

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**APLICAÇÃO DE FOTOGRAMETRIA TERRESTRE
DIGITAL NA ANÁLISE DE DESCONTINUIDADES EM
MACIÇOS ROCHOSOS: EXAME COMPARATIVO COM
TÉCNICAS TRADICIONAIS**

Fabiana Santos Fernandes

Orientador: Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
2010

Agradecimentos

Em primeiro lugar gostaria de agradecer profundamente toda a minha família: meu pai, minha mãe, minha irmã, minha irmã e meu irmão, pessoas essenciais na minha, que fazem tudo acontecer.

Gostaria de agradecer imensamente ao meu orientador Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha que aceitou esse desafio e que muito colaborou com meu aprendizado em mais esta caminhada. O meu muito obrigada!

Agradeço também as instituições que participaram dessa trajetória, ao Instituto de Geociências da USP, à CNPq pela concessão da bolsa de mestrado e à FAPESP pelo auxílio à pesquisa.

Extendo meus agradecimentos às pessoas que possibilitaram, de uma forma ou de outra, a realização deste trabalho, sem as quais nada teria sido possível. Aos Geólogos Roberto T. Nakamura pela oportunidade, Regiane Velozo pelo acompanhamento nas etapas de campo e que tão bem me recebeu, Glaucia Cuchierato pelos auxílios. Ao geólogo Diogo A. Costa e ao geógrafo André R. Jardim que possibilitaram que eu realizasse o treinamento computacional. Ao eng. Ricardo Cerda pela atenção durante as dúvidas.

Agradeço muito ao pessoal do Instituto de Geociências, aos meus professores queridos que são verdadeiros mestres, da vida acima de tudo. Um agradecimento em especial ao pessoal da gráfica que tiveram muita paciência e estiveram sempre dispostos a ajudar.

Aos meu queridos amigos que foram peças fundamentais na execução deste trabalho, geólogos Janaína Faria, que me hospedou, Erico Manzini que auxiliou na etapa de coleta de dados, Rafael B. Lima que muito ajudou na finalização deste trabalho, a todo o pessoal da República Panapia, que sempre me acolheu, principalmente nas horas de cansaço.

E finalmente a todos, sem exceção, que de uma maneira ou outra estiveram envolvidos neste trabalho, seja nas horas de discussão, nas horas de lazer ou mesmo nos momentos de mau humor. Valeu pessoal!

Resumo

A análise estrutural das descontinuidades e da tectônica rúptil atuante em um maciço rochoso é uma abordagem essencial em vários campos da geologia aplicada. No presente trabalho utilizou-se de técnicas tradicionais de levantamentos estruturais de detalhe via linha de varredura (*scanlines*) e técnicas de fotogrametria terrestre digital para a análise das descontinuidades de um maciço rochoso. Os resultados obtidos através de duas técnicas de caracterização foram comparados. Os trabalhos foram desenvolvidos em uma mina de metacalcário incluída no Grupo São Roque, situada próximo à borda leste da Bacia do Paraná, e próxima a grandes estruturas transcorrentes do sudeste do Estado de São Paulo. Foram amostrados taludes com direções ortogonais entre si visando uma amostragem que fosse tridimensionalmente representativa. Quando o levantamento foi efetuado através de técnicas tradicionais lineares, as estruturas preferencialmente amostradas foram aquelas com as direções perpendiculares à direção de amostragem. Inversamente as amostragens por fotogrametria terrestre digital evidenciaram as estruturas paralelas ao plano de levantamento. Os resultados foram bastante semelhantes em termos das atitudes das estruturas planares. O levantamento clássico mostrou-se bastante demorados, porém com análise mais direta, enquanto o levantamento fotogramétrico ofereceu uma abrangência maior, porém com tratamento e análise dos dados mais trabalhosos. Embora seja uma nova tecnologia que pode agilizar os levantamentos, um controle *in situ* se faz necessário.

Abstract

Structural analysis of discontinuities in a brittle rock mass is an essential approach in various fields of applied geology. In this study we used traditional techniques of structural detail surveys – scanlines – and techniques of digital terrestrial photogrammetry for the analysis of discontinuities of rock mass. The results obtained by the two characterization techniques were then compared. The work was carried out in a limestone mine included in the São Roque Group, located near the eastern edge of the Paraná Basin, and near large transcurrent shear zones that occurs in the southeastern State of São Paulo. Slopes were sampled within orthogonal directions to each one in order to take a three-dimensional representative sample. When the survey was carried out using traditional linear techniques the structures preferentially sampled were those with the directions perpendicular to the direction of sampling. Conversely, sampling by digital photogrammetry showed that structures parallel to the survey. The results were quite similar in terms of the attitudes of planar structures. The classic survey proved to be very time consuming, but with more direct analysis, while the photogrammetric survey offered a bigger coverage, but with treatment and analysis more hard-working. Although it is a new technology that can speed up the surveys, an in situ control is necessary.

SUMÁRIO

1. Introdução.....	1
1.1. Objetivos.....	1
1.2. Justificativa.....	2
1.3. Localização da área	5
1.4. Materiais e métodos.....	6
1.4.1. Levantamento Bibliográfico	6
1.4.2. Reconhecimento da área foco e mapeamento regional do entorno	7
1.4.3. Treinamento computacional	7
1.4.4. Levantamento estrutural clássico – via linha de varredura (scanline).....	8
1.4.5. Levantamento fotogramétrico digital – Sirovision®.....	9
1.4.6. Levantamento de estruturas através do Sirojoint®.....	12
1.4.7. Tratamento dos dados.....	13
2. Fundamentação Teórica.....	15
2.1. Análise Estrutural de Descontinuidades.....	15
2.2. Fotogrametria	23
3. Contexto Geológico Regional	30
3.1. Grupo São Roque	30
3.1.1. Trabalhos Pioneiros	30
3.1.2. Litoestratigrafia	33
3.1.3. Metamorfismo	38
3.1.4. Tectônica e Deformação	39
3.1.5. Historia Evolutiva.....	43
3.2. Subgrupo Itararé	47
4. Contexto Geológico Local.....	56
5. Apresentação dos Resultados	59
5.1. Métodos tradicionais via linha de varredura – <i>scanlines</i>	63
5.1.1. Scanline 1	64
5.1.2. Scanline 2	68
5.2.3. Scanline 3	71
5.2. Fotogrametria terrestre digital – <i>Sirovision®/Sirojoint®</i>	75
A. Frente 1	75
6. Discussão dos Resultados.....	96
7. Conclusões.....	102
8. Referências Bibliográficas.....	104

Lista de Figuras

Figura 1.1: Fotografias digitais em 2D da Frente 1 de análise	4
Figura 1.2: Esquema de aquisição das fotografias digitais.....	4
Figura 1.3: Esquema de geração de imagem tridimensional utilizando fotogrametria digital...	4
Figura 1.4: Mapa geológico da área de estudo	6
Figura 1.5: Foto ilustrando tomada das fotografias.....	11
Figura 2.1: Variação do RQD com o espaçamento médio e valores de t	20
Figura 2.2: Perfis de rugosidade dos planos das discontinuidades e valores JRC associados.	22
Figura 2.3: Marcadores geométricos em fotografias	25
Figura 2.4: Relações de paralaxe em pares estereoscópicos	28
Figura 4.1: Mapa geológico do entorno da Mina Ponte Alta sobre base topográfica	58
Figura 5.1: Cava da Mina Ponte Alta com Localização das <i>scanlines</i> amostradas, dos pontos de controle e pontos de tomadas de fotografais (F) sobre base topográfica.....	60
Figura 5.2: Área de análise de direção NW-SE ilustrando o posicionamento da <i>scanline</i> 1, Frente 1_C1aC3, Frente 1_C3aC5 e Frente 1C5aC7	61
Figura 5.3: Área de análise de direção NE-SW ilustrando o posicionamento da <i>scanline</i> 2, Frente 2 e Frente 2_aux, e a <i>scanline</i> 3, Frente 3 e Frente 3_aux.....	61
Figura 5.4: Estereograma pólos das fraturas <i>Scanline</i> 1.....	65
Figura 5.5: Diagrama de densidade <i>Scanline</i> 1	65
Figura 5.6: Histogramas dos espaçamentos medidos ao longo da <i>scanline</i> 1	66
Figura 5.7: Histograma das terminações na <i>Scanline</i> 1	67
Figura 5.8: Histograma das curvaturas na <i>Scanline</i> 1	67
Figura 5.9: Estereograma pólos das fraturas <i>Scanline</i> 2.....	68
Figura 5.10: Diagrama de densidade <i>Scanline</i> 2	69
Figura 5.11: Histogramas dos espaçamentos medidos ao longo da <i>scanline</i> 2.....	70
Figura 5.12: Histograma das terminações na <i>Scanline</i> 2.....	71
Figura 5.13: Histograma das curvaturas na <i>Scanline</i> 2	71
Figura 5.14: Estereograma pólos das fraturas <i>Scanline</i> 3.....	72
Figura 5.15: Diagrama de densidade <i>Scanline</i> 3	72
Figura 5.16: Histogramas dos espaçamentos medidos ao longo da <i>scanline</i> 3	73
Figura 5.17: Histograma das terminações na <i>Scanline</i> 3.....	74
Figura 5.18: Histograma das curvaturas na <i>Scanline</i> 3	74
Figura 5.19: Imagem da Frente 1_C1aC3 com os planos e traços das discontinuidades	76
Figura 5.20: Estereograma pólos das fraturas Frente 1_C1aC3.....	77

Figura 5.21: Diagrama de densidade Frente 1_C1aC3.....	77
Figura 5.22: Imagem da Frente 1_C3aC5 com os planos e traços das discontinuidades	78
Figura 5.23: Estereograma pólos das fraturas Frente 1_C3aC5.....	78
Figura 5.24: Diagrama de densidade Frente 1_C3aC5.....	79
Figura 5.25: Imagem da Frente 1_C5aC7 com os planos e traços das discontinuidades	80
Figura 5.26: Estereograma pólos das fraturas Frente 1_C5aC7.....	80
Figura 5.27: Diagrama de densidade Frente 1_C5aC7.....	81
Figura 5.28: Histograma dos espaçamentos da Família I Frente 1_C1aC3 e layout dos planos	82
Figura 5.29: Histograma dos espaçamentos da Família II Frente 1_C1aC3 e layout dos planos	83
Figura 5.30: Histograma dos espaçamentos da Família II Frente 1_C3aC5 e layout dos planos	83
Figura 5.31: Histograma dos espaçamentos da Família II Frente 1_C5aC7 e layout dos planos	84
Figura 5.32: Imagem da Frente 2 com os planos e traços das discontinuidades	85
Figura 5.33: Estereograma pólos das fraturas Frente 2.....	85
Figura 5.34: Diagrama de densidade Frente 2.....	86
Figura 5.35: Imagem da Frente 2_aux com os planos e traços das discontinuidades.....	86
Figura 5.36: Estereograma pólos das fraturas Frente 2_aux.....	87
Figura 5.37: Diagrama de densidade Frente 2_aux	88
Figura 5.38: Histograma dos espaçamentos da Família I Frente 2 e layout dos planos.....	89
Figura 5.39: Histograma dos espaçamentos da Família I Frente 2_aux e layout dos planos ...	89
Figura 5.40: Imagem da Frente 3 com os planos e traços das discontinuidades	90
Figura 5.41: Estereograma pólos das fraturas Frente 3.....	91
Figura 5.42: Diagrama de densidade Frente 3.....	91
Figura 5.43: Imagem da Frente 3_aux com os planos e traços das discontinuidades.....	92
Figura 5.44: Estereograma pólos das fraturas Frente 3_aux.....	92
Figura 5.45: Diagrama de densidade Frente 3_aux	93
Figura 5.46: Histograma dos espaçamentos da Família I Frente 3 e layout dos planos.....	94
Figura 5.47: Histograma dos espaçamentos da Família I Frente 3_aux e layout dos planos ...	95
Figura 6.1: Cones de confiança para a Família I.....	97
Figura 6.2: Cones de confiança para a Família II.....	97
Figura 6.3: Cones de confiança para a Família III	98

Lista de Tabelas

Tabela 5.1: Resultados das orientações das famílias de fraturas identificadas	62
Tabela 5.2: Resultados de frequência e espaçamentos	63
Tabela 5.3: Parâmetros auxiliares dos levantamentos via linha de varredura	64
Tabela 5.4: Espaçamentos médios das Frentes calculados pelo <i>Sirojoint</i> ®	75

1.Introdução

A análise estrutural das descontinuidades e da tectônica rúptil atuante em um maciço rochoso é uma abordagem essencial em vários campos da geologia aplicada. Parâmetros como frequência, orientação, abertura, preenchimento e rugosidade de fraturas são importantes em diversas classificações geomecânicas de maciços, tais como o RQD, *Rock Quality Designation* (Deere, 1964), o RSD, *Rock Structure Rating* (Wickham *et al*, 1972), o Q, *Rock Mass Quality* (Barton *et al.*, 1974), e o RMR, *Rock Mass Rating System* (Beniawski, 1973). A caracterização das descontinuidades é fator fundamental na análise da estabilidade de escavações subterrâneas e a céu aberto (Hoek & Brown,1980; Hoek & Bray,1981). Proporciona o entendimento da história deformacional do maciço levando a um melhor entendimento da tectônica rúptil regional atuante nessas rochas. O estudo das deformações que afetaram um meio rochoso é importante não apenas para o entendimento da estruturação do maciço, mas também para o reconhecimento das direções dos esforços atuantes. Os padrões de descontinuidades são essenciais ainda para a compreensão do fluxo de fluidos em maciços, com conseqüências nos campos da hidrogeotecnia, contaminação de aquíferos, exploração de águas subterrâneas e de hidrocarbonetos. O modelo estrutural de um maciço rochoso representa a distribuição espacial das descontinuidades e suas características geométricas, permitindo reconhecer as mais importantes no condicionamento do comportamento do maciço, podendo adicionalmente ser definida a gênese tectônica de seu arranjo estrutural.

1.1. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho foi o exame comparativo de técnicas de levantamento e análise estrutural de descontinuidades em maciços rochosos visando a elaboração de um

modelo geológico-estrutural. Para isso utilizou-se de técnicas tradicionais de levantamentos estruturais de detalhe, particularmente o levantamento de dados estruturais através de linhas de varredura (*scanlines*), e técnicas de fotogrametria terrestre digital baseadas em programas de computação, com a elaboração de um modelo digital tridimensional georreferenciado.

1.2. Justificativa

Os levantamentos de fraturas em campo são em geral bastante trabalhosos, envolvendo, além do mapeamento tradicional, a coleta de centenas de atitudes. Para tanto, o desenvolvimento de técnicas mais rápidas de aquisição de dados estruturais, como por exemplo, a fotogrametria terrestre com apoio computacional, aliada aos levantamentos tradicionais de campo, pode ser de grande aplicabilidade num futuro próximo. Uma amostragem completa das descontinuidades das rochas, linear, por área ou volumétrica, pelos métodos tradicionais, tem a desvantagem de ser muito demorada e muitas vezes não ser possível. Com o uso de alguma forma de processamento automático dos dados, a análise pode ser mais eficiente, embora por outro lado não se prescindia dos levantamentos de campo e da descrição detalhada das estruturas.

Uma amostragem efetiva das descontinuidades existentes em um maciço não deve deixar uma porção subestimada nem conter mais amostras do que o necessário. Nesse sentido, o método da linha de varredura (*scanline*) mostra-se de grande eficiência. Apesar de esse método poder sugerir algum erro de amostragem e produzir dados tendenciosos, na medida em que a frequência das descontinuidades paralelas à linha ou paralelas à superfície planar podem ser subestimadas, ele apresenta grandes vantagens em termos de conveniência e eficiência, proporcionando o conhecimento e a eliminação dos erros inerentes a ele. Em tais casos é possível aplicar correções para compensar a deficiência na amostragem, como as de

Terzaghi (1965). Em termos gerais, possibilita que as fraturas sejam analisadas em duas e três dimensões através da aquisição de dados em uma dimensão. Esse método se mostra eficaz é medida que fornece detalhes da densidade e variabilidade das descontinuidades. Como uma linha não pode efetivamente amostrar as descontinuidades subparalelas a ela, para assegurar que todas as descontinuidades sejam adequadamente registradas com relativa precisão, é necessário distribuir as linhas de amostragem em duas ou três direções mutuamente perpendiculares.

O *Sirovision*¹ é um novo programa computacional utilizado para mapeamento geológico e geotécnico que possibilita, através da obtenção de um par de fotografias digitais em 2D de uma mesma área (Figura 1.1), a aquisição de imagens 3D obtidas por fotogrametria digital (Figuras 1.2 e 1.3). Possibilita ainda a obtenção de dados detalhados georreferenciados de uma determinada frente de maciço, alcançando um índice de certeza apropriado para análises estruturais. Utilizado integrado a outras ferramentas, permite a geração de mapa, seções, estereogramas e modelo geológico tridimensional, sendo o *Sirojoint*® um módulo de análise desenvolvido para possibilitar ao usuário definir e analisar as estruturas presentes utilizando-se das imagens em 3D geradas pelo *Sirovision*®. Permite determinar a atitude (direção, mergulho), disposição e espaçamento das descontinuidades existentes, de modo a realizar uma análise estrutural de corpos geológicos georreferenciados. A utilização do software possui a vantagem de permitir a obtenção de informações detalhadas sobre praticamente toda a parede rochosa, contrastando com a área de investigação reduzida que é contemplada através do método da linha de varredura. Segundo Soole e Poropat (2000) o

¹ O *Sirovision*® é um sistema desenvolvido pela Divisão de Exploração e Mineração da CSIRO (*Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation*), um instituto de pesquisas do governo australiano, sendo representado no Brasil pela *Datamine Latin America*.

propósito do programa é a simplicidade do uso, sem a necessidade de conhecimento especializado, além da facilidade e velocidade de coleta e tratamento de dados.



Frente 1, PC 01 a 03, foto esquerda



Frente 1, PC 01 a 03, foto direita

Figura 1.1: Fotografias digitais em 2D da Frente 1 de análise

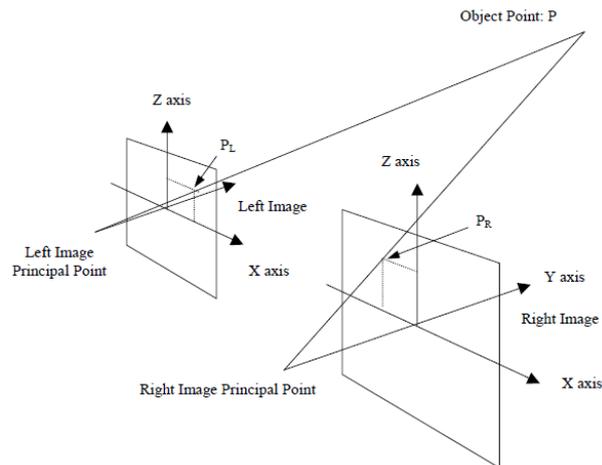


Figura 1.2: Esquema de aquisição das fotografias digitais (extraído de Poropat, 2003)

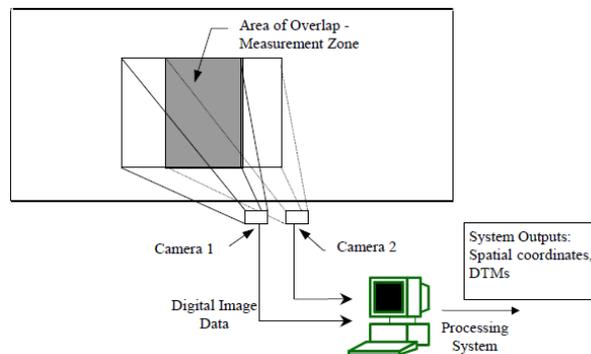


Figura 1.3: Esquema de geração de imagem tridimensional utilizando fotogrametria digital (extraído de Poropat, 2003)

1.3. Localização da área

A área de estudo localiza-se no Município de Salto de Pirapora, porção sudeste do Estado de São Paulo. Os trabalhos foram desenvolvidos na Mina Ponte Alta, a qual foi aberta visando abastecer a indústria cimenteira encontrando-se inserida no conjunto de rochas do Grupo São Roque. Está situada próximo à borda leste da Bacia do Paraná, e ao limite sul da área de ocorrência do Domínio São Roque, ao norte das falhas de Pirapora e mais distante, Taxaquara (Figura 1.4).

A escolha da área de estudos levou em consideração a facilidade de acessos à área, a disponibilidade de informações prévias e a ocorrência representativa e significativa de descontinuidades no maciço.

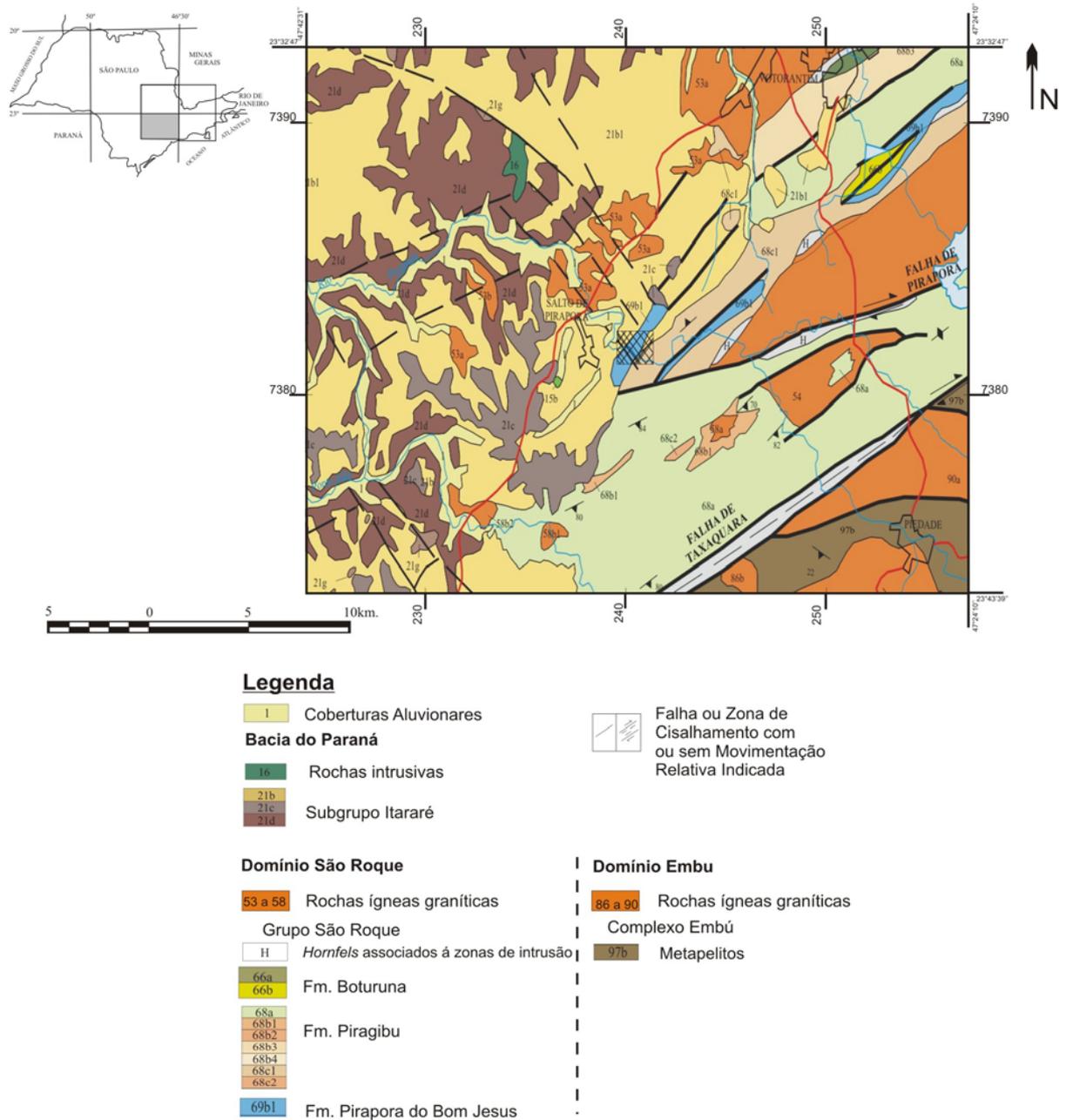


Figura 1.4: Mapa geológico da área de estudo (extraído de CPRM, 1999)

1.4. Materiais e métodos

1.4.1. Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico foi realizado durante diversas fases dos trabalhos. Primeiramente procurou-se obter informações relacionadas à geologia da área de estudo, seus

aspectos estruturas e tectônicos, visando o conhecimento das características da região, além da busca de bases cartográficas para desenvolvimento dos trabalhos. Paralelamente foi realizado um levantamento e estudo da bibliografia básica a respeito dos métodos de coleta de dados a serem utilizados na presente pesquisa, tratamento de dados estruturais relativos a descontinuidades, trabalhos prévios realizados e atual estágio do conhecimento, visando fornecer subsídios para maior entendimento das técnicas e métodos utilizados.

Ao longo de todo o desenvolvimento da pesquisa o levantamento e estudo da bibliografia foram efetuados de forma contínua, sempre procurando complementar o desenvolvimento dos trabalhos. Para tanto, o levantamento bibliográfico foi realizado através do acervo da Biblioteca do Instituto de Geociências da USP e bases de dados digitais disponíveis na internet.

1.4.2. Reconhecimento da área foco e mapeamento regional do entorno

As fases de campo para reconhecimento da área foco e mapeamento regional do entorno foram efetuadas em três etapas diferentes. Em um primeiro momento foi realizada uma visita à área de estudo para verificar a viabilidade de execução do projeto. Em seguida foi efetuado o mapeamento geológico do entorno da área de estudo. Como base para o mapeamento utilizou-se a carta topográfica 1:10.000 da Folha Piraporinha confeccionada e adquirida no Instituto Geográfico e Cartográfico (IGC) da Secretaria de Economia e Planejamento do Governo do Estado de São Paulo. A versão digital do mapa foi confeccionada através do software ArcGis®.

1.4.3. Treinamento computacional

Visando obter conhecimento a respeito da metodologia e funcionamento dos *softwares* a serem utilizados no levantamento fotogramétrico digital foi realizado um treinamento na

cidade de Sabará/MG ministrado por integrantes da empresa fornecedora dos *softwares Sirovison®* e *Sirojoint®*, a *Datamine Latin America*. Neste treinamento foi possível conhecer as formas de coleta de dados através da fotogrametria terrestre digital exigidas pelos programas, bem como formas de funcionamento e geração de dados em cada *software*. Em um segundo momento, um representante da *Datamine* foi até a área de estudo para efetuar alguns testes visando confirmar a viabilidade de utilização dessa técnica de amostragem, tendo surtido resultado positivo.

1.4.4. Levantamento estrutural clássico – via linha de varredura (scanline)

Para o levantamento estrutural clássico através da linha de varredura – *scanline* – foram definidas frentes de análise considerando-se o tamanho da área de exposição e a viabilidade de medição no local escolhido, além de se optar por uma área representativa de todo o maciço no entorno. Foram estipuladas três linhas de varredura, uma com direção NW-SE e outras duas de direção NE-SW com 30 metros cada, denominadas ***Scanline 1***, ***Scanline 2*** e ***Scanline 3***, respectivamente, visando gerar dados em duas direções distintas e ortogonais entre si para que a amostragem fosse representativa tridimensionalmente. Por questões de segurança e inacessibilidade, tratando-se de uma mina em operação não foi possível efetuar um levantamento vertical de qualquer uma das frentes.

Após seleção das áreas para levantamento foi esticada uma trena com 30 m de comprimento presa à frente de análise, procurando-se deixá-la na horizontal, que serviu como a linha base das *scanlines*. A direção e inclinação da linha foram registradas e todas as discontinuidades que a intersectaram foram então amostradas, registrado-se em planilhas de amostragem os parâmetros orientação, distância de intersecção, comprimento do traço, rugosidade do plano, preenchimento, abertura, curvatura e terminação, além de qualquer observação julgada importante. Para medição da orientação dos planos foi utilizada uma

bússola modelo *Clar*, a distância de intersecção foi lida diretamente na trena de controle da *scanline*, os comprimentos foram medidos através de trena e quando inacessíveis, a distância foi estimada, e os parâmetros rugosidade e curvatura foram definidos conforme ábacos e modelos descritos posteriormente no Capítulo 2. Os dados referentes à orientação dos planos amostrados foram plotados e analisados estatisticamente através do *software Stereo32*. Em um primeiro momento foram confeccionados estereogramas com as orientações de todas as estruturas amostradas em cada *scanline* e os dados plotados na forma de pólos dos planos, além de terem sido confeccionados diagramas de densidade para definição das famílias de fraturas presentes. Foram calculados ainda os espaçamentos médios e frequência das discontinuidades para cada uma das linhas, e os dados plotados em histogramas através do *software Microsoft Office Excel 2007*®. Os dados sobre comprimento dos traços, rugosidade, preenchimento e abertura foram tabelados.

1.4.5. Levantamento fotogramétrico digital – Sirovision®

Devido ao fato da pesquisa ser uma análise comparativa entre métodos, procurou-se ter o cuidado para que o levantamento fotogramétrico fosse executado concomitantemente ao levantamento clássico via linha de varredura. Uma vez que a pesquisa foi desenvolvida em uma mina em operação, a coleta de dados em períodos diferentes poderia gerar dados inexatos, o que seria prejudicial a uma análise comparativa. As frentes de análise definidas para o levantamento fotogramétrico digital foram as mesmas definidas para o levantamento clássico, visando a coleta de dados nos mesmos locais através de cada uma das técnicas.

Segundo Poropat (2003) as imagens tridimensionais geradas através do *Sirovision*® podem alcançar uma resolução da ordem de 1cm quando são utilizadas câmeras profissionais para aquisição das fotografias em distâncias de até 100m do maciço analisado. Podem ser

geradas imagens de seções pequenas, de cerca de 2 a 3m² até seções da ordem de 40.000m² (Manual *Sirovision*®).

De acordo com Soole e Poropat (2000), o formato de saída dos modelos são modelos digitais de elevação (DEM em inglês) e imagens com as distorções corrigidas (ortoimagens). A imagem pode ser registrada em DEM e posteriormente ser utilizada em diversos programas de planejamento de mina. Também possibilita a geração de mosaicos a partir de ortoimagens adjacentes para impressão ou análise futura.

É necessário que se cumpra uma determinada rotina para criação das imagens tridimensionais no *Sirovision*®, descritas a seguir. Inicialmente é feita a escolha do tipo de câmera fotográfica e lentes que utilizadas para realização do levantamento, sendo estas em função principalmente das características do local a ser fotografado, a escala a ser utilizada e a distância até a frente de análise. Para realização do presente trabalho foi utilizada uma câmera digital reflex Nikon, modelo D200 com objetiva de distância focal fixa de 35mm. Após definidas as áreas de amostragem marcou-se com tinta *spray* pontos de controle nas frentes de lavra bem como as posições da câmera para tomada das fotografias. A distância entre as posições da câmera foi da ordem de 1/6 a 1/8 a distância entre a câmera e o maciço. As coordenadas x,y,z dos pontos de controle e das posições da câmera foram levantadas pela equipe de topografia da mineradora, utilizando-se estação total, dados em UTM e metros acima do nível do mar, com precisão de 1mm.

Para tomada das fotografias a câmera foi apoiada sobre um tripé com nível de bolha para que as fotos fossem tomadas exatamente na horizontal e não houvesse movimentação da câmera (Figura 1.5). As alturas do centro da lente da câmera e os marcos topográficos foram medidos e posteriormente inseridos no programa como parâmetro de cálculo da posição exata de tomada da foto, considerando o centro da lente. Os números das fotografias e a posição de

onde foram tiradas foram anotados definindo se cada foto é a imagem da esquerda ou da direita do par estereoscópico evitando assim erros posteriores. As fotografias foram descarregadas em computador no formato *.raw* e convertidas em imagens *.tif*, formato identificado pelo programa.



Figura 1.5: Foto ilustrando tomada das fotografias

Após essas etapas, iniciou-se o tratamento das imagens através do *Sirovison*®. Ao iniciar o programa é necessário que se especifique o modelo da câmera e lente utilizadas na tomada das fotografias. A partir de um banco de dados que o programa possui, os parâmetros da câmera e distância focal da lente são definidos para calibração. Inicia-se então a fase de correção das imagens para remoção das distorções da objetiva. As distorções das fotos são corrigidas de acordo com os parâmetros da câmera e objetiva. Feito isso é preciso executar a orientação das câmeras, ou seja, definir a posição exata de tomada das fotografias e orientação da linha de visada das fotos. O *software* faz esse cálculo a partir das coordenadas topográficas conhecidas do ponto onde cada fotografia do par estereoscópico foi tirada, da altura da câmera, considerando o centro da lente, e das coordenadas conhecidas dos pontos de controle visíveis na foto. Nessa etapa são definidas as coordenadas de toda a imagem e é obtida a orientação absoluta de cada uma das duas câmeras. Além disso, é possível que o programa calcule a inclinação (*tilt*) das fotografias, se houver. A partir desse ponto as imagens corrigidas já estão georreferenciadas.

A próxima fase é a da criação da imagem 3D propriamente dita. É um processo feito em basicamente três etapas. Primeiro são definidos os limites da imagem 3D a ser gerada. Esse processo é feito manualmente através do *Sirovision*®, onde são selecionados os marcos dos limites das imagens em cada uma das fotos do par estereoscópico corrigidas na etapa anterior, sendo definidos os mesmos pontos em cada imagem. Executa-se então a sobreposição das imagens para geração da imagem tridimensional. A disparidade entre imagens é apresentada em forma de porcentagem de pontos de sobreposição que foram corretamente restituídos, sendo que nos locais onde esses erros não podem ser corrigidos, a imagem resultante apresentará ‘picos’ ou ‘buracos’. O programa fornece a opção de limpar os dados através de algum método estatístico para recalculá-los. No presente trabalho não foi necessário efetuar tais correções pois o índice de sucesso da sobreposição das imagens foi satisfatório, sendo que para uma correta análise dos dados deve ser necessário um acerto maior que 90%. No final dessa etapa, uma imagem tridimensional georreferenciada é gerada. As imagens tridimensionais podem então ser exportadas para o *Sirojoint*® onde é realizada a análise estrutural das discontinuidades.

1.4.6. Levantamento de estruturas através do Sirojoint®

As imagens tridimensionais georreferenciadas produzidas pelo *Sirovision*® são exportadas para o *Sirojoint*® e nele é possível realizar o levantamento dos dados estruturais. Através das ferramentas dos programas foram definidos manualmente planos que são visíveis nas imagens. Traços de discontinuidades também foram delimitados e os planos associados a esses traços calculados pelo programa através. A orientação dos planos medidos através do *Sirojoint*® possui precisão da ordem de 0,1 a 0,2 graus para planos de 1 metro.

O dado utilizado pelo *Sirojoint*® é uma imagem precisamente registrada em um *grid* de pontos no espaço. Cada ponto tem sua posição definida por um conjunto de coordenadas

cartesianas e a combinação desses dados espaciais e visuais gera uma imagem tridimensional que pode ser analisada como um conjunto de facetas triangulares. Cada local com um conjunto de três pontos no espaço define um triângulo no espaço e cada triângulo possui um mergulho, uma direção de mergulho e um centróide. Esses triângulos são os componentes utilizados quando o programa faz o mapeamento dos planos (manual *Sirojoint*®).

Para cálculo do espaçamento entre descontinuidade o programa utiliza o espaçamento ao longo da normal ao plano médio de uma família. Quando uma família é selecionada o programa determina o pólo médio dos planos e estima o espaçamento ao longo dessa direção, proporcionando um dado sem erros (manual *Sirojoint*®).

1.4.7. Tratamento dos dados

Para tratamento dos dados estruturais por linha de varredura foi utilizado o *software Stereo32* versão 1.0.1., desenvolvido por Klaus Röller e Claudia A. Trepmann (2003-2008, Ruhr-Universität Bochum Institut für Geologie, Mineralogie & Geophysik, Alemanha) e distribuído gratuitamente pela internet. Em um primeiro momento foram confeccionados estereogramas com as orientações de todas as estruturas amostradas em cada *scanline* onde os dados foram plotados em diagramas de igual-área (rede de Schmidt-Lambert), no hemisfério inferior, através da notação rumo de mergulho / ângulo de mergulho, na forma de pólos dos planos. Também foram confeccionados diagramas de densidade, calculados através da distribuição de Fisher, para definição das famílias de fraturas presentes. As famílias de descontinuidades foram identificadas visualmente, e para cada família definida foram então confeccionados diagramas de densidade calculados com distribuição de Fisher onde em cada um deles foi obtida a orientação dos planos de concentração máxima. Também foram calculadas as orientações médias através dos métodos de resultante vetorial e de auto-valores/auto-vetores, onde o maior auto-vetor corresponde ao pólo do plano da orientação

média da família (Woodcock, 1977, Cheeney, 1983, Campanha e Quintanilha, 1996). Foram calculados ainda os espaçamentos médios e frequência das descontinuidades para cada uma das linhas, e os dados plotados em histogramas através do *software Microsoft Office Excel 2007*®. O levantamento através do *Sirovision*®/*Sirojoint*® foi realizado com as ferramentas do próprio programa e os dados exportados no formato *.txt* para análise através do Stereo32, objetivando uma padronização na apresentação e análise, onde foi seguida a mesma metodologia adotada para os levantamentos via linha de amostragem.

2. Fundamentação Teórica

2.1. Análise Estrutural de Descontinuidades

Segundo Priest (1993) o termo descontinuidades foi utilizado inicialmente por diversos autores para descrever as diferentes estruturas de fraqueza presentes em um maciço rochoso, tais como acamamentos, fraturas, falhas, fissuras, juntas ou qualquer outro ‘defeito’ mecânico, porém com a característica de não considerar sua gênese geológica. Essas estruturas, apesar de serem formadas por diferentes processos geológicos, possuem como características comuns a baixa resistência a tensão e alta condutividade de fluídos se comparadas ao maciço ao redor. Este autor define descontinuidade como qualquer quebra mecânica significativa ou fratura de baixa resistência à tensão presente em um maciço rochoso. Apesar deste termo não considerar a idade ou origem da estrutura, é importante qualificar se esta é de origem natural, ou seja, inerente ao maciço, ou artificial, causada, por exemplo, por detonações de explosivos ou desmonte de rocha.

La Pointe e Hudson (1985) dizem que as juntas geralmente governam o comportamento mecânico dos maciços e que sua caracterização ajuda a desvendar sua complexa história deformacional, auxiliando no entendimento da tectônica regional atuante sobre o mesmo. Segundo Wheeler e Dixon (1980) a intensidade do fraturamento de um maciço é parâmetro utilizado em análises estruturais, tectônicas e interpretações sobre sua gênese, afetando diretamente na estabilidade do maciço e na habilidade da rocha de conduzir e armazenar fluídos, tais como água subterrânea, poluentes, óleo, gás e soluções mineralizadas, sendo portanto um fator a ser considerado em modelamentos. Hudson e Priest (1983) afirmam que a intensidade do fraturamento em maciços rochosos é de fundamental importância no entendimento dos parâmetros do maciço antes, durante e depois da escavação. De acordo com Priest (1993) as principais características que definem os padrões geométricos

das descontinuidades, gerando implicações geológicas e geotécnicas ao maciço adjacente, são basicamente orientação, tamanho, frequência, geometria da superfície, tipo de estrutura e preenchimento.

Segundo Gillespie *et al.* (1993), a densidade de fraturamento depende da escala de amostragem e uma caracterização completa dos padrões de fraturamento necessita de uma quantificação da heterogeneidade dessa densidade. Ainda segundo este autor, a distância entre descontinuidades é facilmente definida e medida em amostragens em 1D, como no caso de uma linha de varredura. Porém para amostragens em 2D (por área) e 3D (por volume), essa medição é mais difícil, sendo que não existe uma maneira não-arbitrária de se medir distâncias entre as estruturas. Não importa qual método de amostragem é utilizado, os efeitos da resolução, truncamento ou subestimação de valores devem ser considerados. Segundo Hudson e Priest (1983) o valor da frequência linear irá depender da direção da linha onde será feita a amostragem, possuindo um valor máximo em uma direção e um valor mínimo em outra. Analogamente, quando a frequência é medida através de levantamentos por área, o valor da frequência será em função da orientação do plano de amostragem. Ao contrário das anteriores, a frequência volumétrica (número de descontinuidades encontradas por unidade de volume do maciço) não possui direção de medição.

Os levantamentos realizados através de linhas de varredura, também chamadas *scanlines*, consistem em amostrar e efetuar as medições de todas as descontinuidades que intersectam uma determinada linha demarcada em uma frente de maciço, proporcionando uma maneira confiável e conveniente de se obter tais amostras (Priest e Hudson, 1981). La Pointe e Hudson (1985) dizem que a importância de se estudar um método de coleta de dados de descontinuidades ao longo de uma linha, como acontece no caso de uma linha de varredura, de um furo de sondagem ou um túnel, deve-se primeiramente ao fato de serem estas as formas mais usuais de condições de trabalho para levantamento de dados, e também porque

geralmente as informações que se buscam de fato estão relacionadas às fraturas que serão intersectadas por alguma linha ou plano, como no caso do estudo de estabilidade para a construção de um túnel ou escavação de taludes. Segundo os autores, nesse tipo de levantamento é necessário que se leve em consideração a orientação da linha de coleta e o tamanho do traço da descontinuidade para que se eliminem os erros causados pela amostragem direcional, objetivando a produção de dados relativos à caracterização das descontinuidades em qualquer outra direção. O número de descontinuidades intersectadas por uma linha de amostragem irá depender da orientação dessa linha e dos traços das descontinuidades.

Para análise dos dados é necessário que as características das descontinuidades no local estudado sejam representativas e constantes, tratando-se de um maciço relativamente homogêneo (Priest, 1993). De acordo com o objetivo pretendido os comprimentos das linhas de amostragem e a homogeneidade exigida do maciço são variáveis, sendo que em estudos de maior detalhe a homogeneidade que se exige é bem maior. Segundo Priest e Hudson (1981) o número de descontinuidades a serem amostradas é variável, porém é consenso que centenas de amostras são necessárias para uma análise confiável.

A orientação das descontinuidades é um dos principais parâmetros a serem analisados. De acordo com a orientação é possível estabelecer diferentes famílias de fraturas onde seus membros possuem atitudes relativamente paralelas, e que possivelmente estão relacionadas ao mesmo evento e possuem mesma cronologia (Priest, 1993). Segundo este autor, uma das formas mais simples de se representar as direções de mergulho dos planos das descontinuidades é através de diagramas de roseta e os ângulos de mergulho podem ser representados através de histogramas onde são plotados os valores referentes a cada família ou intervalo representativo das direções. Essas formas de apresentação de dados, porém são representações bidimensionais. As projeções estereográficas são formas de representação

tridimensional da orientação dos planos de descontinuidade. A orientação de uma descontinuidade é expressa em graus como a direção azimutal do plano em relação ao norte magnético, medida através de uma bússola, e seu ângulo de mergulho, ângulo que a normal à direção do plano no plano faz com a horizontal, medida também através de bússola ou inclinômetro.

Segundo Priest e Hudson (1981), espaçamento entre descontinuidades é a distância entre pares adjacentes de descontinuidades medida ao longo da linha de varredura, geralmente variando de acordo com a localização e orientação da mesma, sendo o inverso da frequência. Considerando uma linha de amostragem com comprimento L perpendicular ao plano das descontinuidades, intersectada por N descontinuidades, o espaçamento médio, x , é dado por

$$x = L/N \quad (2.1)$$

e a frequência, λ , dada por

$$\lambda = N/L = 1/x \quad (2.2)$$

De acordo com Priest (1993), a distância de intersecção, necessária para definir a distância entre as descontinuidades e paralelamente calcular o espaçamento, é medida ao longo da linha de amostragem a cada intersecção com traços de descontinuidades. Segundo o autor descontinuidades subparalelas com espaçamentos menores que 1cm podem ser produzidas por acamamentos muito finos ou xistosidades, sendo neste caso desnecessário ou impraticável medir todas as estruturas separadamente, sendo preferível que se tome medições representativas e então se conte o número dessas estruturas que ocorrem a cada 0,1m da linha.

A média dos espaçamentos medidos (\bar{x}), é dada por (Priest e Hudson, 1981):

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i / n \quad (2.3)$$

onde x_i é o i ésimo valor de espaçamento medido e n o número de espaçamentos encontrados.

O número de descontinuidades intersectadas por uma linha de amostragem depende da orientação dessa linha e da orientação das primeiras. Por esta razão a frequência determinada através de uma linha de amostragem será maior quanto mais próximo de 90° for o ângulo entre a linha de amostragem e o plano da descontinuidade, sendo que planos paralelos à linha serão sub-amostrados.

Assumindo que nem todas as estruturas amostradas são perpendiculares à direção da linha da amostragem, para se obter a frequência real de descontinuidades é necessário utilizar a correção de Terzaghi (1965):

$$\lambda_s = \lambda \cos \theta \quad (2.4)$$

onde λ_s é a frequência observada ao longo da linha de amostragem, λ é a frequência real do maciço ao longo de uma linha normal ao plano de uma família de fraturas paralelas e θ é o ângulo agudo entre a normal às famílias e a linha de amostragem. Ou seja, a partir da frequência observada na linha de amostragem, a frequência real pode ser obtida através da fórmula:

$$\lambda = \lambda_s / \cos \theta \quad (2.5)$$

Priest e Hudson (1981) afirmam que através da distribuição dos valores de espaçamento das descontinuidades é possível estabelecer relações com o parâmetro RQD (*Rock Quality Designation*), que quantifica o total de espaçamentos intactos maiores que

0,1m. Assumindo-se que o espaçamento apresenta uma distribuição exponencial negativa, o RQD teórico, obtido a partir do espaçamento calculado é dado pela fórmula:

$$RQD_t = 100e^{-t\lambda}(t\lambda + 1) \quad (2.6)$$

sendo $t = 0,1m$. Priest e Hudson (1976) apresentam um gráfico onde essa relação entre o espaçamento médio das descontinuidades e o RQD pode ser obtida diretamente, conforme Figura 2.1.

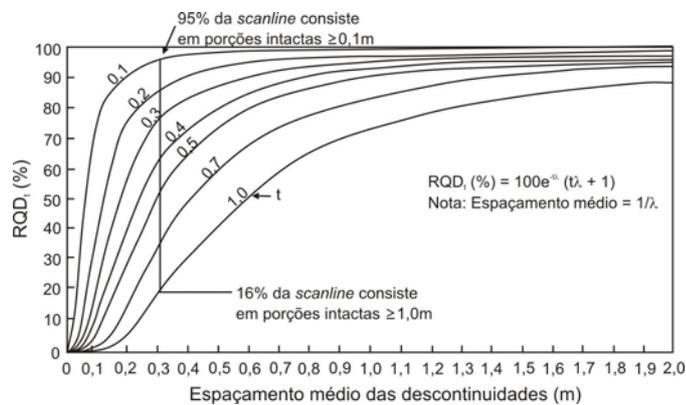


Figura 2.1: Variação do RQD com o espaçamento médio das descontinuidades e valores de t (extraído de Priest e Hudson, 1976)

O tamanho é a medida do comprimento em metros do traço da descontinuidade na frente analisada (La Pointe e Hudson, 1985). A terminação da descontinuidade é fator importante para reconhecimento do comportamento do maciço. Locais onde a maioria das terminações se dá em rocha, podem indicar que o maciço contém muitas porções rígidas intactas, ao invés de diversos blocos separados, sendo relativamente mais competente e menos suscetíveis à queda de blocos que rochas onde a maioria das terminações se dá em outras descontinuidades. O comprimento é a medida em metros do traço da descontinuidade na frente analisada, e o comprimento médio (\bar{l}) é dado por (Priest e Hudson, 1981):

$$\bar{l} = \sum_{i=1}^n l_i/n \quad (2.7)$$

onde l_i é o i ésimo comprimento do traço e n o número total de traços encontrados.

Rouleau e Gale (1985) examinaram a distribuição dos comprimentos dos traços de fraturas para cada uma das famílias definidas e computaram um valor aproximado para a densidade de fraturas para cada família. Para cada família, foi construído um histograma dos comprimentos dos traços, sendo delimitados os traços com duas terminações observadas, com uma terminação observada e com nenhuma terminação observada.

Segundo Priest e Hudson (1981) os levantamentos via linha de varredura, que envolvem amostragem e medição somente das descontinuidades que intersectam uma linha definida ao longo da superfície do maciço se mostram um meio bastante conveniente de se obter tais amostras, mas no caso do comprimento dos traços, os dados podem conter erros. Esses erros no cálculo do comprimento médio são devido ao fato da linha de varredura tender a intersectar preferencialmente descontinuidades com traços longos, além da terminação desses traços tenderem a ser fora da área de exposição analisada. As descontinuidades com traços de pequeno comprimento se mostram por vezes difíceis e até impossíveis de se medir. Cruden (1977) observou que traços menores que 10 mm são praticamente impossíveis de se medir tanto em levantamentos de campo como através de fotografias, porém traços dessa magnitude têm pouco efeito nos dados nos casos onde o comprimento médio dos traços é da ordem de alguns metros. Em alguns casos, portanto, pode ser mais adequado estipular um tamanho mínimo das descontinuidades a serem amostradas. Uma vez que o número de descontinuidades intersectadas por uma linha de amostragem depende da orientação dessa linha e dos traços das descontinuidades, quanto maior o tamanho dos traços das descontinuidades mais estruturas desse *trend* serão amostradas (La Pointe e Hudson, 1985).

A rugosidade da superfície é uma variável que influencia na predição da resistência à pressão e deformabilidade da descontinuidade (Priest, 1993). Este parâmetro está relacionado

ao atrito produzido em caso de deslizamentos ao longo do plano analisado. Segundo Hsiung *et al.* (1993) uma definição numérica do parâmetro rugosidade da superfície de uma descontinuidade se faz necessária para possibilitar o estabelecimento de um modelo do comportamento pseudo-estático e dinâmico do maciço. O modelo mais comumente utilizado é o Coeficiente de Rugosidade de Juntas – JRC – proposto por Barton (1973) e adotado pela *International Society for Rock Mechanics*. Barton e Choubey (1977) propuseram um método de estimativa para determinar o JRC onde através de uma análise tátil-visual da superfície planar faz-se a comparação dessa superfície com um ábaco desenvolvido com dez ‘perfis padrão’ variando em uma escala de 0 a 20, conforme Figura 2.2. Esta aproximação, porém, é extremamente subjetiva e pode acarretar em erros de estimativa da deformação cisalhante em juntas.

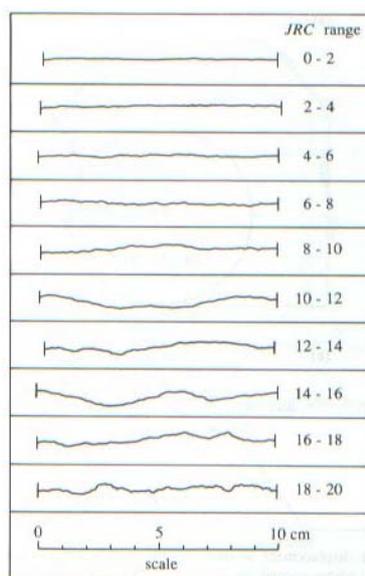


Figura 2.2: Perfis de rugosidade dos planos das descontinuidades e valores JRC associados (extraído de Priest, 1993)

A curvatura do traço da descontinuidade descreve irregularidades maiores que 100mm que geram um envergamento e mudança de direção do plano analisado. Pode ser classificada qualitativamente através de uma escala de 1 a 5, onde são enquadradas estruturas planares a muito curvadas, respectivamente (Priest, 1993).

Segundo Priest (1993), informações adicionais podem e devem ser registradas, tais como o tipo de descontinuidade (fraturas, acamamento, xistosidade, etc.), natureza do preenchimento, presença de estrias ou estruturas de movimentação, dentre outras.

2.2. Fotogrametria

Segundo a *American Society of Photogrammetry* – ASP (1980), o termo fotogrametria começou a ser utilizado nos Estados Unidos a partir de 1934 quando a ASP foi fundada, porém já vinha sendo utilizado na Europa há várias décadas. É derivado das palavras gregas ‘*photos*’, que significa ‘luz’, ‘*gramma*’, que significa ‘algo desenhado ou escrito’, e ‘*metron*’, que significa ‘medir’. Definem fotogrametria como a arte, ciência e tecnologia de se obter uma informação fidedigna acerca de objetos ou meio físico através de processos de gravação, medição e interpretação de imagens fotográficas ou padrões de radiação eletromagnética. A característica fundamental de uma fotografia é que cada ponto na imagem corresponde exatamente a um ponto na cena ou objeto fotografado, ou seja, cada fotografia pode ser considerada como um conjunto de raios de luz que viajam a partir do objeto, passa através do sistema de lentes da câmera e é registrado no filme fotográfico.

Nesse contexto, fotografias bidimensionais são utilizadas para se produzir imagens tridimensionais utilizando-se do princípio ótico da visão binocular, onde uma mesma área é fotografada a partir de dois pontos diferentes e, quando essas imagens são fundidas, sobrepostas, formam uma imagem tridimensional (Spurr, 1960). A esse princípio se dá o nome de estereoscopia, e o par de imagens capturadas pode ser chamado estereopar. Segundo Wolf (1974) estereoscopia é a ciência e arte que permite a visão estereoscópica (tridimensional) e o estudo dos métodos que tornam possíveis esses efeitos.

Atualmente, segundo Bernardo Filho *et al.* (2005), o estado da arte da fotogrametria encontra-se representado pelas inúmeras técnicas de fotogrametria digital, podendo ser descritas como a reconstrução automática de objetos no espaço utilizando-se de imagens digitais ou digitalizadas e de métodos e processos computacionais. Segundo Soole e Poropat (2000) as técnicas de fotogrametria digital foram desenvolvidas nos últimos dez anos e eliminaram a necessidade do uso de *stereo plotters* analíticos (fotogrametria analítica), proporcionando assim um estudo mais detalhado que os antigos mapeamentos efetuados através de fotografias aéreas. Segundo Heipke (1995) a fotogrametria digital é uma tecnologia usada para gerar informações sobre objetos no universo 3D (tridimensional) obtidas a partir de imagens 2D (planas) destes objetos.

Nas fotografias tomadas para fins de levantamentos fotogramétricos existem alguns marcadores geométricos fundamentais que necessitam ser definidos para cálculo das propriedades do objeto fotografado. O termo ‘centro da fotografia’ se refere mais exatamente a três pontos existentes na fotografia denominados Ponto Principal, Nadir e Isocentro (Spurr, 1960), conforme indicado na Figura 2.3. *Ponto Principal* (p) é o centro ótico da fotografia, ou simplesmente o centro geométrico da foto. As distorções nas fotos geralmente se dão radialmente a partir desse ponto. *Nadir* (n) é o ponto onde uma perpendicular da frente de análise passando pelo centro da lente da câmera intersecta o plano do filme fotográfico, ou seja, ponto no qual uma linha horizontal passando pelo eixo da lente corta o plano da foto. *Isocentro* (i) é o ponto obtido pela bissetriz do ângulo entre o ponto principal e o ponto nadir (Marchetti e Garcia, 1986). De acordo com Spurr (1960), este ponto é o foco da inclinação da foto (também chamado *tilt*), sendo radial a partir desse ponto. Segundo o autor, em fotos totalmente horizontais, esses três pontos coincidem e podem ser observados diretamente nas fotografias. Em fotos onde o *tilt* é pequeno essa distância entre pontos é desprezível. Segundo Marchetti e Garcia (1986) em fotogrametria terrestre, *tilt*, ou inclinação, é o ângulo formado

entre o eixo da máquina fotográfica e a linha horizontal, ou seja, uma rotação que acarreta numa tomada de foto com eixo não horizontal, gerando distorções que devem ser corrigidas.

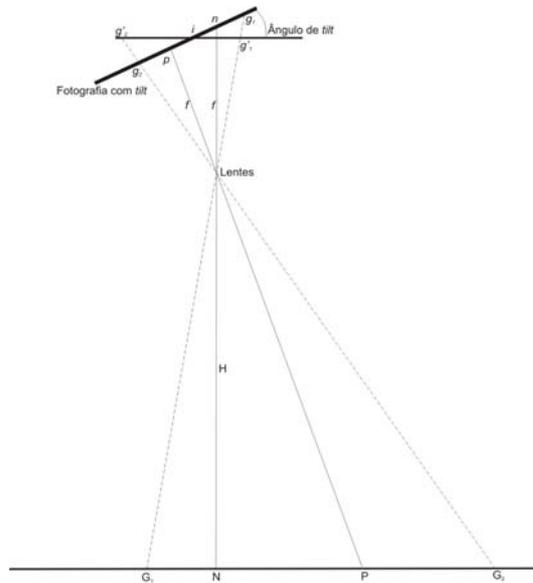


Figura 2.3: Marcadores geométricos em fotografias, ilustradas em fotografia com inclinação do eixo (tilt); (p) ponto principal, (i) isocentro, (n) nadir (adaptado de Spurr, 1960)

Ao processo de estabelecimento da posição espacial correta das várias imagens fotográficas visando corrigir erros referentes a deslocamentos existentes dá-se o nome restituição fotogramétrica, onde a partir de pontos com coordenadas conhecidas, chamados pontos de controle, é possível transferir as coordenadas a outros pontos (Marchetti e Garcia, 1986). O procedimento mais simples e comumente utilizado para tal finalidade é o da triangulação, que segundo a *American Society of Civil Engineers – ASCE* (1996) é a intersecção espacial dos raios da imagem gravada pela câmera. A direção espacial de cada raio da imagem é determinada pela projeção do raio a partir do ponto nodal da lente da câmera através da imagem na fotografia. Conjugando os raios da imagem projetados a partir de duas ou mais fotos sobrepostas pode-se definir as coordenadas espaciais de cada ponto. A função da triangulação é a de estender controles verticais e horizontais a partir de poucos pontos de controle com coordenadas conhecidas para cada ponto de coordenada desconhecida na imagem. De acordo com Andrade (1998), retificar uma imagem consiste em projetá-la,

segundo seu próprio eixo de perspectiva, para um plano horizontal, possibilitando modificar e eliminar as distorções existentes.

Se o objetivo é obter coordenadas tridimensionais de um objeto, é necessário que se reconstrua os raios ao longo deste ponto através dos centros de projeção das fotos, e a esse princípio se dá o nome reconstrução da orientação ou simplesmente orientação das fotografias (Linder, 2006). Nas primeiras décadas da fotogrametria esse processo era feito de uma maneira ótica-mecânica, onde não somente a orientação das fotos quanto os trabalhos de medição e mapeamento de feições eram feitos mecanicamente. Ao conjunto desses processos foi dado o nome de fotogrametria analógica. Com o surgimento dos computadores, a idéia foi a de reconstruir a orientação não mais analogicamente, mas através de algoritmos com fórmulas onde seus parâmetros (coeficientes) são calculados e armazenados no computador. Nas últimas décadas, no entanto, com o avanço da tecnologia, foi possível utilizar fotografias digitais e realizar todo o trabalho diretamente através do computador, sendo esta fase chamada de fotogrametria digital.

Segundo ASP (1980), no processo de orientação absoluta da posição das câmeras, pontos com posições conhecidas (chamados pontos de controle) são utilizados para ajustar a escala do modelo e seu posicionamento. Uma vez que a orientação absoluta é definida, a posição de qualquer ponto no modelo estereoscópico pode ser medida a partir da intersecção dos dois raios correspondentes em cada uma das imagens. Na fotogrametria computacional, o trajeto de cada raio de luz pode ser descrito através de uma equação matemática que é função da posição de um ponto do objeto fotografado no espaço, posição do centro da exposição, direção do eixo ótico da câmera e a geometria da perspectiva da câmera. Se a perspectiva for determinada através da calibração da câmera e se três ou mais pontos de controle forem definidos, a posição da câmera pode ser determinada. Quando a orientação de cada uma das

fotos do par estereoscópico for conhecida, qualquer objeto ou ponto localizado na área de sobreposição pode ser conhecido.

De maneira geral a escala da fotografia (S) pode ser definida pela equação (ASP, 1980):

$$S = \frac{1}{H/f} \quad (\text{ou } S = f/H) \quad (2.8)$$

onde f é a distância focal da câmera e H é a distância entre a câmera e o objeto fotografado.

Pode ainda ser definida através da fórmula (ASP, 1980):

$$S = \frac{1}{AB/ab} \quad (\text{ou } S = ab/AB) \quad (2.9)$$

onde ab é a distância entre dois pontos na imagem e AB a distância correspondente a esses dois pontos na cena ou objeto fotografado, desde que A e B estejam em uma mesma linha horizontal. Segundo Spurr (1960), a escala da fotografia pode sofrer pequenas variações devido ao fato de pontos mais próximos da câmera apresentarem uma escala diferente dos pontos mais distantes, ou ainda devido à rotação do eixo da foto.

Uma propriedade muito importante no cálculo das coordenadas de um ponto através de modelos estereoscópicos é a paralaxe. De acordo com Marchetti e Garcia (1986) paralaxe é o deslocamento aparente da posição de um objeto causada pela mudança do ponto de observação, tendo como referência uma linha ou ponto. O fenômeno pode ser ilustrado pelo aparente deslocamento de um objeto quando visto com o olho esquerdo e com o olho direito (ASP, 1980). De acordo com estes autores todas as coordenadas 3D de um ponto podem ser mapeadas conhecendo-se sua paralaxe, as coordenadas X, Y e Z de cada uma das câmeras e suas orientações. Segundo Spurr (1960), paralaxe é o termo utilizado para denotar o posicionamento de um objeto em relação a outro. É a diferença algébrica, paralela a uma linha

de referencia, das distâncias de um mesmo objeto em cada uma das fotografias com relação aos seus respectivos pontos principais. Segundo Soole e Poropat (2000) a paralaxe permite a estimativa da distância entre objetos a partir de um par estereoscópico. A paralaxe de um ponto A na área de sobreposição de um par estereoscópico de fotografias é definida como a diferença entre as distâncias, na componente x , entre o ponto principal e o ponto A' da imagem em cada uma das fotografias (ASP, 1980).

Segundo Loch e Lapolli (1998) paralaxe parcial (x) é a abscissa de cada ponto em relação ao centro de cada foto. Paralaxe absoluta (P) é a diferença algébrica das paralaxes parciais obtidas a partir de um par estereoscópico. Portanto:

$$P_A = x_A - x'_A \quad P_B = x_B - x'_B \quad (2.10)$$

onde P é a paralaxe absoluta de cada um dos pontos A e B , x_A e x'_A são as distâncias do ponto A até o centro da foto 1 e da foto 2 respectivamente, e x_B e x'_B são as mesmas distâncias em cada foto do ponto B . A Figura 2.4 ilustra essas relações. A paralaxe é sempre dada em relação a um eixo de referência da foto, como a linha horizontal no caso de fotografias terrestres horizontais, e x_A , x'_A , x_B e x'_B será a distância horizontal entre esses pontos e o centro da foto (ponto principal).

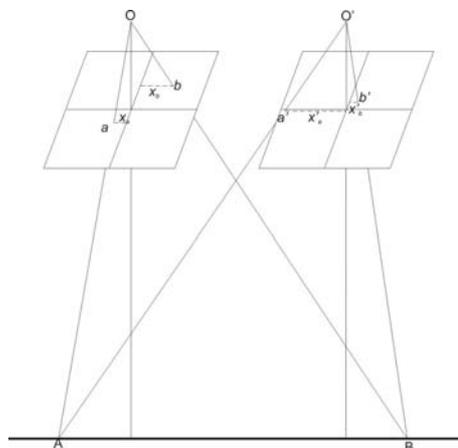


Figura 2.4: Relações de paralaxe em pares estereoscópicos (adaptado de Loch e Lapolli, 1998)

Segundo Spurr (1960), cada ponto da foto terá uma paralaxe distinta. A paralaxe possibilita calcular a elevação de um objeto em relação ao plano da foto e a medição da diferença de paralaxe pode ser usada para determinar o ângulo de inclinação de estruturas com relação ao plano da fotografia.

A partir das fórmulas de cálculo das paralaxes, Loch e Lapolli (1998) definem as seguintes propriedades das paralaxes: pontos com igual paralaxe total tem a mesma distância entre o objeto e a câmera, e os pontos com maiores paralaxes totais estão posicionados mais a frente, ou seja à menor distância da tomada de foto, do que os pontos mais afastados. A partir das equações acima e admitindo essas propriedades, a equação fundamental da estereofotogrametria para cálculo das coordenadas de um ponto através dos pontos de controle é dada por (Loch e Lapolli, 1998):

$$\Delta h = H*dp/P+dp \quad (2.11)$$

onde Δh é a diferença entre os pontos de interesse, H é a distância de um ponto de cota conhecida até a câmera, P é a paralaxe absoluta do ponto de cota conhecida e dp é a diferença de paralaxe entre o ponto conhecido e o ponto desconhecido.

3. Contexto Geológico Regional

3.1. Grupo São Roque

3.1.1. Trabalhos Pioneiros

A evolução do conhecimento sobre a geologia do Estado de São Paulo se deu principalmente após a criação, em 1886, da Comissão Geográfica e Geológica da Província de São Paulo (Hasui *et al.* 1969), através da realização de levantamentos cartográficos e observações geológicas sistemáticas. Esta Comissão foi sucedida pelo Instituto Geográfico e Geológico do Estado de São Paulo, posteriormente desmembrado no Instituto Geológico e no Instituto Geográfico e Cartográfico.

O primeiro registro do nome '*Série de São Roque*' encontra-se no trabalho de Oliveira (1925) ao apresentar análises químicas de rochas calcárias nos estados de São Paulo e do Paraná, distinguindo-as da '*Série do Assunguy*' introduzida por Oliveira (1916), nome este já referido por Derby (1878) como metassedimentos da região de *Assunguy*. Em seu estudo sobre a geologia do Estado de São Paulo, a partir da introdução do nome '*camadas de São Roque*' efetuada por Gonzaga de Campos (1889), Moraes Rego (1930) faz referência ao termo '*Série São Roque*' como uma unidade estratigráfica, de idade ordoviciana depositada sobre embasamento Arqueano. Em 1933, Moraes Rego procurou delimitar essa unidade estratigráfica e descrever aspectos diversos das '*camadas Pré-Devonianas*'. Nesse trabalho o autor classifica as camadas metassedimentares da '*Série São Roque*' e realiza as primeiras tentativas de reconstrução de seu paleo-ambiente sedimentar, admitindo uma origem marinha. Após os trabalhos de Moraes Rego, a '*Série São Roque*' foi objeto de trabalho de diversos autores, como os de Coutinho (1955, 1968), Cordani *et al.* (1961, 1963), Hennies *et al.* (1967), Penalva e Hasui (1969), Almeida (1955, 1964), dentre outros. Em 1958, Ebert, analisando os problemas básicos da geologia do Pré-Cambriano no Brasil, sugeriu o abandono

do critério petrográfico para datação e correlação das unidades, substituindo-o pela análise das estruturas tectônicas, critério este que foi adotado para diferentes regiões do Brasil com notável sucesso.

A designação ‘Grupo São Roque’ foi introduzida com a publicação do Mapa Geológico do Estado de São Paulo pelo IGG (Lefevre *et al.*, 1963), alterando a classificação ‘Série’ à categoria de ‘Grupo’, que passou a ser corrente nos trabalhos posteriores. Durante algum tempo houve controvérsia a respeito da prioridade do nome Grupo São Roque sobre a designação Grupo Açungui, adotada para a seqüência semelhante que ocorre no sul do Estado de São Paulo e do Paraná (Hasui *et al.* 1969).

O Grupo São Roque encontra-se inserido no contexto da Província Estrutural Mantiqueira definida por Almeida *et al.* (1977, 1981) pertencendo à Faixa de Dobramentos Ribeira (Almeida *et al.*, 1973, Hasui *et al.*, 1975) ou Zona de Transcorrência São Paulo (Hasui *et al.*, 1975). Outros autores o definem como inserido no contexto da Faixa Apiaí (Campos Neto e Figueiredo, 1995), Cinturão Ribeira (Campanha e Sadowski, 1999) ou Terreno Apiaí (Campos Neto, 2000).

Através do reconhecimento e mapeamento das falhas transcorrentes de Taxaquara e de Pirapora efetuado por Hennies *et al.* (1967), foi introduzida a idéia da descontinuidade física entre os metassedimentos São Roque e Açungui, defendida por Hasui *et al.* (1969). Em seus estudos, Coutinho (1968, 1971) retoma a proposta de continuidade geográfica entre os Grupos São Roque e Açungui, denominando-os unicamente como ‘*Grupo Açungui-São Roque*’. Posteriormente, através do mapeamento geológico e compilação em escala 1:100.000 da região da Grande São Paulo, Coutinho (1972) analisa os aspectos petrográficos, petrológicos e estruturais do Grupo São Roque e considera mais apropriado a denominação ‘Grupo Açungui’ aos metassedimentos mapeados, porém mantendo os termos ‘Grupo São Roque’ e ‘São Roque

– Açungui’. Hasui (1973) aponta similaridades entre os dois Grupos e adota somente o nome Grupo Açungui para todas as rochas supracrustais a norte e a sul da Falha de Taxaquara. Posteriormente (Hasui, 1975a,b) essa posição é revista e são estabelecidos eventos deformacionais, magmáticos e metamórficos diferenciados para o denominado conjunto Paranapiacaba, que definiu como Grupo Açungui, ao sul da falha de Taxaquara, e para o conjunto São Roque, à norte da falha de Taxaquara, onde se encontram as rochas pertencentes ao Grupo São Roque. A partir das observações realizadas por esse autor, o Grupo São Roque e o Grupo Açungui mostram evoluções estruturais diferentes, apesar das similaridades litológicas, geocronológicas, metamórficas e magmáticas. Em função dessa história evolutiva, o autor não considera o Grupo São Roque como simples prolongamento do Grupo Açungui.

Apesar de à época a trama de falhamentos não estarem completamente mapeadas, Hasui *et al.* (1975) propõem o nome Zona de Transcorrência São Paulo para uma macrozona de movimentação transcorrente situada entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro, onde são detectadas diversas falhas e feições estruturais com direções aproximadamente NE-SW/ENE-WSW. Esses autores dizem que a movimentação geral desses falhamentos tende a ser dextral, onde os movimentos transcorrentes se iniciaram após os eventos de metamorfismo regional e continuaram até o final do Ciclo Brasileiro, compreendendo um intervalo de tempo entre 650 a 450 Ma Segundo Hasui *et al.* (1975) o Grupo São Roque estaria geograficamente restrito à área dessa Zona de Transcorrência, não podendo ser considerado como um simples prolongamento do Grupo Açungui, e sim constituiria originalmente parte de outro sistema de dobramentos situados a noroeste do Sistema Apiaí e paralelo à ele. Hasui *et al.* (1976) admitem que apesar das semelhanças em termos de metamorfismo, magmatismo e idades, é preferível manter os Grupos São Roque e Açungui como unidades estratigráficas distintas, correspondendo a diferentes ‘tectonogrupos’, sendo a presença do Falhamento de Taxaquara um impedimento de tratá-los como uma só unidade.

Segundo as datações realizadas por Hackspacher *et al.* (2000) através da determinação das idades U/Pb de zircões e monazitas das unidades ígneas basais e das intrusões que cortam as rochas do topo das seqüências sedimentares, objetivando estimar a época de sedimentação e vulcanismo nos dois Grupos, sugere-se que os Grupos São Roque e Açungui representam ambientes paleogeográficos idênticos e contínuos, onde uma crosta Paleoproterozóica e talvez alguma Arqueana sofreram rifteamento com subsequente formação de um oceano incipiente durante o Neoproterozóico.

3.1.2. Litoestratigrafia

Em seu trabalho Coutinho (1971) faz uma síntese dos trabalhos de Bigarella e Salamuni (1958) e Marini *et al.* (1967) apresentando a divisão do então chamado '*Grupo Açungui – São Roque*' em *Formação Setuva*, inferior, composta por gnaisses, quartzitos, quartzos xistos, xistos e metabasitos; *Formação Capiru*, composta por dolomitos, quartzitos, filitos e metabasitos; *Formação Votuverava*, composta predominantemente por filitos secundados por calcários, quartzitos e conglomerados, sendo a mais extensa e espessa formação identificada; *Formação Água Clara*, composta essencialmente por rochas carbonatadas, calcários e filitos carbonatados, além de filitos e quartzitos; e granitos. Em 1972, esse mesmo autor utiliza a denominação Grupo São Roque para o pacote constituído essencialmente por sedimentos clásticos metamorfisados com abundância de granitos intrusivos. O alongamento desses batólitos graníticos é o mesmo do pacote sedimentar dobrado e metamorfisado regionalmente, com estruturas principais de direção NE-SW e metamorfismos locais verificados em auréolas de contato ao redor dos corpos graníticos. Os calcários formam pequenos corpos lenticulares e quartzitos sustentam as cotas topográficas mais elevadas.

Em Hasui (1975b), o autor realizou o mapeamento geológico da Folha São Roque (SF 23-Y-C-V) em escala 1:100.000 procurando complementar o conhecimento sobre a evolução geológica da área. Nesse trabalho, o autor não divide o Grupo São Roque em formações por entender que se tratam de seqüências essencialmente metapelíticas, com intercalações de rochas carbonáticas, quartzitos e metaconglomerados, porém faz uma descrição litológica detalhada dessas unidades.

A partir dos estudos realizados nas regiões do Sinclínório de Pirapora e do Anticlinal de Alumínio no trabalho de Hasui *et al.* (1976) sobre a estratigrafia do Grupo São Roque e Açungui, os autores definiram de forma simplista o *Grupo São Roque* como constituído basicamente por metapelitos divididos em duas unidades mapeáveis, uma inferior, caracterizada por lentes de quartzito na base e lentes carbonáticas no topo, e uma superior, com caráter de depósitos do tipo *flysch*. Desse modo propuseram chamar *Formação Boturuna* à unidade inferior, caracterizada por filitos sericíticos e por intercalações de quartzito na porção basal e carbonatos no topo, e *Formação Piragibu* à unidade superior, caracterizada por filitos rítmicos ou alternâncias filitos/quartzitos.

Figueiredo *et al.* (1982) identificaram estruturas do tipo “*Pillow Lavas*” nos metabasitos da região de Pirapora do Bom Jesus, sugerindo a existência de uma seqüência vulcano-sedimentar marinha basal, fato este confirmado por Coutinho *et al.* (1982) na região de Itaberaba. Os trabalhos de Coutinho *et al.* (1982) e Juliani e Beljavskis (1983) na Serra do Itaberaba e de Campos Neto *et al.* (1983) na região de Igaratá propõem compartimentações estratigráficas restritas a termos locais, embora possam ser tomadas como propostas básicas para a litoestratigrafia do Grupo São Roque, onde foram incluídas observações acerca da existência de um pacote basal de rochas vulcano-sedimentares, sucedido por metarritmitos, quartzitos e rochas calcossilicatadas, metarcóseos, meta-arenitos, micaxistos e filitos, sendo

que Campos Neto *et al.* (1983) admitiram para a época da sedimentação a existência de um mar raso epicontinental transgressivo, abrindo-se um oceano em direção a SE.

Segundo Carneiro (1983) o Grupo São Roque foi caracterizado por metapsamitos impuros, apresentado na base metarcóseos, meta-arenitos com intercalações de metaconglomerados polimíticos, metavulcânicas e quartzitos; sobreposto por metapsamitos rítmicos bandados gerados por prováveis seqüências turbidíticas características de ambiente marinho raso. Na região à norte da cidade de São Paulo, entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais Carneiro *et al.* (1984) consideraram a unidade em estudo composta por quatro pacotes litológicos, sendo da base para o topo: 1) *metapsamitos impuros* com anfíbolitos na base e metavulcânicas intercaladas; 2) *metapelitos* com anfíbolitos intercalados; 3) *metamargas com possíveis metatufitos* e 4) *metapsamitos rítmicos*.

Em Juliani *et al.* (1986), os autores também reconhecem um pacote vulcanossedimentar na base do Grupo São Roque e afirmam que o ambiente genético diferenciado dessas rochas daquele admitido para as rochas sobrejacentes, aliada aos aspectos deformacionais, geotectônicos e geocronológicos preliminares, levaram a crer tratar-se de uma seqüência geológica distinta anterior ao Grupo São Roque, à qual propôs-se a denominação *Grupo Serra do Itaberaba*. Essa seqüência basal pode caracterizar uma Bacia de Retro Arco (Tassinari, 1988) ou um rifteamento com pequena abertura oceânica (Juliani *et al.*, 1986).

Bergmann (1988) propôs uma subdivisão para o Grupo São Roque, que seria composto por uma unidade basal - *Formação Pirapora* - constituída por um pacote de metavulcânicas na base e metacalcários/metadolomitos no topo; seguida pela *Formação Estrada dos Romeiros*, composta por metarritmitos, meta-arenitos e camadas conglomeráticas com pequenas intercalações de filitos e metamáficas; e a *Formação Boturuna* no topo,

composta por quartzitos, meta-arenitos e metassiltitos. Posteriormente a autora (1991) redenominou essas formações em *Unidade Vulcano-Sedimentar Basal*, *Unidade Clástica Turbidítica Superior* e *Unidade Clástica Alóctone*.

Dantas (1990) propôs uma divisão do Grupo São Roque em um *pacote inferior*, caracterizado por termos metapelíticos predominantes com intercalações de metavulcânicas e metavulcanoclásticas básicas a intermediárias com ocorrências de calciossilicáticas, metapsamitos impuros, lentes quartzíticas e restritos níveis conglomeráticos, correlacionável ao Grupo Serra do Itaberaba de Juliani *et al.* (1986) ou parcialmente à Formação Pirapora de Bergmann (1988); e um *pacote superior*, definido por uma seqüência de metarritmitos de baixo grau metamórfico, compreendendo filitos bandados e alternância de sericita-xistos e filitos com metapsamitos puros a subarcoseanos, correspondendo parcialmente à Formação Estrada dos Romeiros de Bergmann (1988).

Juliani e Beljavskis (1995), através da adoção da estratigrafia básica apresentada em Juliani *et al.* (1986), realizaram uma proposta estratigráfica para o Grupo São Roque na região entre as Serras do Itaberaba e da Pedra Branca, onde consideraram a seqüência metavulcano-sedimentar basal como Grupo Serra do Itaberaba sobre a qual se depositou o Grupo São Roque. O *Grupo Serra do Itaberaba* foi dividido, da base para o topo, em *Formação Morro da Pedra Preta*, constituída essencialmente por metabasitos e xistos diversos, com rochas metavulcanoclásticas, calciossilicáticas, metassedimentos quartzosos e grafitosos, formações ferríferas, rochas metaígneas intermediárias a ácidas, metabasaltos e metatufos alterados hidrotermalmente, metacherts, metassedimentos ricos em sulfetos e turmalinitos subordinados; *Formação Nhanguçu*, essencialmente clasto-química, com metassedimentos ricos em óxidos-hidróxidos de ferro e manganês, xistos finos, algumas lentes carbonáticas e alguns corpos menores de metabasitos, metavulcanoclásticas básicas e metarriolitos; e *Formação Pirucaia*, essencialmente quartzítica. Para o *Grupo São Roque*, Juliani e Beljavskis

(1995) propõem que ele seja dividido em *Formação Pirapora do Bom Jesus*, onde a Formação Pirapora de Bergmann (1988) seja substituída por esse termo, *Formação Piragibu*, considerando-se a redefinição dada por Juliani (1993), *Formação Estrada dos Romeiros*, e *Formação Boturuna* para o topo do Grupo São Roque, conforme redefinição de Bergmann (1988).

Em Sachs e Morais (1999), a Nota Explicativa sobre a Carta Geológica da Folha São Paulo escala 1:250.000 compartimenta as unidades litoestratigráficas pré-cambrianas conforme proposições de Hasui *et al.* (1981) e Hasui *et al.* (1984), com adaptações de outros trabalhos como Campos Neto (1985), Campos Neto *et al.* (1983), Juliani *et al.* (1986), Janasi *et al.* (1990) e Juliani e Beljavskis (1995). Neste trabalho de Sachs (1999), a divisão utilizada é basicamente a de Juliani e Beljavskis (1995), adotando-se a denominação Grupo Serra do Itaberaba para a unidade basal de vulcanossedimentares e Grupo São Roque para as unidades superiores essencialmente sedimentares clásticas. O *Grupo Serra do Itaberaba* foi dividido, da base para o topo em *Formação Pedra Preta*, vulcassedimentar; *Formação Pirucaia*, predominantemente quartzítica, e *Formação Nhanguçu*, essencialmente metapelítica e rochas calciossilicáticas. O *Grupo São Roque*, a partir dos trabalhos de Bergmann (1988) foi dividido, da base para o topo, em *Formação Pirapora do Bom Jesus*, essencialmente vulcânica/vulcanoclástica, com metacalcários e calciossilicáticas, e filitos e cálcio filitos; *Formação Piragibu*, metapelítica com lentes de conglomerados e vulcânicas na base; *Formação Estrada dos Romeiros*, composta essencialmente por metapelitos e meta-arenitos rítmicos, e *Formação Boturuna*, predominantemente meta-arenítica.

O Mapa Geológico do Estado de São Paulo (Perrotta *et al.*, 2005) utiliza basicamente a divisão de Juliani e Beljavskis (1995), separando o Grupo Serra do Itaberaba do Grupo São Roque. Neste trabalho ficou definida a divisão do *Grupo Serra do Itaberaba*, da base para o topo, em *Formação Morro da Pedra Preta*, *Formação Nhanguçu* e *Formação Pirucaia*. O

Grupo São Roque foi dividido, da base para o topo, em *Formação Pirapora do Bom Jesus*, inicialmente proposta como *Formação Pirapora* por Bergmann (1988), foi subdividida em uma *unidade metavulcânica* na base e uma *unidade carbonática* no topo; *Formação Piragibu*, conforme definida por Hasui *et al.* (1976) e redefinida por Juliani e Beljavskis (1995); *Formação Estrada dos Romeiros*, definida por Bergmann (1988), e *Formação Boturuna*, originalmente definida por Hasui *et al.* (1976) e redefinida por Dantas *et al.* (1986) e Bergmann (1988).

3.1.3. Metamorfismo

Hasui *et al.* (1969) sugerem que o metamorfismo atuante no Bloco São Roque foi essencialmente dínamo-termal, onde sedimentos detríticos e químicos foram transformados em filitos e quartzitos, calcários e dolomitos metamorfisados, metaconglomerados, metarcóseos e itabiritos, e as intrusões básicas convertidas em corpos de metabasitos. Segundo esses autores, os calcários e dolomitos metamórficos constituem corpos lenticulares, com granulação fina, mostrando-se bastante fraturados e silicificados, porém com recristalização não intensa. São descritos ainda diversos corpos graníticos caracterizados por corpos alongados na direção ENE, sendo que em alguns locais os metassedimentos encaixantes do Grupo São Roque mostram discordância estrutural com os eixos dos corpos graníticos. A forma alongada segundo a direção tectônica regional indicaria uma certa filiação tardi-cinemática, mas a maioria das características observadas sugere origem pós-cinemática.

Em seus trabalhos, Hasui (1975a, 1975b) discorre acerca do metamorfismo regional atuante sobre as rochas do Grupo São Roque, que teria se dado em fácies xisto-verde, caracterizado por associações diversas de sericita-muscovita, clorita, biotita, minerais do grupo do epidoto, quartzo, albita, grafita e ocasionalmente microclíneo nas rochas metapelíticas e metapsamíticas, e por paragêneses envolvendo carbonatos, actinolita-

tremolita, quartzo, grafita e sericita nas rochas calcárias. De maneira geral, os filitos cedem lugar a xistos nas proximidades de corpos granitóides, sendo que nestes xistos, com maior frequência as associações são compatíveis com a fácies xisto-verde, porém não raro encontra-se granada e oligoclásio, indicando condições mais drásticas e metamorfismo de fácies anfíbolito. Nessas zonas marginais, ocorre ainda metamorfismo de contato, caracterizado por *hornfels* básicos, calcossilicatados e aluminosos, e ainda ação de fluidos pneumatolíticos e hidrotermais caracterizada por turmalinização, formação de pegmatitos e pirita. Datações realizadas nesses metamorfitos através do método K-Ar (Cordani e Bittencourt, 1967; Hasui e Hama, 1972) indicaram uma vinculação com o Ciclo Brasileiro.

De acordo com Bergmann (1988) o metamorfismo associado às deformações atuantes nessas rochas varia de fácies xisto-verde médio a alto. Essas deformações estão intimamente ligadas aos processos tardi-colisionais transcorrentes/transpressivos responsáveis por grandes zonas de falhamento, como as de Itu-Jundiuvira e Taxaquara. Segundo esta autora, possíveis equivalentes do Grupo São Roque, geralmente mais metamorfisado, estão expostos ao norte da falha Jundiuvira (representados pelos metassedimentos do chamado Grupo Itapira e das Nappes Socorro-Guaxupé), e ao sul da falha Taxaquara (Complexos Embú, e Pilar, tradicionalmente considerados como uma extensão do Grupo Açungui).

3.1.4. *Tectônica e Deformação*

Hennies *et al.* (1967) definiram estruturas de falhamento resultantes dos processos regmagênicos que afetaram as rochas do pré-cambriano paulista após a revolução orogênica que desenvolveu as estruturas do Grupo São Roque. Uma dessas falhas, denominada Taxaquara, possui traço linear, com mais de 100 km de extensão observada, confrontando dois blocos de constituição litológica e estruturas distintas. Possui plano de movimentação subvertical, com mergulhos variando para os dois lados. A falha de Pirapora ramifica-se dela

e ambas seccionam batólitos graníticos que adquirem contato retilíneo ao longo das discontinuidades. A foliação subvertical e lineação subhorizontal apresentadas pelos milonitos refletem o caráter transcorrente do deslocamento, onde foi possível observar uma movimentação dextral.

Importantes estruturas de falhamentos transcorrentes também foram descritas em Hasui *et al.* (1969). Duas delas se destacam por suas extensões e por constituírem os limites do Bloco São Roque, sendo elas a de Taxaquara e a de Jundiuvira. Dado os contrastes litológicos e estruturais existentes, esses autores separaram a região de estudo em três unidades tectônicas delimitadas por esses falhamentos, definidas como Bloco Cotia (sul da falha de Taxaquara), Bloco São Roque (posição intermediária, com o falhamento de Jundiuvira a norte) e Bloco Jundiáí (norte da falha de Jundiuvira). A zona de Falhamento de Jundiuvira (Hasui *et al.*, 1969) foi verificada de modo seguro em zonas com intrusões graníticas, apresentando estrutura retilínea, porém com notável arqueamento em alguns locais. Outras estruturas de falhamento identificadas por esses autores foram o Falhamento de Itu, que se desenvolveu paralelamente ao de Jundiuvira, o Falhamento de Piraí, sendo a única falha a que se pode atribuir seguramente movimentação dextral e o Falhamento de Mairinque, separando o granito de São Roque e os metamorfitos nele embutidos das rochas epimetamórficas do Grupo São Roque, sendo classificada como uma ramificação da Falha de Pirapora. Em Hasui (1975a) o autor faz uma revisão do Falhamento de Jundiuvira onde foi proposto restringir esse nome à feição que passa pelo vale retilíneo do rio Jundiuvira e se prolonga até Sorocaba, e o designado Falhamento de Itu estaria associado ao corpo granitóide denominado “*stock* de Guaxatuba” por Hasui *et al.* (1969). Dessa forma o Conjunto São Roque seria limitado a norte pelo Falhamento de Itu e uma parte do Falhamento de Jundiuvira.

Segundo Hasui *et al.* (1969), é no Bloco São Roque que se encontra o Grupo São Roque, sendo admitido que esta unidade seria mais jovem que as outras unidades existentes nos demais blocos e exibindo grau de metamorfismo menos elevado, de fácies xisto-verde. Quanto às estruturas orogênicas, neste trabalho os autores destacam o intenso dobramento sofrido pelas rochas do Grupo São Roque. Em zonas essencialmente filíticas, o dobramento se deu em sucessivos anticlinais e sinclinais, segundo ondulações com amplitude, comprimento de onda e abertura variando de alguns metros a submilimétricas e formatos também muito variados. As medidas de planos de xistosidade, acamamento e eixos de dobras variam muito, porém preservando uma tendência geral de vergência de sul para norte. Nota-se, todavia, uma concordância geral entre as direções de acamamento e xistosidade, variando somente o mergulho.

Com relação às estruturas regmagênicas, Hasui (1975b) chama à atenção a existência de enormes falhamentos subverticais com zonas de cataclase de espessuras de centenas de metros até mais de um quilômetro. Destacam-se os até então descritos como o Falhamento de Taxaquara (Hennies *et al.*, 1967), o de Pirapora e São Roque (Hasui *et al.*, 1969) e o Falhamento de Caucaia (Hasui, 1973).

Segundo Hasui (1975a), quatro megadobras foram reconhecidas na região de estudo: o sinclinório de Pirapora, o de Pilar, o de Cipó e o anticlinório de Ibiúna. Outras dobras maiores foram reconhecidas como antiformas em cujos núcleos se introduziram corpos granitóides tardi-tectônicos. As dobras decamétricas a microscópicas foram descritas como de ordem menor, com aberturas de baixo ângulo, qualificáveis como fechadas a isoclinais. A amplitude se mostrou maior que o comprimento de onda, caracterizando flancos extensos, com atitudes quase constantes, e zonas apicais restritas. No Conjunto São Roque essas dobras são desenhadas pela estratificação reliquiar e a xistosidade é do tipo plano-axial. De maneira geral, o autor reconheceu uma fase F_1 de dobramentos recumbentes que afetou somente o

conjunto Paranapiacaba e uma fase F_2 bem caracterizada no São Roque de dobramentos com planos axiais subverticais, generalizada e principalmente, com superimposição de novas ondulações métricas a milimétricas (F_3). Os falhamentos transcorrentes foram caracterizados como uma fase posterior (F_4) e foram responsáveis pela geração de zonas de cataclases subverticais com forte lineação mineral paralela à direção de falhamento, mas com inclinação de até 20° para oeste, indicando que além do rejeito horizontal houve uma componente vertical que elevou os blocos para o lado oriental.

Coutinho (1972) detectou que em escala regional, o dobramento principal que afetou o Grupo São Roque alinhou as estruturas principais, especialmente os planos axiais, segundo direção NE-SW. Em quase todos os afloramentos observados, uma foliação metamórfica definindo uma superfície S_2 coincide com o acamamento S_1 , sendo que o S_1 apresentou atitudes $N50-70W$ e mergulhos de $80-90N$ e a S_2 apresentando direções $N80-90E$ e mergulhos variáveis, entre $50N$ a $75-90S$.

Hasui e Sadowski (1976) mostraram que os grandes falhamentos identificados se desenvolveram num intervalo entre o metamorfismo regional e as manifestações finais do Brasileiro. Estes autores observaram em afloramentos dobras fechadas a isoclinais, com planos axiais sub-verticais e eixos sub-horizontais com direção em geral $N60E$, apresentando uma xistosidade /plano-axial, mostrando que o metamorfismo regional se deu conjuntamente com os dobramentos. Sistemas de juntas e falhas menores foram descritos ainda por Hasui (1973) e Sadowski (1974), tais como um sistema sub-vertical transversal à xistosidade, dois sistemas conjugados oblíquos a cerca de 50° da xistosidade e um ou dois sistemas sub-horizontais, geralmente sub-paralelos à superfície do terreno lembrando juntas de alívio de carga.

Em Campos Neto e Basei (1983a), os autores procuraram discutir a evolução estrutural de parte do Pré-Cambriano no nordeste do Estado de São Paulo, admitindo quatro fases de dobramentos superpostos nas rochas do Grupo São Roque. As duas primeiras foram identificadas com vergência para NW, isoclinais e homoaxiais com planos NE/SW, acompanhadas do metamorfismo regional, sendo a primeira fase mais intensa. As outras duas fases são tardias e orientam-se NW/SE e NS, sendo descontínuas e com a última fase predominando a noroeste da área de estudo. Em Campos Neto e Basei (1983b) os autores indicam um rejeito dextral obliquo para as Falhas de Jundiuvira e Taxaquara, com indicativos de rebaixamento do Grupo São Roque para SE.

3.1.5. Historia Evolutiva

Hasui *et al.* (1969), a partir da terminologia adotada por Sonder (1956), sugerem um esquema de evolução tectônica iniciando-se pelo desenvolvimento da depressão geossinclinal e seu entulhamento (1), onde foram depositados os sedimentos encontrados; orogênese, no Pré-Cambriano Superior (2), responsável por intensa deformação do pacote sedimentar, acompanhado de metamorfismo; pirogênese, com ascensão de massas graníticas (3), iniciada durante a orogênese e se estendendo até logo após o fim dela; regmagênese (4), responsável pelo desenvolvimento de fraturas seguidos de deslocamentos direcionais de blocos e conseqüente metamorfismo cataclástico; constituição da Bacia Sedimentar do Paraná (5), com presença de movimentos epirogênicos; e tafrogênese (6), caracterizada por processos de falhamentos normais ocorridos no Terciário.

Em seu trabalho, Hasui *et al.* (1975) propõem o nome Zona de Transcorrência São Paulo para a porção situada entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro onde são detectadas diversas falhas transcorrentes e feições estruturais com direções aproximadamente NE-SW/ENE-WSW. Esses autores dizem que a movimentação geral desses falhamentos

tende a ser dextral, onde os movimentos transcorrentes se iniciaram após os eventos de metamorfismo regional e continuaram até o final do Ciclo Brasileiro, compreendendo um intervalo de tempo entre 650 a 450 Ma.

Coutinho *et al.* (1982) acreditam que a sedimentação do Grupo São Roque tenha se iniciado com erupções submarinas de lavas básicas, precipitação de sedimentos silicosos e deposição de tufos, sedimentos tufáceos e margas, admitindo o ambiente aquático de acordo com a existência de “*pillow lavas*” reconhecidas por Figueiredo *et al.* (1982) na região de Pirapora.

Hasui e Sadowski (1976) consideram que o magmatismo pré-tectônico, caracterizado pela intrusão de corpos de metabasitos, antecedeu o metamorfismo regional, que se deu em fácies xisto-verde a anfíbolito. A xistosidade plano-axial atesta que esta se desenvolveu em conjuntos com os dobramentos. Para estes autores, ainda sob o regime dinâmico responsável por esses dobramentos, mas após o metamorfismo regional, deram-se as intrusões sin a tardi-tectônicas caracterizadas pelos corpos granitóides heterogêneos que impuseram metamorfismo local de contato.

Procurando complementar os estudos de Coutinho *et al.* (1982), Juliani e Beljavskis (1983), em análise do embasamento do Grupo São Roque, observaram rochas intensamente catacladas, milonitizadas e hidrotermalizadas, sugerindo a existência de uma bacia sedimentar tafrogênica desenvolvida sobre embasamento síalico afetado por profundas zonas de fraqueza pré-existentes. Os sistemas de fraturas foram reativados como falhamentos gravitacionais e condicionaram a formação de depósitos clásticos e turbidíticos, bem como possibilitaram através de vulcanismos extrusivos o acesso de magmas e incremento do fluxo térmico para dentro da bacia, onde ao término das atividades explosivas foram depositados materiais provenientes das atividades exalativas vulcânicas. Reduzida a atividade termal,

voltou a predominância de sedimentos terrígenos, formando um ciclo que se repetiria até que o desenvolvimento da bacia perdesse seu caráter tafrogênico. Nesta fase inicia-se a deposição da seqüência superior do São Roque, com sedimentos de águas menos profundas.

Van Schmus *et al.* (1986) propõem que, na região do Cráton São Francisco e vizinhanças, havia uma massa continental de dimensões consideráveis, consolidada pelo menos durante o Ciclo Transamazônico (2,1 – 1,9 Ga), e que teria iniciado logo em seguida sua ruptura através de um importante sistema de *rifts*, há cerca de 1,8 Ga. Nesta época teriam então se formado as extrusivas ácidas a intermediárias estudadas nesse trabalho, associadas a importantes seqüências sedimentares depositadas provavelmente a partir do Paleoproterozóico, em “calhas aulacogênicas de grandes dimensões”. Juliani *et al.* (1986) propõem o termo Grupo Serra do Itaberaba de idade aproximada 1,4 Ga. para a porção basal do Grupo São Roque caracterizada por metavulcânicas básicas com quimismo toleítico de natureza oceânica.

Em seu trabalho, Van Schmus *et al.* (1986) tiveram como objetivo datar a época de sedimentação e de alguns eventos importantes ocorridos no Grupo São Roque através das metodologias U-Pb em zircões e Rb-Sr em rocha total. Os resultados sugeriram uma idade aproximada de deposição em torno de 1,8 Ga para as rochas vulcanossedimentares do pacote inferior, iniciada durante o Paleoproterozóico e que provavelmente se completou durante o Mesoproterozóico, sugerindo também uma atividade durante o Ciclo Brasileiro, afetando termalmente e metamorfisando essas rochas durante o Neoproterozóico. Considerando os dados de Tassinari *et al.* (1985), Van Schmus *et al.* (1986) reafirmaram uma evolução policíclica para a seqüência inferior do Grupo São Roque, com importantes eventos tectono-termiais, possivelmente associados a deformação e metamorfismo durante o Mesoproterozóico e Neoproterozóico. Diversos outros autores também afirmaram o caráter polifásico dos

eventos ocorridos entre 900 e 500 Ma durante o Ciclo Brasileiro, tal como Cordani e Bittencourt (1967); Cordani e Kawashita (1971) e Hasui e Hama (1972).

Tassinari (1988), através de datações U/Pb em zircões de metariolitos interestratificados com rochas do Grupo São Roque propõe que a história deposicional do Grupo São Roque tenha se iniciado em torno de 1,8 Ga. (período Estateriano, final do Paleoproterozóico) com deposição de metavulcânicas sobre extensão crustal pós Transamazônico. Através de datações Rb/Sr em seixos de metaconglomerados, o autor obteve a idade 1,2 Ga (Mesoproterozóico), a qual representaria o primeiro evento metamórfico nessas rochas, acompanhado por intrusões graníticas sintectônicas. Outro evento metamórfico teria ocorrido no Neoproterozóico, com sua fase principal entre 800 e 720 Ma. Após este evento teriam ocorrido atividades graníticas em torno de 700 e 600 Ma, e outras manifestações mais jovens datadas de aproximadamente 550 Ma.

Hackspacher *et al.* (2000) propõem que a formação e deposição dos Grupos São Roque e Açungui tenha se dado a partir da formação de um complexo de retro-arco na porção central do Cinturão Ribeira. Neste trabalho os autores esboçam uma história evolutiva para essas rochas iniciando-se por uma fase extensional (rifteamento), representada por um retro-arco continental com formação de um pequeno oceano, associado a vulcanismos submarinos máficos entre 628 e 614 Ma, culminando em uma fase colisional tardia por volta de 600 Ma com direção de sutura aproximadamente NE/SW, onde foram intrudidos os corpos graníticos tardi e pós-colisionais. Essa evolução demonstra que essas bacias foram formadas e envolvidas rapidamente, durante as fases sin a tardi-colisional do Orógeno Brasileiro.

Segundo Campos Neto (2000), o Terreno Apiaí, onde encontra-se inserido o Grupo São Roque, pode ter se conectado à porção nordeste da placa Rio de La Plata após o Ciclo Orogênico Grenviliano, onde a colisão dos terrenos Curitiba e Apiaí levaram ao fechamento

da bacia de retro-arco onde se depositou o Grupo São Roque, amalgamando os fragmentos continentais na porção sudeste da placa Rio de La Plata.

Para Campanha *et al.* (2006) a evolução Neoproterozóica do Cinturão Ribeira pode ser entendida como a colagem de diversos terrenos tectônicos, incluindo arcos de ilhas, margens passivas e fragmentos de embasamento Paleoproterozóico e até mesmo Arqueano. Para esses autores o extenso magmatismo granitóide deve estar associado à margem ativa com subducção, afetando as unidades anteriores e precedendo as primeiras etapas da evolução do sistema transcorrente que afetou toda a região. A idade Neoproterozóica estaria relacionada principalmente a um extenso tectono-metamorfismo e plutonismo, enquanto que as idades de sedimentação e vulcanismo de muitas seqüências supracrustais seriam mais antigas.

3.2. Subgrupo Itararé

Sedimentos da Bacia do Paraná, representados pelo Subgrupo Itararé, ocorrem no entorno da área de estudo, sobrejacente às rochas do Grupo São Roque, encontrando-se praticamente restritas ao norte e oeste das cavas. Por não terem sido alvo de estudos no presente trabalho, exceto na elaboração do mapa geológico regional apresentado mais a frente, optou-se por efetuar um levantamento bibliográfico generalizado sobre essas rochas, onde procurou-se focar na evolução da nomenclatura desse pacote, suas características faciológicas e genética da deposição.

Segundo Sachs (1999), o Subgrupo Itararé (Permiano/Carbonífero) repousa sobre embasamento cristalino onde geleiras esculpiram algumas feições típicas (Gutmans, 1946b; Almeida, 1948; Amaral, 1965). Devido à grande diversidade de ambientes deposicionais, o Subgrupo Itararé apresenta uma enorme e complexa variedade de tipos litológicos com

escassez de horizontes-chave bem definidos, razão pela qual as divisões e correlações propostas para o Itararé não têm sido consensuais (Souza Filho, 1986).

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica que constitui uma imensa região sedimentar na América do Sul, abrigando uma sucessão sedimentar-magmática com idades entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo (Mantesso-Neto *et al.* 2004).

Os sedimentos do Subgrupo Itararé encontram-se situados na base da Bacia do Paraná em grande parte do Estado de São Paulo. Constitui a unidade basal do Grupo Tubarão. Segundo Schneider *et al.* (1974), o Subgrupo Itararé compreende a seqüência sedimentar de idade Permo-Carbonífera cujos depósitos refletem influências glaciais em seus diferentes ambientes deposicionais.

Os sedimentos do Subgrupo Itararé foram primeiramente identificados por Oliveira (1889) devendo-se a Derby (1883, 1889, *apud* Rocha Campos, 1967) a indicação da idade Permo-Carbonífera para esses sedimentos e a proposição de sua origem glacial (Derby, 1988, *apud* Rocha Campos, 1967).

O termo '*Série Tubarão*', ao qual as rochas do Subgrupo Itararé foram inicialmente relacionadas, foi introduzido por White (1908) para denominar os sedimentos Carboníferos glaciais e os depósitos Permianos portadores de camadas de carvão pós-glaciais que ocorrem na Bacia do Paraná. No trabalho de Oliveira (1916) encontra-se a primeira referência ao termo '*Série Itararé*', compreendendo sedimentos de matriz argilosa com presença de clastos de dimensões diversas. Em seus estudos sobre o Grupo Tubarão nos Estados do Paraná e Santa Catarina, Oliveira (1927, *apud* Rocha Campos, 1967) propôs a separação da '*Série*' Tubarão em duas seqüências de idades distintas: uma inferior denominada '*Série Itararé*', que inclui sedimentos glaciais, e outra superior denominada '*Série Tubarão*' contendo carvão e fósseis

da flora *Glossopteris*. Posteriormente Moraes Rego (1936) propôs a reunião das duas ‘Séries’ de Oliveira (1927) em uma única denominação ‘*Série Itararé-Tubarão*’.

Desde os trabalhos pioneiros sobre o Grupo Tubarão, as tentativas de subdivisão litoestratigráfica dessa unidade esbarraram em algumas dificuldades, devido principalmente à descontinuidade lateral existente entre os corpos rochosos, resultado da variabilidade de ambientes de sedimentação desse pacote, dificultando assim o estabelecimento de correlações estratigráficas de âmbito regional e delimitação de camadas-guia consistentes. O trabalho de Rocha Campos (1967) apresenta uma síntese histórica das várias proposições de nomenclatura para o Grupo Tubarão até então existentes. A partir da década de 70 os autores retornam suas atenções para a problemática genética do Subgrupo Itararé.

O trabalho de Washburne (1930) foi importante no reconhecimento da influência glacial na deposição do Subgrupo Itararé, considerando, pela primeira vez o Itararé como uma unidade estratigráfica definida, caracterizada por sedimentos glaciais lacustres e fluviais de idade Carbonífera, a qual denominou “*Formação de Itararé*”. A descoberta da existência de rocha *moutonnée* próximo à cidade de Salto-SP por Gutmans (1946a, *apud*. Almeida, 1948), associada a depósitos de tilito, constitui uma das mais importantes evidências de uma glaciação do Paleozóico Superior na Bacia do Paraná.

Gordon Jr. (1947), retomando a classificação de White (1908) propôs a divisão da ‘Série’ Tubarão em uma unidade inferior, denominada *Grupo Itararé*, correspondente aos sedimentos glaciais, e uma unidade superior denominada *Grupo Guatá*, correspondente aos sedimentos não glaciais contendo depósitos de carvão e fósseis de plantas.

Na área da Bacia do Rio Tietê, São Paulo, Barbosa e Almeida (1949a, 1949b) utilizaram a denominação Grupo Tubarão e realizaram a primeira tentativa de sua divisão, definindo cinco formações, sendo as quatro basais (*Itu, Capivari, Gramadinho e Tietê*) de

origem glacial correspondendo ao Subgrupo Itararé, e a superior (*Itapetininga*) considerada pós-glacial. Posteriormente, Barbosa e Gomes (1958) introduziram algumas modificações na estratigrafia proposta por Barbosa e Almeida (1949a, 1949b), acrescentando a *Formação Elias Fausto* entre as formações Itu e Capivari.

A partir do trabalho de Petri (1964) adotou-se o uso do conceito litoestratigráfico '*Grupo Tubarão*' em substituição a 'Série', sendo que este autor afirmou que a divisão de Barbosa e Almeida (1949b) dificilmente poderia ser estendida a todo o Estado de São Paulo devido à falta de continuidade lateral dos corpos. Petri (1964) propôs o agrupamento de todo o conjunto glacial sob o nome *Subgrupo Itararé* e o termo *Tatuí* para as rochas pós-glaciais. Com base na proposta de Petri (1964), Rocha Campos (1967) adotou o termo Subgrupo Itararé para designar o complexo glacial do Grupo Tubarão. Sugeriu a subdivisão do *Grupo Tubarão* em uma unidade inferior, denominada *Subgrupo Itararé*, composta por diamictitos e rochas associadas de provável origem glacial; e outra superior, denominada *Formação Tatuí*, sem características de origem glacial, considerada pós-glacial.

Realizando uma reavaliação dos dados da Bacia do Paraná, Northfleet *et al.* (1969) dividiram o Grupo Tubarão da base para o topo em *Formação Itararé*, *Formação Rio Bonito* e *Formação Palermo*. Soares (1972), estudando a relação entre o limite glacial/pós-glacial, propôs que o limite estratigráfico mais evidente seria entre uma sedimentação predominantemente siltica (superior) e outra essencialmente psamítica e conglomerática (inferior), constituindo ambientes de baixa e alta energia respectivamente.

A coluna estratigráfica proposta por Schneider *et al.* (1974) com base em levantamentos de superfície em Santa Catarina e no sul do Paraná, eleva o Tubarão à categoria de Supergrupo e o divide em Grupo Itararé, glacial, e Grupo Guatá, pós-glacial, dividindo o Itararé naqueles Estados em quatro formações, porém não podendo ser esta

classificação estendida pra toda a Bacia: *Formação Campo do Tenente*, basal, caracterizada por argilitos, secundariamente ritmitos e diamictitos de matriz arenosa, onde os estudos palinomorfos de Daemon e Quadros (1970) admitiram idade de deposição do Carbonífero Superior (Stephaniano); *Formação Aquidauana*, restrita aos estados de Mato Grosso, Goiás e NE de São Paulo, caracterizada por arenitos médios a grosseiros e siltitos finos, subordinadamente com diamictitos e conglomerados, apresentando características de ambiente deposicional continental, por sistemas fluviais e lacustres, com influência glacial próximo à área de sedimentação, também com idade do Carbonífero Superior (Daemon e Quadros, 1970); *Formação Mafra*, predominantemente arenosa, situada na porção média do Itararé, depositada em ambiente marinho e continental, com idade do Permiano Inferior (Daemon e Quadros, 1970); e *Formação Rio do Sul*, essencialmente argilosa, ocorrendo na porção superior do Itararé, representando depósitos essencialmente marinhos com idade do Permiano Médio (Daemon e Quadros, 1970).

Soares *et al.* (1977) reconheceram quatro associações apenas na porção superior do Itararé, constatando a dificuldade em se estabelecer unidades estratigráficas para esse conjunto, já que há recorrência de litologias em todos os níveis, não sendo possível determinar um litotipo pertencente exclusivamente a um determinado intervalo estratigráfico. Diversos outros autores (Saad, 1977; DAEE, 1979; Wu *et al.*, 1980; Gama Jr. *et al.*, 1980; Cottas *et al.*, 1981; Cianteli Jr. *et al.*, 1983; Fúlfaro *et al.*, 1984; Caetano-Chang, 1984; Cabral Jr. e Mota, 1985) continuaram estudando as possíveis subdivisões para o Subgrupo Itararé, porém algumas vezes através de levantamentos de caráter local, ora considerando o pacote como indiviso, ora subdividido em unidades

Segundo Petri e Fúlfaro (1983), o Grupo Tubarão apresenta litologia essencialmente clástica, localmente com sedimentos de origens química e orgânica. Possui grande variedade de litologias, tais como arenitos, siltitos, argilitos, ritmitos, diamictitos e conglomerados,

apresentando uma tendência geral de ocorrência dos clastos mais grossos na base e mais finos no topo, o que consagrou a subdivisão deste pacote em dois subgrupos: Itararé e Guatá. O Subgrupo Itararé é constituído essencialmente por arenitos, independentes ou diretamente relacionados a diamictitos. As cores geralmente são claras e amareladas, localmente podendo haver predominância de tonalidades avermelhadas. A granulometria é muito variada, desde arenitos muito finos a conglomerados, com grau de seleção também variados. Os arenitos podem ser maciços ou estratificados, com freqüentes estratificações cruzadas de vários tipos. Arenitos, intercalados ou não com diamictitos, podem exibir deformações atectônicas com leitos contorcidos, rompidos e estruturas de escorregamento. Ritmitos são comuns, embora com menor frequência que os arenitos, constituídos por lâminas de siltitos ou arenitos finos alternados com argilitos ou folhelhos escuros. As deformações plásticas são comuns, ocorrendo com frequência laminações convolutas e dobramentos e falhamentos atectônicos complexos. Os diamictitos são constituídos de blocos, seixos e partículas de rochas variadas, principalmente quartzitos, granitos, gnaisses, com predominância do primeiro. Os clastos são envolvidos por abundante matriz constituída por mistura heterogênea de materiais variados. Os blocos e seixos podem ser facetados e estriados, sendo raros esses últimos. A porcentagem de clastos pode chegar a 30%, de tamanhos geralmente pequenos, mas podendo ocorrer blocos de até 5 metros de diâmetro. Os conglomerados são muito semelhantes aos diamictitos. Ainda segundo esses autores, os ambientes deposicionais dos sedimentos do Subgrupo Itararé foram muito complexos, interagindo ambientes glaciais, flúvio e lacustre-glaciais, deltaicos e marinhos, tendo sido detectadas ocorrências de depósitos eólicos com estratificações cruzadas (Bjornberg *et al.*, 1965).

Em seu trabalho na porção sul-sudoeste do Estado de São Paulo, Caetano-Chang e Landim (1987a), através de estudo faciológico em superfície, interpretaram a evolução ambiental da sedimentação do Subgrupo Itararé e concluíram que essa sedimentação foi

fortemente influenciada por uma glaciação gondwânica, resultando em depósitos glácio-terrestres e glacio-marinhos, além de depósitos interglaciais e pós-glaciais (no topo da unidade). Segundo Caetano-Chang e Landim (1987b), esse registro sedimentar indica um período relativamente longo de deposição, onde as geleiras permaneceram estacionárias, em processo de deglaciação, possibilitando assim o acúmulo de grande quantidade de sedimentos.

Na região da bacia hidrográfica do Rio Capivari, Stevaux *et al.* (1987) propuseram uma coluna estratigráfica para o Subgrupo Itararé, e definiram quatro associações faciológicas em um sistema de leques submarinos e depositados em ambiente plataformal/pró-deltáico.

O mapeamento do Grupo Itararé em subsuperfície efetuado por França (1987) e França e Potter (1988) identificou três unidades litocronoestratigráficas da base para o topo: a Formação Lagoa Azul, dividida nos membros Cuiabá Paulista (arenitos) e Tarabaí (siltitos e lamitos seixosos); a Formação Campo Mourão predominantemente arenosa; e a Formação Taciba, subdividida entre os membros Rio Segredo (arenitos), Chapéu do Sol (lamitos seixosos e raros corpos arenosos) e Rio do Sul (sedimentos argilosos).

Na região de Capivari e Rafard, Pires e Petri (1991) distinguiram seis fácies principais e diferentemente da interpretação de Stevaux *et al.* (1987), admitiram que os sedimentos do Subgrupo Itararé foram depositados por fluxos gravitacionais importantes associados a uma rampa pronunciada, sob contexto de águas profundas.

Massoli (1991), no estudo da relação do embasamento com os sedimentos do Subgrupo Itararé na região de Salto de Pirapora, identificou quatro associações litológicas, sendo elas da base para o topo, uma associação de diamictitos maciços de matriz arenosa em contato com o embasamento, originados pelo retrabalhamento de depósitos glaciais; seguida de uma associação de clásticos essencialmente finos representados por argilitos, ritmitos e siltitos, com intercalações de diamictitos e arenitos, com ocorrência de fósseis datados do

Carbonífero Superior (Lima *et al.* 1976, 1983) no topo do pacote, sedimentados em ambiente subaquático onde o fundo da bacia apresentava um declive acentuado; seguida de uma associação de arenitos, maciços ou estratificados, associados a diamictitos, argilitos e ritmitos, depositados em planícies aluviais e flúvio-deltaicas, apresentando fósseis de *Glossopteris*, restos de vegetais e pistas de vermes, sendo que os representantes da flora *Glossopteris* indicariam idade permiana (Rocha Campos, 1967; Rocha Campos e Rosler, 1978), correspondendo à Formação Itu de Barbosa e Almeida (1949a, 1949b); e por último uma sequência de siltitos com diamictitos no topo depositados em planície de inundação.

Em seus estudos na região de Porto Feliz e Salto (SP) Gama Jr. *et al.* (1991) concluíram que o Subgrupo Itararé é constituído principalmente por fácies de ressedimentação influenciadas por processos gravitacionais subaquosos. Gama Jr. *et al.* (1992), concluíram que o controle da sedimentação do Itararé se deu através dos ciclos de variação do nível do mar, onde os glaciares desempenharam mais efetivamente função de agentes de suprimento. Petri (1992) sugere que os sedimentos teriam se depositado com persistência de condições marinhas, onde os clásticos grossos estão dispostos abundantemente em canais escavados em argilitos subordinados originados em mar de baixa energia. Santos *et al.* (1996) afirmaram que o Subgrupo Itararé contém um dos mais extensos registros da glaciação que afetou o Gondwana durante o Neopaleozóico, com a deposição tendo se iniciado desde pelo menos o Carbonífero Médio, sendo que a glaciação e a sedimentação associada a essa glaciação ocorreram concomitantemente à fase transgressiva do Neopaleozóico na Bacia do Paraná.

Com relação ao tectonismo atuante sobre esses sedimentos, num exame dos sedimentos do Grupo Tubarão, Hasui (1973) mostrou que eles estão fraturados mais densamente ali onde recobrem o Falhamento de Taxaquara do que em outros locais. As fraturas formam sistemas que coincidem com as do embasamento, o que foi interpretado como indício de reativação das discontinuidades do Pré-Cambriano. Segundo Zalán *et al.*

(1987), o conjunto de rochas da Bacia do Paraná representa a superposição de pacotes depositados em no mínimo três diferentes ambientes tectônicos. A maior parte da evolução estratigráfica-estrutural da Bacia foi controlada por *trends* herdados do embasamento.

4. Contexto Geológico Local

A área de estudo encontra-se inserida no conjunto de rochas pertencentes ao Grupo São Roque próximo à borda leste da Bacia do Paraná, em contato com rochas do Subgrupo Itararé. Silva (1997) realizou um mapeamento na região entre Pilar do Sul e Votorantim, englobando a área objeto deste trabalho, dividindo os litotipos observados em seis grandes grupos de análise, sendo eles os metassedimentos e litotipos não associados ao Grupo São Roque; metassedimentos associados ao Grupo São Roque; rochas granitóides, cataclasitos e milonitos; sedimentos associados ao Subgrupo Itararé; litotipos de ocorrência restrita e coberturas pós-paleozóicas.

No primeiro grupo, foram inseridas duas associações de litotipos que afloram ao sul da Zona de Cisalhamento Taxaquara, compreendendo xistos e micaxistos com intercalações anfíbolíticas sotopostos a gnaisses félsicos com anfíbolitos, e uma associação aflorante próximo à cidade de Votorantim caracterizada por metapsamitos e metapelitos associados, que o autor considerou como semelhante aos metapelitos do Grupo Serra do Itaberaba.

Os metassedimentos associados ao Grupo São Roque, Silva (1997) encontram-se, distribuídos ao longo de duas faixas com direção principal ENE-WSW, sendo uma limitada pela borda do Maciço São Francisco e Zona de Cisalhamento Moreiras ao sul e pelo Maciço Sorocaba a norte e noroeste, e a segunda tendo as zonas de Cisalhamento de Taxaquara e de Pirapora como limites, sendo que os sedimentos associados ao Subgrupo Itararé recobrem ambas as faixas a oeste em discordância angular. Dentro deste grupo foram definidas sete associações de litotipos: os metarenitos quartzosos e feldspáticos-subarcoseanos a arcoseanos, geralmente maciços; os metarritmitos; metargilitos e metassiltitos; filitos (variando entre filitos grafitosos, quartzo-filitos laminados ardosianos e biotita-clorita filitos bandados); metadolomitos e metacalcilutitos; metacalcários e metamargas.

No contexto das rochas granitóides, cataclasitos e milonitos, Silva (1997) descreveu diferentes maciços, tais como o Maciço Pilar do Sul, limitado ao norte pela Zona de Cisalhamento de Taxaquara e pelo Maciço Piedade ao sul e a leste, Maciço Piedade, limitado ao norte pela Zona de Cisalhamento de Taxaquara e em contato com os micaxistos e gnaisses a oeste, Maciço São Francisco, apresentando contatos bruscos com as encaixantes definidos por zonas de cisalhamento transcorrentes, Maciço Sorocaba, granitóides indiferenciados, correspondentes a corpos isolados e circunscritos aflorando principalmente em contigüidade com o Maciço Sorocaba a norte e noroeste e com o Maciço São Francisco na porção centro-sul, e os blastomilonitos, representado por ocorrências isoladas.

Os sedimentos associados ao Subgrupo Itararé foram agrupados em três litotipos principais por Silva (1997): os ritmitos, próximo à cidade de Pilar do Sul, lamitos com seixos e siltitos, próximo à Salto de Pirapora, e arenitos diversos, aflorantes na maior parte da área.

Os litotipos de ocorrência restrita são representados por rochas de ocorrência pontual. Destacam-se rochas metabásicas, brechas alcalinas, *hornfels* e material brechóide. As coberturas pós-paleozóicas compreendem os aluviões mais desenvolvidos e associados às drenagens principais e material sedimentar intemperizado.

O Grupo São Roque no local de estudo (Figura 4.1) é representado por uma lente de aproximadamente 1km^2 alongada segundo direção NE-SW de metacalcários e metadolomitos associados à metargilitos e metassiltitos. Apresenta metamorfismo em condições de fácies xisto-verde baixa a média. O acamamento (S_0) é observado subparalelo a uma foliação verticalizada representada por uma clivagem ardosiana de direção geral NE-SW, denominada S_n por Silva (1997). Ainda segundo Silva (1997) os metacalcários e metadolomitos apresentam dobras D_n afetando o acamamento S_0 caracterizadas como fechadas a isoclinais com orientação do plano axial paralela a S_0 e S_n .

Mapa Geológico do entorno da Mina Ponte Alta, SP

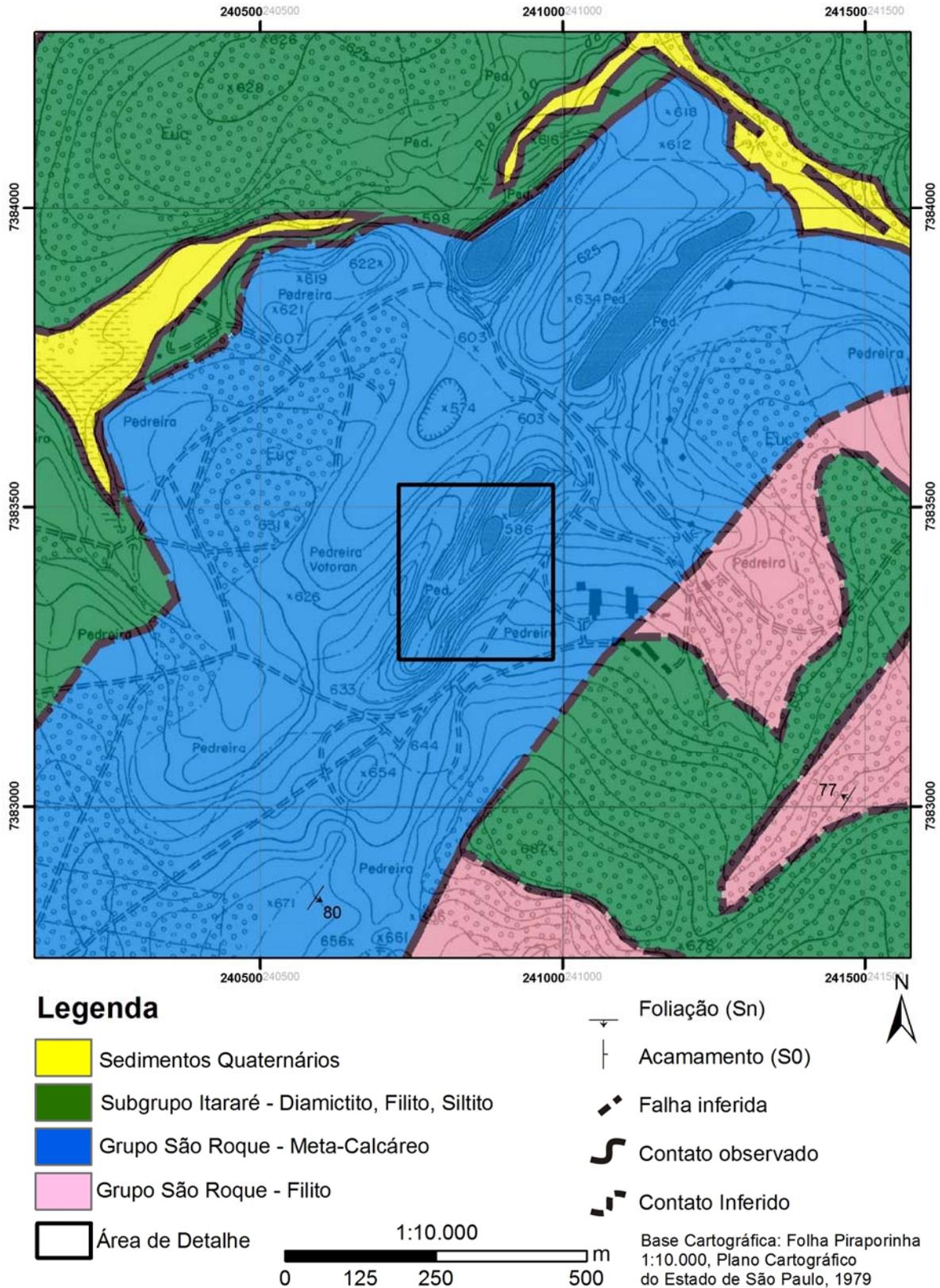


Figura 4.1: Mapa geológico do entorno da Mina Ponte Alta sobre base topográfica

5. Apresentação dos Resultados

Para que os resultados obtidos pelos diferentes métodos fossem comparáveis, as áreas selecionadas para os levantamentos fotogramétricos digitais incorporaram os locais das linhas de varredura.

Foram analisados três trechos de taludes de uma das cavas da mina Ponte Alta (Figura 5.1). Em cada um dos trechos foi amostrada uma linha de varredura com trena e bússola, linhas essas denominadas de *scanline 1*, *scanline 2* e *scanline 3* (L1, L2 e L3 respectivamente na figura abaixo), e foram levantadas por fotogrametria digital três áreas englobando essas linhas, denominadas *frente 1*, *frente 2* e *frente 3* respectivamente. A frente 1 possui direção NW-SE, correspondendo à porção mais estreita do talude e perpendicular às estruturas principais (So//Sn). As frentes 2 e 3 possuem direção NE-SW compreendendo a porção mais extensa do talude. Devido à configuração adotada de distância focal da objetiva e distância da câmera ao talude, foi necessário um maior número de pares estereoscópicos para geração das imagens para análise.

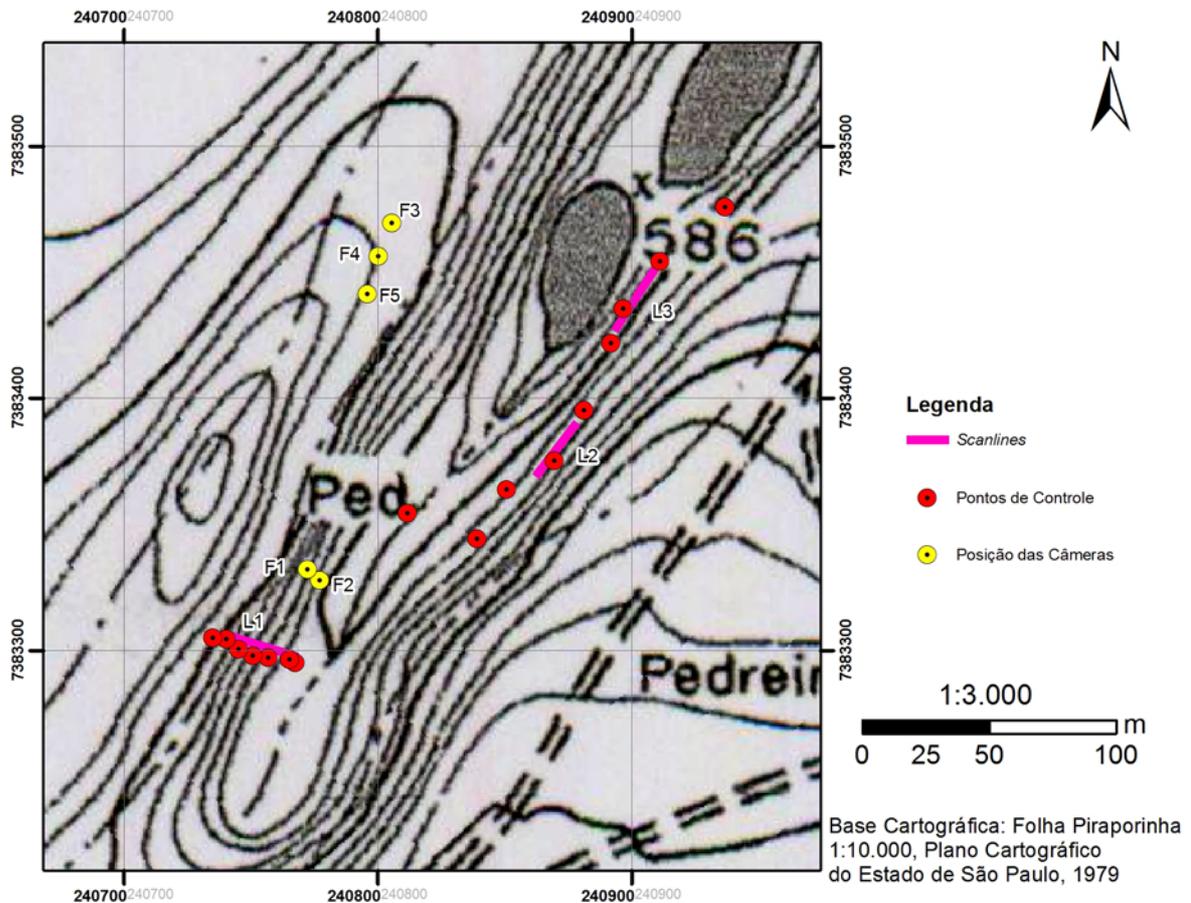


Figura 5.1: Cava da Mina Ponte Alta com Localização das *scanlines* amostradas, dos pontos de controle e pontos de tomadas de fotografais (F) sobre base topográfica

Assim a Frente 1 foi subdividida em Frente 1_C1aC3, compreendendo os pontos de controle 1 a 3, Frente 1_C3aC5, compreendendo os pontos de controle 3 a 5, e Frente 1_C5aC7, compreendendo os pontos de controle 5 a 7. Nas Frentes 2 e 3, para amostrar toda a área delimitada para análise foram necessários dois pares estereoscópicos cada, sendo então definidas as Frente 2, Frente 2_aux, Frente 3 e Frente 3_aux. A Figura 5.2 mostra as frentes de direção NW-SE com a *scanline* 1 e as áreas de cada par estereoscópico das Frentes 1 delimitadas. A Figura 5.3 ilustra as frentes de direção NE-SW com as *scanlines* 2 e 3 e as Frentes 2 e 3 delimitadas.



Figura 5.2: Área de análise de direção NW-SE ilustrando o posicionamento da *scanline* 1, Frente 1_C1aC3, Frente 1_C3aC5 e Frente 1C5aC7

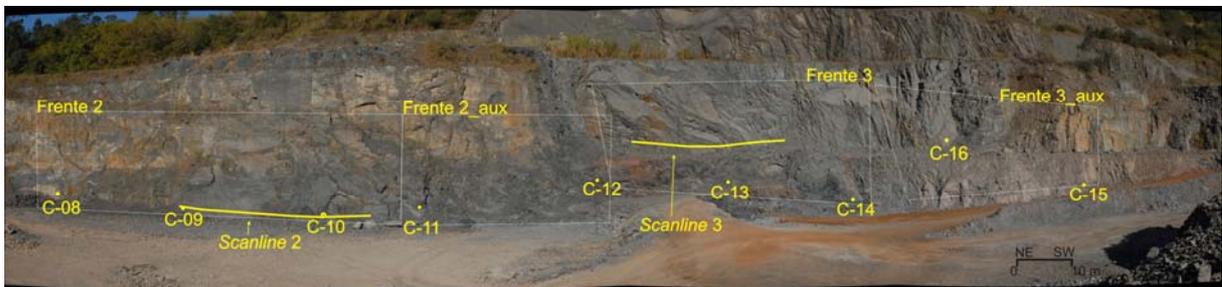


Figura 5.3: Área de análise de direção NE-SW ilustrando o posicionamento da *scanline* 2, Frente 2 e Frente 2_aux, e a *scanline* 3, Frente 3 e Frente 3_aux

Os diagramas de densidade serviram para determinação das famílias de fraturas presentes. Foram definidas três famílias principais, assim denominadas: Família I, mais proeminente; Família II, ortogonal à primeira; e Família III, atitudes horizontalizadas. Essas nomenclaturas foram utilizadas para todos os tratamentos de dados.

A Tabela 5.1 apresenta os resultados das orientações de cada família definida em cada levantamento através de cada uma das técnicas utilizadas. Os planos de concentração máxima foram obtidos através dos diagramas de contorno, onde foi obtida a orientação do centro do contorno com maior número de medidas. As orientações médias foram calculadas através dos auto-vetores de cada família separadamente, adotando-se o maior auto-vetor como o pólo do plano médio. O índice K refere-se à forma da distribuição e o índice C à quantificação da orientação preferencial.

Tabela 5.1: Resultados das orientações das famílias de fraturas identificadas

Área de análise	Família	Nº de medidas	Plano de Concentração Máxima	Orientação Média Vetorial	K	C
			Rumo do mergulho/ângulo de mergulho	Rumo do mergulho/ângulo de mergulho		
Scanline 1	I	64	295/77	299/62	3,77	2,39
	II	27	31/78	23/77	1,68	1,97
	III	20	165/40	169/28	1,53	3,65
Scanline 2	I	28	294/66	298/87	3,68	2,21
	II	24	34/87	37/85	1,81	2,94
	III	9	119/35	137/34	1,03	4,39
Scanline 3	I	42	281/42	285/55	0,94	2,65
	II	55	350/85	12/85	0,81	2,69
	III	6	111/29	119/23	1,09	4,51
Frente 1_C1aC3	I	33	300/74	306/73	1,24	4,43
	II	31	23/72	23/87	0,99	2,81
	III	14	09/10	31/09	5,47	2,93
Frente 1_C3aC5	I	12	309/70	297/72	0,72	4,94
	II	47	352/79	358/83	3,34	2,51
	III	16	62/08	102/10	2,27	3,9
Frente 1_C5aC7	I	27	295/72	300/84	4,85	2,16
	II	20	14/90	33/82	1,11	2,47
	III	16	186/07	249/02	0,98	4,90
Frente 2	I	50	290/63	294/82	2,91	2,37
	II	4	216/76	215/77	7,61	-
	III	5	173/37	139/10	1,43	2,44
Frente 2_aux	I	19	305/72	305/74	2,29	3,96
	II	31	242/89	46/85	0,54	2,63
	III	13	132/20	132/24	1,67	2,96
Frente 3	I	35	290/51	295/55	2,07	3,49
	II	31	227/78	224/79	0,70	4,46
	III	7	254/18	198/25	0,50	4,64
Frente 3_aux	I	20	309/76	312/77	6,45	3,44
	II	39	34/72	36/71	0,78	3,01
	III	21	299/17	251/19	4,32	3,20

5.1. Métodos tradicionais via linha de varredura – *scanlines*

Os resultados dos cálculos de frequência e espaçamentos de cada *scanline* são mostrados na Tabela 5.2.

Tabela 5.2: Resultados de frequência e espaçamentos

<i>Scanline</i>	Direção	Família	N - número de medidas	Orientação Média	θ	Espaçamento médio (m) $x = L/N$	Frequência observada $\lambda_s = 1/x$	Frequência real $\lambda = \lambda_s/\cos\theta$
1	295/horiz	I	64	299/62	5°	0,469	2,132	2,140
		II	27	023/77	88°	1,111	0,900	25,791
		III	20	169/28	62°	1,500	0,667	1,420
2	210/horiz	I	28	298/87	88°	1,071	0,934	26,754
		II	24	037/85	8°	1,250	0,800	0,808
		III	9	137/34	80°	3,333	0,300	1,728
3	205/horiz	I	42	285/55	82°	0,714	1,401	10,061
		II	55	012/85	14°	0,545	1,835	1,891
		III	6	119/23	88°	5,000	0,200	5,731

Observa-se que alguns ângulos θ (ângulo entre a linha de amostragem e a normal ao plano médio de cada família medido através de estereograma) apresentaram valores muito elevados, próximos a 90°, indicando que a linha de amostragem possui direção sub-paralela à direção média das discontinuidades. Nesses casos, uma vez que o cosseno de um ângulo θ próximo a 90° tende a zero, os valores calculados para a frequência real na direção da normal à Família tenderão ao infinito. Na prática, pode-se definir uma “zona cega” quando θ for maior que 70° na qual os cálculos produzem resultados espúrios.

A Tabela 5.3 apresenta uma síntese dos diversos outros parâmetros amostrados, como comprimento, rugosidade, abertura e preenchimento das estruturas. Os dados encontram-se agrupados por linha de amostragem e por família. O comprimento médio foi calculado utilizando-se a equação (X), onde em um primeiro momento foram utilizados somente os traços onde foi possível medir o comprimento total do mesmo e em seguida considerando os traços onde pelo menos uma das terminações não foi observada. Nesse caso os valores

amostrados desses comprimentos são apenas valores mínimos, não sendo possível medir o comprimento total.

Tabela 5.3: Parâmetros auxiliares dos levantamentos via linha de varredura

<i>Scanline</i>	Família	Comprimento médio considerando apenas traços com duas terminações observadas (m)	Comprimento médio considerando também com uma das terminações observadas (m)	Rugosidade segundo índice JRC (Barton, 1973)	Abertura (cm)	Preenchimento
1	I	0,67	1,52	Faixa 8-10	0,10	sem e 1 ocorrência Calcita
	II	0,44	0,72	Faixa 8-10	0,03	sem e 1 ocorrência Calcita
	III	0,54	0,78	Faixa 10-12	0,07	sem
2	I	0,41	1,76	Faixa 8-10	0,07	sem e 1 ocorrência Calcita e 1 Clorita
	II	0,41	0,78	Faixa 8-19	0,09	sem e 6 ocorrência Calcita
	III	0,55	0,73	Faixa 6-8	0,06	sem e 1 ocorrência Calcita
3	I	0,57	0,89	Faixa 8-10	0,02	sem e 2 ocorrências Calcita e 1 Clorita
	II	0,43	0,49	Faixa 8-10	0,22	sem e 4 ocorrências Calcita e 10 Clorita
	III	0,18	0,24	Faixa 8-10	0,02	sem

5.1.1. *Scanline 1*

A linha de amostragem *Scanline 1* foi definida na frente de análise 1. Trata-se de uma linha horizontal com direção azimutal N295°. Os estereogramas com os dados de orientação e os diagramas de densidade encontram-se ilustrados nas Figuras 5.4 e 5.5.

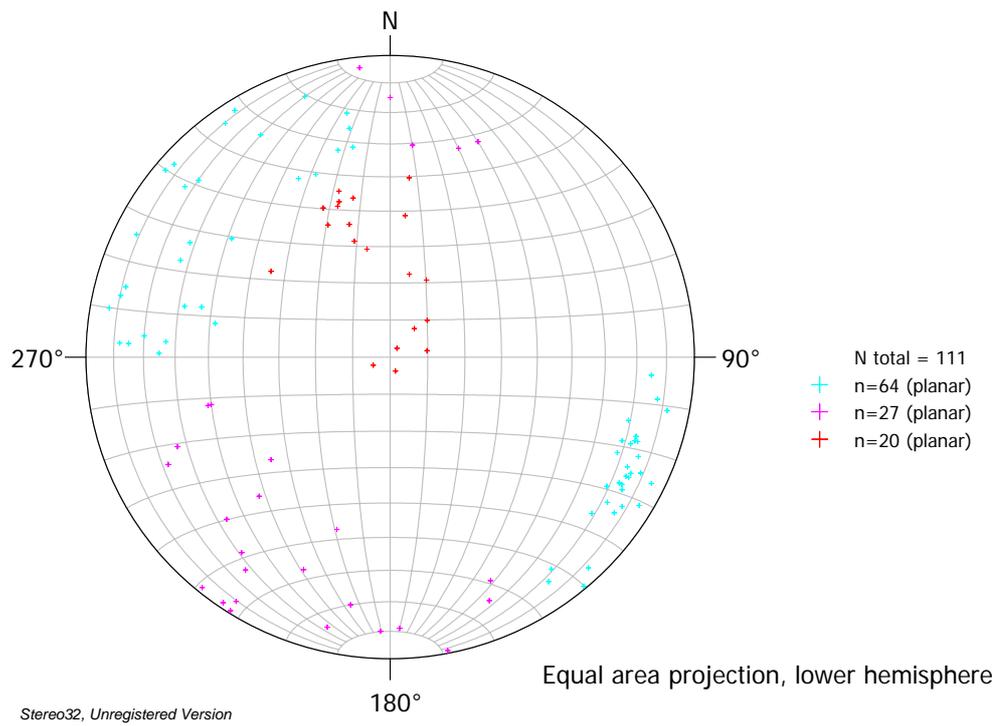


Figura 5.4: Estereograma pólos das fraturas *Scanline 1*. Orientação da linha N295/horizontal.
 +: Família I +: Família II +: Família III

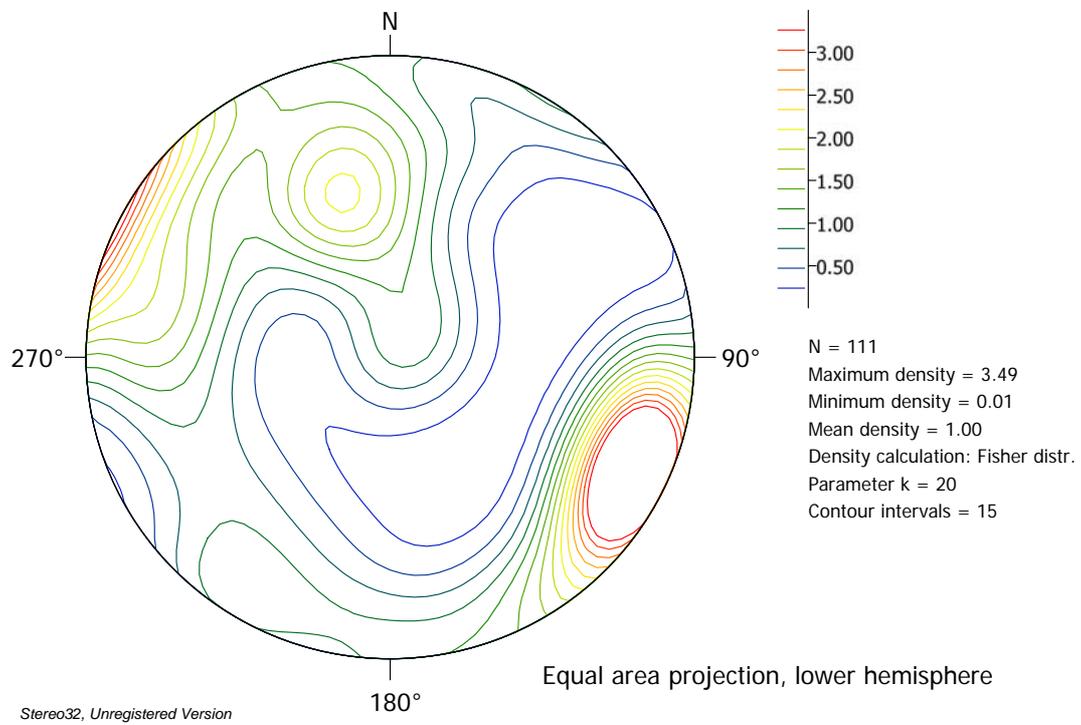


Figura 5.5: Diagrama de densidade *Scanline 1*

É possível observar que a maior quantidade de dados amostrados pertence à denominada Família I, perpendicular à linha. Apresenta direção média N20-30E e mergulhos geralmente maiores que 70° com caimento para ambos os quadrantes. A Família II possui direções médias entre N50-60W e mergulhos maiores que 50 para ambos os quadrantes. A Família III apresentou mergulhos de baixos valores, com leve caimento para SE.

A Figura 5.6 abaixo ilustra os valores de espaçamentos medidos ao longo da *scanline* entre cada uma das discontinuidades separadas por famílias.

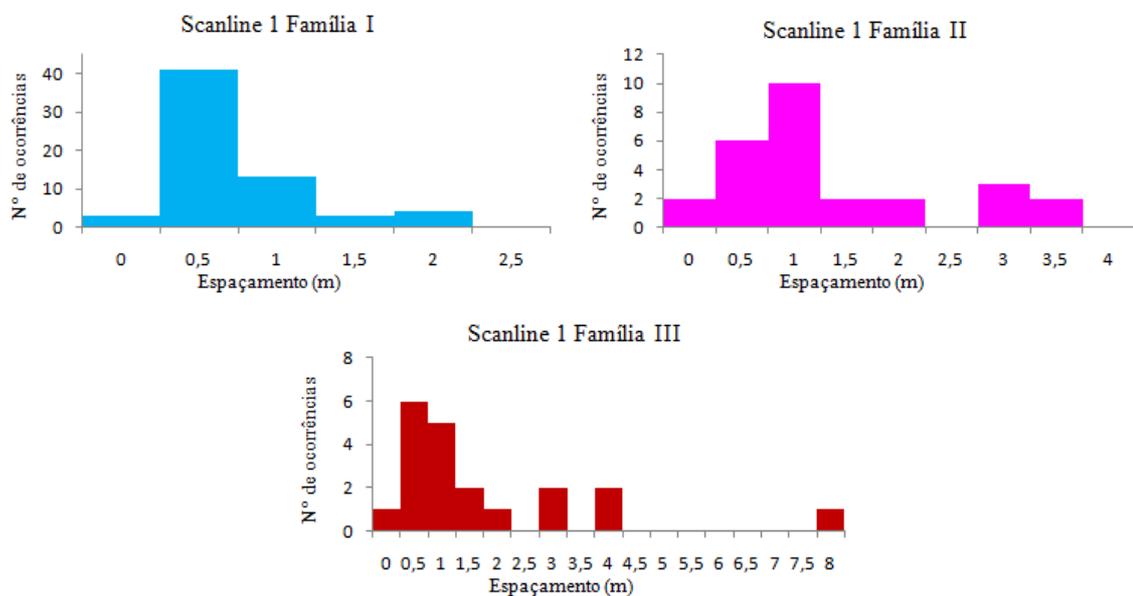


Figura 5.6: Histogramas dos espaçamentos medidos ao longo da *scanline* 1

Pode-se observar que em todas as famílias definidas a maior quantidade de valores de espaçamentos gira em torno de 0,5m e 1,5m. Apesar desse fato, a Família II possui valores máximos de espaçamento no intervalo de 2m enquanto a Família II possui máximo de 3,5m e a Família III uma medida com espaçamento no intervalo de 8m. Nota-se ainda que a Família I possui maior número de ocorrências, seguida da Família II e Família III.

A Figura 5.7 abaixo ilustra as distribuições das terminações dos traços das fraturas em cada uma das famílias amostradas na *scanline* 1, sendo classificada como A quando termina

em outra descontinuidade, I quando termina em rocha e O quando a terminação não é observada.

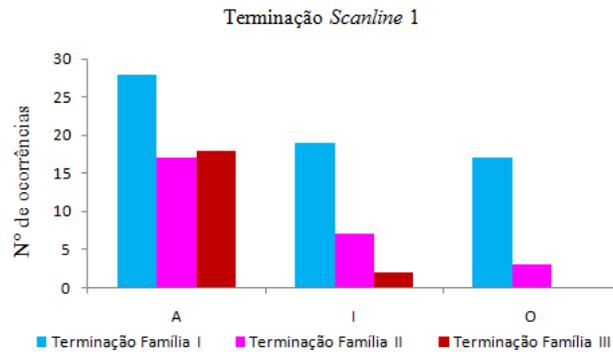


Figura 5.7: Histograma das terminações na *Scanline* 1

Observa-se que para todas as famílias a maioria das estruturas possui terminação em outra descontinuidade, porém para as Famílias I e II foram observadas estruturas com qualquer das terminações. Nota-se também que todas as terminações da Família II são todas observáveis.

A Figura 5.8 ilustra a distribuição das curvaturas dos traços das descontinuidades amostrados através de um escalonamento, onde o índice 1 caracteriza estruturas planares e o índice 5 estruturas muito curvadas.

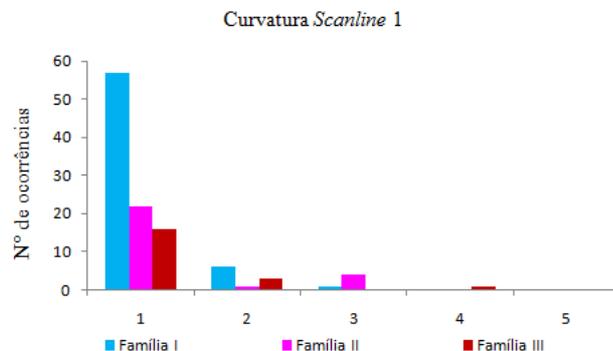


Figura 5.8: Histograma das curvaturas na *Scanline* 1

Pode-se observar que a grande maioria das estruturas amostradas são estruturas bastante planas, chegando até um grau de curvatura de ordem 3. Isso indica que as medições realizadas são características de toda a estrutura amostrada, uma vez que não há ondulações.

5.1.2. Scanline 2

A linha de amostragem *Scanline 2* foi definida na frente de análise 2. Trata-se de uma linha horizontal com direção azimutal N210°. Os estereogramas com os dados de orientação e os diagramas de densidade encontram-se ilustrados nas Figuras 5.9 e 5.10.

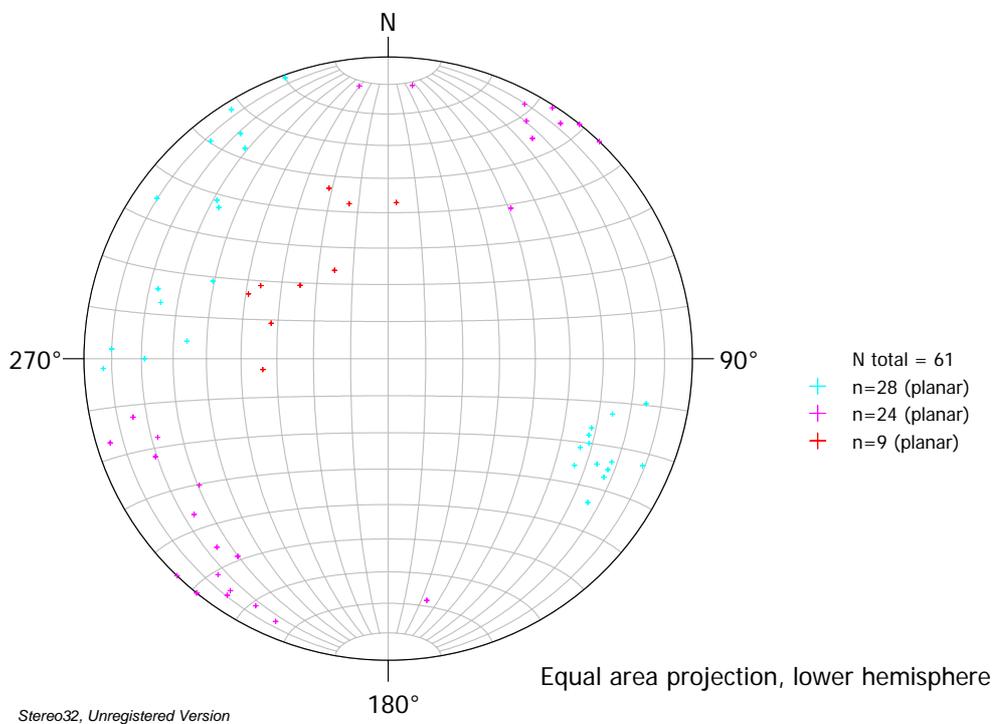


Figura 5.9: Estereograma pólos das fraturas *Scanline 2*. Orientação da linha N210/horizontal.
 +: Família I +: Família II +: Família III

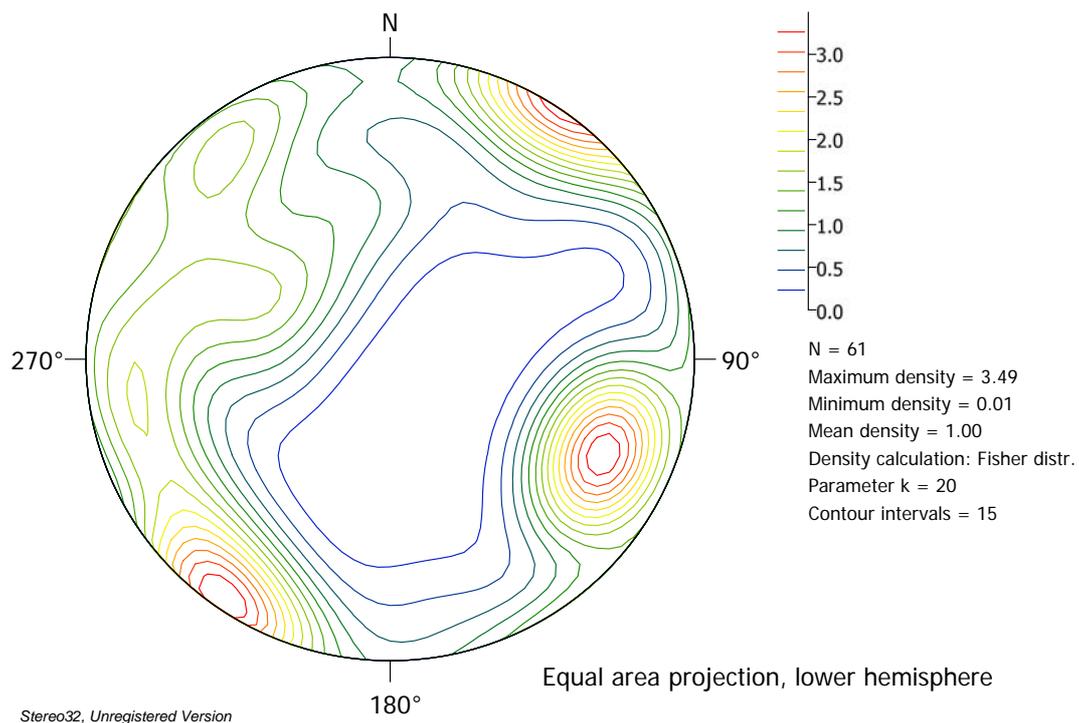


Figura 5.10: Diagrama de densidade *Scanline 2*

É possível observar que foram amostradas quantidades muito parecidas de estruturas pertencentes à Família I e a Família II. A Família I apresenta direção média N20-30E e mergulhos geralmente maiores que 60° com caimento para ambos os quadrantes. A Família II possui direções médias entre N50-60W e mergulhos maiores que 70° para ambos os quadrantes. A Família III apresentou mergulhos de baixos valores, com leve caimento para SE.

A Figura 5.11 abaixo ilustra os valores de espaçamentos medidos ao longo da *scanline* entre cada uma das descontinuidades separadas por famílias.

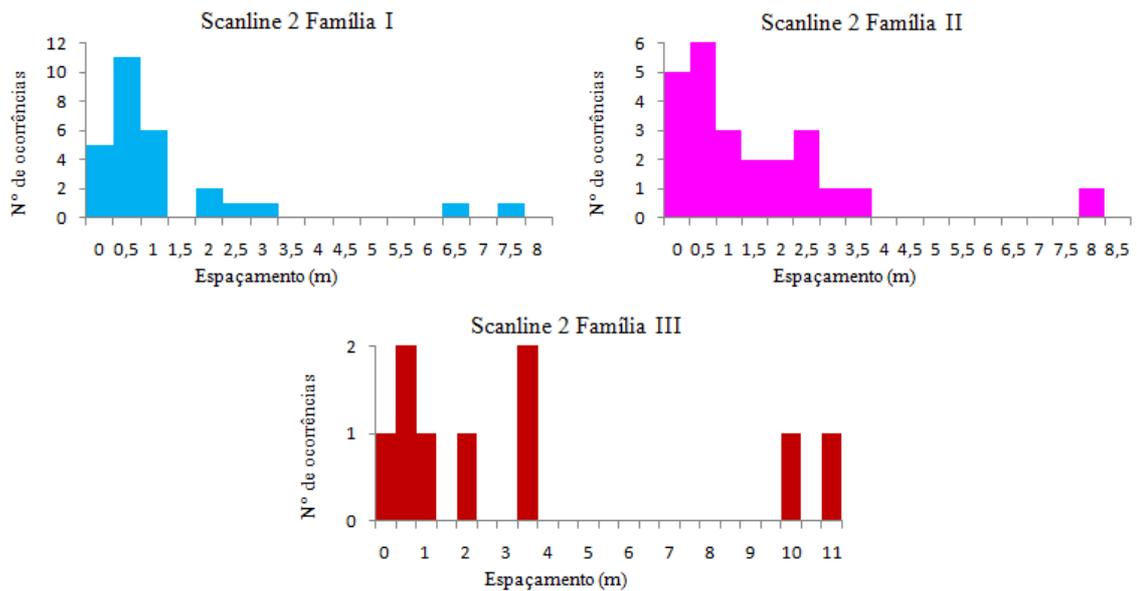


Figura 5.11: Histogramas dos espaçamentos medidos ao longo da *scanline 2*

Pode-se observar que todas as famílias apresentam a maioria dos valores de espaçamentos entre 0m e 3,5m. Com relação aos espaçamentos máximos, foram detectados valores de 6,5m e 7,5m, 8m, e 10m e 11m respectivamente para as Famílias I, II, III. Nota-se ainda que Família I possui seus valores mais concentrados, enquanto as outras duas famílias apresentam valores mais dispersos.

A Figura 5.12 abaixo ilustra as distribuições das terminações dos traços das fraturas em cada uma das famílias amostradas na *scanline 2*, sendo classificada como A quando termina em outra descontinuidade, I quando termina em rocha e O quando a terminação não é observada. Observa-se que para todas as famílias a maioria das estruturas possui terminação em outra descontinuidade

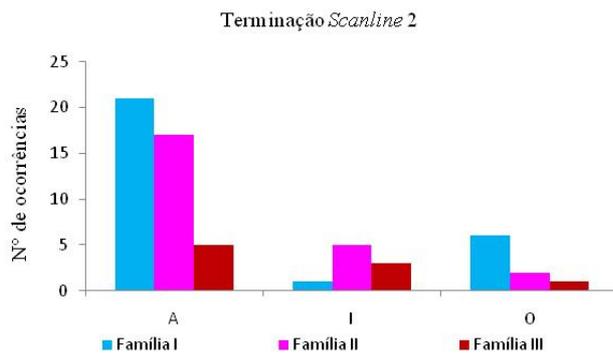


Figura 5.12: Histograma das terminações na *Scanline 2*

A Figura 5.13 ilustra a distribuição das curvaturas dos traços das discontinuidades amostrados através de um escalonamento, onde o índice 1 caracteriza estruturas planares e o índice 5 estruturas muito curvadas. Pode-se observar que a grande maioria das estruturas amostradas são estruturas bastante planas, podendo chegar até um grau de curvatura de ordem 3 para a Família III, porém a Família I só apresenta índice 1.

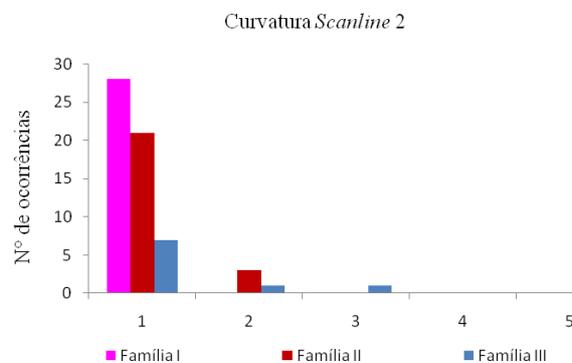


Figura 5.13: Histograma das curvaturas na *Scanline 2*

5.2.3. *Scanline 3*

A linha de amostragem *Scanline 3* foi definida na frente de análise 3. Trata-se de uma linha horizontal com direção azimutal N205. Os estereogramas com os dados de orientação e os diagramas de densidade encontram-se ilustrados nas Figuras 5.14 e 5.15.

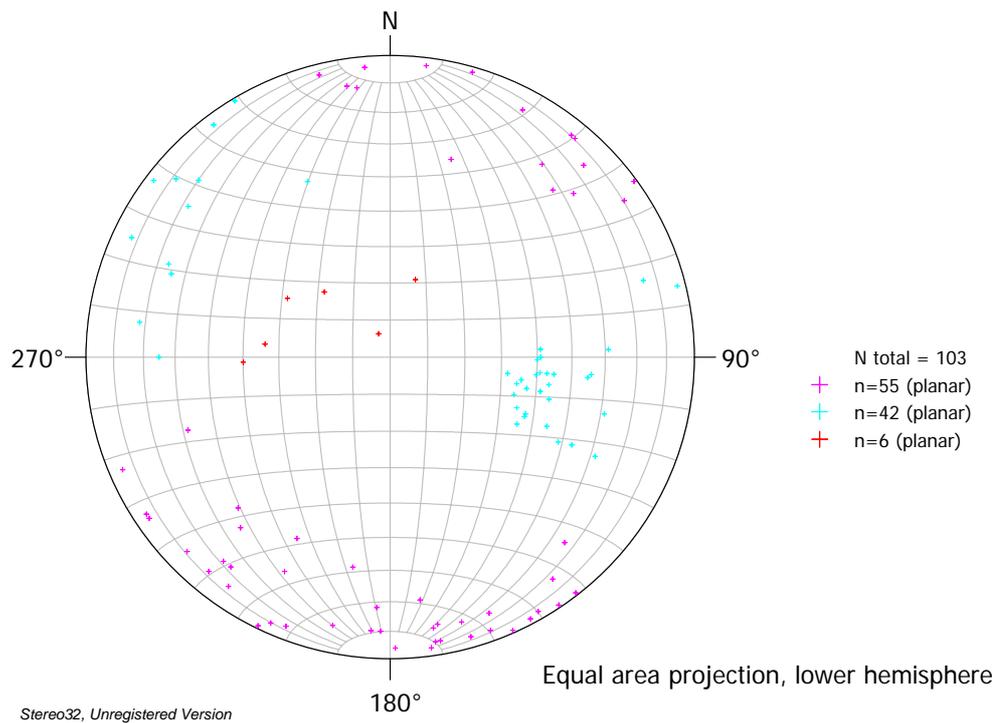


Figura 5.14: Estereograma pólos das fraturas *Scanline 3*. Orientação da linha N205/horizontal.
 +: Família I +: Família II +: Família III

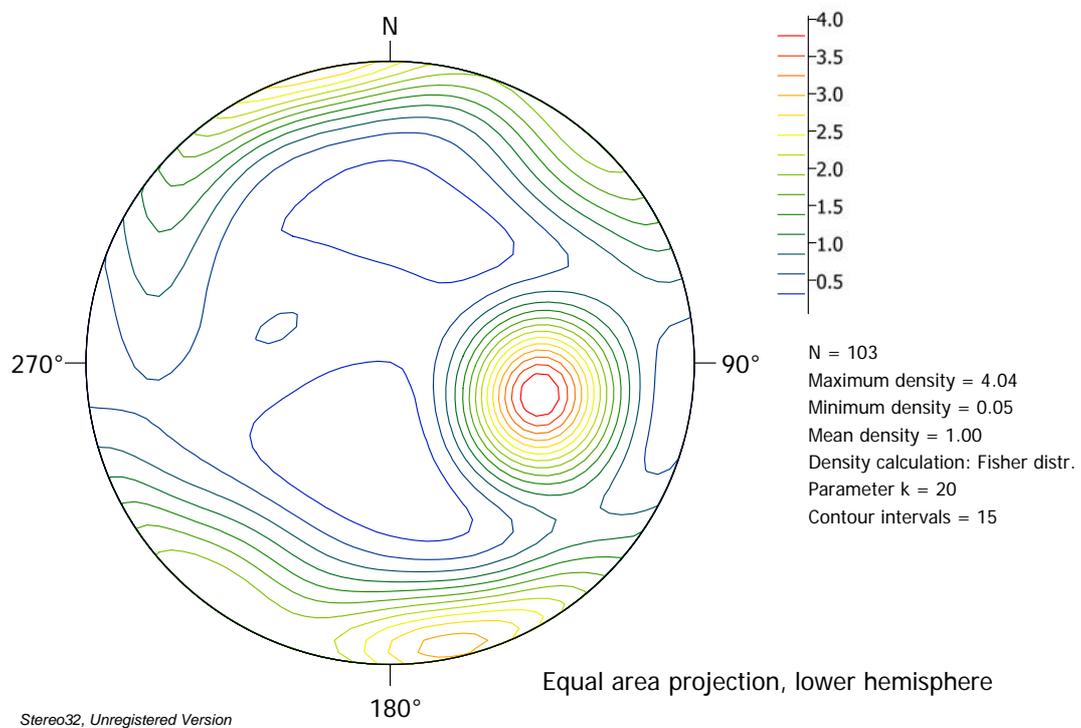


Figura 5.15: Diagrama de densidade *Scanline 3*

É possível observar que nesta linha foram amostradas uma maior quantidade de estruturas pertencentes à Família II, perpendicular à linha. A Família I apresenta direção bastante variada, entre N0-30E e mergulhos maiores que 40° com caimento para ambos os quadrantes. A Família II possui direções médias entre N80-90W e mergulhos maiores que 70° para ambos os quadrantes. A Família III apresentou mergulhos de baixos valores, com leve caimento para ESE.

A Figura 5.16 abaixo ilustra os valores de espaçamentos medidos ao longo da *scanline* entre cada uma das descontinuidades separadas por famílias.

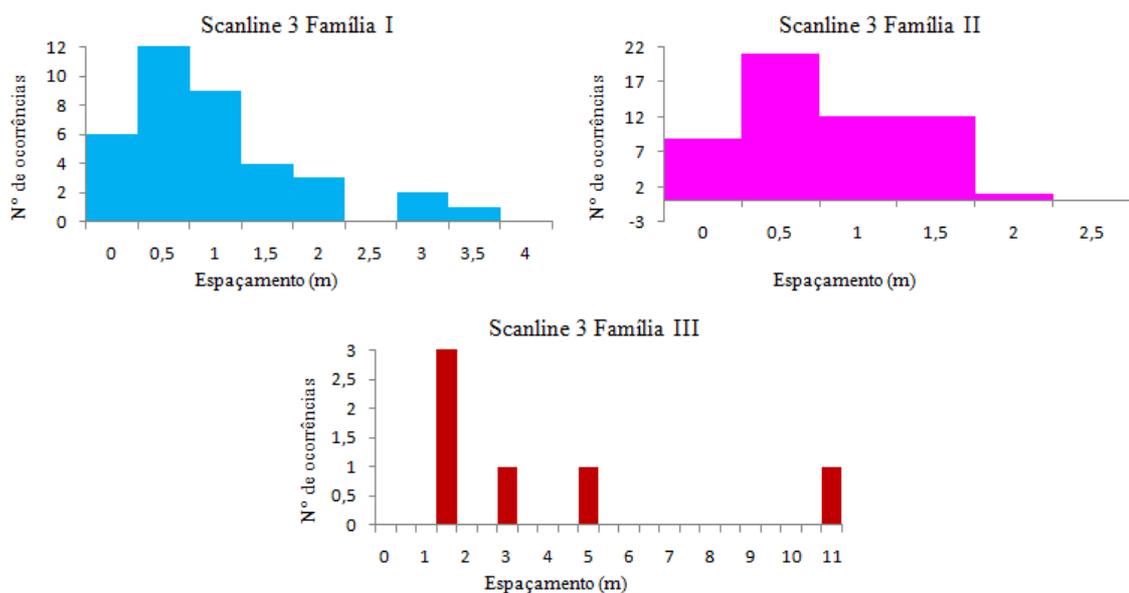


Figura 5.16: Histogramas dos espaçamentos medidos ao longo da *scanline* 3

Observa-se que na Família I os valores giram em torno de 0m a 2m, com valores máximos entre 3m e 3,5m. Na Família II os valores encontram-se na faixa entre 0m e 2m. A Família II apresenta os maiores valores de espaçamentos, porém sem uma margem, ocorrendo valores de 1,5m; 3m; 5m e 11m.

A Figura 5.17 abaixo ilustra as distribuições das terminações dos traços das fraturas em cada uma das famílias amostradas na *scanline* 3, sendo classificada como A quando termina em outra descontinuidade, I quando termina em rocha e O quando a terminação não é observada.

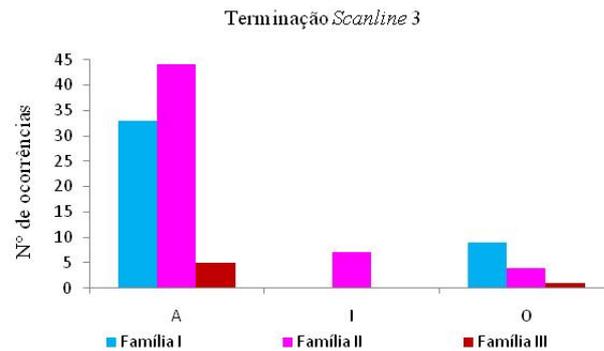


Figura 5.17: Histograma das terminações na *Scanline* 3

Observa-se que para todas as famílias a maioria das estruturas possui terminação em outra descontinuidade. Somente a Família II apresentou terminação em rocha e para as três famílias não foram observadas algumas terminações.

A Figura 5.18 ilustra a distribuição das curvaturas dos traços das descontinuidades amostrados através de um escalonamento, onde o índice 1 caracteriza estruturas planares e o índice 5 estruturas muito curvadas.

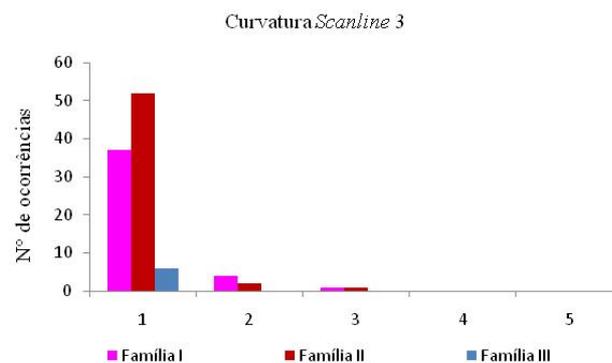


Figura 5.18: Histograma das curvaturas na *Scanline* 3

Pode-se observar que a grande maioria das estruturas amostradas são estruturas bastante planas, principalmente a Família III que apresentou todas as estruturas planares, porém as Famílias I e II apresentaram algumas estruturas com índices 2 e 3.

5.2. Fotogrametria terrestre digital – Sirovision®/Sirojoint®

As análises realizadas através do *Sirojoint*® mostraram que estruturas perpendiculares às frentes de análise são sub-amostradas. Por essa razão, alguns dados de espaçamento das descontinuidades não puderam ser calculados. A Tabela 5.4 apresenta os valores de espaçamento médio calculados pelo *Sirojoint*®. Devido à orientação dos planos das famílias de fraturas e a orientação das frentes de análise, estruturas paralelas à frente de análise conseguem ser bem delimitadas através do programa, sendo somente essas feições consideradas para cálculo dos espaçamentos.

Tabela 5.4: Espaçamentos médios das Frentes calculados pelo *Sirojoint*®

Frente de análise	Frente 1_C1aC3		Frente 1_C3aC5	Frente 1_C5aC7	Frente 2	Frente 2_aux	Frente 3	Frente 3_aux
	I	II	II	II	I	I	I	I
Espaçamento médio (m)	1,344	0,278	0,174	0,183	0,475	1,294	0,646	0,890

A. Frente 1

A Frente 1 apresenta direção do talude aproximadamente 295° e mergulho subvertical. Na Frente 1_C1 a C3 foram definidas 78 estruturas, na Frente 1_C3 a C5 75 estruturas e na Frente 1_C5 a C7 63 estruturas, sendo que a maioria dos membros da Família II pôde ser definida através da delimitação de planos na imagem tridimensional por apresentarem direção paralela ao plano de análise, e o restante e maioria das estruturas das Famílias II e III foram

definidos através da delimitação de linhas concordantes com os traços das discontinuidades. Os planos foram então ajustados a essa linha traçada e sua orientação calculada pelo *software*. As Figuras 5.19, 5.22 e 5.25 ilustram as imagens das frentes e os planos e linhas definidos para análise. As Figuras 5.20, 5.21, 5.23, 5.24, 5.26 e 5.27 apresentam os estereogramas e os diagramas de densidade.

- Frente 1_C1aC3



SE
 Figura 5.19: Imagem da Frente 1_C1aC3 com os planos e traços das discontinuidades
 /: Família I /: Família II /: Família III
 NW

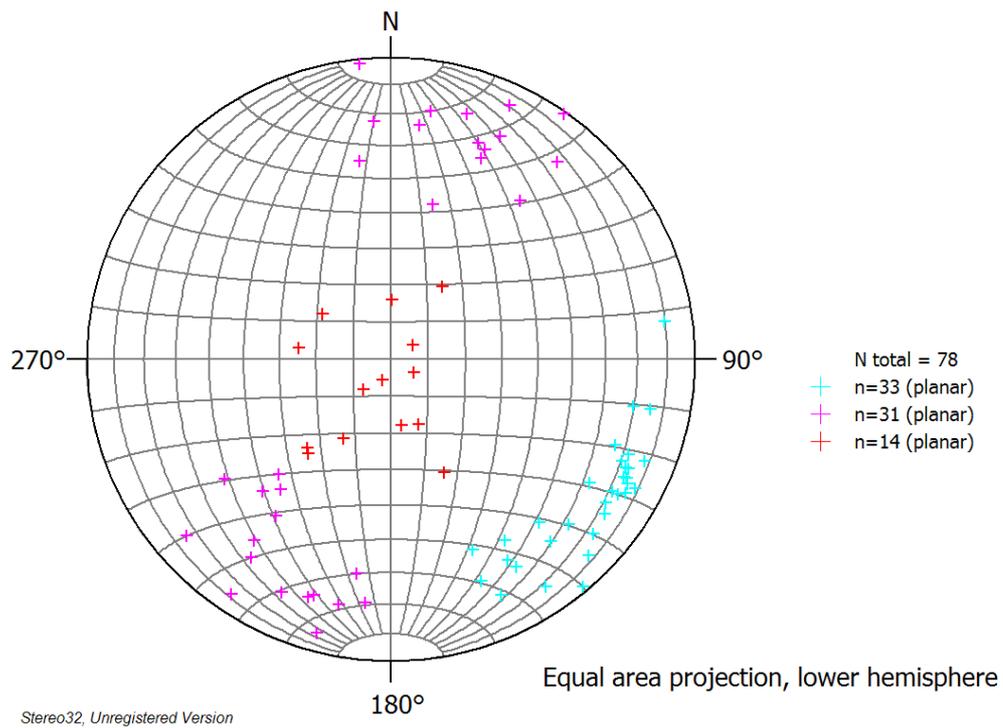


Figura 5.20: Estereograma pólos das fraturas Frente 1_C1aC3. Orientação do talude 295/subvertical. +: Família I +: Família II +: Família III

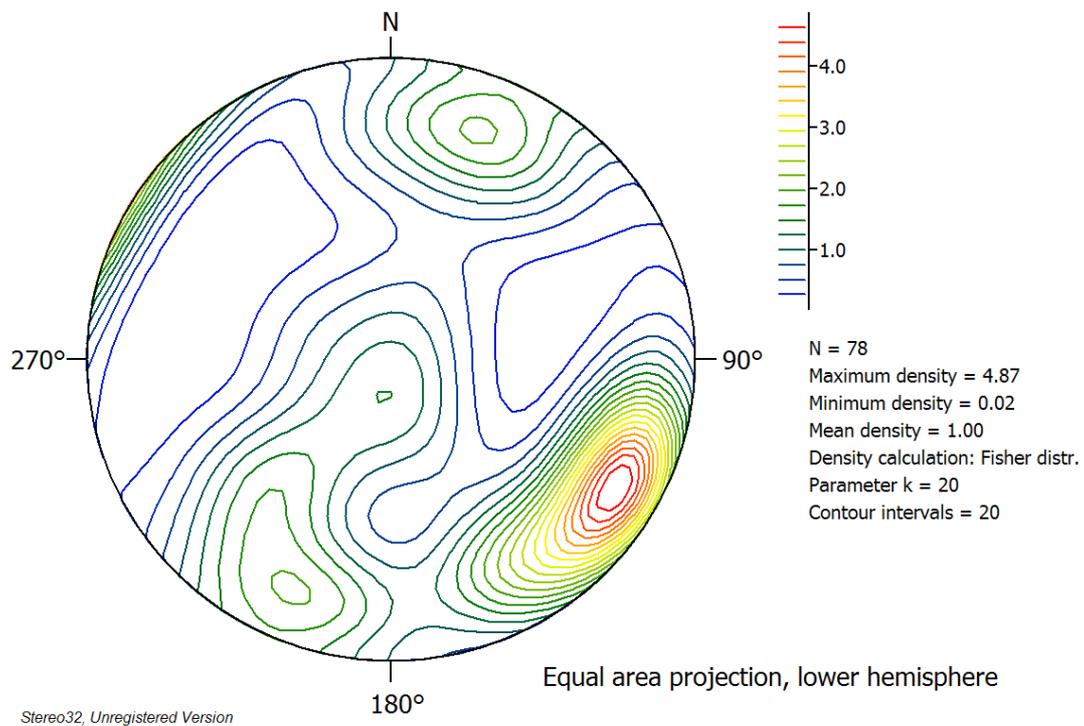
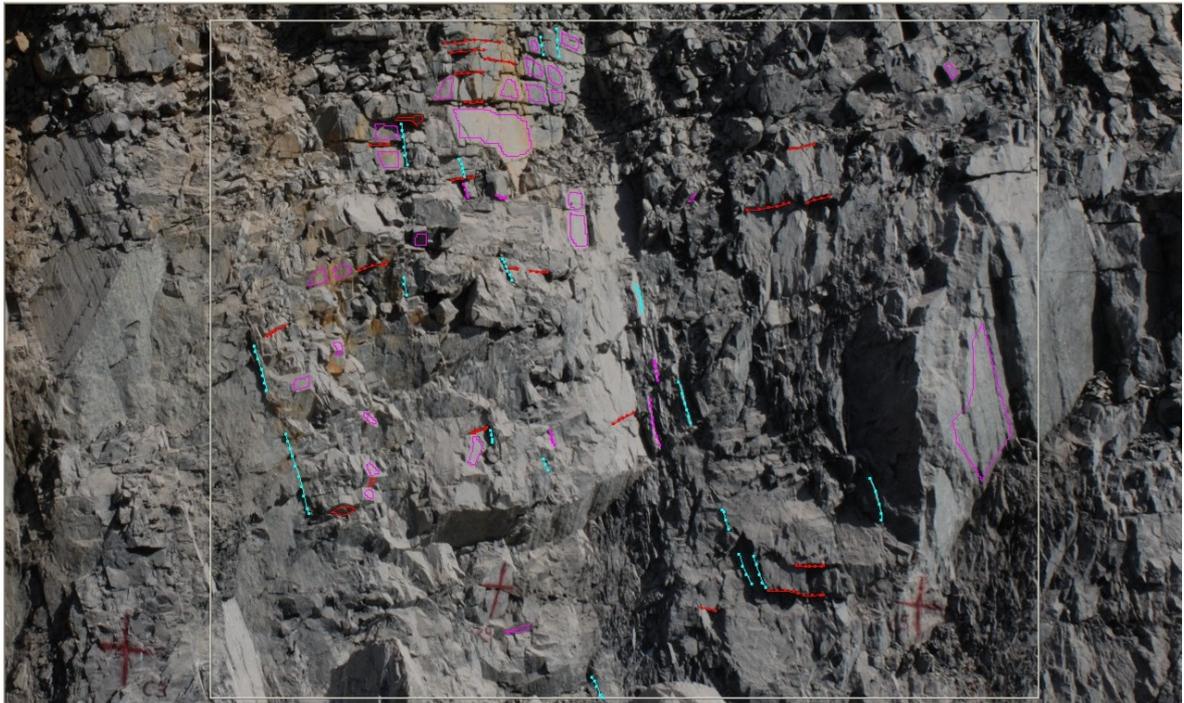


Figura 5.21: Diagrama de densidade Frente 1_C1aC3

- Frente 1_C3aC5



SE

NW

Figura 5.22: Imagem da Frente 1_C3aC5 com os planos e traços das discontinuidades
 /: Família I /: Família II /: Família III

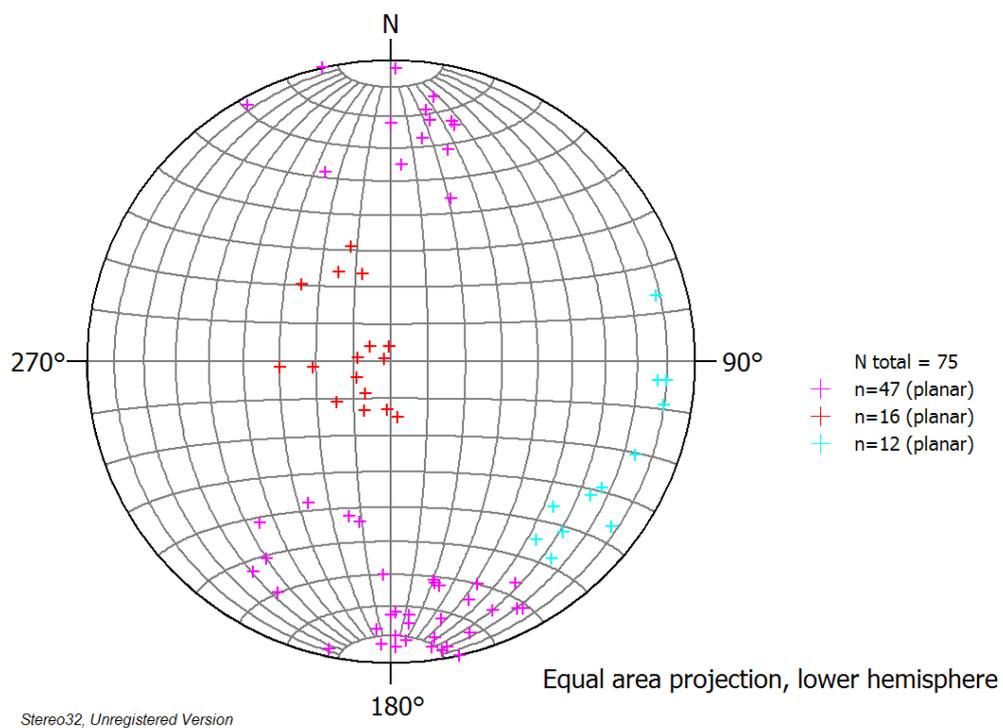


Figura 5.23: Estereograma pólos das fraturas Frente 1_C3aC5. Orientação do talude 295/subvertical. +: Família I +: Família II +: Família III

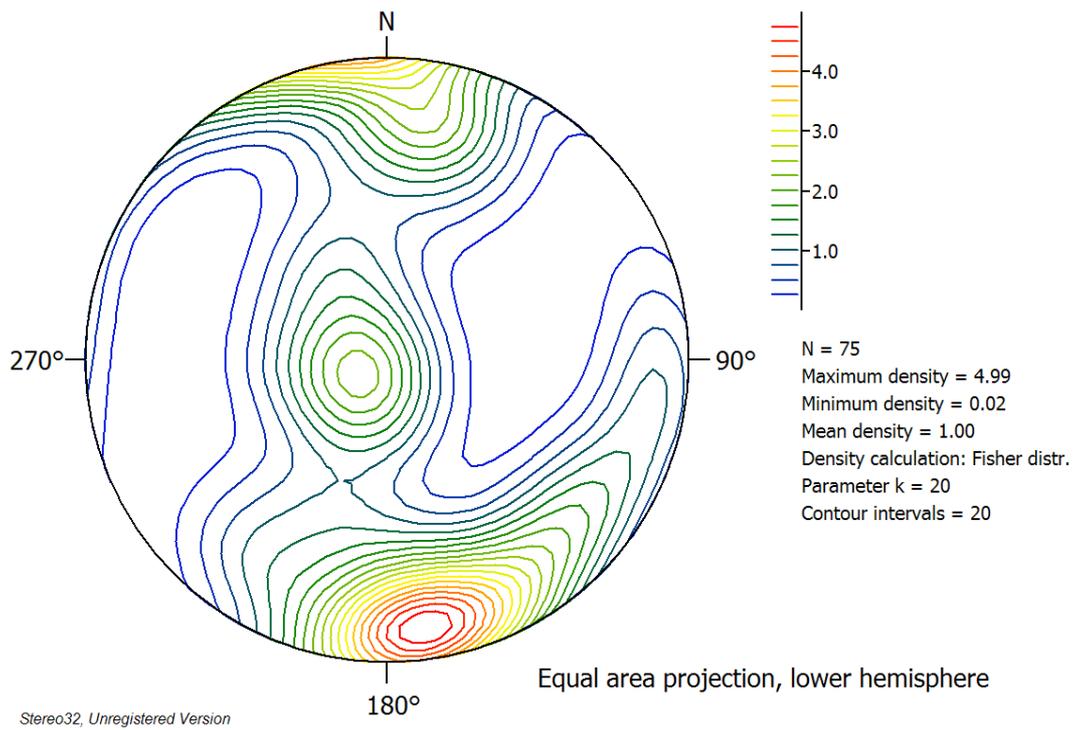
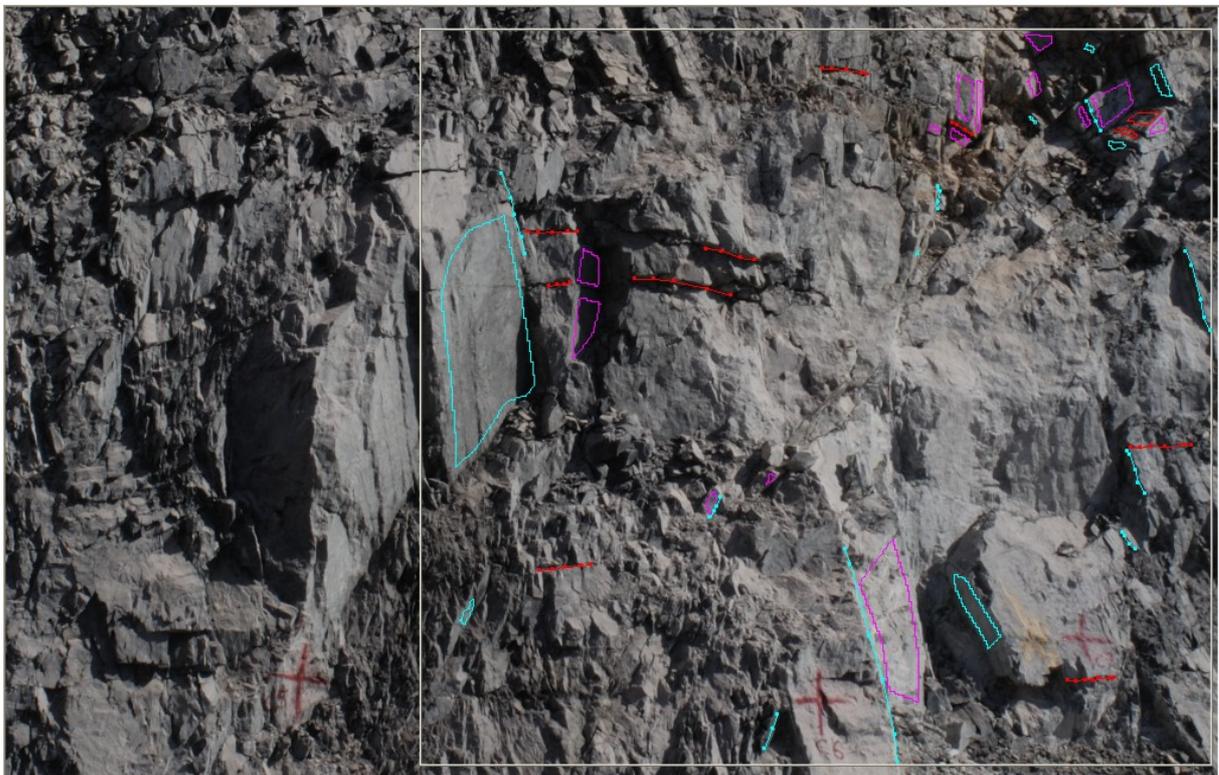


Figura 5.24: Diagrama de densidade Frente 1_C3aC5

- Frente 1_C5aC7



SE

NW

Figura 5.25: Imagem da Frente 1_C5aC7 com os planos e traços das discontinuidades
 /: Família I /: Família II /: Família III

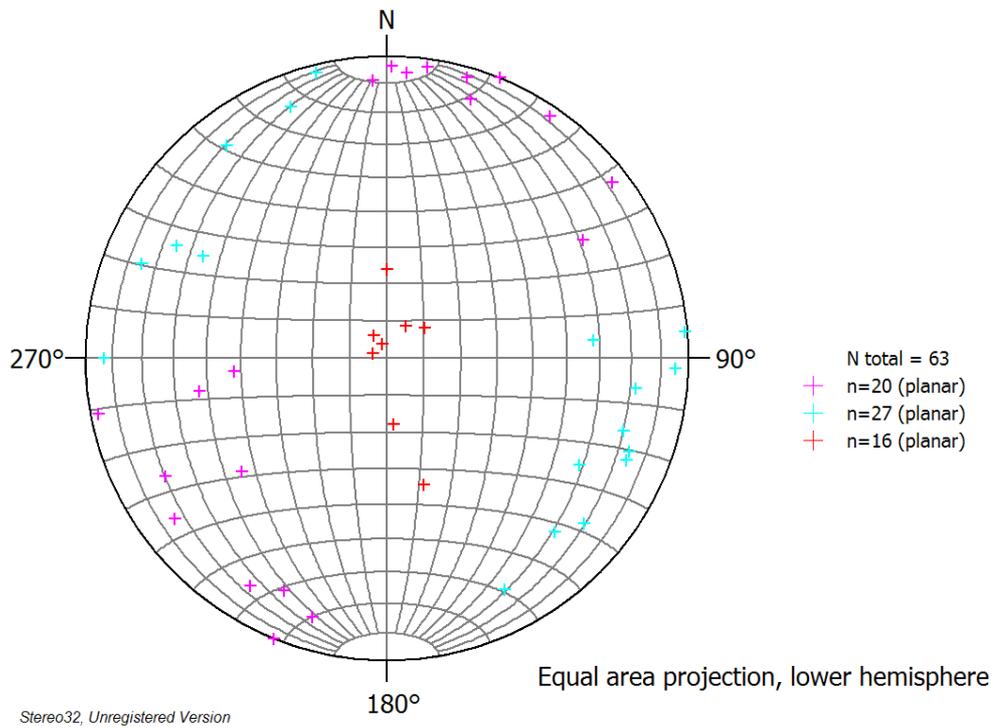


Figura 5.26: Estereograma pólos das fraturas Frente 1_C5aC7. Orientação do talude 295/subvertical. +: Família I +: Família II +: Família III

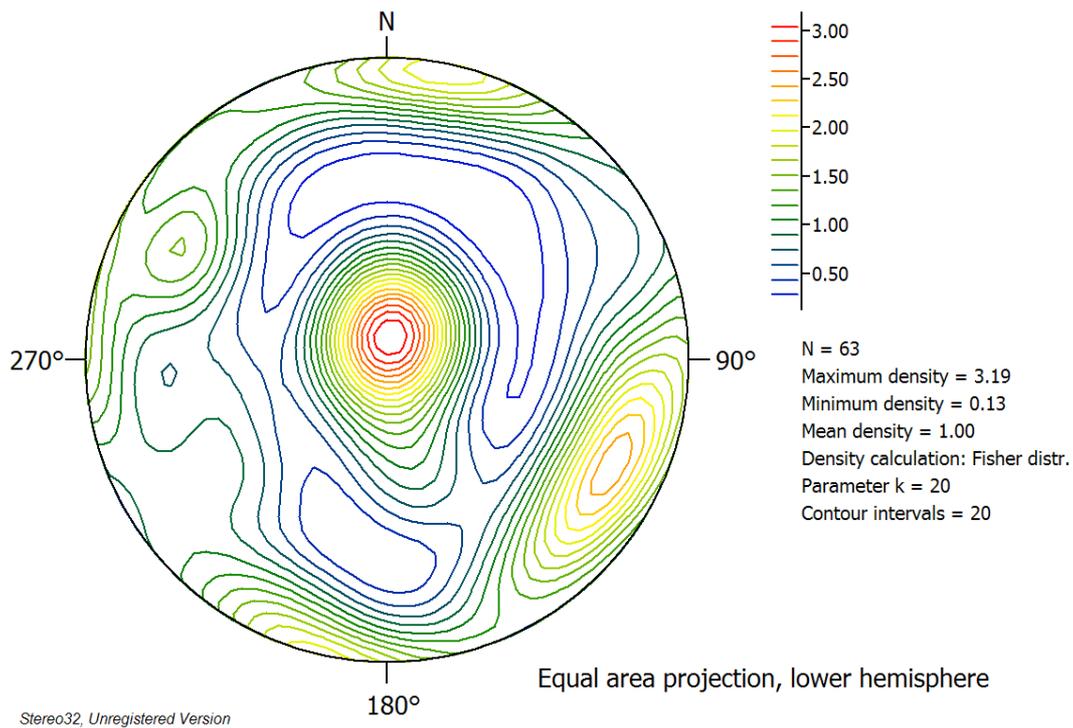


Figura 5.27: Diagrama de densidade Frente 1_C5aC7

Através da análise das figuras pode-se observar que as três famílias de fraturas presentes puderam ser amostradas. A Família I possui direção aproximada N20-30E com mergulhos geralmente maiores que 70°. A Família II possui direção média N60-70W com mergulhos maiores que 70°, porém na Frente 1_C3aC5 há uma inversão de quadrante no mergulho do plano médio. A Família III foi amostrada com mergulhos muito baixo, menores que 10°, estando praticamente sub-horizontais.

As Figuras 5.28 a 5.31 ilustram os histogramas de espaçamento das discontinuidades separadas por famílias confeccionados pelo *Sirojoint*® e o layout dos planos delimitados com a direção da frente de análise e a normal aos planos ilustrada.

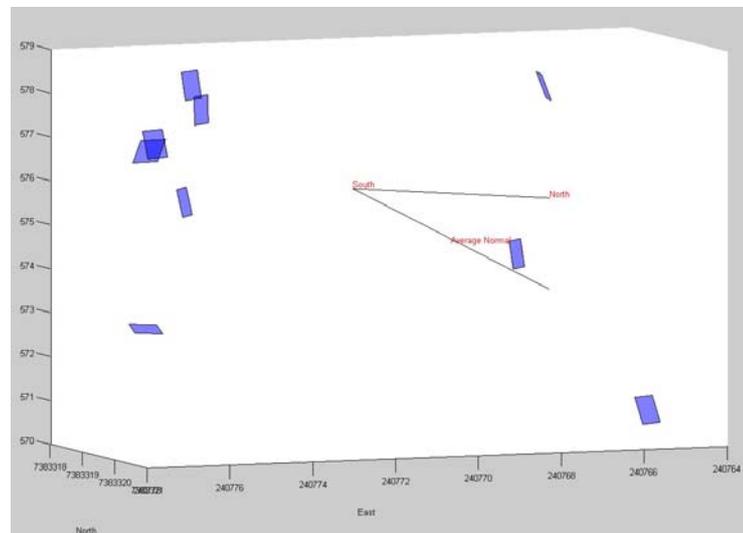
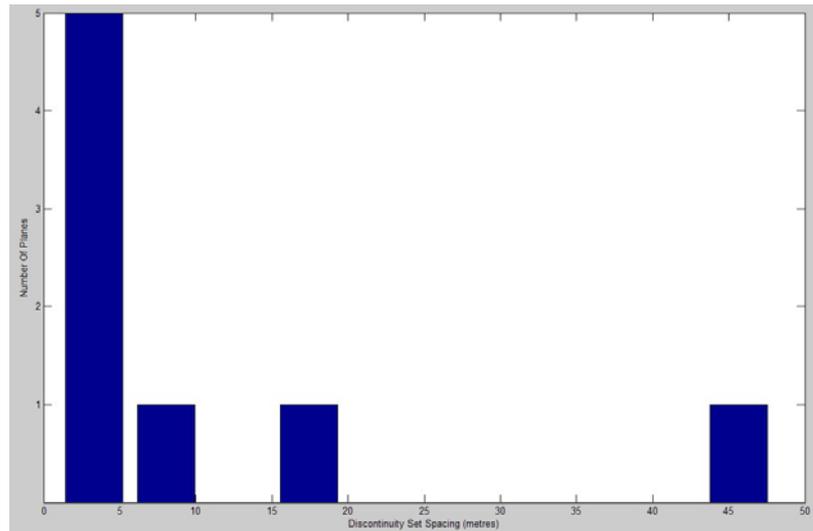
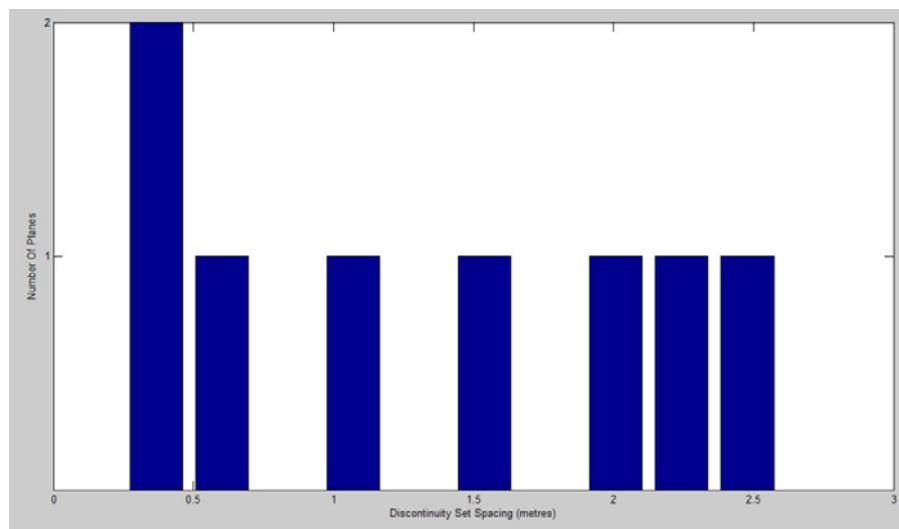


Figura 5.28: Histograma dos espaçamentos da Família I Frente 1_C1aC3 e layout dos planos



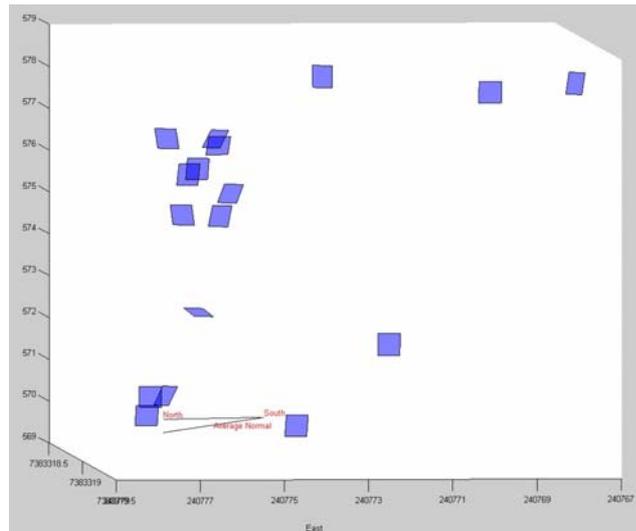


Figura 5.29: Histograma dos espaçamentos da Família II Frente 1_C1aC3 e layout dos planos

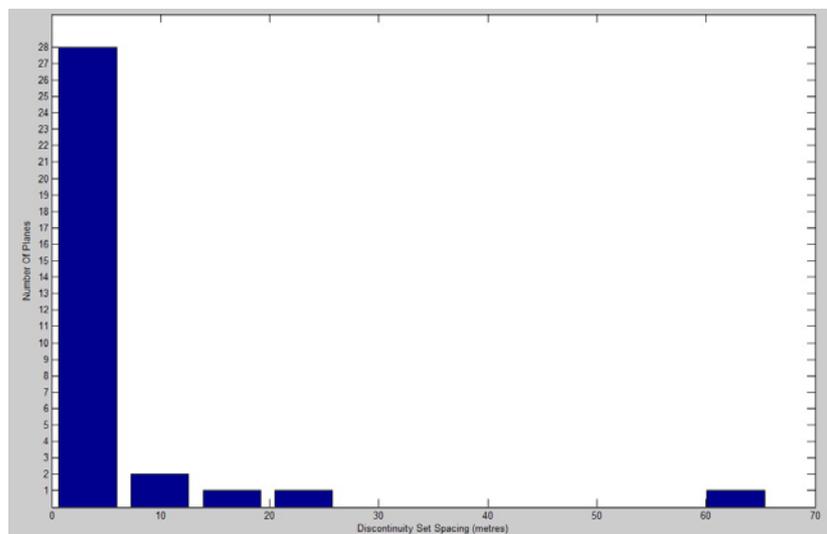


Figura 5.30: Histograma dos espaçamentos da Família II Frente 1_C3aC5 e layout dos planos

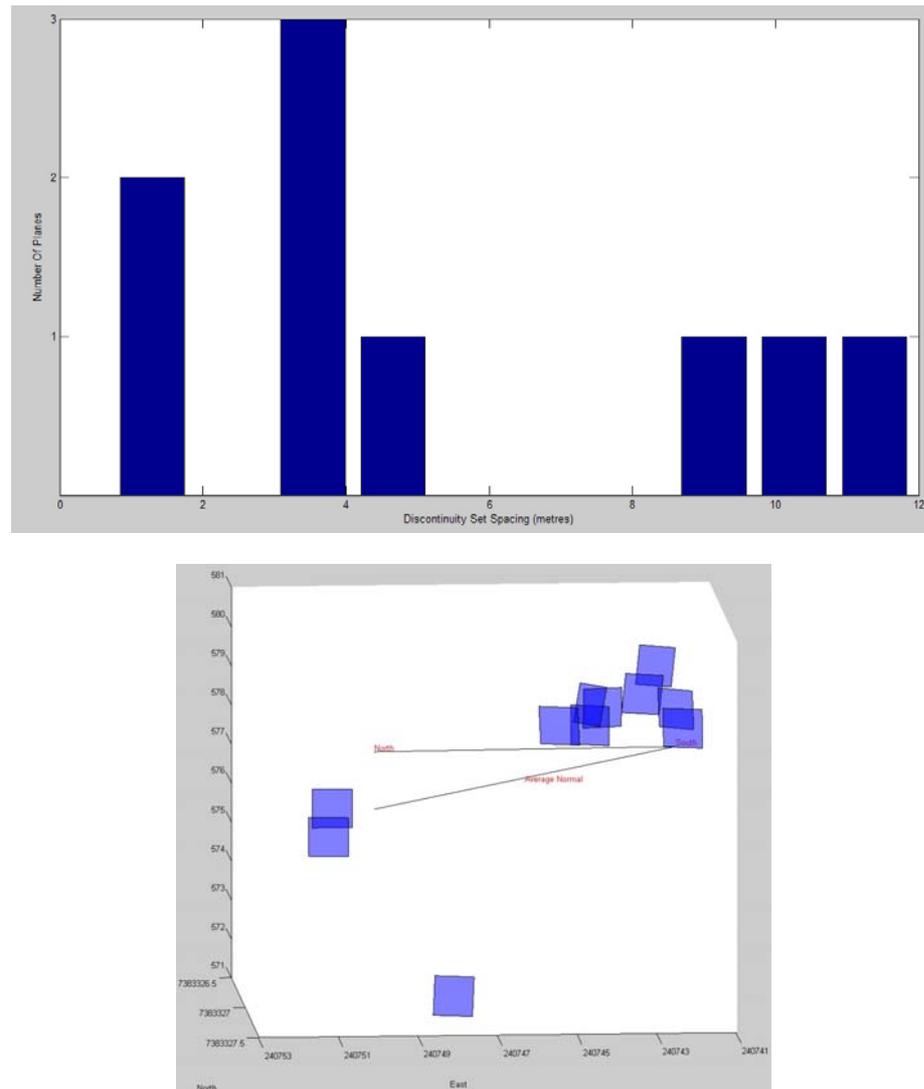


Figura 5.31: Histograma dos espaçamentos da Família II Frente 1_C5aC7 e layout dos planos

Os histogramas acima mostram que a Família II, melhor amostrada, possui a maior quantidade de valores de espaçamentos abaixo de 10m. Na Frente 1_C3aC5, o valor de espaçamento maior que 60m difere muito dos dados adquiridos e pode estar associado a algum plano com orientação extrema da família que possui alto ângulo com a frente de amostragem e as correções efetuadas enviesam o dado.

B. Frente 2

A Frente 2 apresenta direção do talude aproximadamente 210 e mergulho subvertical. Na Frente 2 foram definidas 59 estruturas e 63 estruturas na Frente 2_aux. Nessa frente de análise, as estruturas pertencentes à Família I encontram-se paralelas ao plano de análise,

podendo desta forma serem mais bem definidas através de planos. A estruturas das Famílias II e III, por apresentarem direções diversas, por vezes não puderam ser delimitadas através de planos, sendo definidas a partir dos traços das discontinuidades. As Figuras 5.32 e 5.35 ilustram as imagens das frentes e os planos e linhas definidos para análise. As Figuras 5.33, 5.34, 5.36 e 5.37 apresentam os estereogramas e os diagramas de densidade.



NE
SW
Figura 5.32: Imagem da Frente 2 com os planos e traços das discontinuidades
/: Família I /: Família II /: Família III

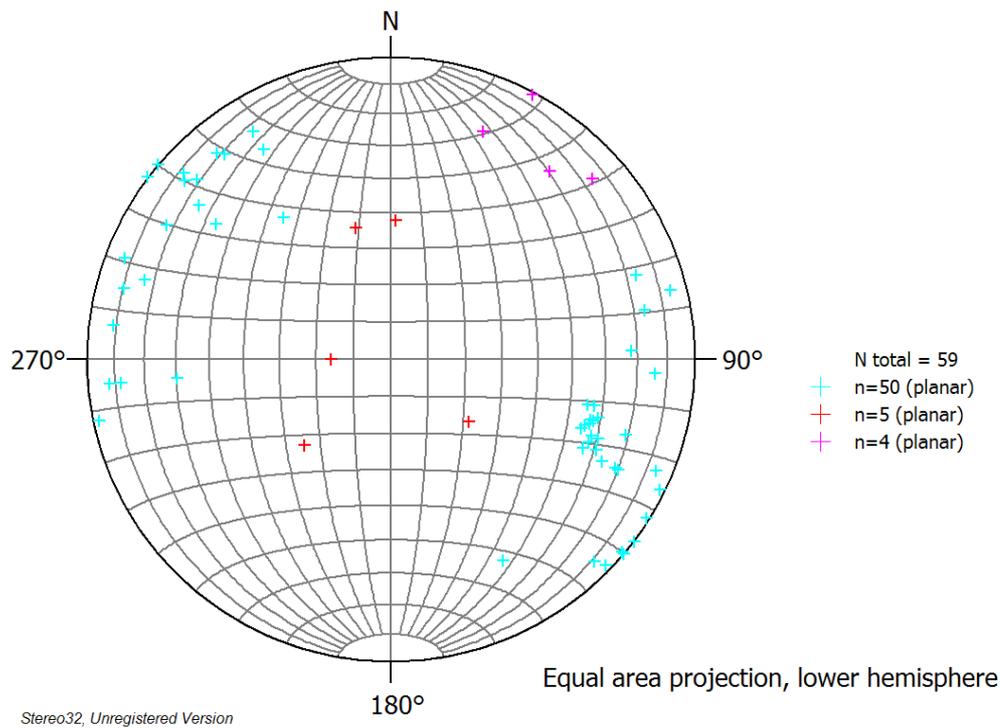


Figura 5.33: Estereograma pólos das fraturas Frente 2. Orientação do talude 210/subvertical.
+: Família I +: Família II +: Família III

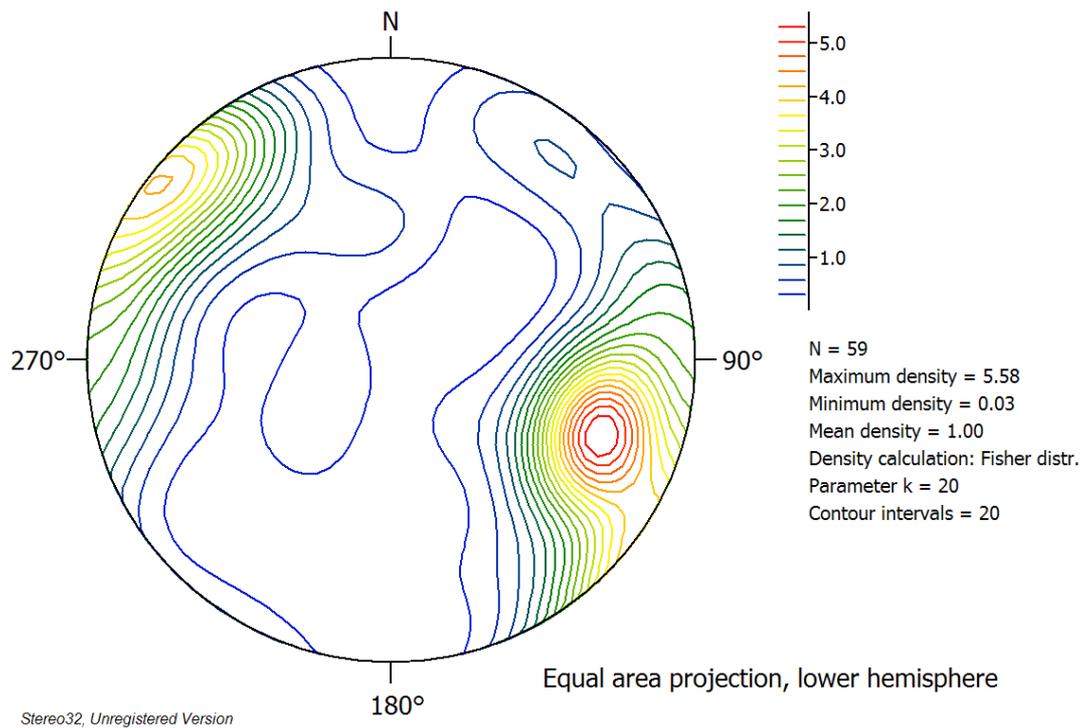
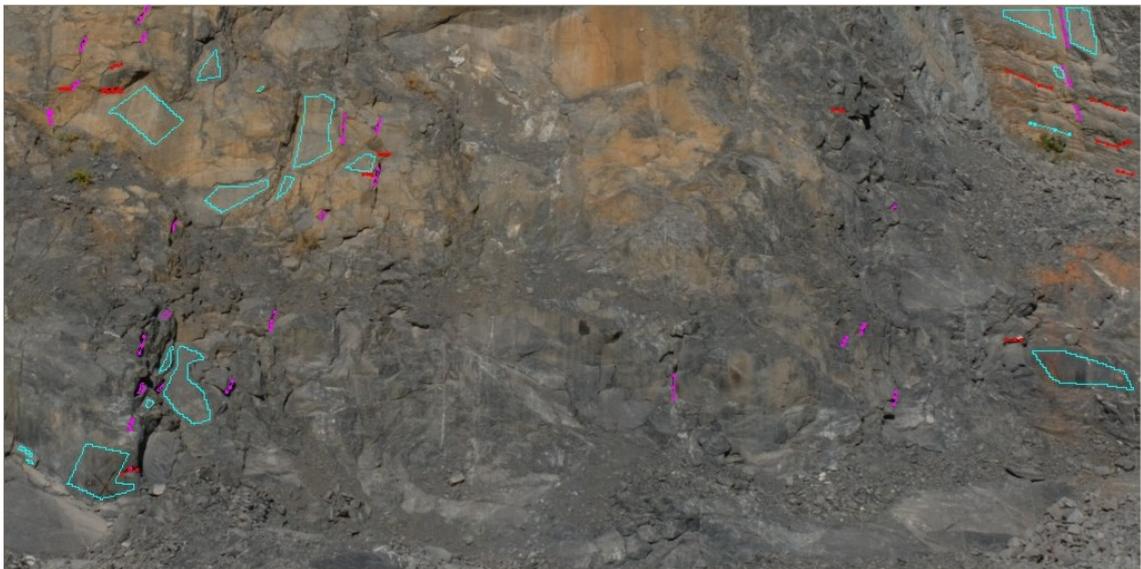


Figura 5.34: Diagrama de densidade Frente 2



NE SW
 Figura 5.35: Imagem da Frente 2_aux com os planos e traços das discontinuidades
 /: Família I /: Família II /: Família III

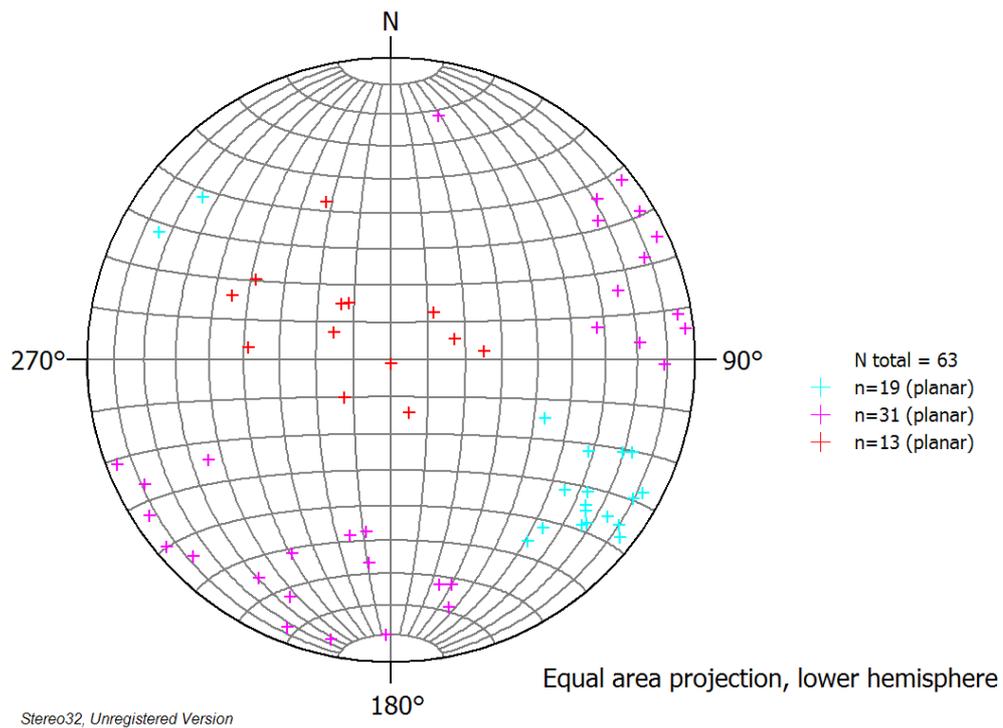


Figura 5.36: Estereograma pólos das fraturas Frente 2_aux. Orientação do talude 210/subvertical. +: Família I +: Família II +: Família III

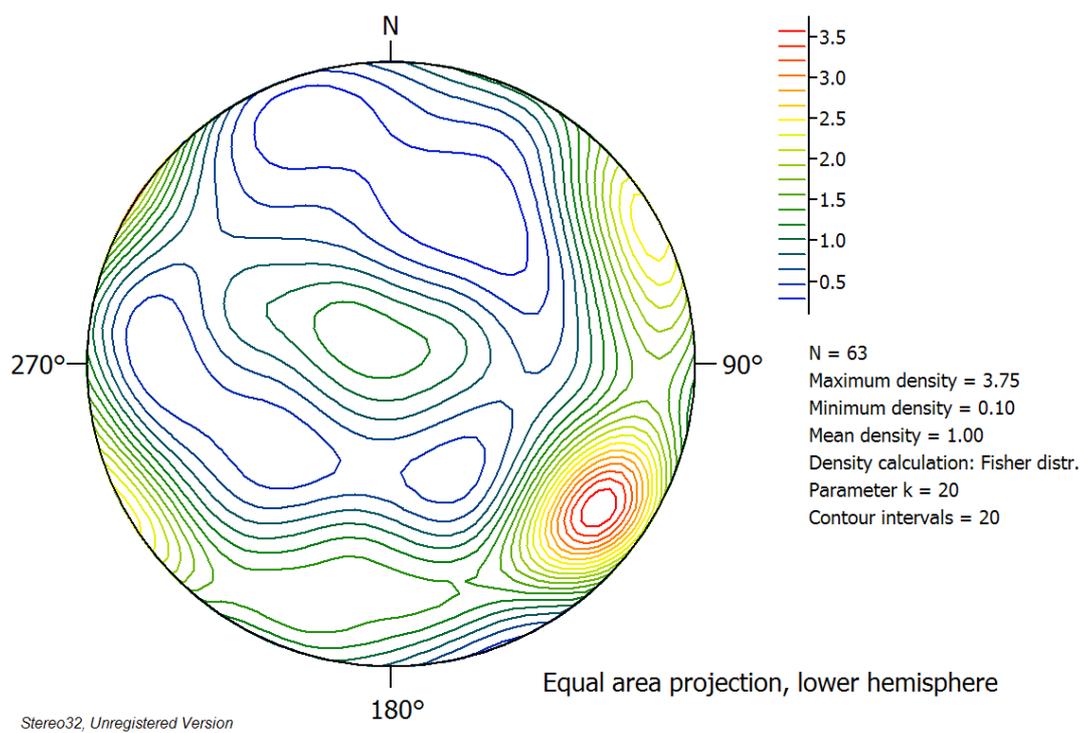
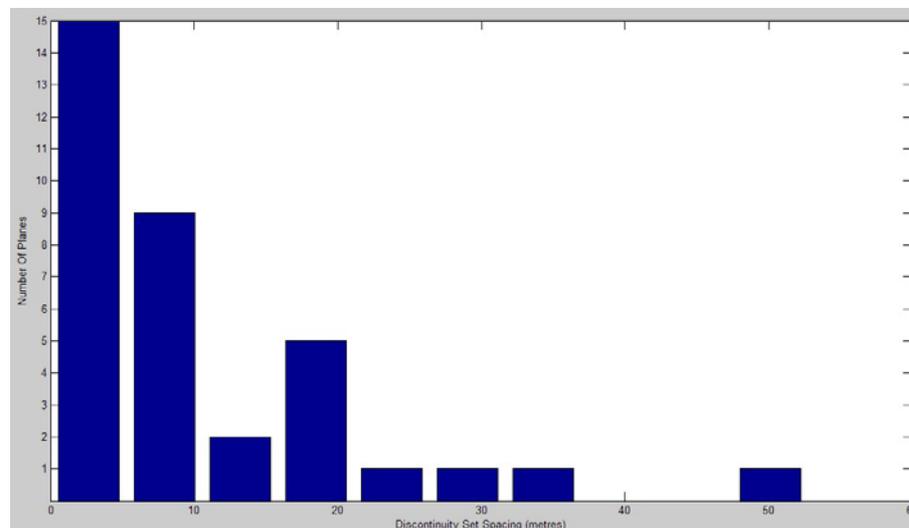


Figura 5.37: Diagrama de densidade Frente 2_aux

Pode-se observar que a Família I apresenta maior quantidade de dados do que as outras duas, isso devido à sua orientação com relação à frente de análise, sendo que na Frente 2 praticamente só foram amostradas estruturas pertencentes a essa família. Possui direção aproximada N25-35E com mergulhos tendendo a ser maiores que 70° mergulhando para ambos os quadrantes. A Família II possui direção média N40-50W com mergulhos geralmente maiores que 80° . Com relação à Família III, esta apresentou direções médias aproximadas próximo à N40W, com mergulhos menores que 30° , sendo observado leve caimento para SW na Frente 2_aux.

As Figuras 5.38 e 5.39 ilustram os histogramas de espaçamento das descontinuidades separadas por famílias confeccionados pelo *Sirojoint*® e o layout dos planos delimitados com a direção da gente de análise e a normal aos planos ilustrada.



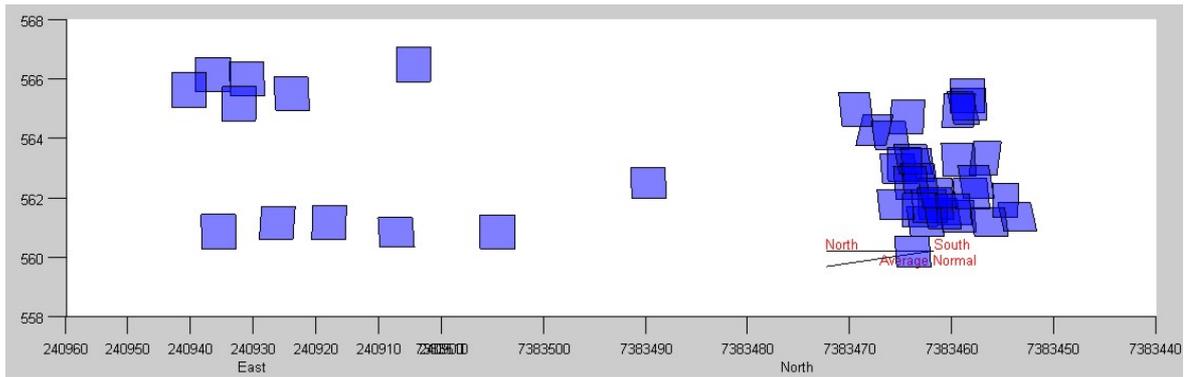


Figura 5.38: Histograma dos espaçamentos da Família I Frente 2 e layout dos planos

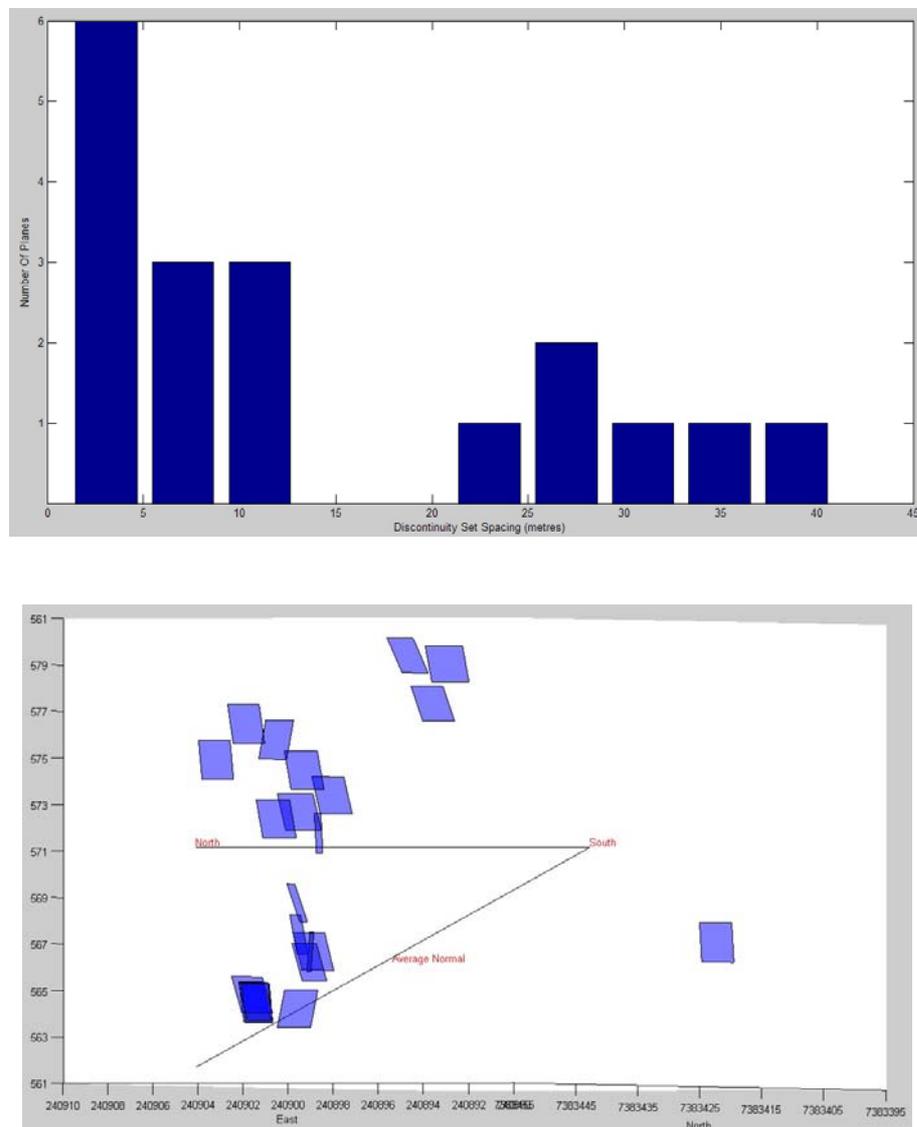


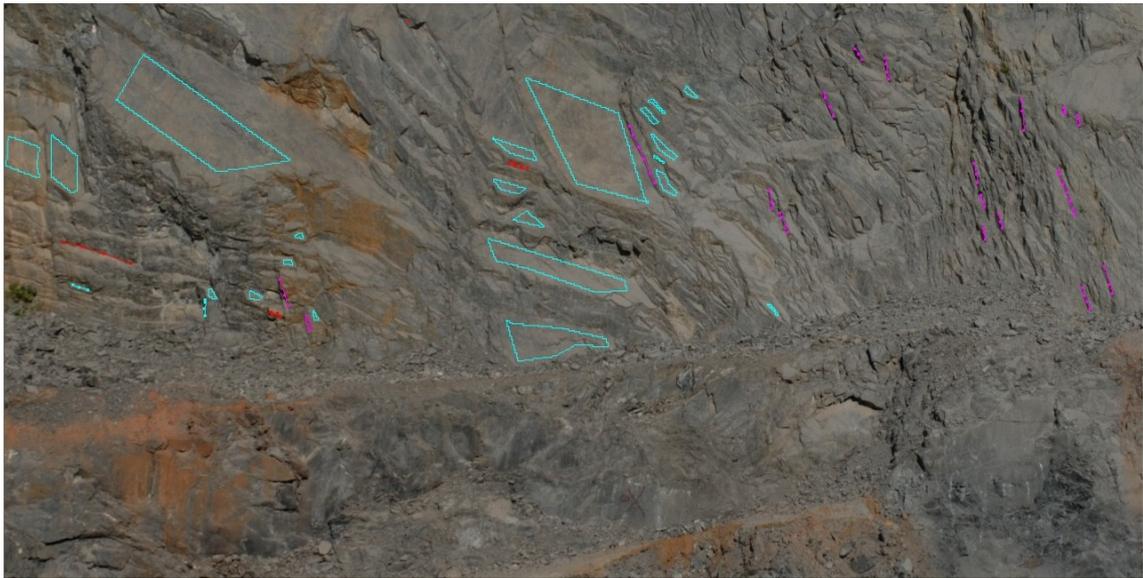
Figura 5.39: Histograma dos espaçamentos da Família I Frente 2_aux e layout dos planos

Os histogramas mostram que a Família I possui espaçamentos de até cerca de 40m, porém a maior quantidade de dados encontra-se abaixo dos 5m. Pode-se observar ainda,

através dos layouts que existe uma porção entre as frente que apresenta grande quantidade de estruturas, podendo indicar uma área mais fraturada.

C. Frente 3

A Frente a apresenta direção do talude aproximadamente 205 e mergulho subvertical. Foram definidas 73 estruturas na Frente 3 e 80 estruturas na Frente 3_aux. As estruturas da Família I também são as mais amostradas, conforme orientação, sendo que as estruturas das Famílias II e III tiveram que ser delimitadas em sua grande maioria através dos traços das discontinuidades. As Figuras 5.40 e 5.43 ilustram as imagens das frentes e os planos e linhas definidos para análise. As Figuras 5.41, 5.42, 5.44 e 5.45 apresentam os estereogramas e os diagramas de densidade.



NE SW
Figura 5.40: Imagem da Frente 3 com os planos e traços das discontinuidades
/: Família I /: Família II /: Família III

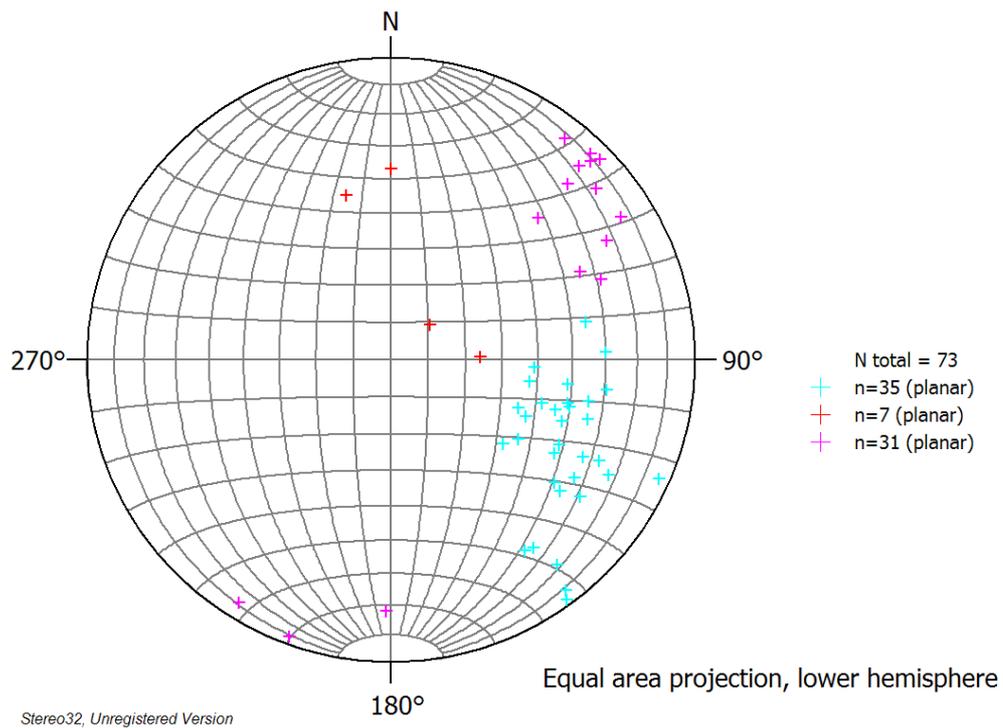


Figura 5.41: Estereograma pólos das fraturas Frente 3. Orientação do talude 205/subvertical.
 +: Família I +: Família II +: Família III

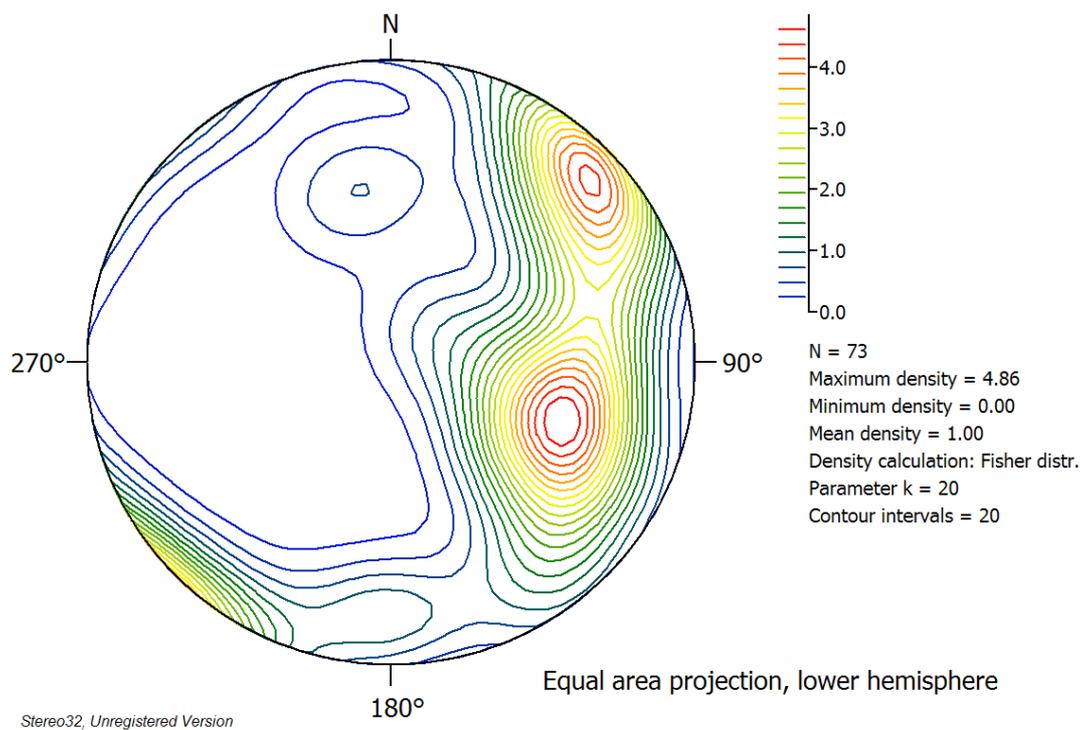


Figura 5.42: Diagrama de densidade Frente 3



NE

SW

Figura 5.43: Imagem da Frente 3_aux com os planos e traços das discontinuidades
 /: Família I /: Família II /: Família III

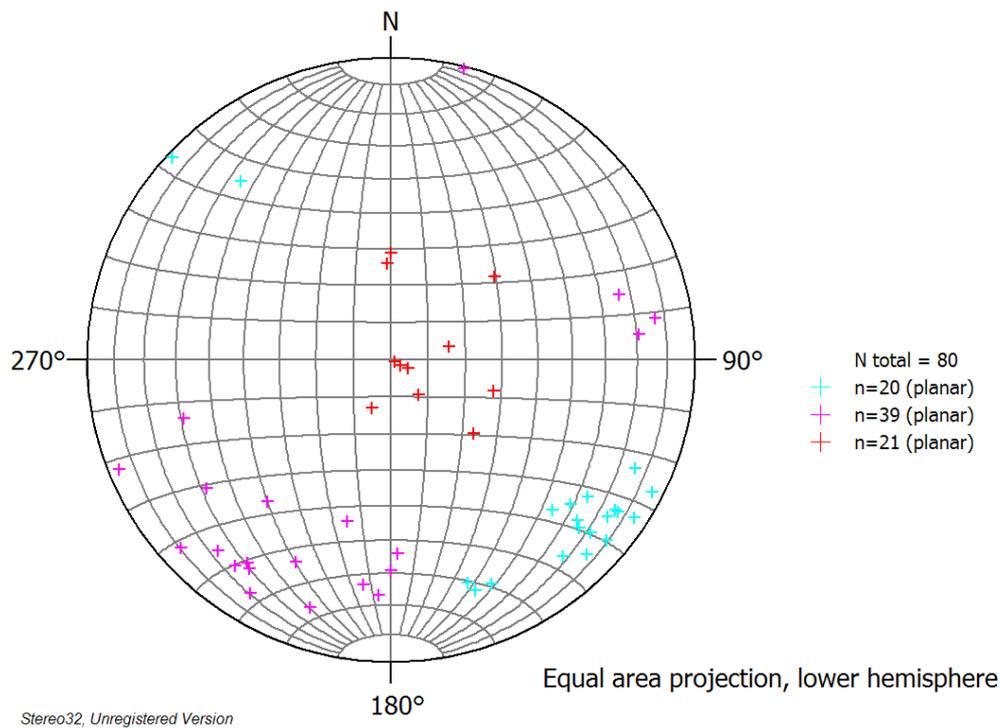


Figura 5.44: Estereograma pólos das fraturas Frente 3_aux. Orientação do talude 205/subvertical. +: Família I +: Família II +: Família III

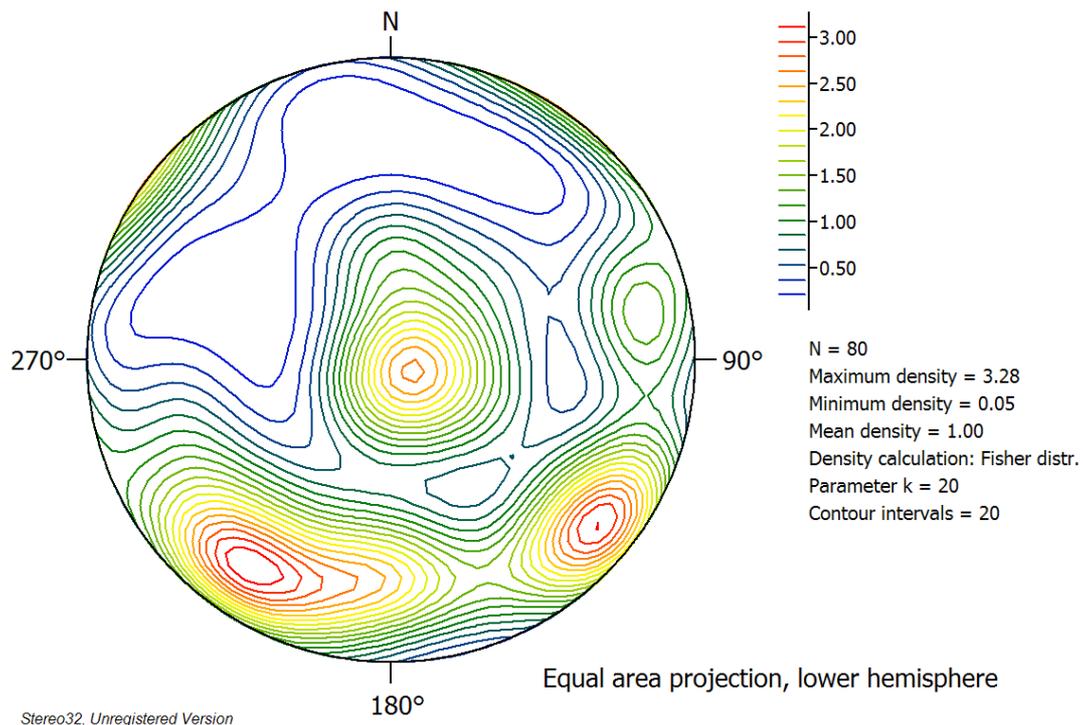


Figura 5.45: Diagrama de densidade Frente 3_aux

Na Frente 3 a Família I apresentou direção média aproximadamente N20-30E, com mergulhos maiores que 50° e todos com caimento para NW, enquanto na Frente 3_aux essa mesma família apresentou direção média de aproximadamente N40-50E com mergulhos maiores que 70° mas também caindo para NW. Pode-se observar pela imagem que ao final da Frente 3_aux, no sentido SW, há um aparente aumento dos ângulos de mergulho nessa família. A Família II apresentou direções médias N45-55W em ambas as frentes com mergulhos maiores que 70° , porém foi observada uma inversão dos caimentos, enquanto na Frente 3 apresenta caimento médio para SW, na Frente 3_aux apresentou caimento para NE. Pode-se observar que na Frente 3 praticamente não foram amostradas estruturas pertencentes à Família III, porém na Frente 3_aux algumas medições puderam ser realizadas resultando numa direção média do plano N20-30E com mergulhos de até 30° levemente para NW.

As Figuras 5.46 e 5.47 ilustram os histogramas de espaçamento das descontinuidades separadas por famílias confeccionados pelo *Sirojoint*® e o layout dos planos delimitados com a direção da gente de análise e a normal aos planos ilustrada.

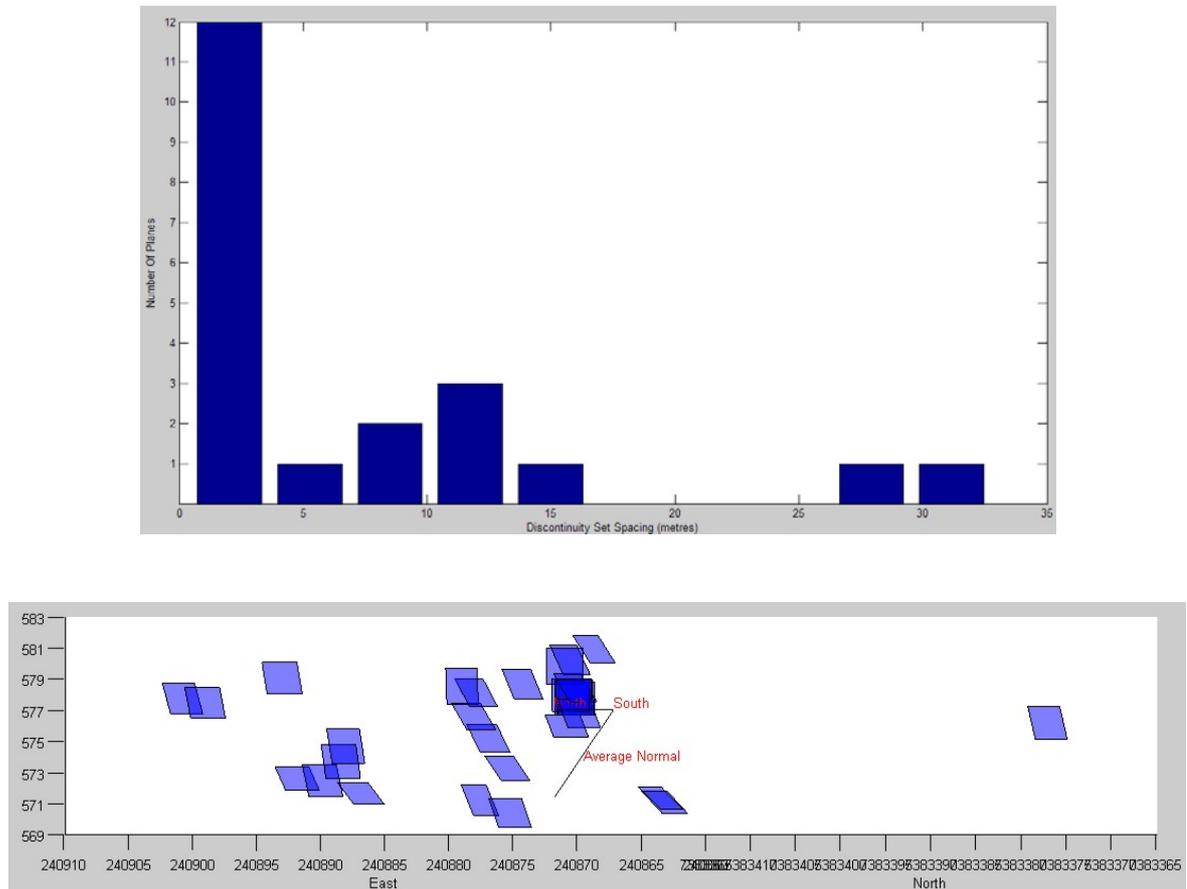


Figura 5.46: Histograma dos espaçamentos da Família I Frente 3 e layout dos planos

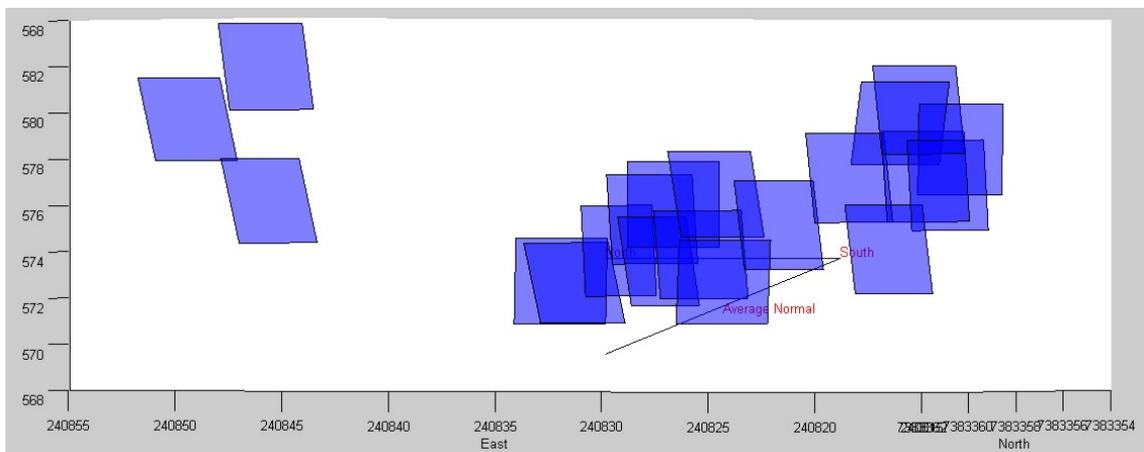
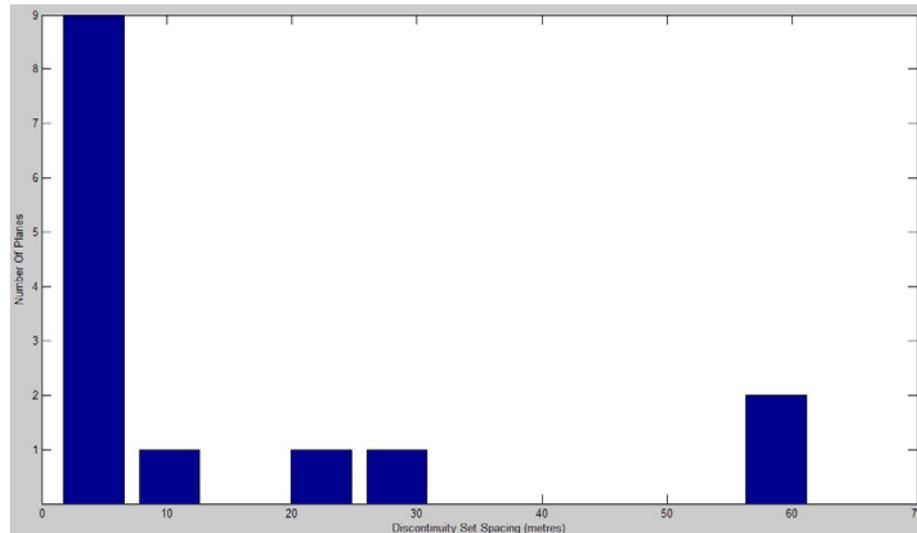


Figura 5.47: Histograma dos espaçamentos da Família I Frente 3_aux e layout dos planos

Observa-se que as estruturas apresentam espaçamentos de até cerca de 30m em média, porém com a maior quantidade de valores menores que 5 e 10m. A exceção foram dois planos delimitados na Frente 3_aux apresentando espaçamento de 60m, que podem estar relacionados à planos com direções mais perpendiculares à frente.

6. Discussão dos Resultados

Para análise dos resultados optou-se por inicialmente analisar cada família separadamente em suas diversas características observadas em cada uma das técnicas utilizadas. Visando verificar o nível de confiabilidade dos diversos dados coletados e analisados, foram confeccionados diagramas Schmidt onde foram plotados os pólos dos planos de concentração média vetorial, calculados para cada família em cada área amostrada através dos auto-valores/auto-vetores, e para cada medida foi delimitado um cone de confiança com índice de 95% calculado através do vetor médio de cada medida. Esses diagramas encontram-se ilustrados nas Figuras 6.1 a 6.3. Em todos eles a simbologia adotada é a que se segue:

✕: *Scanline* 1

✕: *Scanline* 2

✕: *Scanline* 3

✚: Frente 1_C1aC3

✚: Frente 1_C3aC5

✚: Frente 1_C5aC7

✚: Frente 2

✚: Frente 2_aux

✚: Frente 3

✚: Frente 3_aux

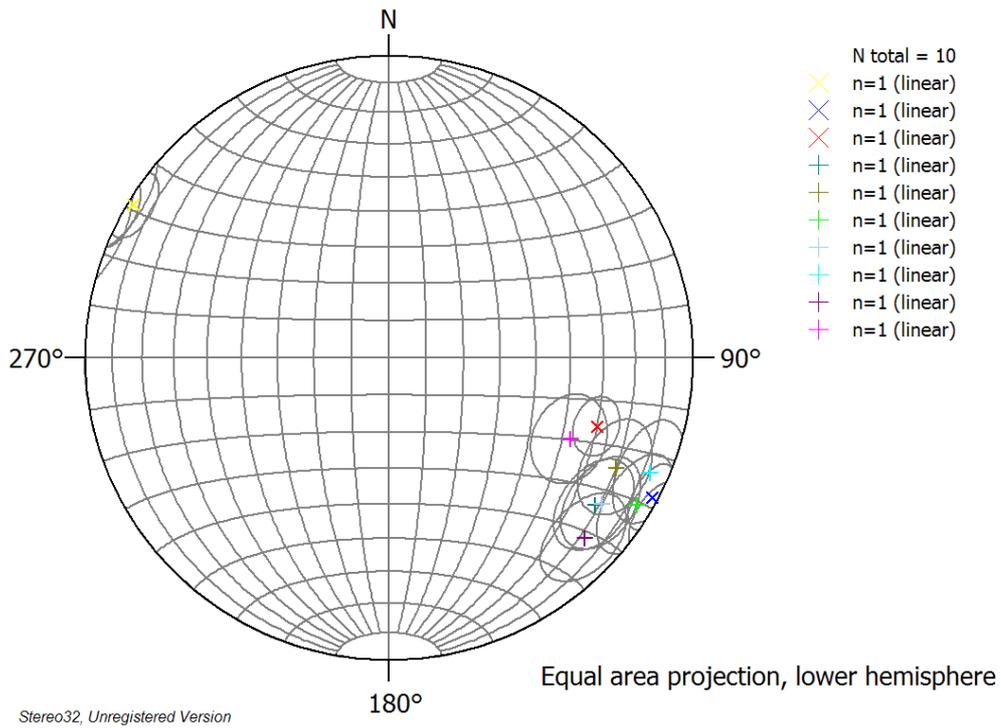


Figura 6.1: Cones de confiança para a Família I

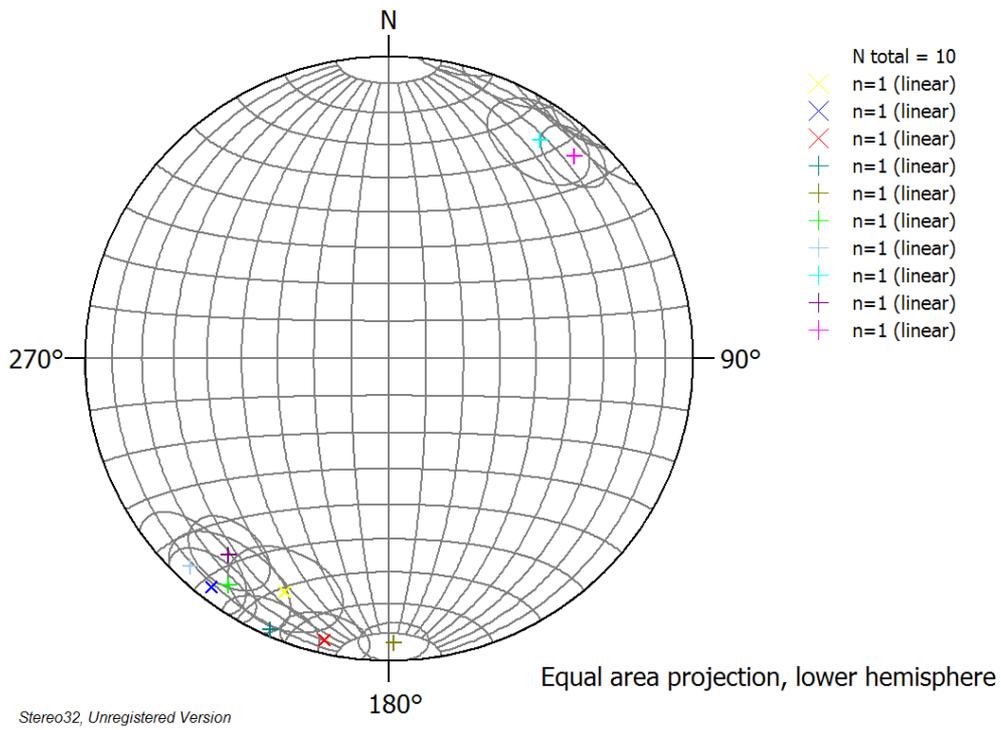


Figura 6.2: Cones de confiança para a Família II

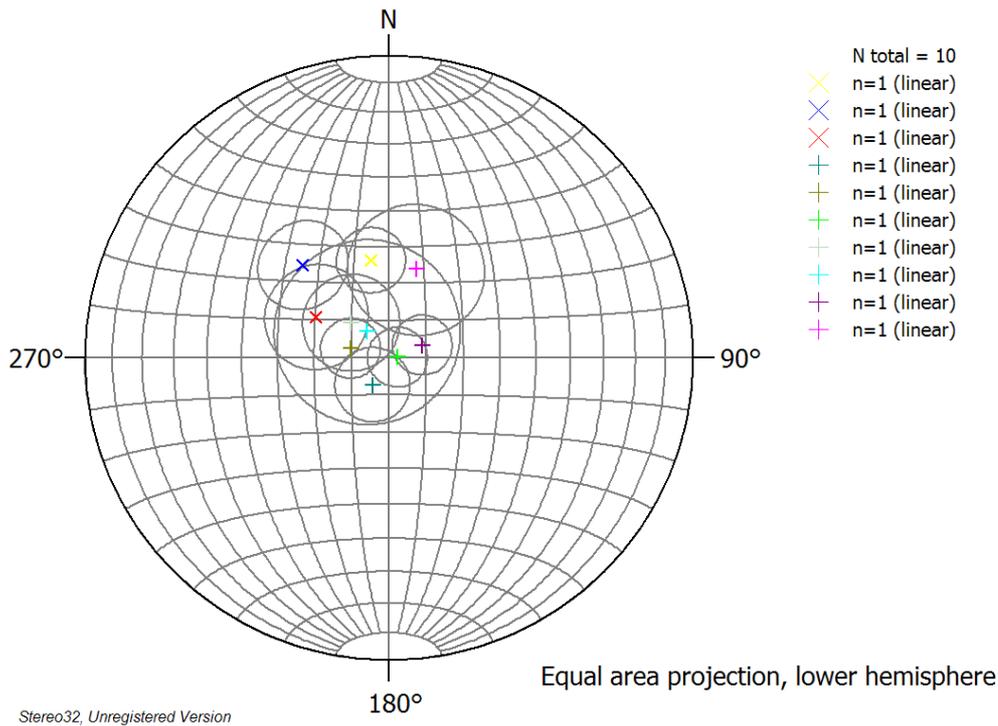


Figura 6.3: Cones de confiança para a Família III

Através dos diagramas pode-se observar que todas as famílias encontram-se bem delimitadas, com os cones de confiança apresentando boa área de sobreposição.

A Família I, classificada como principal afetando todo o maciço e com estruturas bastante visíveis, apresentou direção preferencial NE-SW em todos os levantamentos efetuados, com altos mergulhos, muitas vezes maiores que 70° preferencialmente para SW, porém comumente ocorrendo inversão do quadrante do mergulho. Observou-se que as estruturas pertencentes a essa família estão associadas ao acamamento S_0 , que pode ser observado em campo através de bandamento composicional porém com a característica de não apresentar planos bem definidos para medição. As estruturas dessa família encontram-se alinhadas segundo a direção da lente de calcário onde foi realizado o trabalho e também com as principais estruturas regionais presentes, tais como grandes lineamentos e zonas de falhamentos. Os espaçamentos médios para essa família variam da ordem de 0,5m para espaçamentos medidos a 1,2m para espaçamentos calculados, e a frequência calculada para a

direção da normal ao plano médio foi da ordem de 2,14 descontinuidades por metro nos levantamentos adequados, ou seja, com direções propícias. Trata-se de uma família onde as estruturas são praticamente planares com um índice de rugosidade médio e aberturas menores que 0,1cm, geralmente sem preenchimentos, ocorrendo isoladamente calcita granular. Os comprimentos dos traços em tendem a ser maiores que 1m e as terminações se dão geralmente em outra descontinuidade.

A Família II, menos proeminente que a anterior, possui direção NW-SE, ortogonal à primeira, com mergulhos altos, maiores que 70° , também apresentando variação no quadrante de caimento. Em algumas áreas levantadas essa família apresentou pequena rotação da direção média. Ocorrem ortogonais à Família I, 'cortando' também o bandamento S_0 .e ocorrem por todo o maciço. Os espaçamentos médios observados apresentam valores distintos, entre 0,545m e 1,25m, maiores que os espaçamentos calculados pelo *Sirojoint*®, bem como a frequência calculada. Os traços das estruturas dessa família apresentam perfil planar, com as terminações se dando geralmente em outra descontinuidade, com comprimento da ordem de 0,5m. Apresenta-se praticamente sem abertura, com planos de rugosidade média e alguns preenchimentos de calcita e clorita.

A Família III é a que possui menor expressão na área, apresentando traços horizontalizados devido aos baixos ângulos de mergulho. Por este fato as direções preferenciais são muito variáveis, porém foi possível notar em alguns locais um leve caimento para NW. Os espaçamentos observados para os membros desta família giram em torno de 1,5m, o maior entre todas as famílias definidas, com frequência ao longo da normal calculada da ordem de 1,42 descontinuidades por metro. São estruturas planares, de superfície apresentando rugosidade variável de média a pouco rugosa, com a terminação dos traços geralmente em outra descontinuidade, e comprimentos da ordem de 0,2 a 0,8m. Quase não se observa abertura dos planos e raramente ocorre preenchimento de calcita.

Os padrões das famílias de fraturas definidas indicam tratar-se de uma trama com estruturas ortogonais entre si e terminações umas nas outras, indicando a possibilidade da criação de blocos isolados. O caráter planar e medianamente rugoso das superfícies das estruturas podem interferir no cálculo da estabilidade de escavações, diminuindo o coeficiente de atrito do maciço.

Com relação às diferentes técnicas de coleta e tratamento de dados utilizadas observou-se que quando o levantamento é feito através de técnicas tradicionais lineares, como é o caso das linhas de varredura, as estruturas preferencialmente amostradas são aquelas com as direções dos planos perpendiculares à direção de amostragem, sendo também nessas condições o melhor modo de se coletar dados de espaçamento para análise estatísticas dos padrões. No caso de estruturas sub-paralelas à linha de amostragem, com ângulos menores que 30° , os cálculos estatísticos sofrem grande influência e perdem seu valor, fornecendo dados errôneos. Diferentemente, nas amostragens por fotogrametria terrestre digital, as estruturas mais evidentes são aquelas que possuem direção paralela ao plano de levantamento, uma vez que os planos de estruturas perpendiculares muitas vezes não são visíveis ou são impossíveis de realizar medições. Baseado nessa observação, pode-se dizer que as estruturas pertencentes à Família I são melhor ser amostradas através dos levantamentos efetuados na *Scanline* 1 e nas Frente 2 e 3, enquanto as estruturas da Família II inversamente podem melhor ser amostradas nas *Scanlines* 2 e 3 e Frente 1.

Ainda com relação às técnicas de coleta e tratamento de dados, foi observado que as amostragens via linha de varredura se mostram bastante demoradas para coleta de amostras, e no caso de uma mina em operação, pode se tornar insegura à medida que se necessita uma grande aproximação do talude, porém essa técnica se mostra mais direta no tratamento dos dados à medida que esses, após coleta, já encontram-se em condições de análise. Os levantamentos fotogramétricos digitais mostraram-se bastante rápidos e seguros para coleta

das fotografias, porém o tratamento dos dados, desde a fase de geração de imagens até a definição das amostras e plotagem dos dados, mostrou-se bastante demorada e trabalhosa. Verificou-se que a escala de amostragem, ou seja, a distância entre a frente analisada e as câmeras fotográficas e sua relação com as feições de interesse, é de suma importância para uma amostragem correta. No presente trabalho observou-se que para aquisição de dados estruturais visando caracterização do maciço, as escalas de análise devem ser de detalhe, para não se correr o risco de perder informações.

Com relação ao tipo de informação que se pode obter através de cada técnica observou-se que diversos parâmetros que podem ser medidos *in situ* não são possíveis de serem analisados através de imagens, tais como rugosidade, preenchimento. Todavia, os dados extraídos através de cada uma das técnicas mostraram resultados bastante semelhantes.

7. Conclusões

O trabalho aqui apresentado teve como objetivo utilizar técnicas tradicionais de levantamento sistemático de descontinuidades e compará-las com novas técnicas de levantamento, no caso a fotogrametria terrestre digital. Para tanto foram utilizados novos programas computacionais que possibilitam a geração e análise de dados estruturais.

De maneira geral os resultados obtidos através dos levantamentos nas *scanlines* obtiveram resultados muito semelhantes àqueles obtidos através do *Sirovision*®/*Sirojoint*® em termos das atitudes das estruturas planares. Porém observou-se que somente alguns parâmetros puderam ser comparados devido ao fato de que cada técnica gera dados específicos de análise que não puderam ser extraídos por outro modo. As escalas de análise também se mostraram adequadas, porém é necessário que se defina a finalidade da amostragem, pois diferentes coletas podem necessitar escalas de mais detalhe.

Os resultados obtidos para espaçamento de descontinuidades via fotogrametria digital pareceram ser irrealisticamente grandes, quando comparados aos valores obtidos por linhas de varredura e mesmo com o exame visual rápido dos afloramentos. Isto deveu-se provavelmente a dois fatores. Primeiro a dificuldade do método em obter planos que sejam perpendiculares à frente de análise, que seriam potencialmente os melhores para determinar o espaçamento dessas famílias. Em segundo lugar a dificuldade de se delimitar todos os planos contíguos de descontinuidades, o que falseia as medidas de espaçamento.

Ressalte-se que nos testes realizados as rotinas de determinação automática de planos pelo *Sirojoint* não se mostraram eficientes, demandando muito tempo de processamento e gerando muitos artefatos. Isto levou a se utilizar as rotinas de delimitação "manual" dos planos, que demandam mais tempo do operador, e também não permitiram a delimitação de todos os planos aparentemente visíveis.

Uma questão importante a se considerar é o tempo de coleta e tratamento dos dados. Apesar de o levantamento clássico depender muito tempo e trabalho para coleta de dados, a análise dos mesmos mostrou-se mais rápida e direta que o levantamento fotogramétrico, onde os dados iniciais foram facilmente obtidos, mas o tratamento e análise foram bastante demorados e trabalhosos.

Por outro lado o levantamento fotogramétrico digital oferece uma abrangência areal maior que os levantamentos tradicionais, permitindo por exemplo a coleta de dados em áreas inacessíveis da frente de lavra. Permite também um registro fotogramétrico contínuo das frentes conforme vão sendo lavradas, gerando séries históricas, e permitindo sua posterior análise ou re-análise.

As novas tecnologias se mostraram eficientes na coleta e tratamento de dados estruturais, porém seu uso se mostra mais compatível com levantamentos geotécnicos, como para estudos de estabilidades de talude, escavações e modelamentos de minas, dentre outros.

Embora os novos métodos possam facilitar diversas tarefas, o presente trabalho verificou ser de fundamental importância um controle *in situ* das características do local estudado visando reconhecer, e principalmente, eliminar, quaisquer erros que possam ocorrer.

8. Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M. de. 1948. A “*roche moutonnée*” de Salto, Estado de São Paulo. *Bol. Geol. Metal.*, São Paulo, nº 05, p.112-118.
- Almeida, F.F.M. de. 1955. As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira. *Boletim da Soc. Bras. de Geol.*, v.02, nº 04, p.23-40.
- Almeida, F.F.M. de. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim Geologia do Estado de São Paulo*, Instituto Geográfico e Geológico, nº 40, p.167-274.
- Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. de; Fuck, R.A. 1977. As províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 08, 1977, Campina Grande. *Atas...* Campina Grande: SBG. p.363-391.
- Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. de; Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, v.17, nº 1/2, p.1-29.
- Almeida, F.F.M. de; Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1973. The precambrian evolution of the South American Cratonic margin South of Amazonas River. In: Naim e Stille (Eds), *The ocean basin and margins*, v.01,p.411-446
- Amaral, S.E. do. 1965. Nova ocorrência de *roche moutonnée* em Salto. *Boletim Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, v.04, nº 1-2, p. 71-82.
- American Society of Civil Engineers - ASCE. 1996. *Photogrammetric Mapping*. ASCE Press. 332p.
- American Society of Photogrammetry - ASP. 1980. *Manual of Photogrammetry*. 4 ed. Falls Church: ASP Press. 1056p.
- Andrade, J. B de. 1998. *Fotogrametria*. Curitiba: Ed. SBEE. 259p.
- Barbosa, O.; Almeida F.F.M. de. 1949a. Nota sobre a estratigrafia da Série Tubarão em São Paulo. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, v. 21, nº 01, p.65-68.
- Barbosa, O.; Almeida F.F.M. de. 1949b. *A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo*. Rio de Janeiro: DNPM/DGM. 16p. (Notas preliminares e Estudos 48).

- Barbosa, O.; Gomes, F.A. 1958. *Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo*. Rio de Janeiro: DNPM/DGM. 40p. (Boletim 171).
- Barton, N. R. 1973. Review of a new shear strength criterion for rock joints. *Engineering Geology*, nº 07, p.287-332.
- Barton, N.; Lien, R.; Lunde, J. 1974. Engineering classification of rock masses for design of tunnel support. *Rock Mechanics*, v.06, p.183-236.
- Barton, N.R.; Choubey, V. 1977. The shear strength of rock joints in theory and practice. *Rock Mechanics*, v.10, p.1-54.
- Beniawski, Z.T. 1973. Engineering classification of jointed rock masses. Transactions of the South African Institution of Civil Engineers, v.15, p.335-344.
- Bergmann, M. 1988. *Caracterização estratigráfica e estrutural da sequência vulcano-sedimentar do grupo São Roque - na região de Pirapora do Bom Jesus - Estado de São Paulo*. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 167f.
- Bergmann, M. 1991. Litoestratigrafia e paleo-ambiente do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus. In: JORNADA CIENTÍFICA, 1990, São Paulo. *Boletim IGUSP, Publicação Especial*. São Paulo: USP. Nº 09, p.107-109.
- Bernardo Filho, O.; Silva, R.P.; Bastos, D.L.; Brito J.L.N. e S.; Ribeiro, J.A. 2005. E-foto: módulo de retificação de imagens em uma estação fotogramétrica digital. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12, 2005, Goiânia. *Anais...* S. José dos Campos: INPE. p.1167-1174.
- Bigarella, J.J.; Salamuni, R. 1958. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná). *Boletim Paulista de Geografia*, v.29, p.03-19.
- Bjornberg, A.J.S.; Landim, P.M.B.; Gandolfi, N. 1965. Indícios de contribuição eólica nos sedimentos do Grupo Tubarão em Limeira e Casa Branca, São Paulo. Esc. Eng. São Carlos, USP, Publicação nº 135, Geol. nº 13, p.1-16.

- Cabral Jr, M.; Mota, J.F.M. 1985. Geologia da Formação Itararé e sua potencialidade para carvão na região de Buri/Itapeva-SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 05, 1985, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG. v.02, p.459-472.
- Caetano-Chang, M.R. 1984. *Análise ambiental e estratigráfica do Subgrupo itararé (PC) no sudoeste do Estado de São Paulo*. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 310f.
- Caetano-Chang, M.R.; Landim, P.M.B. 1987a. Evolução ambiental da sedimentação do Subgrupo Itararé na área de Itararé-Itaporanga (SP). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 06, 1987, Rio Claro. *Atas...* São Paulo: SBG, v.01, p.339-354.
- Caetano-Chang, M.R.; Landim, P.M.B. 1987b. Os sedimentos glaciais da base do Subgrupo Itararé nas proximidades de Itararé (SP). In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 03, Curitiba, 1987. *Atas...* São Paulo: SBG, v.01, p.401-412.
- Campanha, G. A. C.; e Quintanilha, J. A.. 1996. Análise Estatística de Dados Estruturais; Estatística de Dados Direcionais Tridimensionais. In: Carneiro, Celso Dal R. *Projeção estereográfica para análise de estruturas*. São Paulo: UNICAMP/CPRM/IPT.
- Campanha, G.A. da C.; Sadowski, G.R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiáí Domain). *Precambrian Research*, v.98, p. 31-51.
- Campanha, G.A. da C.; Basei, M.A.S.; Juliani, C.; Faleiros, F.M. 2006. Faixa Ribeira: setores meridional e central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43, 2006, Aracaju. *Anais...* Aracaju: SBG. p.23.
- Campos Neto, M. da C.; Basei, M.A.S.; Artur, A.C.; Silva, M.E.; Machado, R.; Dias Neto, C.M.; Fragoso-Cesar, A.R.; Souza, A.P. 1983. Geologia das Folhas de Piracaia e Igaratá. In: 1ª JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000. *Atas...* São Paulo: IPT /Pró-Minério.
- Campos Neto, M. da C.; Basei, M.A.S. 1983a. Evolução estrutural brasileira do nordeste de São Paulo: dobramentos superimpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 04, 1983, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG. p.61-78.

- Campos Neto, M. da C.; Basei, M.A.S. 1983b. A importância dos falhamentos transcorrente na configuração do Pré-Cambriano entre São José dos Campos e Amparo (SP). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 04, 1983, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG. p.79-90.
- Campos Neto, M. da C. 1985. Evolução do Pré-Cambriano paulista e regiões adjacentes. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 05, 1985, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG. p.561-585.
- Campos Neto, M. da C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South American*. In: *XXXI INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, Rio de Janeiro, Brazil. p.335-365.
- Campos Neto, M. da C.; Figueiredo, M.C.H de. 1995. The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, v.08, n° 02, p.143-162.
- Carneiro, C.D.R. 1983. *Análise estrutural do Grupo São Roque na faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP*. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 155f.
- Carneiro, CDR.; Hasui, Y.; Dantas, A.S.L. 1984. Contribuição ao estudo da litoestratigrafia do Grupo São Roque na Faixa Jaraguá-Cristais – SP. In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG. p.3212-3226.
- Cheaney, R. F. 1983 *Statistical methods in geology*. London: George Allen & Unwin,. 169p.
- Cianteli, Jr., C.A.; Cabral Jr., M; Nakano, S. 1983. Mapa faciológico da Serra dos Pais, norte de Barão de Antonina, topo da Formação Itararé - base da Formação Tatuí. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 04, 1983, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG, p.185-189.
- Cordani, U.G.; Rocha Campos, A.C.; Davino, A.; Bjornberg, A.J.S. 1961. Geologia da região do Jaraguá, SP. *Boletim Soc. Bras. de Geol.*, São Paulo, v.10, n° 02, p.73-91.

- Cordani, U.G.; Gomes, C. de B.; Girardi, V.A.V. 1963. Rochas cálcio-silicatadas da região de Perus, SP. *Anais da Acad. Bras. de Ciências*, Rio de Janeiro, v.35, nº 03, p.361-372.
- Cordani, U.G.; Bittencourt, I. 1967. Determinações de idades K-Ar do Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, 1967, Curitiba. *Anais...* Curitiba: SBG. p.218-233.
- Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1971. Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG. p.105-110.
- Coutinho, J.M.V. 1955. Metaconglomerado e rochas associadas no município de São Paulo. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*, São Paulo, nº 186, p.5-56.
- Coutinho, J.M.V. 1968. *Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores*. Tese (Provisão de Cátedra) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo. 174p.
- Coutinho, J.M.V. 1971. Estado atual de conhecimento do pré-cambriano superior sul brasileiro; uma síntese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG. p.83-91.
- Coutinho, J.M.V. 1972. Petrologia do Pré-cambriano de São Paulo e arredores. *Boletim IG-USP*, São Paulo, v.03, p.5-99.
- Coutinho, J.M.V.; Rodrigues, E.P.; Suemitsu, A.; Juliani, C.; Beljavskis, P.; Perosa, P.T.Y. 1982. Geologia e petrologia da seqüência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na Serra do Itaberaba, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG. nº 02, p.83-91.
- Cottas, L.R.; Fiori, A.P.; Landim, P.M.B. 1981. Divisão faciológica do Subgrupo Itararé e da Formação Aquidauana no nordeste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 03, Curitiba, 1981. *Atas...* São Paulo: SBG, v.02, p.103-115.

- CPRM.1999. *Carta geológica do Estado de São Paulo.Escala 1:250.000*. São Paulo:CPRM. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia. Mapa + texto expl.
- Cruden, D. M. 1977. Describing the size of discontinuities. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, nº 14, p.133-137.
- DAEE – Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo. 1979. *Mapeamento faciológico do Supergrupo Tubarão*. São Paulo: DAEE/UNESP, mapas geológicos escala 1:50.000.
- Daemon, R.F.; Quadros, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília. *Anais...* p. 359-4
- Dantas, A.S.L. 1990. *Geologia da faixa São Roque e intrusivas associadas na região entre São Paulo e Mairiporã, Norte de São Paulo – SP*. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 199f.
- Dantas, A.S.L.; Almeida, M.A.; Teixeira, A.L.; Nagata, N.; Bistrichi, C.A. 1986. Integração geológica das folhas de Guarulhos e Santana do Parnaíba na escala 1:50.000. In: 2ª JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000. *Atas...* São Paulo: SICCT /Pró-Minério.
- Derby, O.A. 1878. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. *Arq. Mus. Nac.*, Rio de Janeiro, v. III, p.89-96.
- Derby, O.A. 1883. Terrenos carboníferos das províncias de São Paulo e Paraná. *Revista de Engenharia*, nº 05, Rio de Janeiro.
- Derby, O.A. 1888. *Mitteilung eines Von Herrn A. Derby über Spuren eines Carbonen Eiszeit in Südamerika*, *Neues Jahrb. für Min. Geol. u. Pal.* II, Stuttgart.
- Derby, O.A. 1889. São Paulo, *Comissão Geographica e Geológica da Província*, Relatório 1888, São Paulo.
- Deere, D.U. 1964. Technical description of rock cores for engineering purposes. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, v.01, p.17-22.

- Ebert, H. 1958. Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. *Boletim da Div. de Geol. e Min.*, Dep. Nac. Prod. Min. 183p.
- Figueiredo, M.C.H.; Bergmann, M.; Penalva, F.; Tassinari, C.C.G. 1982. Ocorrência de “pillow-lavas” no Grupo São Roque, Estado de São Paulo. *Ciências da Terra*, nº 02, p.6-8.
- França, A.B. 1987. *Stratigraphy, depositional environment and reservoir analysis of the Itararé Group (Permocarboniferous), Paraná Basin, Brazil*. Tese (Doutorado) – University of Cincinnati, USA. 188f.
- França, A.B.; Potter, P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Bol. Geoc. Petrobras*, v.02, nº 2/4, p.147-191.
- Fúlfaro, V.J.; Stevaux, J.C.; Souza Fº, E.E.; Barcellos, J.H. 1984. A Formação Tatuí (p) no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, v.02, p.711-724.
- Gama Jr., E.G.; Caetano, M.R.; Weyler, G. 1980. Divisão faciológica do Grupo Itararé no centro-leste do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. *Resumos...* Camboriú: SBG, nº 02, p.365.
- Gama Jr., E.G.; Perinotto, J.A.J.; Ribeiro, H.I.P.S. 1991. Contribuição ao estudo de Parassequências no Subgrupo Itararé (P-C) no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 02, 1991, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG/NSP/NRJ, p.385-389.
- Gama Jr., E.G.; Perinotto, J.A.J.; Ribeiro, H.I.P.S.; Padula, E.K. 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: tratos de fácies e hidrodinâmica deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.22, nº 02, p.228-236.
- Gillespie, P.A.; Howard, C.B.; Walsh, J.J.; Watterson, J. 1993. Measurement and characterization of spatial distributions of fractures. *Tectonophysics*, nº 226, p.113-141.

- Gonzaga de Campos, L.F. 1889. Seção Geológica. *Relatório da Comissão Geographica e Geológica da Província de São Paulo*, São Paulo, p. 21-34.
- Gordon Jr., M. 1947. *Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro: DNPM/DGM. 20p. (Notas preliminares e Estudos 38).
- Gutmans, M. 1946a. In: Almeida, F.F.M. de. 1948. A “*roche moutonnée*” de Salto, Estado de São Paulo. *Bol. Geol. Metal.*, nº 05, p.112-118.
- Gutmans, M. 1946b. Estrias glaciais no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO PAN-AMERICANO DE ENG. DE MINAS E GEOLOGIA, Rio de Janeiro. *Anais...*
- Hackspacher, P.C.; Dantas, E.L.; Spoladores, A.; Fetter, A.H.; Oliveira, M.A.F. de. 2000. Evidence of neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30, nº 01, p.110-114.
- Hasui, Y. 1973. *Tectônica da area das folhas de São Roque e Pilar do Sul*. Tese (Livre-docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 134p.
- Hasui, Y. 1975a. Evolução polifásica do Precambriano a oeste de São Paulo. *Boletim IG – USP*, São Paulo, v.06, p.95-108.
- Hasui, Y. 1975b. Geologia da Folha São Roque. *Boletim IG – USP*, São Paulo, v.06, p.157-183.
- Hasui, Y.; Penalva, F.; Hennies, W.T. 1969. Geologia do Grupo São Roque. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1969, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG. p. 101-134.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.05, p.257-266.
- Hasui, Y.; Sadowski, G.R.; Carneiro, C.D.R. 1976. Considerações sobre a estratigrafia do pré-cambriano na região de São Paulo. *Boletim IG – USP*, São Paulo, v.07, p.107-112.

- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Bistrichi, C.A. 1981. O embasamento Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico em São Paulo. In: Almeida, F.F.M. de *et al. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, esc. 1:500.000*. São Paulo: IPT/DMGA. V. 01, p.12-45. (IPT, publicação 1184, monografia 6).
- Hasui, Y.; Fonseca, M.J.G.; Ramalho, R. 1984. A parte central da região de dobramentos sudeste e o maciço mediano de Guaxupé. In: Schobbenhaus, C. *et al. Geologia do Brasil: texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, esc. 1:2.500.000*. Brasília: DNPM. Cap. 7, p.307-330.
- Hasui, Y.; Hama, M. 1972. Geocronologia do Grupo São Roque pelo método K-Ar. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.02, p.18-24.
- Hasui, Y.; Sadowski, G.R. 1976. Evolução geológica do Precambriano na região de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.06, p.182-200.
- Heipke, C. 1995. State-of-the-art of digital photogrammetric workstations for topographic applications. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Ottawa, v.61, n° 01, p.49-56.
- Hennies, W.T.; Hasui, Y.; Penalva, F. 1967. O Falhamento transcorrentes de Taxaquara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, 1967, Curitiba. *Anais...* Curitiba: SBG. p. 159-168.
- Hoek, E.; Brown, E.T. 1980. *Underground excavation in rock*. London: Inst. Of Mining and Metallurgy. 527p.
- Hoek, E.; Bray, J. 1981. *Rock slope engineering*. London: Inst. Of Mining and Metallurgy. 358p.
- Hudson, J.A.; Priest, S.D. 1979. Discontinuities and rock mass geometry. *Int. Journal Rock Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr.*, v.16, p.339-362.
- Hudson, J.A.; Priest, S.D. 1983. Discontinuity frequency in rock masses. *Int. Journal Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, v.20, n° 02, p.73-89.

- Hsiung, S.M.; Ghosh, A.; Ahola, M.P.; Chowdhury, A.H. 1993. Assessment of conventional methodologies for Joint Roughness Coefficient determination. *Int. Journal Rock Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr.*, v.30, n° 07, p.825-829.
- Janasi, V.A.; Vasconcellos, A.C.B.C.; Vlach, S.R.F; 1990. Granitóides na região entre as cidades de São Paulo e Piedade (SP): faciologia e contexto tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG. V. 04, p. 1925-1935.
- Juliani, C. 1993. Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo. Tese (Doutoramento) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2 vol., 803f., 5 mapas.
- Juliani, C.; Beljavskis, P. 1983. Geologia e evolução geológico-estrutural preliminar do Grupo São Roque na região da Serra do Itaberaba (SP). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 04, 1983, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG. p.113-126.
- Juliani, C.; Beljavskis, P.; Schorscher, H.D. 1986. Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região de São Roque (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34. Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia: SBG. v.02, p.730-750.
- Juliani, C.; Beljavskis, P. 1995. Revisão da litoestratigrafia da Faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 16, n° 1/2, p.33-58.
- La Pointe, P.R.; Hudson, J.A. 1985. *Characterization and interpretation of rock mass joint patterns*. Boulder: The Geological Society of America. 37p. (Special Paper, 199)
- Lefevre, V.; Barbosa, A.F.; Wohlers, A.; Almeida, F.F.M. de; Melcher, G.C.; Felicíssimo Jr, J.; Guimarães, J.E.P.; Setzer, J.; Paoliello, P.C.; Freitas, R.O. de; Mezzalira, S.; Petri, S.; Knecht, T. 1963. *Mapa geológico do Estado de São Paulo (Brasil)*. São Paulo: Instituto Geogr. e Geol. 1 mapa, color., 69cm x 100 cm. Esc. 1:1.000.000.
- Lima, M.R. de; Saad, A.R.; Carvalho, R.G. de; Santos, P.R. dos. 1976. Foraminíferos arenáceos e outros fósseis do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico), Bacia do Paraná, São

- Paulo, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto: SBG, v.02, p.49-65.
- Lima, M.R. de; Dino, R.; Yokoya, N.S. 1983. Palinologia de concreções calcíferas do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico da Bacia do Paraná) na região de Araçoiaba da Serra, Estado de São Paulo. *Anais da Acad. Bras. de Ciências*, v.55, nº 02, p.195-208.
- Linder, W. 2006. *Digital Photogrammetry: a practical course*. 2 ed. Springer. 214p.
- Loch, C; Lapolli, E.M. 1998. *Elementos básicos da fotogrametria e sua utilização prática*. 4 ed. Florianópolis: Ed. UFSC. 104p. (Série Didática).
- Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. de B. (orgs.) 2004. *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. 647p., il.
- Marchetti, D.A.B.; Garcia G.J. 1986. *Princípios de fotogrametria e fotointerpretação*. 1 ed. Nobel. 257p.
- Marini, O.; Trein, E.; Fuck, R.A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, nº 23/25, p.43-102.
- Massoli, M. 1991. *Relação entre o embasamento cristalino e os sedimentos basais do Subgrupo Itararé na região de Sorocaba-Salto de Pirapora, SP*. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 94f.
- Moraes Rego, L.F. 1930. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, Rio de Janeiro, nº 46, 105p.
- Moraes Rego, L.F. 1936. O sistema de Santa Catarina em São Paulo. *Anais Esc. Polytécnica de São Paulo*, São Paulo, p.327-412.
- Northfleet, A.A.; Medeiros, R.A.; Muhlmann, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Téc. Petrobras*, v.12, nº 03, p.291-346.
- Oliveira, F.P. 1889. Secção geológica. In: Derby, O.A. 1889 Relatório 1889. Comissão Geographica e Geológica da Província de São Paulo, p.35-42.

- Oliveira, E. P. de. 1916. Geologia do Estado do Paraná. *Bol. Min. Agric., Ind. Com.*, Rio de Janeiro, v.05, nº 01, p.67-143.
- Oliveira, E.P. 1925. Analyses de calcareos. *Boletim Serv. Geol. Min.*, nº 10, p.01-45.
- Oliveira, A.I.; Leonardos, O.H. 1943. Geologia do Brasil. *Serv. Inform. Agrícola, Min. Agricultura*. Rio de Janeiro, Série Didática, nº 02, p.147.
- Penalva, F.; Hasui, Y. 1969. A intrusão granítica dos Morros Grande e do Tico-Tico, Município de Caieiras, SP. *Anais da Acad. Bras. de Ciências*, v.42, nº 04, p.725-730.
- Perrotta, M.M.; Salvador, E.D.; Lopes, R.C.; D'Agostino, L.Z.; Peruffon, N.; Gomes, S.D.; Sachs, L.L.B.; Meira, V.T.; Garcia, M.G.M.; Lacerda Filho, J.V. 2005. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:750.000. São Paulo: CPRM, Programa Geologia do Brasil – PGB.
- Pires, F.A.; Petri, S. 1991. O Subgrupo Itararé na região de Capivari-Rafard, Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 02, 1991, São Paulo. *Atas... SBG/NSP/NRJ*, p.391-396.
- Petri, S. 1964. *Grupo Tubarão*. In: *Geologia do Estado de São Paulo*. São Paulo: IGG. p.56-63. (*Boletim 41*).
- Petri, S.; Fúlfaro, V.J. 1983. *Geologia do Brasil: Fanerozóico*. São Paulo: T.A. Queiroz: Ed. da Universidade de São Paulo. 631p.
- Petri, S. 1992. Litofácies e significado paleoambiental dos sedimentos Itararé na região Capivari-Rafard, Estado de São Paulo. *Rev. IG*, São Paulo, v.13, nº 01, p.7-30.
- Poropat, G. 2003. *A new tool for mapping rock mass structure in open pits*. Australia: Division of Exploration and Mining Commonwealth Scientific & Industrial Research Organization – CSIRO. 05p. (Publications).
- Priest, S.D. 1993. *Discontinuity analysis for rock engineering*. London: Chapman & Hall. 473p
- Priest, S.D.; Hudson, J.A. 1976. Discontinuity spacings in rock. *Int. Journal Rock Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr.*, v.13, p.135-148.

- Priest, S.D.; Hudson, J.A. 1981. Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *Int. Journal Rock Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr.*, v.18, p.183-197.
- Rocha Campos, A.C. 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (Eds.). *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, p.27-102.
- Rocha Campos, A.C.; Rosler, O. 1978. Late Paleozoic faunal and floral successions in Paraná Basin, Southeastern, Brazil. *Boletim IG-USP*, São Paulo, v.09, p.1-16.
- Rouleau, A.; Gale, J.E. 1985. Statistical characterization of the fracture system in the Stripa Granite, Sweden. *Int. Journal Rock Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr.*, v.22, n° 06, p.353-367.
- Saad, A.R. 1977. *Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo*. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 107 f.
- Sachs, L.L.B.; Morais, S.M. (Org.). 1999. Integração geológica da Folha São Paulo – SF.23-Y-C: escala 1:250.000. Estado de São Paulo - Nota Explicativa. São Paulo: CPRM. 36p, il., mapas.
- Sadowski, G.R. 1974. *Tectônica da Serra de Cubatão*. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 159f..
- Santos, P.R. dos; Rocha Campos, A.C.; Canuto, J.R. 1996. Patterns of late Paleozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Paleogeography/Paleoclimatology/Paleoecology*, v.125, n° 1/4, p.165-184.
- Schneider, R.L.; Mühlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R.A.; Daemon, R.F.; Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG, v.01, p.41-65.

- Silva, P.C.F da. 1997. Ambientes de sedimentação e tectônica do Grupo São Roque na região entre Pilar do Sul e Votorantim. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 127f.
- Soares, P.C. 1972. O limte glacial/pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. *Anais Acad. Bras. Ciências*, v.44 (suplemento), p.333-342.
- Soares, P.C.; Landim, P.M.B.; Sinelli, O.; Wernick, E.; Wu, F.T.; Fiori, A.P. 1977. Associações litológicas do Subgrupo Itararé e sua interpretação ambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, v.07, nº 02, p.131-149.
- Sonder, R.A. 1956. *Mechanik der erde*. Stuttgart : E Schweizerbart'sche. v.01.
- Soole, P.; Poropat, G. 2000. Highwall mapping using terrestrial photogrammetry. In: *BOWEN BASIN SYMPOSIUM 2000 PROCEEDINGS*, Rockhampton. Ed. J.W. Beeston. p. 343-346.
- Souza Filho, E.E. de. 1986. *Mapeamento faciológico do Subgrupo Itararé na quadrícula de Campinas (SP)*. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 121 f.
- Spurr, S.H. 1960. *Photogrammetry and photo-interpretation: with a section on applications to forestry*. 2 ed. New York: Ronald Press. 472p.
- Stevaux, J.C.; Souza Filho, E.E. de; Landim, P.M.B.; Teixeira, J.A. 1987. Sistemas deposicionais do Subgrupo Itararé na bacia hidrográfica do rio Capivari, SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 06, Rio Claro, 1987. *Atas...* SBG, p.355-374.
- Tassinari, C.C.G. 1988. *A idade das rochas e dos eventos metamórficos na porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução*. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 236f.
- Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K.; Kikuchi, R. 1985. Estudo geocronológico nos metaconglomerados do Grupo São Roque, SP. Simpósio Regional de Geologia, 05, 1985, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG. p.03.
- Terzaghi, R.D. 1965. Sources of error in joint surveys. *Geotechnique*, nº 15, p.287-304.

- Van Schmus, W.R.; Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G. 1986. Estudo geocronológico da parte inferior do Grupo São Roque. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG. p.1399-1403.
- Washburne, C.W. 1930. Petroleum geology of the State of São Paulo. *Bol. Com. Geogr. Geol.*, São Paulo, nº 22, 282p.
- White, I. C. 1908. *Relatório final da Comissão de Estudos das minas de carvão de pedra do Brasil*. Rio de Janeiro: Min. Ind. Viação e Obras Púb.
- Wheeler, R.L.; Dixon, J.M. 1980. Intensity of systematic joints: methods and application. *Geology*, v.08, p.230-233.
- Wickham, G.E.; Tiedemann, H.R.; Skinner, E.H. 1972. Support determinations based on geologic predictions. Proceedings 1st North American Rapid Excavation and Tunneling Conference, AIME, New York, v.01, p43-64.
- Wolf, P.R. 1974. *Elements of Photogrammetry*. New York: McGraw-Hill. 561p.
- Woodcock, N.H. 1977 Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin*, v.88, p1231-1216.
- Wu, F.T.; Soares, P.C.; Mattos, J.T. de. 1980. Divisão faciológica do Grupo Itararé no sudeste do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. *Resumos...* Camboriú: SBG, nº 02, p.364.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Astolfi, M.A.M.A.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Zanotto, O.A.Z. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 03, Curitiba. *Atas...* Curitiba, v.01, p.441-477.