podem ser obtidas por (Fig. 3.1.1.1).:

$$x_c = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n x_i \quad e \quad y_c = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n y_i$$

A razão de forma do grão pode ser definida por $r = (\lambda_1/\lambda_2)^{\frac{1}{2}}$, onde λ_1 e λ_2 são os autovalores de \mathbf{M}_j . Da mesma forma, a direção de máxima elongação do grão (ϕ) é dada pelo autovetor associado ao maior autovalor (λ_1) de \mathbf{M}_j .

O tamanho do semi-eixo maior (a) e do semi-eixo menor (b) de uma elipse representando o grão é dado por $a = (\lambda_1)^{\frac{1}{2}}$ e $b = (\lambda_2)^{\frac{1}{2}}$ em unidade de pixels (ou em milímetros se o tamanho do pixel é conhecido).

Para a correlação das orientações preferenciais de forma (*shape preferred orientation* – SPO) com a SPO total, introduz-se a média do tensor de inércia de n formas de grãos:

$$M = \frac{1}{N} \sum_j M_j = \frac{1}{N} \begin{vmatrix} \sum_j m_{xj} & \sum_j m_{yj} \\ \sum_j m_{xyj} & \sum_j m_{yyj} \end{vmatrix}$$

o que efetivamente fornece uma SPO ponderada pela área de cada grão. A razão de forma média dos grãos, $SR_t = (\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ e sua orientação ϕ , são dadas pelos autovetores máximos de \mathbf{M} , respectivamente. As dimensões médias a_t e b_t são calculadas da mesma forma.

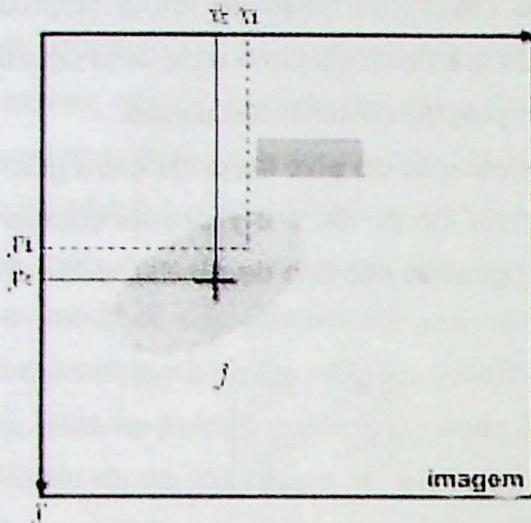


Figura 4.1.2 – Sistema de orientação de um grão teórico: pixel aleatório (x_i, y_i) e centróide do grão (x_c, y_c)

4.2 Técnicas empregadas na obtenção de dados

O método de análise de deformação finita utilizada neste projeto consiste em, a partir de pelo menos 3 seções da rocha, obter um modelo de elipsóide de deformação daquela amostra. Para isso as 3 seções devem preferencialmente ser ortogonais entre si (ou o mais próximo possível disto) e a amostra ou as seções devem ser orientadas quando coletadas no campo.

Para obtenção dos dados foram utilizadas 3 técnicas diferentes: a partir de microfotografias de seções delgadas de rocha, fotografias de 3 seções de uma amostra de mão, e fotografias de 3 seções de um afloramento.

As seções têm que ser orientadas, tomando-se sua atitude pela regra da mão direita (e.g. MARSHAK, 1998). A direção, o azimute da direção e o mergulho são marcados em cada seção.

Os itens 4.2.1 a 4.2.3 descrevem como, a partir das diferentes técnicas de coleta de dados, pode-se obter imagens para análise de deformação no programa SPO 2003 (Launeau & Robin, 2003a). O tratamento das imagens nesse programa está descrito no item 4.2.4. O programa exige como arquivo de entrada imagens raster (TIFF, JPEG, BMP) preto e branco (1 bit / pixel).

As elipses de deformação obtidas em cada seção pelo programa SPO 2003 são posteriormente integradas para compor um elipsóide através do programa Ellipsoid 2003.

Os procedimentos adotados são descritos a seguir.

4.2.1 Em seções delgadas

As amostras orientadas foram coletadas no campo marcando-se a atitude de uma face bem definida pela regra da mão direita (Fig. 4.2.1).

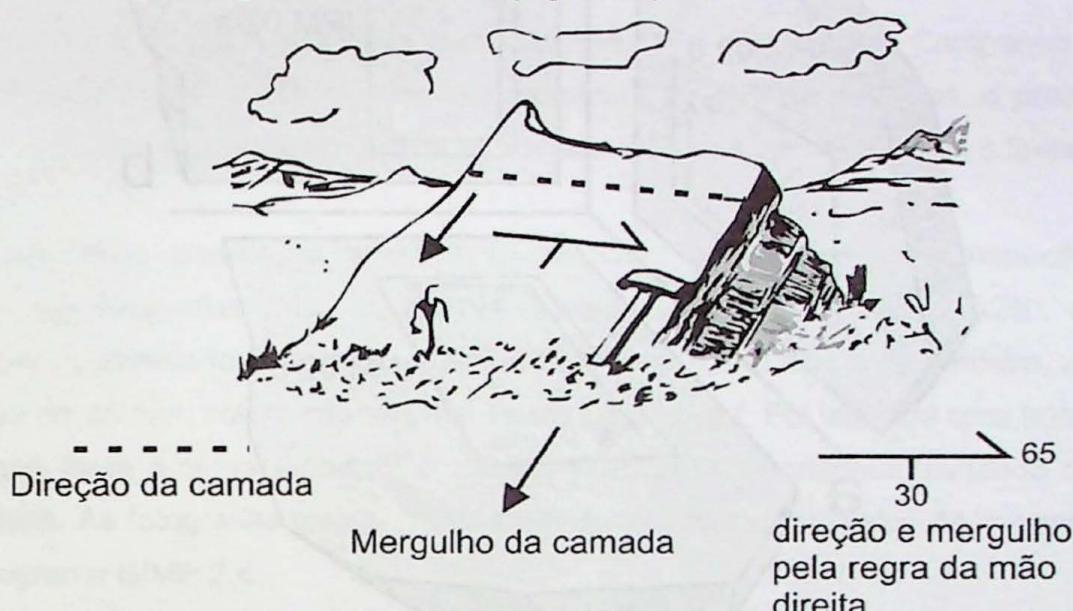


Fig. 4.2.1 – Tomada de orientação pela regra da mão direita (RMD). Desenho adaptado de Loczy & Ladeira, 1976.

No laboratório as amostras foram cortadas com serra diamantada, em três cortes preferencialmente perpendiculares entre si, bem como perpendiculares ou paralelos à foliação de achatamento e à lineação de estiramento, caso estas fossem visíveis. Foram cortados três bloquinhos com faces paralelas a esses cortes, os quais foram encaminhados para o setor de laminação do IGc USP para a preparação das seções delgadas. Especial atenção foi dada para a preservação da marcação de campo da orientação da amostra, bem como a posição relativa dos diversos fragmentos e bloquinhos obtidos da amostra.

A seguir as amostras foram reorientadas para a posição em que foram coletadas, utilizando-se massa de modelar para fixá-las em uma mesa e bússola geológica (modelo Coclé da Breithaupt). As orientações das faces escolhidas foram então medidas com a mesma bússola.

Como convenção para orientação das lâminas, foram desenhados 3 eixos ortogonais entre si denominados **a**, **b** e **c** (Fig. 4.2.2), nos bloquinhos da amostra de onde seriam feitas as lâminas. Os eixos foram desenhados preferencialmente paralelos às arestas da amostra. Depois de confeccionada a lâmina, estes eixos foram nela marcados, de modo que a informação da orientação da lâmina na amostra e no espaço não fosse perdida.

Os eixos foram definidos de modo que cada lâmina estivesse contida nos planos definidos pelos eixos (planos **ab**, **bc** e **ac**). Cada lâmina recebeu um nome, como, por exemplo, **IPM02 a**, onde IPM é o nome do projeto, 02, o ponto de campo, e **a** corresponde ao eixo perpendicular à lâmina (neste caso, portanto, a lâmina está no plano **bc**).

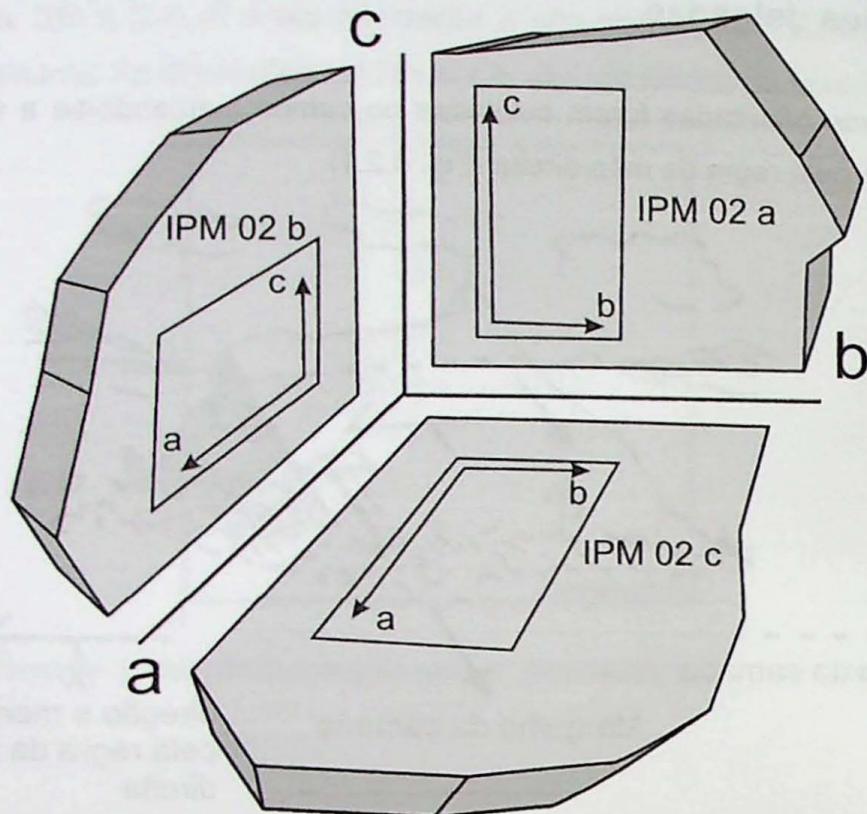


Fig. 4.2.2 – Exemplo de orientação das lâminas.

Após esta preparação, as seções delgadas foram colocadas em microscópio com platina polarizadora rotativa, desenvolvida por Fueten (1997), com câmera digital acoplada. O conjunto desenvolvido por Fueten permite obter até 200 imagens da mesma área da lâmina, girando automaticamente os polarizadores em passos de 1,8° a cada imagem obtida. A câmera envia as imagens para um computador, onde, por meio do programa Geovision, pode-se tratar e salvar as imagens em formato compatível com o programa SPO 2003 (Launeau & Robin, 2003a), que exige imagens *raster*, em formato *BMP*, *JPEG* ou *TIFF*.

Geovision é o programa responsável por controlar a aparelhagem de Fueten, como a câmera e os polarizadores. Através dele determina-se quantas fotos serão tiradas em cada obtenção, além de calibrar o polarizador antes de tirar as fotos. Obtidas as fotos, o programa permite gerar novas imagens mostrando para cada *píxel* a máxima intensidade de luz, a mínima intensidade, a média e outros, evitando-se os efeitos de extinção de grãos de minerais.

O programa possui uma ferramenta para delimitar automaticamente os limites dos grãos, gerando uma imagem em branco e preto, com os grãos individualizados. Embora esta ferramenta facilite muito o trabalho, o programa delimita os grãos de forma que muitas

vezes não se aproxima da realidade, sendo necessário um tratamento, no próprio programa. Este tratamento incluiu desde aumento no contraste da imagem, para facilitar a visualização dos grãos da rocha, até o desenho manual de alguns grãos que o programa não identificava de forma correta.

A partir deste ponto, a análise segue o procedimento descrito no item 4.2.4.

4.2.2 Em amostra de mão

A amostra de mão analisada foi a IP 939B, já analisada por Campanha (1991) e Campanha & Sadowski (2002). Como nas amostras de seções delgadas, o procedimento inicial foi o mesmo, reorientação da amostra e obtenção das orientações de 3 faces a serem analisadas.

Após estes passos, a amostra foi colocada em aparelhagem específica, para obtenção das fotografias (Fig. 4.2.3). Foi utilizada uma câmera Nikon D200, com foco manual fixo. A câmera foi colocada a aproximadamente 0,5 m acima da amostra, utilizando-se objetiva de 35 mm, colocando-se uma escala na amostra. Foi utilizada uma bússola para garantir que tanto a câmera quanto a amostra ficassem na horizontal, evitando distorções nas imagens. As fotografias foram tratadas em computador para realce de contraste e cor, com o programa GIMP 2.4.

Após estes procedimentos, foi utilizado o programa CorelDRAW 13, para delimitar os grãos da amostra, desenhando cada grão manualmente. Os desenhos foram salvos em formato TIFF, para análise no SPO 2003. A partir deste ponto a análise segue os procedimentos descritos no item 4.2.4.



Fig. 4.2.3 – Obtenção de fotografias da amostra IP 939B

4.2.3 Em fotografias de afloramento

Para o ponto IPM 01, foi utilizado a técnica de fotografia do corte de afloramento (Fig. 4.2.4). O primeiro passo foi, em campo, tirar fotografias de 3 faces aproximadamente planares e com orientações diferentes de um mesmo afloramento. As orientações destas faces foram medidas com bússola, e no momento da fotografia foi colocado um martelo e uma trena, para fornecer a escala, a orientação do azimute da direção e do mergulho da seção, pela regra da mão direita.

Após este procedimento, a análise segue o padrão descrito no item 4.2.2, para o tratamento das fotografias em computador e desenho dos grãos, para depois seguir os procedimentos do item 4.2.4, análise nos programas SPO 2003 e Ellipsoid 2003 (Launeau & Robin, 2003b).



Fig. 4.2.4 – Obtenção de fotografias no afloramento IPM 01. A trena representa a linha horizontal (direção da seção), o cabo do martelo representa o azimute da direção, pela regra da mão direita, e o bico do martelo representa o rumo do mergulho.

4.2.4 Tratamento das imagens: SPO 2003 e Ellipsoid 2003

Os programas utilizados para análise de deformação são o SPO 2003 (Launeau & Robin, 2003a) e Ellipsoid 2003 (Launeau & Robin, 2003b). O SPO 2003 analisa imagens das seções para calcular uma elipse de deformação, utilizando-se para isto dos métodos

tensor de inércia, centro-a-centro (método de Fry), R/ϕ e interceptos. Para que o programa possa realizar tais operações, ele deve dispor de imagens *raster* preto e branco (1 bit), com grãos individualizados, separados pela distância mínima de um pixel. No presente trabalho utilizou-se sempre o método do tensor de inércia. O Ellipsoid 2003 combina os dados, produzidos pelo SPO, de pelo menos 3 seções de uma mesma amostra, para compor o elipsóide de deformação.

Em boa parte das amostras foi feita, dentro do SPO, uma separação por tamanho de grão, pois foi observado que os grãos menores, que eram maioria, apresentavam-se sempre equidimensionais. As razões desta separação estão descritas no item 7.1.

Os dados que o SPO passa para o Ellipsoid são: direção e mergulho da seção, pela regra da mão direita, e dados da elipse de deformação, como razão de elipsidade e orientação do eixo maior da elipse, para cada grão da imagem. Tais dados são enviados para o Ellipsoid através de uma função específica do programa SPO.

Para a passagem de dados do SPO para o Ellipsoid, é possível dividir a imagem de cada seção em várias partes iguais. Por exemplo, pode-se dividir cada seção em 4 partes iguais. O programa irá fazer todas as combinações possíveis entre as sub-imagens, gerando no caso 4^3 (64) elipsóides. Se a imagem for dividida em 9 partes, serão gerados 729 elipsóides (9^3), e assim por diante. Este procedimento permite cálculos estatísticos sobre a confiabilidade e reproduzibilidade dos resultados. São lançados em estereograma os eixos de todos os elipsóides calculados, os eixos médios e cones de confiança para 1, 2 ou 3 desvios padrões.

Existe também no Ellipsoid um índice de incompatibilidade entre as seções, chamado \sqrt{F} (Robin, 2002), que fornece uma estimativa do ajuste entre as seções para o elipsóide construído. Na prática, este índice deve estar abaixo de 10%, e idealmente abaixo de 5 %.

5. Desenvolvimento do Trabalho

Primeiramente, foi feita uma revisão bibliográfica da geologia regional da área de estudo, e da geologia local.

Foi realizada uma revisão mais aprofundada dos métodos de análise de deformação finita, e dos métodos do programa utilizado no projeto, o SPO 2003 (Launeau & Robin, 2003a). No caso deste trabalho o método principal utilizado foi o da Orientação Preferencial de Forma (OPF, *Shape Preferred Orientation*, SPO, em inglês), através do tensor de inércia.

Foi realizado um trabalho de campo de 3 dias nas proximidades da cidade de Iporanga – SP. Neste trabalho de campo foram percorridas áreas da Formação Iporanga e do Bloco Lajeado, para reconhecimento do local de estudo e coleta de novas amostras.

Foram analisadas seis amostras, sendo que as amostras P26, IP 64G, IP 060B e IP 939B foram analisadas no trabalho de Campanha (1991) e Campanha & Sadowski (2002).

Três amostras (IPM 01, IPM 02 e IP 939B) são da Formação Iporanga, e três (P26, IP 64G e IP 060B) do Bloco Lajeado, próximas do contato com a Formação Iporanga.

Com algumas destas amostras, como IP 64G, IP 060B e P26, foram feitos vários testes de análises. Para as amostras P26, IP 64G, IP 060B e IPM 02 foi feito tratamento das imagens já obtidas, com o programa Geovision. Para as amostras IP 939B e IPM 01 foi feito tratamento das imagens já obtidas, mas com delimitação manual dos contornos dos grãos, e não com o programa Geovision

O cronograma do plano inicial pode ser seguido em sua maior parte. Apenas a obtenção e o tratamento dos dados se estenderam por mais tempo do que o previsto, mas sem prejudicar o andamento do projeto. A conclusão do trabalho ocorreu no prazo previsto.

Cronograma de atividades realizadas:

	03/08	04/08	05/08	06/08	07/08	08/08	09/08	10/08	11/08
Estudo e revisão dos métodos (teoria, referências bibliográficas)	X	X	X	X	X	X	X	X	
Organização de amostras e seções disponíveis		X	X	X					
Trabalhos de campo			X						
Execução de cortes e lâminas orientados			X	X					
Obtenção de imagens das seções		X	X	X	X	X	X		
Tratamento digital de imagens			X	X	X	X	X	X	
Determinação de elipses e elipsóides de deformação				X	X	X	X	X	
Análise dos resultados					X	X	X	X	
Redação dos relatórios parcial / final				X	X	X	X	X	X

6. Resultados Obtidos

As telas do programa Ellipsoid, com os dados completos de saída do programa, encontram-se no anexo deste trabalho. Os resultados estão sintetizados em mapa (Fig. 6.1), tabelas (tab. 6.1 a 6.4) e em Diagrama de Flinn (Fig. 6.2).

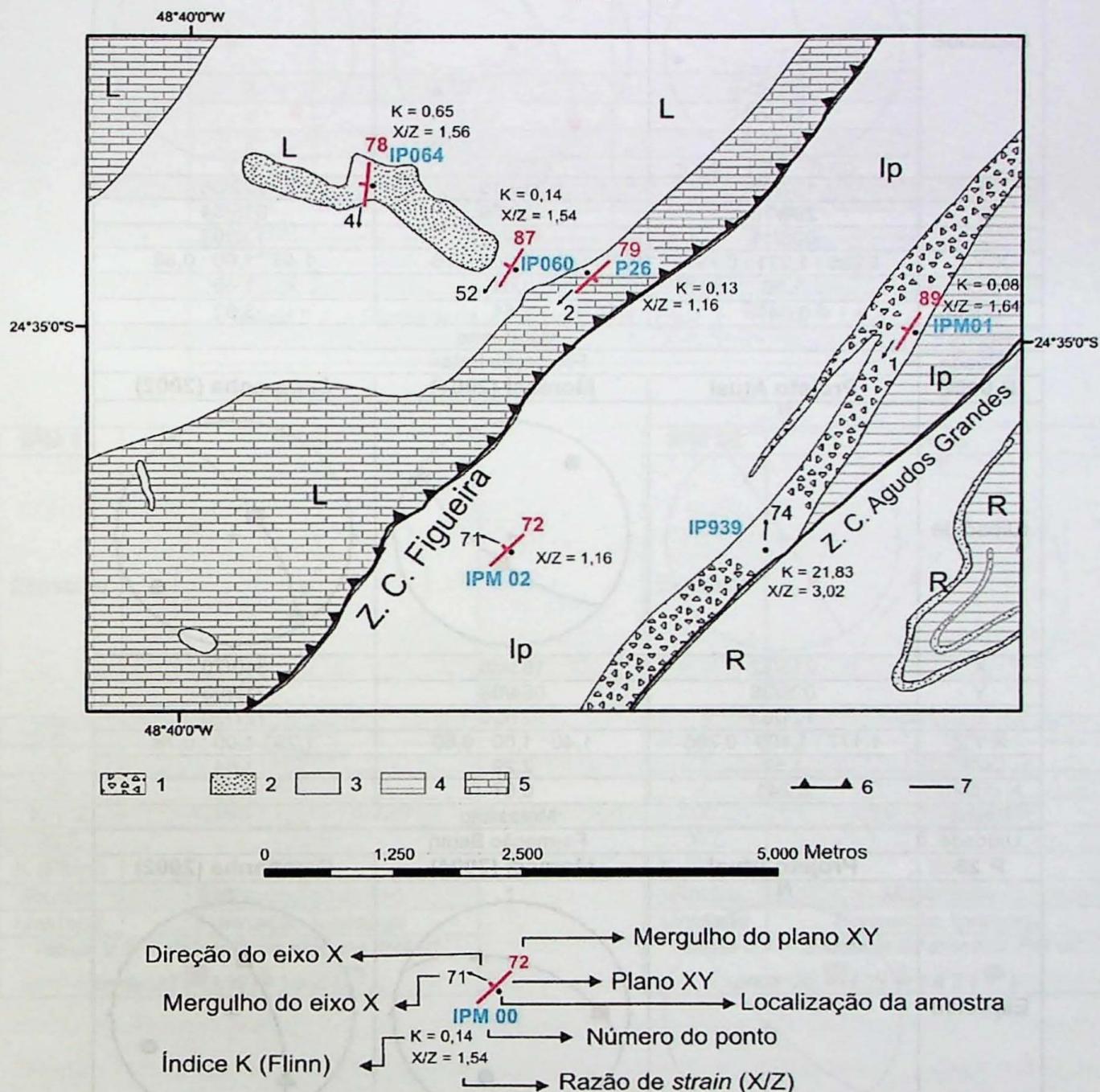


Fig. 6.1 – Mapa geológico da área de estudo com localização das amostras; (1) metaconglomerado polimítico e metabrecha com matriz pelítica; (2) metarenito, intercalado com metaconglomerado oligomítico e metasiltito; (3) metapelito, predominantemente composto por metarritmito; (4) metapelito fino, de estrutura maciça; (5) metacalcário.; (6) zona de cisalhamento de empurrão; (7) zona de cisalhamento transcorrente; (L) Subgrupo Lajeado; (R) Subgrupo Ribeira; (Ip) Formação Iporanga (base geológica adaptada de Campanha et al., 2008).

Nas tabelas a seguir os resultados das análises são comparados com os resultados anteriormente obtidos por Campanha & Sadowski (2002) e Moracci (2004).

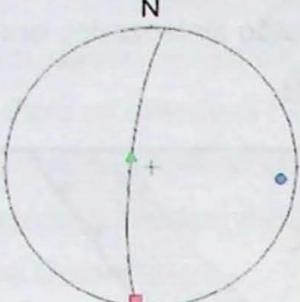
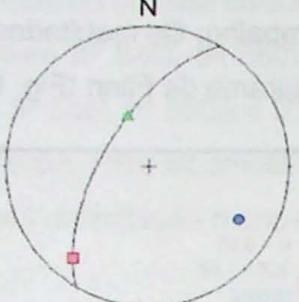
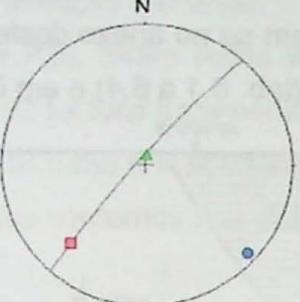
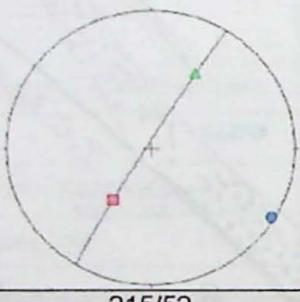
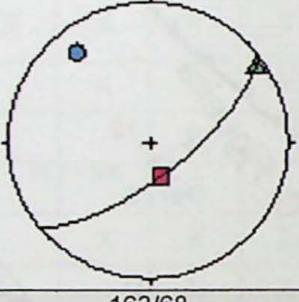
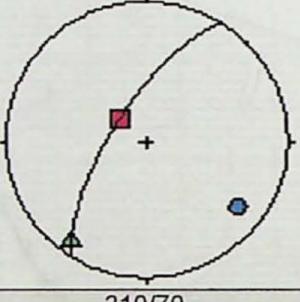
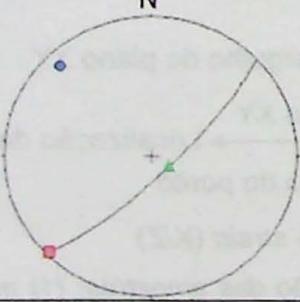
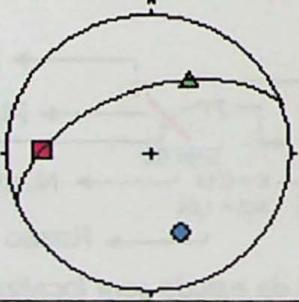
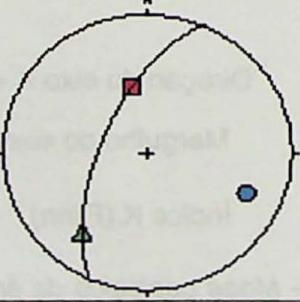
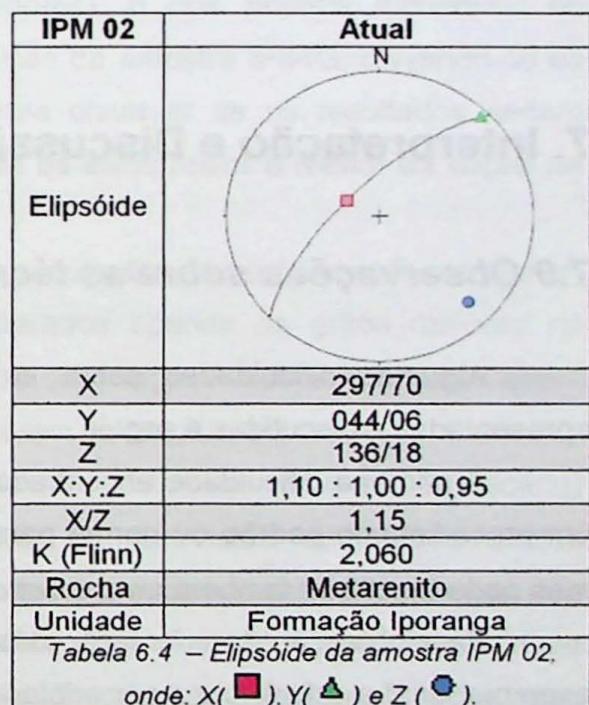
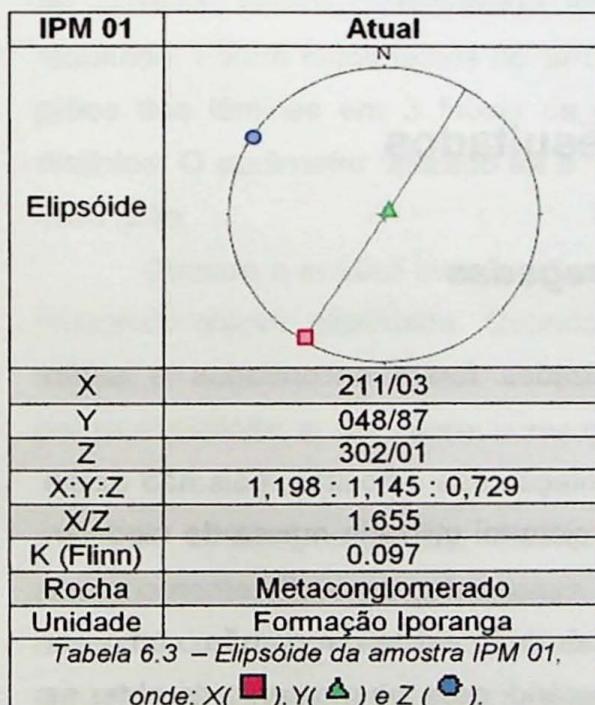
.IP64G	Projeto Atual	Moracci (2004)	Campanha (2002)
Elipsóide			
X	187/04	219/16	222/05
Y	299/78	338/59	015/84
Z	096/11	121/26	132/03
X:Y:Z	1,226 : 1,031 : 0,791	1,53 : 1,00 : 0,76	1,46 : 1,00 : 0,88
X/Z	1,56	2,01	1,66
K (Flinn)	0,649	1,51	3,32
Rocha	Metarenito		
Unidade	Formação Betari		
IP 060B	Projeto Atual	Moracci (2004)	Campanha (2002)
Elipsóide			
X	215/52	163/68	310/70
Y	029/38	054/08	217/03
Z	121/03	321/20	127/20
X:Y:Z	1,177 : 1,109 : 0,766	1,40 : 1,00 : 0,60	1,29 : 1,00 : 0,78
X/Z	1,57	2,29	1,64
K (Flinn)	0,241	0,67	1,03
Rocha	Metasiltito		
Unidade	Formação Betari		
P 26	Projeto Atual	Moracci (2004)	Campanha (2002)
Elipsóide			
X	225/02	272/26	348/50
Y	124/78	027/41	218/28
Z	316/11	160/38	114/26
X:Y:Z	1,058 : 1,039 : 0,910	2,29 : 1,00 : 0,64	1,82 : 1,00 : 0,65
X/Z	1,189	4,11	2,80
K (Flinn)	0,395	1,43	1,55
Rocha	Calcário		
Unidade	Formação Bairro da Serra		

Tabela 6.1 – Elipsóides dos 3 trabalhos considerados, onde: X(), Y() e Z().

IP 939B	Projeto Atual	Campanha (2002)
Elipsóide		
X	003/73	025/72
Y	118/07	255/12
Z	210/15	162/02
X:Y:Z	1,97 : 0,74 : 0,69	3,99 : 1,00 : 0,69
X/Z	3,02	5,78
K (Flinn)	21,83	6,78
Rocha	Metaconglomerado	
Unidade	Fomação Iporanga	

Tabela 6.2 – Elipsóide da amostra IP 939B, onde: X(), Y(), Z ().



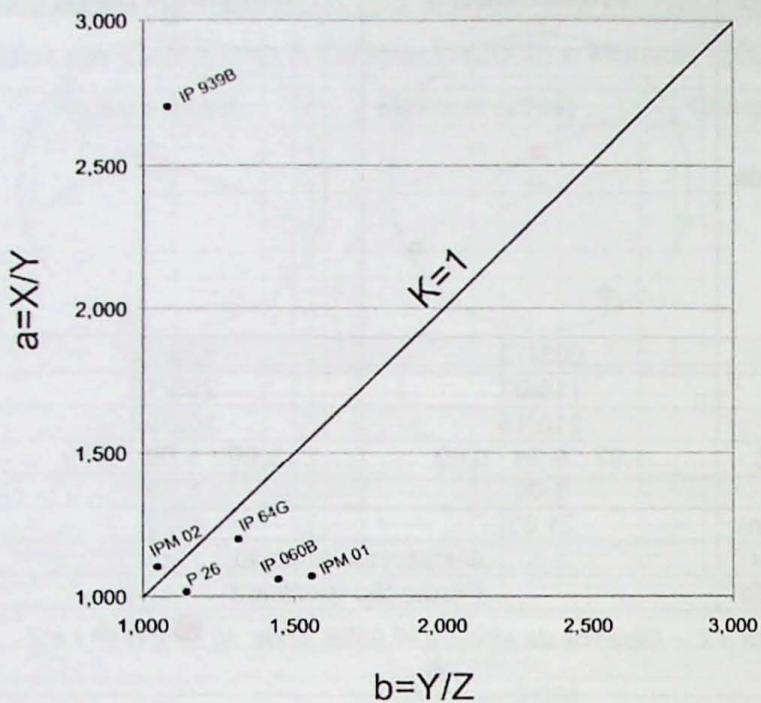


Fig. 6.2 – Diagrama de Flinn para as amostras estudadas.

7. Interpretação e Discussão dos Resultados

7.0 Observações sobre as técnicas empregadas

Algumas dificuldades sobre as técnicas utilizadas foram encontradas e serão apresentadas e discutidas a seguir.

A primeira dificuldade encontrada foi na reorientação das amostras, pois não existe um procedimento padrão ou norma para tal. Neste projeto foi utilizada massa de modelar, mas pode-se utilizar também uma caixa de areia.

Para obtenção da orientação das lâminas também não existe um padrão, como por exemplo, qual a referência a ser adotada. Isto é necessário, pois, no momento de obter as imagens no microscópio, deve-se saber a orientação da lâmina, pois o programa SPO necessita destes dados, como a direção (*strike*) da lâmina em relação ao corte. Alguns procedimentos definidos neste projeto estão descritos no item 4.2.1, e espera-se que possam ser úteis neste tipo de análise.

Outra dificuldade refere-se ao microscópio utilizado. Neste projeto foi utilizada uma lupa com aumento de 6,3 vezes, porém com campo de visão restrito, dificultando a obtenção de imagens representativas da lâmina. O ideal é que o microscópio tenha um campo de visão que possa visualizar partes da lâmina com bom aumento. Foram feitas nove imagens da mesma lâmina, sendo posteriormente combinadas no programa CorelDRAW 13, para obter uma imagem mais representativa da lâmina.

Os procedimentos de Campanha (1992) e Campanha & Sadowski (2002) (métodos de Fry e de De Paor) podem incluir uma margem de erro maior, uma vez que as variáveis envolvidas são maiores. Porém, o método gráfico de De Paor permite um controle sobre a coerência dos resultados, evitando erros grosseiros durante o procedimento, como erros de orientação de amostras e seções.

O projeto atual utilizou procedimentos que permitiram a análise de grãos menores do que os outros trabalhos puderam, talvez por isso ocorrendo uma razão de *strain* ligeiramente menor.

7.1 Influência da granulação na análise das seções

Foi necessário realizar uma separação por granulação no programa SPO 2003, a fim de reduzir os possíveis erros induzidos pelo desenho arbitrário da ferramenta do Geovision (que poderia desenhar, por exemplo, inúmeros grãos pequenos onde existia um grão grande de quartzo, porém recristalizado em cristais menores), o que poderia influenciar no resultado. Foram feitos testes no SPO com as lâminas da amostra IP64G, dividindo-se os grãos das lâminas em 3 faixas de granulação, para observar se os resultados seriam distintos. O parâmetro utilizado foi o “R”, razão entre os eixos maior e menor da elipse de cada grão.

Quando a análise incluía grãos de todas as granulações, o parâmetro R era menor, indicando menor elipsidade. Quando eram considerados apenas os grãos maiores na análise, a elipsidade aumentava. Ou seja, os grãos das frações menores apresentavam pouca elipsidade, e, por serem numerosos, influenciavam no resultado.

Dois exemplos são as rochas de granulação fina ou muito fina, como a P26 (calcário) e a IP 060B (metasiltito). Nestas, a ferramenta do Geovision desenhava limites aleatoriamente. Pois os grãos eram muito pequenos e a rocha muito homogênea, não havendo contraste nem limites claros entre os grãos (Fig. 7.1). No caso destas duas amostras, o programa desenha formas seguindo o padrão geral da estrutura da rocha, mas não delimita precisamente os grãos. Como pode ser observado na Fig. 7.1b, os poucos objetos que o Geovision delimita com fidelidade não são representativos em termos de quantidade, prevalecendo na análise do SPO 2003 as formas, por vezes aleatórias, desenhadas pelo Geovision.

De acordo com o que foi descrito nos dois parágrafos acima, os grãos das frações menores foram retirados da análise, pois não há controle quanto a fidelidade da ferramenta do Geovision de delimitação automática dos grãos.

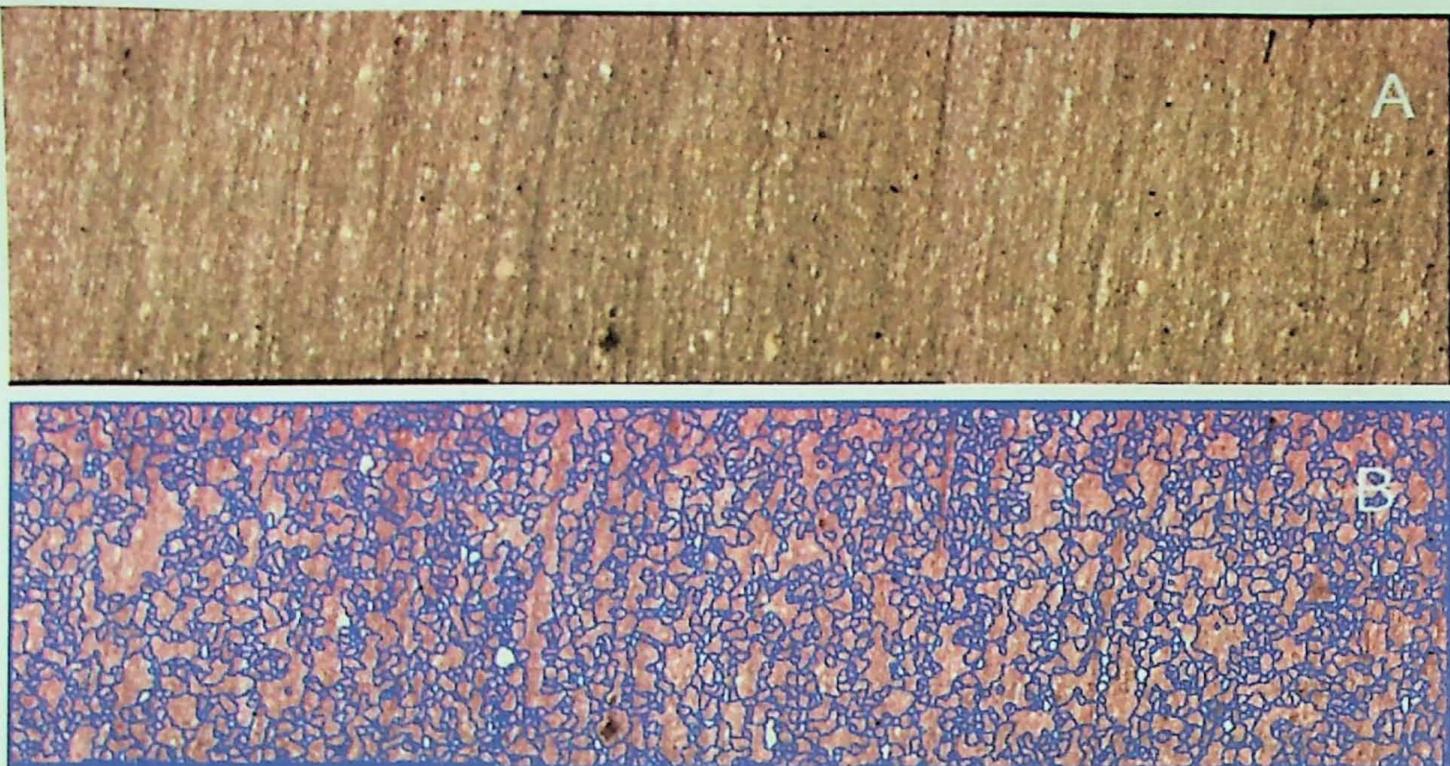


Fig. 7.1. A – conjunto de 3 imagens da amostra IP 060B. B – Sobreposição do desenho feito de forma automática pelo programa Geovision. Notar como muitas vezes os objetos desenhados pelo programa não representam os grãos da rocha.

7.2 Análise de Erro e Controle Estatístico dos Dados

Como pode ser observado nos anexos (Telas de Saída do Programa Ellipsoid), as amostras IP 64G, IP 939B e IPM 01 apresentaram valores de \sqrt{F} um pouco acima de 5%, mas ainda assim são aceitáveis.

Para todas as amostras foi utilizado desvio padrão $\sigma=1$ para as orientações dos eixos dos elipsóides. A consequência prática de se definir este índice como 1, é que o programa delimita uma área restrita em torno da média da orientação dos eixos. Em todas as amostras, o tensor calculado caiu dentro do cone de confiança deste desvio padrão (área delimitada nos estereogramas em torno das concentrações de eixos). Portanto, o tensor de forma calculado para cada elipsóide provavelmente está correto, dentro da margem de erro de um desvio padrão.

7.3 Elipsóides obtidos

7.3.1 Razão de strain (X/Z)

Todas as amostras apresentam razão de strain (X/Z) baixa ($1,4 < X/Z < 2$) ou muito baixa ($X/Z < 1,4$). Os valores de razões de strain obtidos foram sempre mais baixos que os

apresentados por Campanha & Sadowski (2002) e Moracci (2004). Como já mencionado no item 7.1, isto provavelmente se deve ao fato de neste trabalho, utilizando-se o Geovision, pode-se analisar grãos maiores finos do que nos trabalhos anteriores.

A amostra IP 939BA apresentou a maior razão de *strain* entre todas as amostras estudadas (3,02), refletindo o que pode ser facilmente observado na amostra de mão: formas fortemente estiradas em pelo menos duas seções.

7.3.2 Índice de Forma (K)

As amostras IP 64G e IPM 02 apresentaram K próximo de 1, indicando elipsóides planares. A amostra IP 939B apresentou $K \gg 1$, elipsóide fortemente prolato. Nesta amostra os eixos Y e Z têm valores próximos, indicando indefinição do plano de foliação (XY). Por este motivo o plano XY desta amostra não foi representado no mapa da fig. 6.1. As outras amostras apresentaram índice $K < 1$ a $K \ll 1$, ou seja, elipsóides oblato a fortemente oblato, onde os eixos X e Y são quase iguais, fato verificado nas telas de saída do Ellipsoid (Anexos) mostrando má definição do eixo X.

7.3.3 Orientação

Todas as amostras apresentam plano XY (“foliação”) de direção NE-SW e mergulho em geral alto para NW, coerente com a geologia estrutural da área, onde as medidas de campo apresentam este padrão. Conseqüentemente, o eixo Z, tem direção NW-SE, indicando maior encurtamento nesta direção. A amostra IP 64G apresenta um plano XY com direção quase N (NNE), mas ainda assim se encaixa nas direções principais de deformação da área.

Considerando-se que as amostras apresentaram elipsóides oblato ou prolato, pode ser que não exista uma direção principal de estiramento ou de encurtamento, ou que estas direções realmente não sejam tão destacadas. No caso das amostras com elipsóides oblato (IP 060B, P26, IPM 01 e IP 64G), o eixo Z é bem definido. Os eixos X e Y são próximos (em valores e em orientação) e, no caso das combinações de elipsóides, estes eixos distribuem-se de forma ampla ao longo do plano da foliação. No caso das amostras com elipsóides prolato (IPM 02 e IP 939B) o eixo X é bem definido, e os eixos Y e Z são próximos.

Ainda assim, é possível definir uma tendência para a maioria dos eixos X (“lineação”). Pode-se observar que variam de direcionais (*strike slip*) a *down dip*.

7.4 Modelos de deformação

Quase todos os elipsóides de deformação obtidos foram oblatos ($K < 1$), o que é coerente com modelos de transpressão, no sentido da combinação de cisalhamento simples e cisalhamento puro (e.g., Sanderson & Marchini, 1984), ou da sobreposição de empurões seguidos por transcorrências (Merle & Gapais, 1997). Apenas um foi fortemente prolato ($K>>1$).

As orientações dos eixos X obtidas também são coerentes com estes modelos, variando de *down-dip* para direcionais.

Estas observações são coerentes com a geologia regional, onde observa-se falhas de empurro (por ex., o Lineamento Figueira), deformadas e rotacionadas por falhas transcorrentes destrais (por ex., o Lineamento Ribeira).

8. Conclusões

O método de microfotografia com a aparelhagem de Fueten (1997) pode ser considerado bom, uma vez que permite a visualização de quase todos os grãos da lâmina em uma mesma imagem. A ferramenta do programa Geovision, de contorno automático dos grãos, por outro lado, não se mostrou eficiente para desenhar o contorno real dos grãos, delimitando apenas uma tendência geral da estrutura da rocha.

Tratamento de imagem, como realce de contraste e de cor, é eficiente com rochas de granulação mais grossa do que calcários e metasiltitos, como as analisadas.

Os métodos de fotografia de amostra de mão e fotografia de afloramento se mostraram eficientes neste projeto.

No geral, as análises resultaram em dados coerentes com a geologia estrutural da área e com os modelos de deformação.

As amostras apresentaram índices de forma (K de Flinn) em sua maioria oblatos a fortemente oblatos ($K<1$ a $K<<1$), com alguns próximos de deformação planar ($K=1$) e uma amostra de elipsóide fortemente prolato ($K>>1$).

Os planos XY (“foliação”) têm direção NE-SW, e o eixo Z tem direção NW-SE, indicando encurtamento na direção NW-SE. Os eixos X (“lineação”) têm orientações *down dip* a direcionais, sendo consistentes com os modelos de deformação, que indicam falhas de empurro sendo posteriormente afetadas por movimentos de transcorrência destral.

9. Referências Bibliográficas

- BARBOSA, O. A chamada Série Ribeira. Mineração e Metalurgia, v. 79, p. 187–189. 1948.
- CAMPANHA, G.A. da C., GIMENEZ FILHO, A., CAETANO, S.L.V., PIRES, F.A., DANTAS, A.S.L., TEIXEIRA, A.L., DEHIRA, L.K. Geologia das folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22-X-B-VI-1), Estado de São Paulo. São Paulo, Contrato IPT/Pró-Minério, IPT report 22 352. 1985.
- CAMPANHA, G.A. da C., GIMENEZ FILHO, A., CAETANO, S.L.V., PIRES, F.A., DANTAS, A.S.L., TEIXEIRA, A.L., DEHIRA, L.K. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. *Proceedings of Congresso Brasileiro de Geologia, 34th*. Goiânia, vol. 2, p. 1058–1073. 1986.
- CAMPANHA, G.A.C., BASEI, M.S., TASSINARI, C.C.G., NUTMAN, A.P., FALEIROS, F.M. Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U-Pb zircon: Implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research* v. 13, p. 117–125, 2008.
- CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, v. 98, p. 31-51, 1999.
- CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. Determinações de deformação finita em rochas metassedimentares da faixa Ribeira na região de Iporanga e Apiaí, SP. *Rev. Bras. Geoc.* 32, v. 1, p. 107-118, 2002.
- CAMPANHA, G.A.C. *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. 296 p. anexos Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1991.
- CAMPANHA, G.A.C. *O sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira*. Tese (Livre Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2002.
- CAMPANHA, G.A.C. Métodos práticos para determinação da deformação dúctil. (Prova escrita concurso de Livre Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2002.
- DAITX, E.C. Prospecto de Cu, Pb e Zn nas faixas carbonáticas Fumas Lajeado, SP e PR; relatório final. São Paulo, CPRM. 27 p. 1980.
- DE PAOR, D. G. Orthographic analisys of geological structures – II – Deformation theory. *J. Structural Geology*, V. 8. p. 87-100. 1986.
- FALEIROS, F.M. *Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação, metamorfismo, e termobarometria de veios sin-tectônicos*. Dissertação (Mestrado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2003.
- FALEIROS, F. M. ; FALEIROS, A. M. ; CAMPANHA, G. A. C. . Quantificação da deformação em ortognaisses do Complexo Atuba na Serra do Azeite, Cajati-SP. In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju. Anais, 2006.
- FALEIROS, F. M. ; FALEIROS, A. M. ; CAMPANHA, G. A. C. . Quantificação da deformação em ortognaisses do Complexo Atuba na Serra do Azeite, Cajati-SP. In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju. Anais, 2006.

FIORI, A. P. *Introdução à análise da deformação*. Curitiba, UFPR. 249 p, 1997.

FRY, N. Random point distributions and strain measurements in rocks. *Tectonophysics*, v. 60, p. 89-105. 1979.

FUETEN, F. A computer controlled rotating polarizer stage for the petrographic microscope. *Computers and Geosciences*, v. 23, p. 203-208, 1997.

HACKSPACHER, P.C., DANTAS, E.L., SPOLADORE, A., FETTER, A.H., OLIVEIRA, M.A. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências* v. 30, p. 110-114, 2000

JANASI, V.A., LEITE, R.J., VAN SCHMUS, W.R. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil)—implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences* v. 14, p. 363-376, 2001.

LAUNEAU P. & CRUDEN A.R. Magmatic fabric acquisition mechanism in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 5067-5068, 1998.

LAUNEAU P. & ROBIN, Y.F. SPO (*freeware*). Université de Nantes/University of Toronto. <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/SPO.html>. 2003a.

LAUNEAU, P. & ROBIN, Y.F. ELLIPSOID (*freeware*). Université de Nantes/University of Toronto. <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/Ellipsoid.html>. 2003b.

LAUNEAU, P. & ROBIN, Y.F. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses—implementation and applications. *Journal of Structural Geology* v. 27, p. 2223-2233, 2005.

LEONARDOS, O.H., Nota sobre a geologia do distrito de Iporanga, SP. Rio de Janeiro. DNPM Report 564. 1934.

LOCZY, L. & LADEIRA, E. A. *Geologia estrutural e introdução à geotectônica*. São Paulo; Brasília: E. Blücher: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico. 528 p. 1976.

MARSHAK, S. *Basic methods of structural geology*. Prentice Hall, 446 p. 1998.

MERLE, O. & GAPAIS, D. Strains within thrust-wrench zones. *Journal of Structural Geology*. V. 19, n. 7, p. 1011-1014, 1997.

MORACCI, J.P.A. *Aplicação e comparação de métodos para a determinação da deformação finita em metassedimentos da Faixa Ribeira*. Monografia (Trabalho de Formatura) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 2004

PERDONCINI, L.C., SOARES, P.C., Depósitos glaciogênicos do Proterozóico Superior no leste do Paraná. Proceedings of Congresso Brasileiro de Geologia, 37th. São Paulo, vol. 2, pp. 452-453, 1992.

PETRI, S. & SUGUIO, K. *Sobre os metassedimentos do extremo sul do Estado de São Paulo*. São Paulo, convênio USP/DAEE (Publicação especial). 1969.

PIRES, F.A. Uma nova concepção para os ambientes do Grupo Açuengui, na região de Iporanga e Apiaí, sul de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v.2, p.606-616, 1988.

RAMSAY, J.G. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 p. 1967.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M.I. *The techniques of modern structural geology. V. 1: Strain Analisys*. New York, Academic Press. 307 p. 1983.

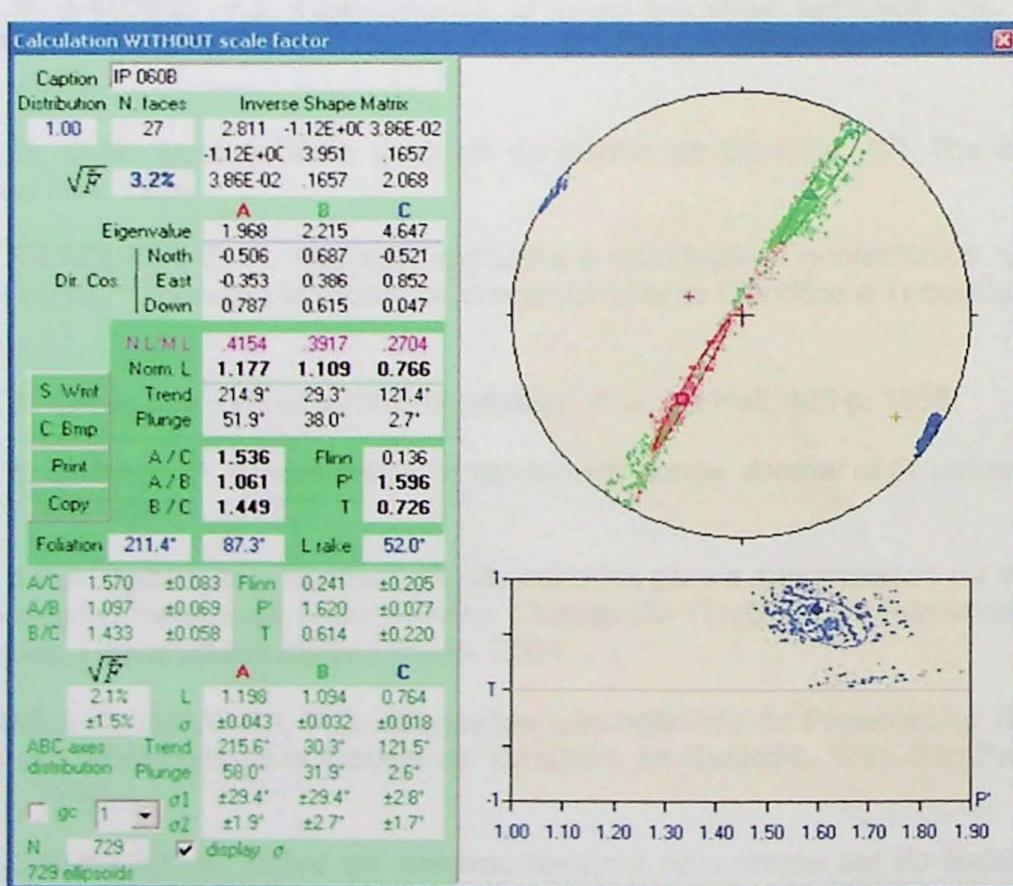
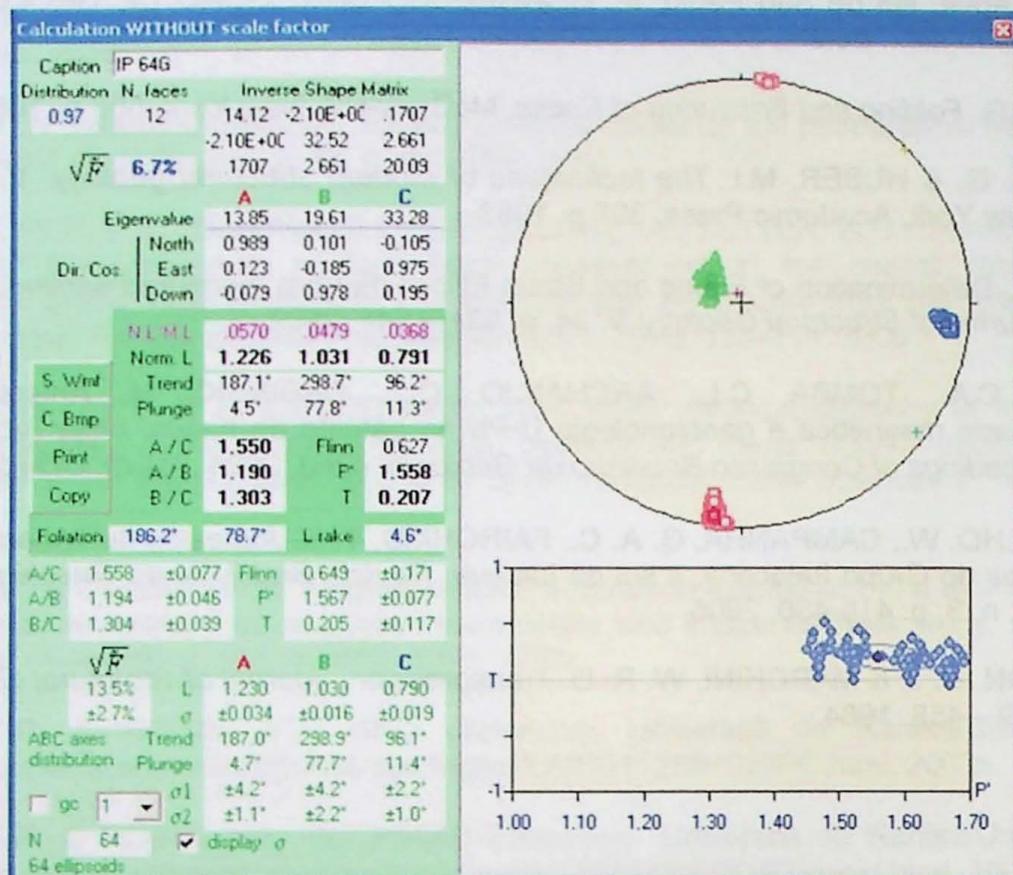
ROBIN, Y.F. Determination of Fabric and Strain Ellipsoids from measured sectional ellipses – theory. *Jounal of Structural Geology*. v. 24, p. 531 – 544, 2002.

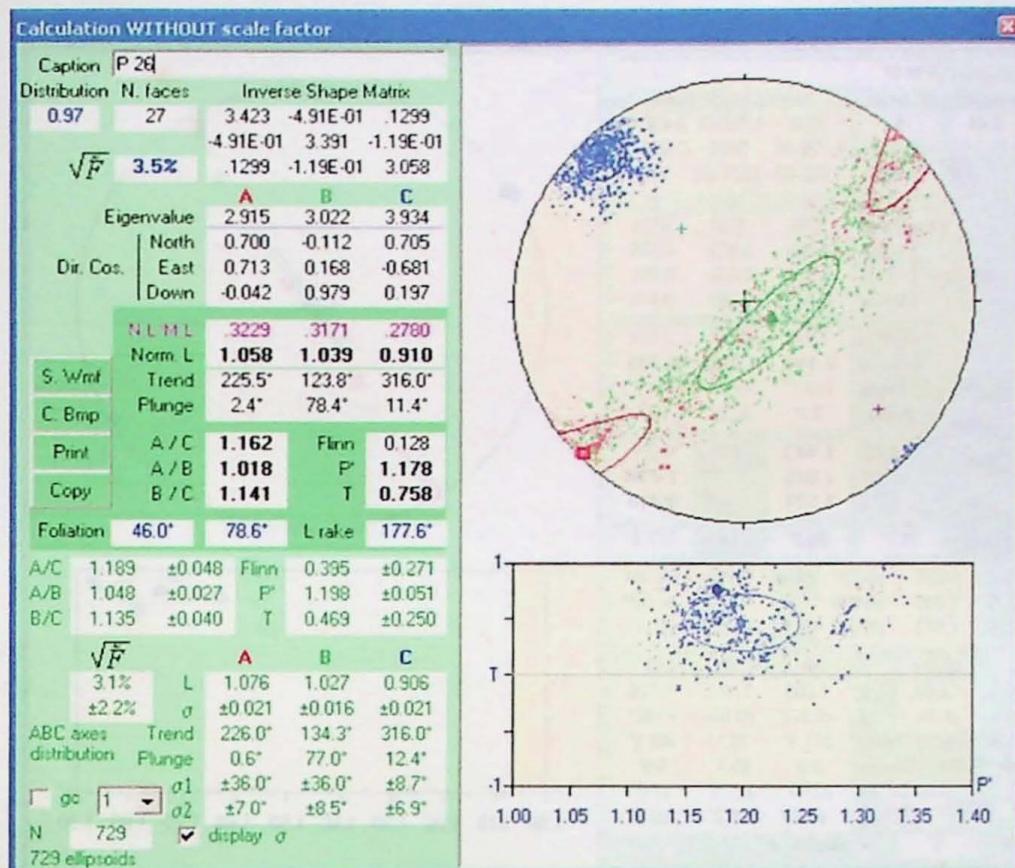
SALAZAR, C.A., TOMBA, C.L., ARCHANJO, C.J., BABINSKI, M. Anisotropia de susceptibilidade magnética e geocronologia U-Pb no batólito de Itaóca, faixa Ribeira, São Paulo. *Proceedings of Congresso Brasileiro de Geologia*, 42nd, 2004. Araxá, CD-rom.

SALLUN FILHO, W., CAMPANHA, G. A. C., FAIRCHILD, T. R. Aspectos deformacionais em estromatólitos do Grupo Itaiacoca, a sul de Itapeva. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 34, n. 3, p. 419-430, 2005.

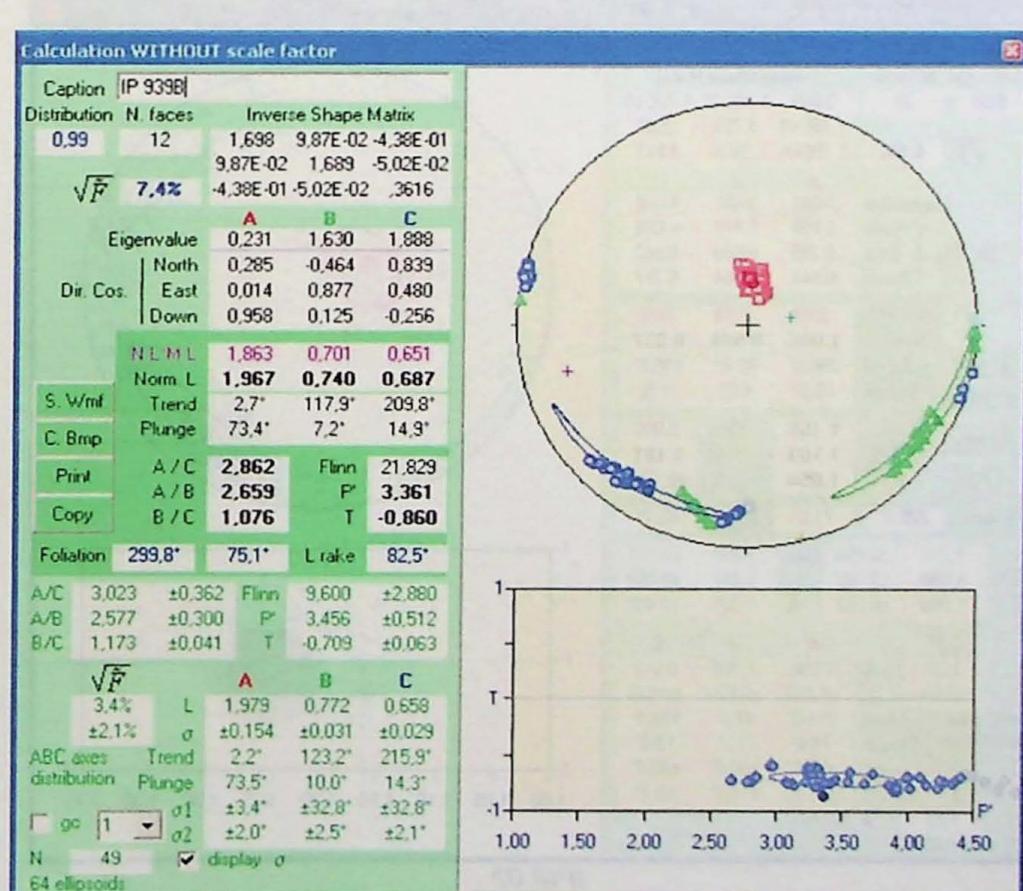
SANDERSON, D. J. & MARCHINI, W. R. D. Transpression. *Jounal of Structural Geology*, v. 6, n. 5, p 449 – 458, 1984.

Anexo – Telas de saída do programa Ellipsoid 2003

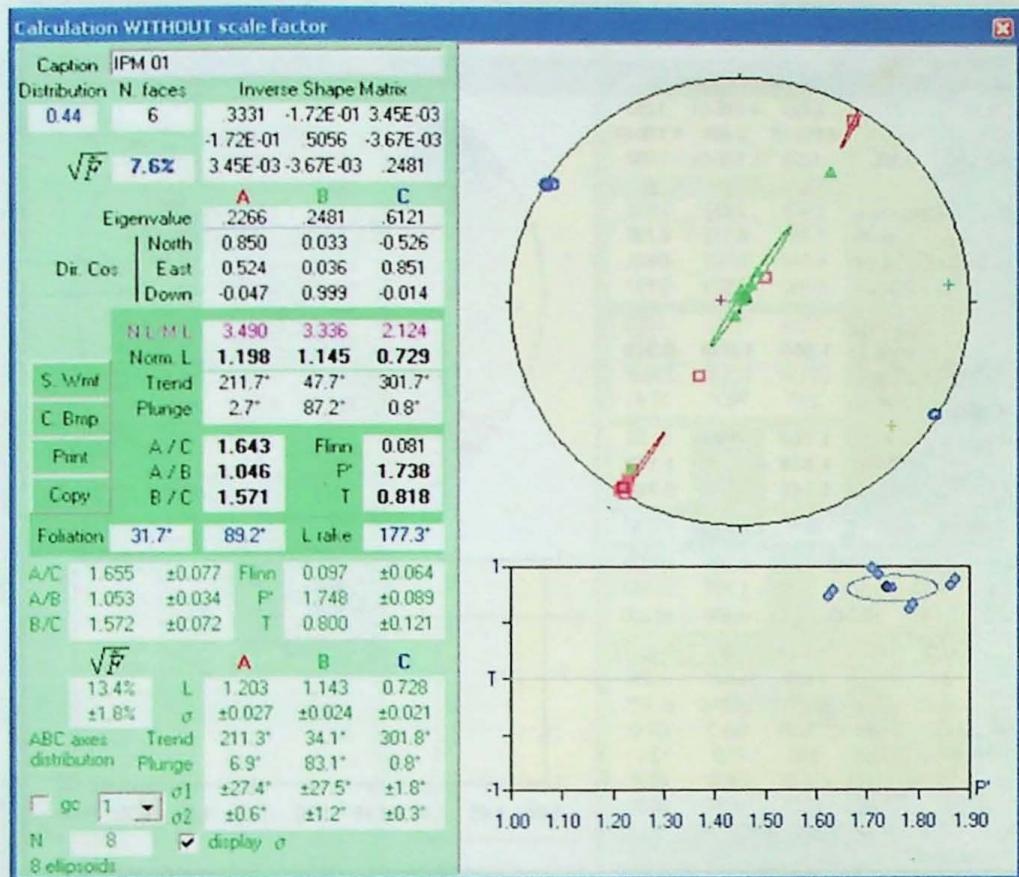




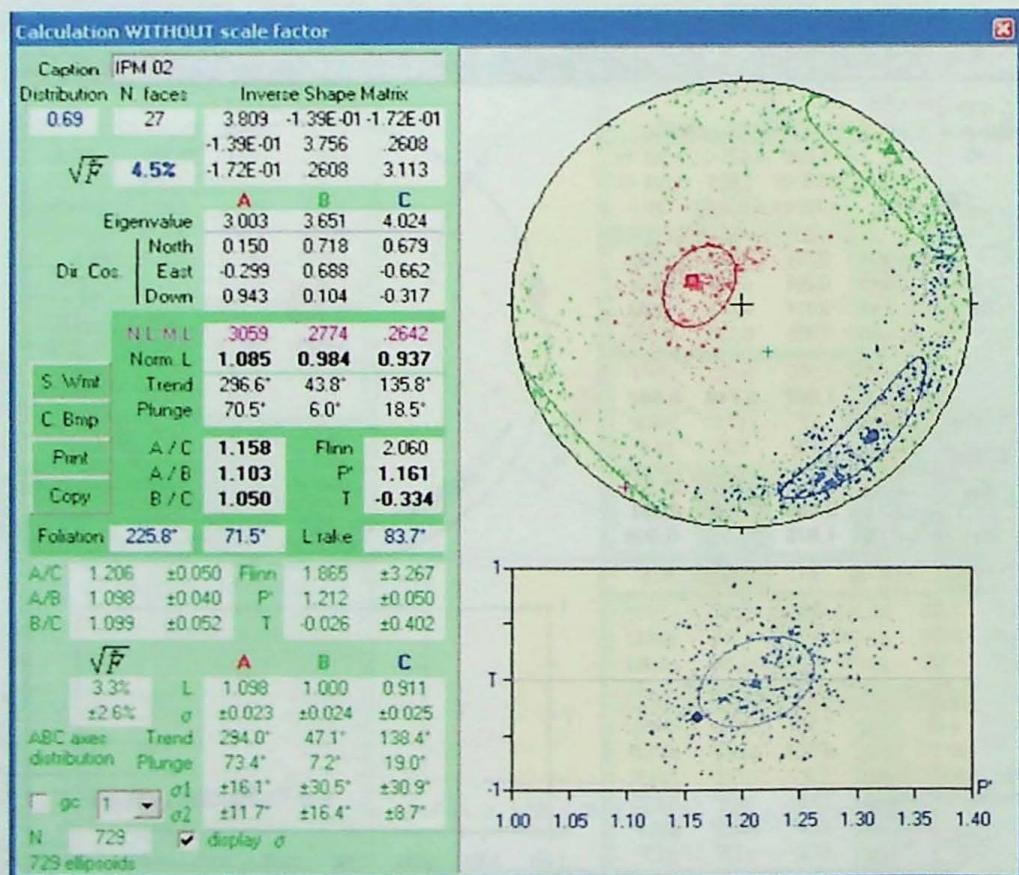
P 26



IP 939 B



IPM 01



IPM 02

