

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA RÚPTIL MESO-CENOZÓICA A NORTE
DO DOMO DE LAGES, SC**

Érico Benedeti Mazini

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF/08/18)

TF
M476
EB.t

SÃO PAULO
2008

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**TECTÔNICA RÚPTIL MESO-CENOZÓICA A NORTE DO DOMO
DE LAGES, SC
(TF-08/18)**

Érico Benedeti Mazini

Orientador: Rômulo Machado

Monografia de Trabalho de Formatura

DEDALUS - Acervo - IGC



30900025625

SÃO PAULO
2008

Resumo

O objetivo principal deste trabalho é o estudo das estruturas rúpteis que afetam rochas vulcânicas pertencentes à Formação Serra Geral, em uma área localizada a norte do Domo de Lages, região centro-sul de Santa Catarina. Este estudo foi feito no intuito de estabelecer a extensão da tectônica transcorrente descrita na região de Lages.

Além da análise estrutural, foram elaborados mapas de lineamentos, de direção de fluxo, densidade de lineamentos e de drenagens, que foram derivados diretamente do tratamento dos dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*). Os dados estruturais obtidos em campo foram comparados com os dados extraídos das imagens, visando correlacionar as estruturas analisadas nas suas diferentes escalas.

A análise das estruturas rúpteis revelou um predomínio de falhas transcorrentes com falhas normais subordinadas. Apesar do grande número de medidas realizadas de pares falha/estria, apenas parte destas falhas apresentavam indicadores cinemáticos confiáveis.

As falhas transcorrentes observadas apresentam movimentações destrais (direções NE-SW, NNE-SSW e ENE-WSW) e sinistrais (WNW-ESE e NW-SE). A caracterização geométrica e cinemática destas estruturas é compatível com um esforço máximo horizontal próximo da direção ENE-WSW até E-W.

A presença de falhas transcorrentes associadas com falhas normais mostra que houve uma mudança no campo de esforços, que passou de um contexto tectônico compressivo para distensional. A tectônica transcorrente aqui descrita é considerada de idade meso-cenozóica.

Abstract

The main aim of this work is to study the brittle structures which affect volcanic rocks of the Serra Geral Formation, located in the north of the Dome of Lages (south Santa Catarina state, Southern Brazil). This study was performed in order to establish the extent of the transcurrent tectonic described in the region of Lages.

In addition to the structural analysis, there were drawn up maps of lineaments, flow direction, lineament density and drainage density which directly derived from SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) data treatment. The structural data obtained were compared with data extracted from images, aiming to correlate the structures analyzed in different scales.

The analysis of brittle structures revealed a predominance of transcurrent faults with normal faults subordinated to them. Despite the large number of measures taken of fault dip and slickenside lineation, only a portion of these faults have shown reliable kinematic indicators.

The transcurrent faults show a dextral (NE-SW, NNE-SSW and ENE-WSW) and sinistral (WNW-ESE and NW-SE) sense of motion. The geometric and kinematics characterization of these structures is compatible with a stress near the direction ENE-WSW to E-W.

The presence of transcurrent faults with normal faults subordinated to them shows there was a change in direction of stress, from a compressive tectonic context to distensional. The transcurrent tectonic described here is considered to be of Meso-Cenozoic age.

Sumário

Resumo.....	i
Abstract.....	ii
1. Introdução.....	1
2. Objetivos.....	2
3. Localização.....	2
4. Trabalhos Anteriores.....	3
4.1. Bacia do Paraná.....	3
4.2. Tectônica da Bacia do Paraná.....	3
4.3. Domo de Lages.....	4
5. Métodos.....	5
5.1. Análise de Lineamentos.....	5
5.2. Análise Estrutural.....	6
6. Resultados Obtidos.....	13
6.1. Análise de Lineamentos.....	13
6.2. Análise Estrutural.....	17
7. Discussão dos Resultados e Conclusões.....	22
Referências Bibliográficas.....	23

1. Introdução

A área do presente trabalho situa-se no Planalto Catarinense, na região do município de Lages-SC, e está localizada na borda da Bacia Paraná.

O principal objetivo deste projeto é a análise geométrica e cinemática das estruturas rúpteis que afetam as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral a norte do Domo de Lages (Figura 1.1), o que possibilitará estabelecer a extensão da influência da tectônica associada ao soerguimento do domo na região.

Utilizando-se das medidas de falhas/estrias e fraturas, realizadas em campo, analisadas com base em métodos gráficos, pretende-se descobrir a orientação do campo de esforços atuante na geração destas estruturas rúpteis. Além disso, também pretende-se gerar uma mapa de lineamentos da região a partir da utilização de imagens de satélite da base de dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*).

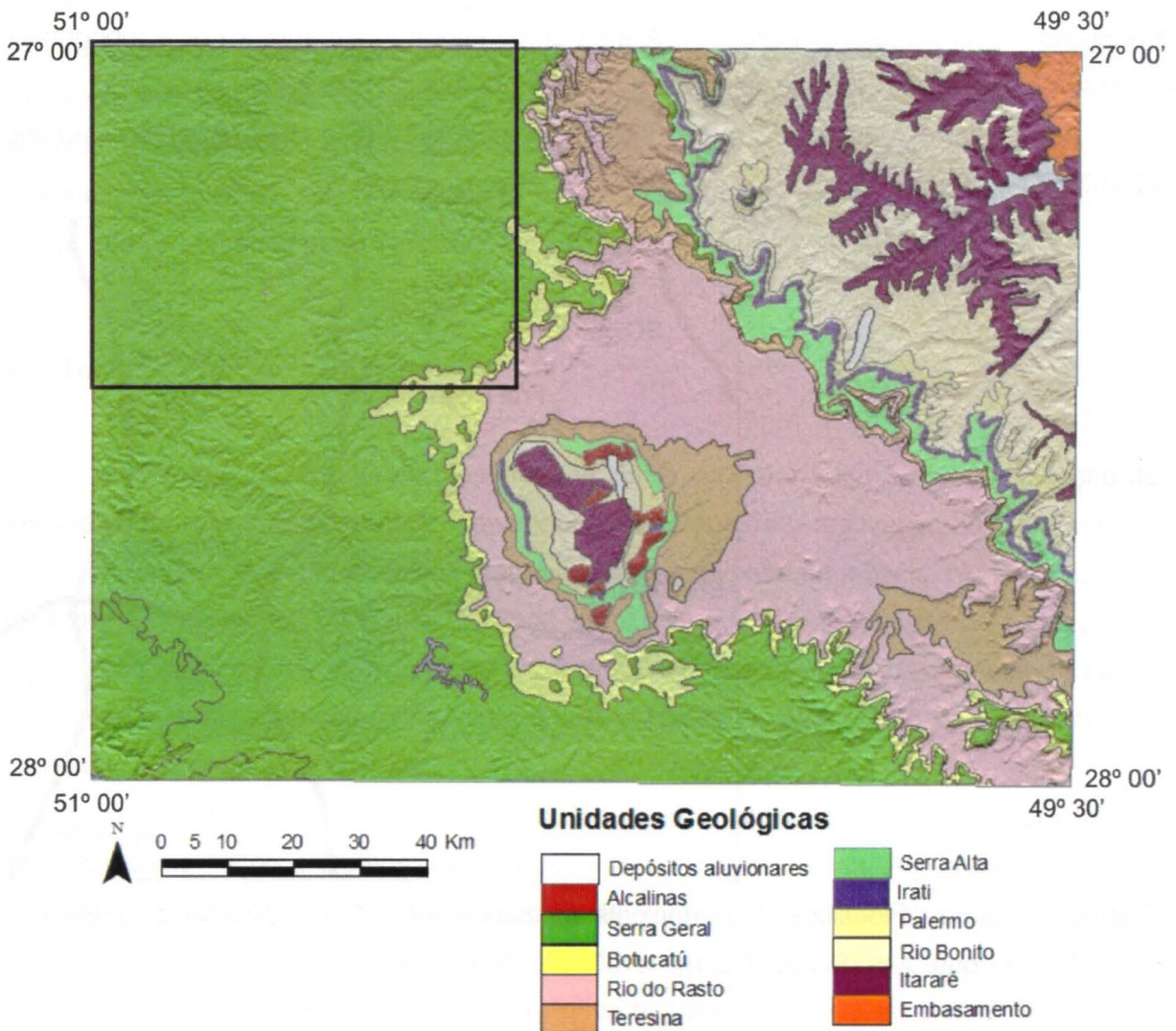


Figura 1.1. Mapa geológico da região do Domo de Lages destacando a área do presente estudo. Extraído e modificado de Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo, 2004, folhas SG21-Asunción e SG-22 Curitiba, CPRM.

2. Objetivos

A proposta básica deste projeto é o estudo de estruturas rúpteis que afetam rochas vulcânicas pertencentes à Formação Serra Geral, em uma área a norte do Domo de Lages. Este estudo foi feito no intuito de estabelecer a extensão da zona de influência da tectônica que afeta o domo.

Além da coleta de dados estruturais em campo, que possibilitará a utilização de métodos gráficos para determinar a orientação do campo de esforços, pretende-se também produzir um mapa de lineamentos da região, que servirá de guia para o entendimento da influência desta tectônica na topografia da área.

3. Localização

A área de estudo localiza-se no Planalto Catarinense, na região centro-sul do estado, englobando parcialmente os municípios de Curitibaanos, Ponte Alta, Ponte Alto do Norte, Brunópolis e Frei Rogério (Figura 3.1). A área compreende totalmente a Folha topográfica Curitibaanos (SG-22-Z-C-I) e parcialmente a folha Ponte Alta (SG-22-Z-C-II).

As principais rodovias da região são as federais BR-116 e BR-470, e as estaduais SC-457, SC-456 e SC-453.

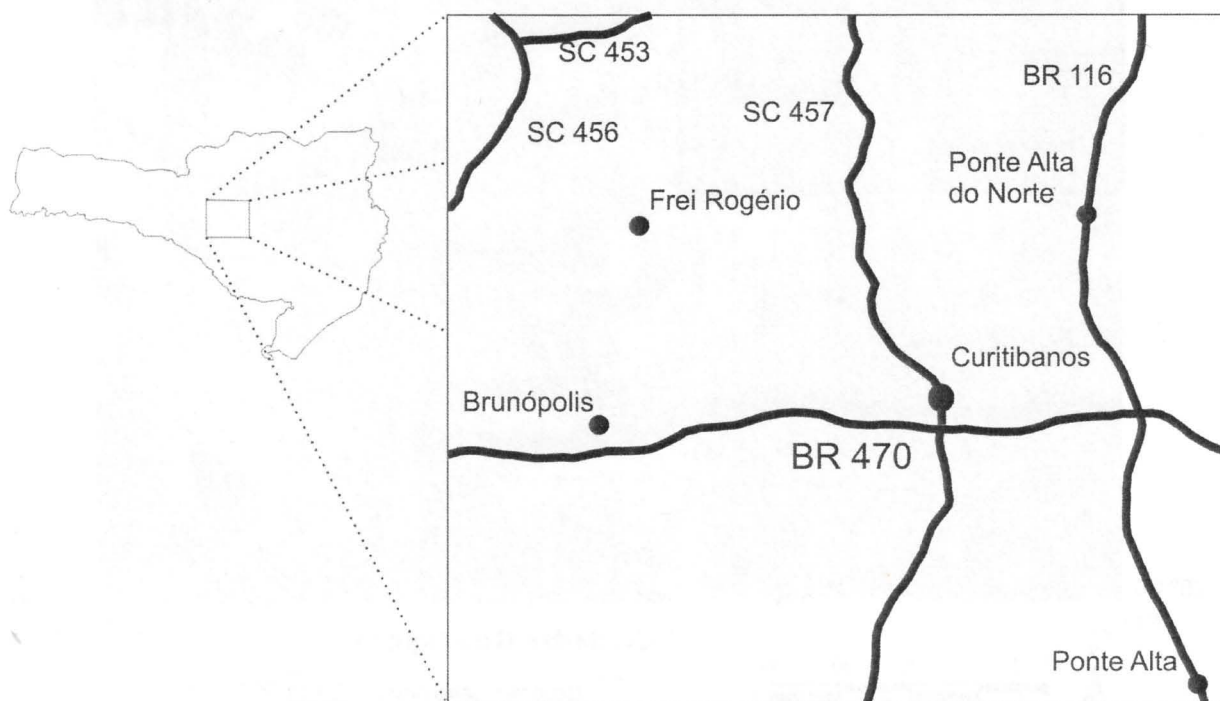


Figura 3.1. Mapa de localização e principais acessos. Fontes: Folha Curitibaanos (SG-22-Z-C-I) e Folha Ponte Alta (SG-22-Z-C-II), 1:100000, IBGE, 1973.

4. Trabalhos Anteriores

4.1. Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná representa uma das mais importantes bacias intracratônicas do Brasil, abrange uma área de aproximadamente 1.000.000 Km² dentro do território brasileiro, estendendo-se pela Argentina, Paraguai e Uruguai totalizando uma área de 1.600.000 Km².

A Bacia do Paraná abriga uma sucessão sedimentar-magmática com idades que vão do Ordoviciano ao Cretáceo, neste intervalo entre 450 Ma e 65 Ma há o registro de sucessivos episódios de sedimentação, separados por importantes discordâncias erosivas, o que a caracteriza como bacia de registro policíclico.

O evento magmático mais importante no registro da bacia é representado pelas vulcânicas da Fm. Serra Geral, que tem sua origem relacionada com o processo de rifteamento que iniciou a separação entre a América do Sul e África. São, principalmente, rochas básicas de composição toleítica, com rochas de composição ácida e intermediária subordinadas. A intensa atividade ígnea que deu origem à Fm. Serra Geral ocorreu no Cretáceo Inferior, e os derrames cobriram uma área de cerca de 1.200.000 Km² e atualmente representam 75% da área da bacia (Marques & Ernesto 2004). Associado a este magmatismo toleítico, ocorreu atividade magmática de natureza alcalina nas bordas da bacia, que se estendeu até o Terciário.

4.2. Tectônica da Bacia do Paraná

Muitas feições estruturais presentes na Bacia do Paraná tem a mesma direção de feições estruturais presentes no embasamento, o que sugere a reativação de estruturas do ciclo brasileiro na geração de falhas, fraturas e diques que afetam a bacia. No sul do estado do Paraná e no estado de Santa Catarina, as direções principais dos falhamentos (NNE-SSW), são coincidentes com a direção principal das rochas do embasamento da bacia. Secundariamente, aparecem falhas com direções NW-SE e WNW-ESE, as quais ocorrem sempre preenchidas por diabásio.

Além de fraturas e falhas, a estrutura da bacia é caracterizada por altos estruturais, referidos como Arcos e Domos, tais como: Arco de Ponta Grossa, Arco do Rio Grande, Sinclinal de Torres, Domo de Pitanga, Domo de Vargeão, Domo de Piratininga, Domo de Lages, dentre outros.

A gênese dos domos da bacia é explicada por diversos modelos, alguns a associam à falhas indiferenciadas, dobras e uma subsidência da bacia como um todo (Soares 1974). Impactos de meteoritos são apontados como responsáveis pela formação dos domos Vargeão (SC), Cerro Jarau (RS) e Piratininga (SP) (Hachiro et al. 1994).

Segundo Ricomini (1995), falhamentos transcorrentes, juntamente com significativos soerguimentos, seriam responsáveis pela formação dos domos de Pitanga, Jacu e Carlota Prenz.

Loczy (1966) associa especificamente o Domo de Lages, com as intrusões alcalinas que ocorrem na área. As intrusões teriam arqueado os sedimentos da Bacia do Paraná, gerando uma estrutura circular.

4.3. Domo de Lages

O Domo de Lages situa-se a cerca de 120 Km da borda leste da Bacia do Paraná, no estado de Santa Catarina, entre duas feições tectônicas de grande importância da bacia: o Arco de Ponta Grossa, a norte, e o Sinclinal de Torres, a sul.

O domo tem formato circular e área aproximada de 2.500Km², expõe as rochas alcalinas e as rochas mais antigas da bacia na porção central, e as unidades mais novas em direção à periferia da estrutura.

As rochas alcalinas encontradas na região compõem o Distrito Alcalino de Lages (Scheibe 1986), são agrupadas em dois grupos: um deles englobando as rochas leucocráticas (fonólitos, analcima traquitos e nefelina sienitos) e outro, as rochas ultrabásicas (olivina melilitos e lamprófiros). Ocorrem ainda o carbonatito da Fazenda Varela, o kimberlito "Janjão" e diversas brechas de chaminé. Dados geocronológicos obtidos pelo método K/Ar forneceram idades mínima de 63 Ma e máxima de 78 Ma, enquanto que determinações Rb/Sr forneceram idade isocrônica de 81 ± 1 Ma (Scheibe *et al.* 1985, Scheibe 1986), situando estas rochas no Neo-Cretáceo e início do Paleogeno.

Loczy (1966) define o Domo de Lages como um domo vulcânico, do tipo perfurante, com formato circular, onde as camadas do Super Grupo Tubarão teriam sofrido uma elevação da ordem de 1100 a 1200 m. A cobertura sedimentar na parte central da estrutura encontra-se intensamente fraturada e falhada com a presença de falhas de empurrão primitivas com simetrias radiais e concêntricas em relação à estrutura central (Loczy 1966).

Segundo Roldan (2007), o modelo para evolução tectônica da estrutura é o seguinte:

- Esforços distensivos orientados próximos de NW-SE, no período pós derrame da Fm. Serra Geral, geraram falhas normais NE-SW posteriormente reaproveitadas pelos diques de lamprófiro e fonólito;
- um regime de esforços compressivos (direção NE-SW) atuou durante o magmatismo alcalino com a conformação do Domo de Lages que apresenta eixo principal alongado na direção NW-SE e diques orientados na direção NE-SW;

- O mesmo regime de esforços atuou após a intrusão e o resfriamento das rochas alcalinas e foi responsável pela geração de falhas transcorrentes destrais com direções NNE-SSW e NE-SW e sinistrais E-W que afetam todas as rochas da região;
- O domo é erodido e denudado com a remoção das rochas acima da cota de 1.200 m;
- Após um período de estabilidade tectônica toda região é aplainada gerando uma paleosuperfície que hoje se encontra nesta cota;
- No final do Mioceno a região foi afetada por falhas normais NW-SE, que geraram o lineamento do Rio Canoas e sua inversão para dentro do continente, o que iniciou a dissecação da superfície aplainada;
- Após este período, esforços distensivos na direção NW-SE geraram falhas NE-SW (reativação das falhas transcorrentes anteriores).

5. Métodos

5.1. Análise de Lineamentos

Para confecção do mapa de lineamentos, primeiramente fez-se necessário a elaboração de mapas de relevo sombreado a partir da base de dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), que é disponibilizada gratuitamente com resolução de 3arcsec (~90 m) no site da Embrapa (<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/>). O projeto SRTM consistiu de um levantamento realizado em cooperação entre a agência espacial norte-americana (NASA), o Centro Espacial Alemão (DLR) e Agência Espacial Italiana (ASI).

Os lineamentos foram considerados feições lineares de uma superfície, mapeável, simples ou composta, cujas partes encontram-se alinhadas de forma reta ou ligeiramente curva e que diferem das feições adjacentes, refletindo provavelmente fenômenos de subsuperfície (O'Leary *et al.* 1976). Os lineamentos identificados foram traçados utilizando-se de um programa de SIG, a partir de mapas de relevo sombreado obtidos com diferentes iluminantes sobre o MDE. O mapa de lineamentos serviu para a confecção de diagramas de roseta para frequência e comprimento acumulado em intervalos de 10°.

Foram obtidos durante a realização deste estudo três parâmetros morfométricos: direção de fluxo, densidade de lineamentos e de drenagens.

O mapa de direção de fluxo é gerado com base na determinação da direção do vetor de máximo mergulho da célula calculada. Os valores são expressos em azimute e o resultado tende a ressaltar as direções de fluxo principais para cada célula.

A partir do mapa de lineamentos foi possível ainda a obtenção de um mapa de densidade de lineamentos, que expressa a razão entre o comprimento total acumulado dos lineamentos no interior da célula e a área da própria célula, e é expressa em km/km^2 . Para a obtenção do mapa de densidade de drenagem seguiu-se o mesmo procedimento.

5.2. Análise Estrutural

A análise estrutural da área de estudo baseou-se na sistematização, classificação e tratamento das medidas de juntas e falhas (dados pareados plano/estria) obtidas durante campanha de campo em diferentes pedreiras. A opção pela coleta de dados estruturais preferencialmente em pedreiras deveu-se ao fato de que estas proporcionam grandes exposições em diferentes direções, permitindo assim a coleta de um grande número de medidas e a observação das estruturas nas três dimensões.

A partir destes dados foram gerados diagramas de *Schmidt-Lambert*, hemisfério de referência inferior, na forma de projeções ciclográficas. Os dados foram sobrepostos ao mapa de lineamentos a fim de correlacionar as estruturas com feições existentes no relevo.

As estruturas observadas podem ser classificadas genericamente como fraturas, e compreendem falhas e juntas. São estruturas geradas em condições de baixa pressão e temperatura, entre 0-4 kbar e 0-300 C°, respectivamente, correspondendo aos primeiros 10 km da crosta terrestre (Ramsay & Huber 1987).

O processo de ruptura, responsável pela origem das diferentes estruturas rúpteis, depende das propriedades mecânicas da rocha e das tensões cisalhantes e normais que atuam em determinado plano. Se considerarmos apenas duas dimensões, a relação geométrica entre estas tensões e os tensores principais ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) aplicados a um plano genérico, formando um ângulo θ com σ_1 , podem ser representados no diagrama de Mohr. Neste diagrama, o eixo da abscissa corresponde à tensão cisalhante e o eixo das ordenadas corresponde à tensão normal, enquanto que a reta com início no centro do círculo define o ângulo 2θ (Figura 5.1).

Anderson (1951) considera a superfície do planeta como um plano principal com tensão cisalhante nula onde dois dos esforços principais são horizontais e o terceiro é vertical, perpendicular à superfície. Considerando um valor típico de coeficiente de atrito de 30° e as combinações possíveis de esforços, o autor aplicou estas condições no diagrama de Mohr-Coulomb e obteve a orientação dos principais tipos de falhas formadas próximo à superfície em função dos diferentes campos de esforços (Figura 5.2).

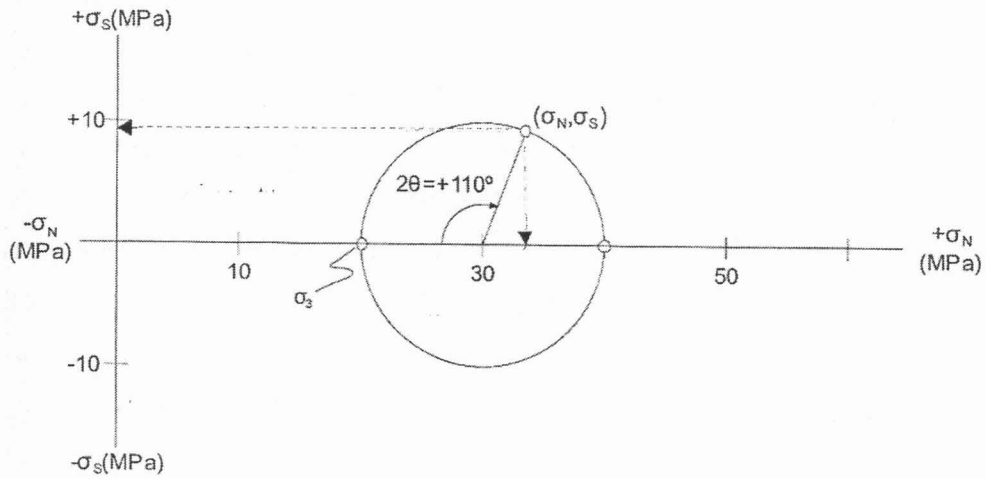


Figura 5.1. Diagrama de Mohr, ilustrando a determinação das tensões normal e cisalhante para um ângulo θ igual a 55° . Extraído e modificado de Davis & Reynolds (1996).

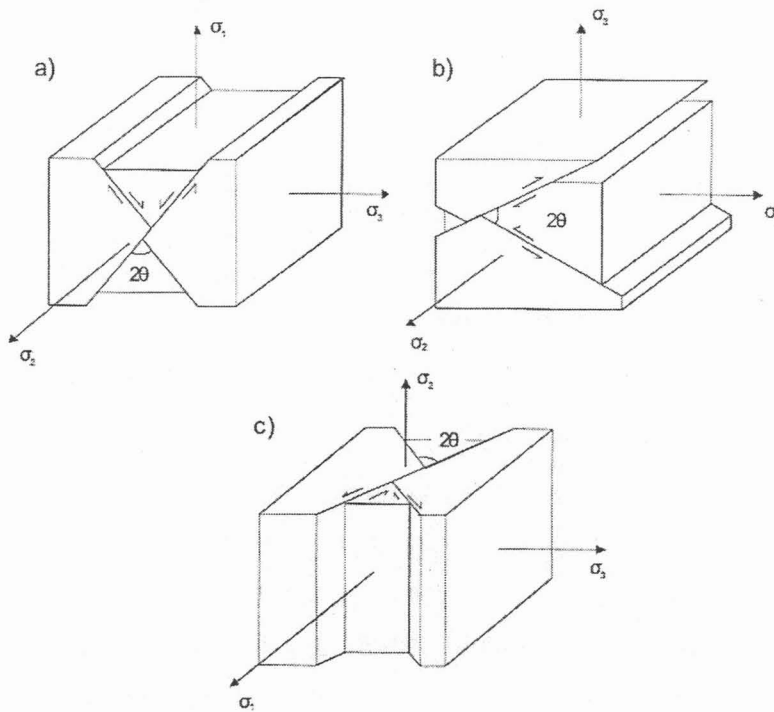


Figura 5.2. Três principais tipos de falhas em função de campos de esforços distintos: a) falhas normais; b) falhas inversas; c) falhas transcorrentes. Segundo Anderson (1951), o ângulo apresenta geralmente 60° . Extraído e modificado de Vialon *et al* (1976).

A junta consiste de uma fratura que não apresenta preenchimento ou movimentação relativa identificável na escala de observação no campo (Hancock 1985, Dunne & Hancock 1994), raramente ocorre isolada, sendo mais comum a presença de conjuntos (*sets*) ou famílias de juntas paralelas a subparalelas, cujo espaçamento entre os indivíduos adjacentes é aproximadamente constante. Quando famílias de juntas com duas ou mais direções se inter cruzam constituem um sistema de juntas (Hobbs *et al.* 1976, Ramsay & Huber 1987, Hasui & Mioto 1992, Ghosh 1993).

As juntas podem ser classificadas segundo diversos critérios, um deles é através de sua geometria e arquitetura (Hodgson 1961, Price 1966, Hancock 1985, Ramsay & Huber 1987, Pollard & Aydin 1988, Hancock & Engelder 1989, Dunne & Hancock 1994). Uma junta que é planar ou aproximadamente planar e pertence a um conjunto de juntas regularmente orientadas é chamada de junta sistemática (Figura 5.3), estas juntas teriam sua origem relacionada com um regime de tensões de origem profunda. As juntas que exibem superfície irregular e pouca ou nenhuma continuidade são denominadas juntas não-sistemáticas, e teriam sua origem superficial. Quando elas se inter cruzam formando um ângulo de 90° , são denominadas *cross-joint*. Se duas famílias de juntas são contemporâneas elas constituem um sistema de juntas conjugadas, e formam entre si um ângulo de 2θ .

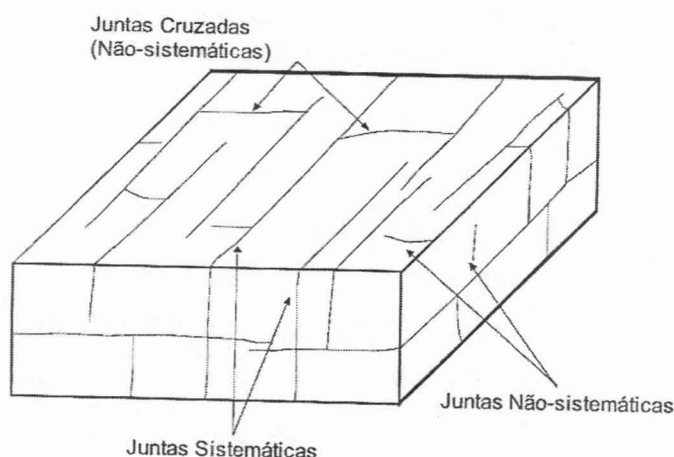


Figura 5.3. Conjunto de juntas sistemáticas conectadas por juntas não-sistemáticas do tipo *cross-joint*. Extraído de Dunne & Hancock 1994.

As juntas de extensão são formadas quando σ_3 é negativo e os outros tensores são nulos, negativos ou ligeiramente positivos, nesta situação o ângulo 2θ é zero ou muito pequeno. Se σ_1 é positivo com os outros tensores apresentando valores nulos, negativos ou positivos, o ângulo 2θ é normalmente maior que 50° , e são formadas as juntas de cisalhamento. As juntas híbridas compõem uma condição intermediária entre σ_1 necessariamente positivo e σ_3 negativo, com ângulo 2θ entre 10° e 50° . Para Dunne & Hancock (1994), o esforço σ_1 localiza-se na bissetriz aguda e σ_3 na bissetriz obtusa (Figura 5.4).

A utilização de juntas na definição das paleotensões requer a hierarquização das diferentes famílias de juntas. Hancock (1985) propõe alguns critérios para individualização de classes genéticas de juntas (Figura 5.5), o autor ressalta que estes critérios não devem ser utilizados individualmente.

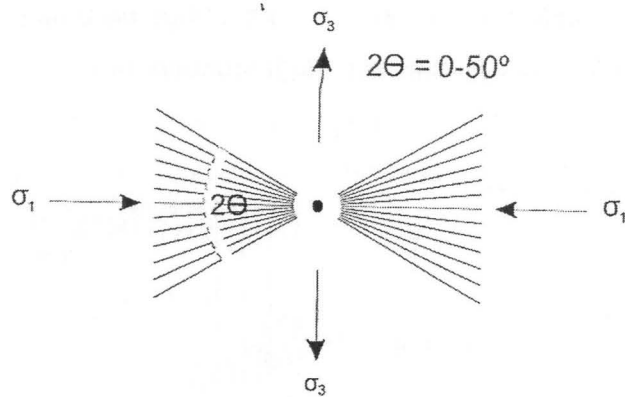


Figura 5.4. Geometria de espectro de juntas híbridas e de extensão. Extraído de Dunne & Hancock (1994).

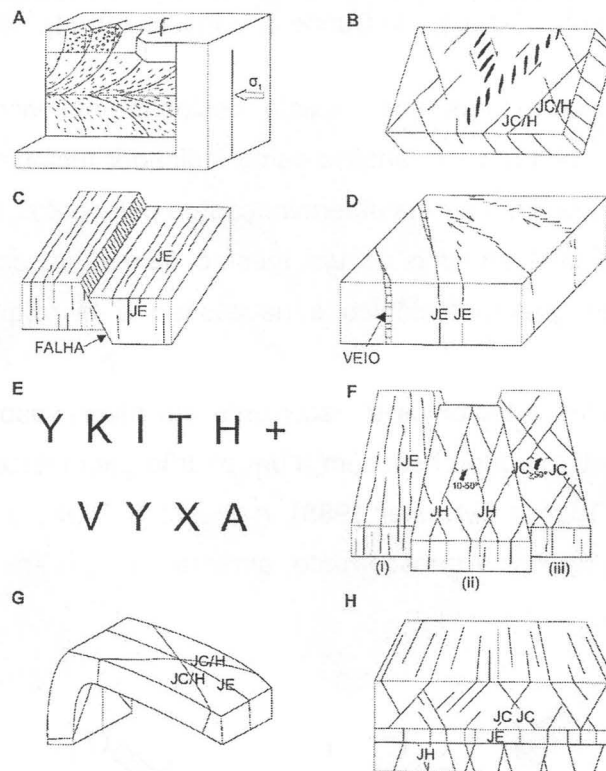


Figura 5.5. Critérios de campo para individualização de classes genéticas de juntas. A) estrutura plumosa. B) paralelismo em relação a um indicador cinemático. C) simetria em relação a um indicador cinemático. D) continuidade e paralelismo em relação a um indicador cinemático. E) arquitetura do sistema de fratura. F) ângulo agudo 2θ entre sistemas de juntas conjugadas. G) simetria em relação a dobra. H) Refração entre diferentes litologias. Extraído de Hancock (1985) e Dunne & Hancock (1994).

A relação de corte entre diferentes sets de juntas permite determinar a seqüência relativa de formação de cada conjunto de juntas (Price & Cosgrove 1990, Dunne & Hancock 1994). Dunne & Hancock (1994) listam quatro critérios para se determinar a idade relativa de formação de famílias de juntas distintas (Figura 5.6): a) o traço de uma junta é deslocado por uma falha ou veio mais recente; b) o traço de uma junta mais jovem acaba em outra mais antiga; c) um set de juntas sistemáticas constituído por pequenos traços de juntas

antigas seladas é atravessado por um longo traço contínuo de uma junta mais recente; e d) traços de juntas de orientações distintas se cortam mutuamente.

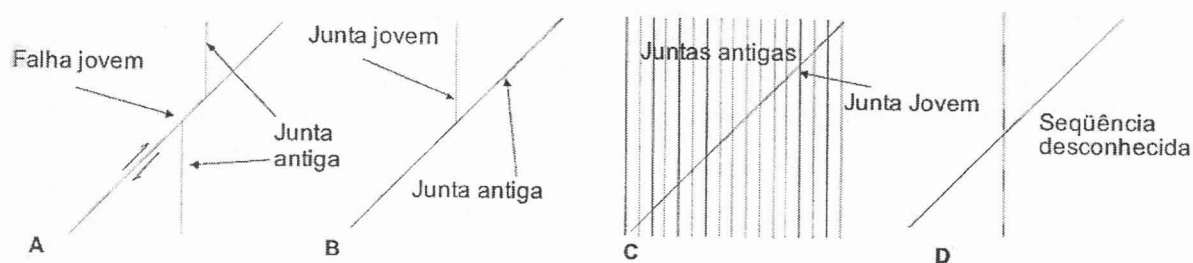


Figura 5.6. Critérios para definição da seqüência relativa de juntas. A) Junta deslocada por falha mais jovem; B) Junta mais jovem truncada por junta mais antiga; C) Pequenos traços de juntas seladas atravessadas por junta mais jovem; D) Juntas com orientações distintas que se cortam mutuamente. Extraído de Dunne & Hancock (1994).

As falhas são fraturas nas quais existe deslocamento visível por cisalhamento paralelo a superfície da fratura, e sua análise como indicador tectônico é muito empregada em trabalhos de geologia estrutural e na determinação de paleoesforços. Mais de um tipo de falha pode ser formado pela atuação de um mesmo campo de esforços, por isso para determinação correta do quadro tectônico é necessário a hierarquização temporal das estruturas.

Regiões submetidas à tectônica transcorrente em níveis rasos podem desenvolver uma associação de estruturas que obedecem a um padrão geométrico básico (Riedel 1929, Tchalenko 1970, Zalán 1986 e Sylvester 1988). A Figura 5.7 retrata os principais tipos de estruturas associadas à tectônica transcorrente, embora na natureza seja pouco comum a coexistência de todas elas.

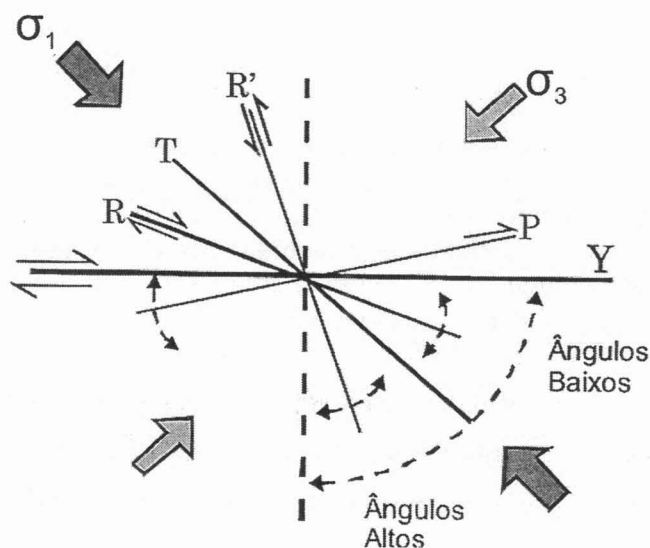


Figura 5.7. Estruturas secundárias previstas no modelo de Riedel e suas relações com os tensores de esforços em um contexto binário dextral. R e P fraturas sintéticas; R' fratura antitética; T fraturas de distensão. Extraído de Petit (1987).

A indicação do movimento ao longo do plano de falha é possível a partir de indicadores cinemáticos como: deslocamento de marcadores estratigráficos, dobras de arrasto e feições assimétricas observáveis no plano de falha. Angelier (1994) propõe uma série de critérios e atribui um conceito de confiabilidade associada a cada tipo de indicador, que varia de 70 a 100% (Figura 5.8).

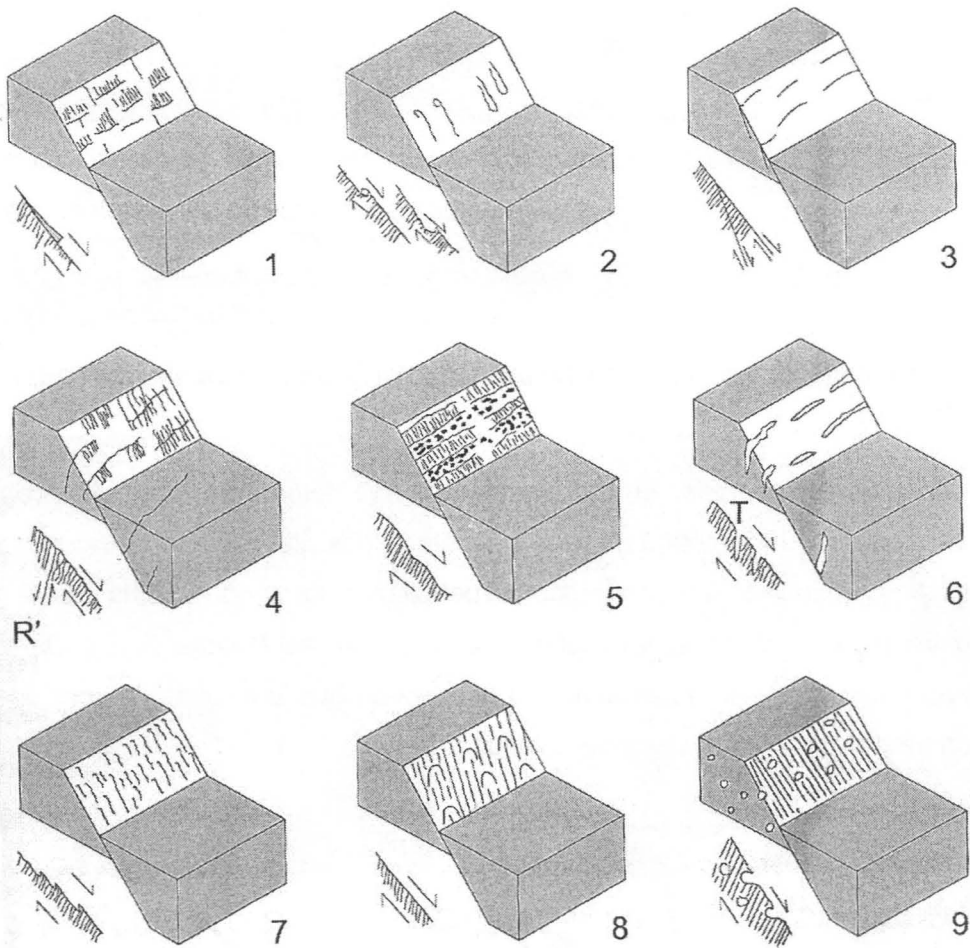


Figura 5.8. Critérios para determinação de cinemática de falhas. 1) Crescimento de minerais neoformados, que indica o sentido do deslocamento (100% confiável); 2) Marcas de objetos tectônicos (85% confiável); 3) Falhas sintéticas R, formando ângulos entre 5° e 25° com o plano de falha (75% confiável); 4) Planos de falha antitéticos R', formando ângulo de cerca de 75° com o plano de falha (75% confiável); 5) Facetas polidas e rugosas em geral perpendiculares à direção de movimento (80% confiável); 6) *Tension Gashes* (Planos T), geralmente perpendiculares às estrias formando um ângulo de 30 - 50° com o plano de falha (70% confiável); 7) Picos ou lineações estilolíticas, formadas por dissolução durante a fricção, geralmente associadas a rochas carbonáticas (100% confiável); 8) Marcas parabólicas em forma de meia lua com concavidade voltada para o sentido do movimento; 9) Vesículas deformadas em derrames, a deformação se dá com a formação de cornijas na direção do movimento. Segundo Angelier (1994), extraído de Roldan (2007).

Com base no modelo de Riedel, Petit (1987) propôs critérios para determinação da cinemática de falhas segundo um regime de cisalhamento simples. Estes critérios contemplam a intersecção das estruturas P, T e R com o plano principal (Figura 5.9).

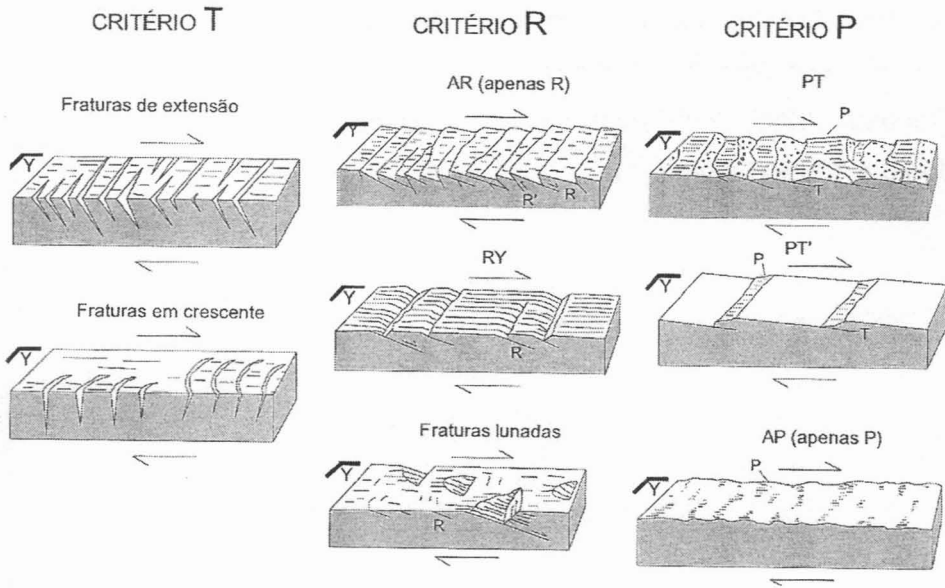


Figura 5.9. Critérios de indicadores cinemáticos com base no modelo de Riedel, segundo Petit (1987).

A partir da determinação da cinemática das falhas é possível reconstituir as paleotensões através de métodos gráficos. O método dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977) projeta um plano auxiliar imaginário perpendicular ao plano de falha e as estrias, que define quatro diedros, dois compressoriais e dois trativos (Figura 5.10). Os diagramas obtidos para cada falha são superpostos, a fim de se obter um refinamento e chegar mais próximo da determinação dos eixos de tensões principais.

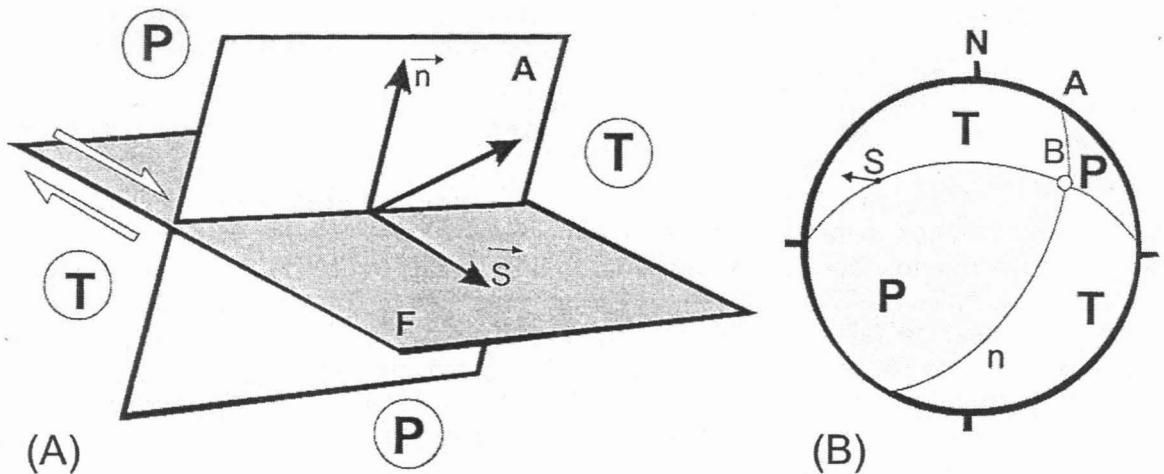


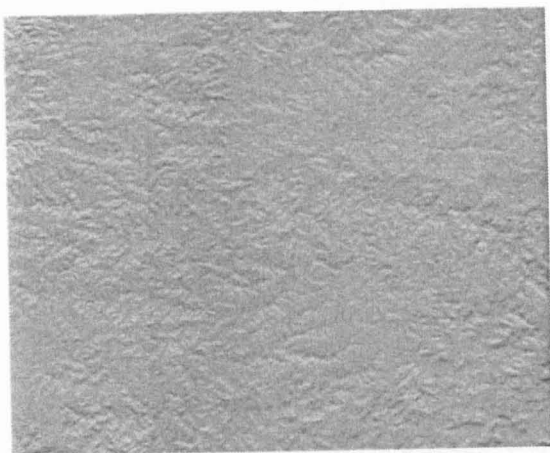
Figura 5.10. Método dos diedros retos. (A) vista em perspectiva. (B) Diagrama de *Schmidt-Lambert*, hemisfério inferior. F plano de falha; A plano auxiliar; S estria de atrito; P campo compressivo; T campo trativo; B interseção dos planos A e F. Extraído e modificado de Angelier (1994).

6. Resultados Obtidos

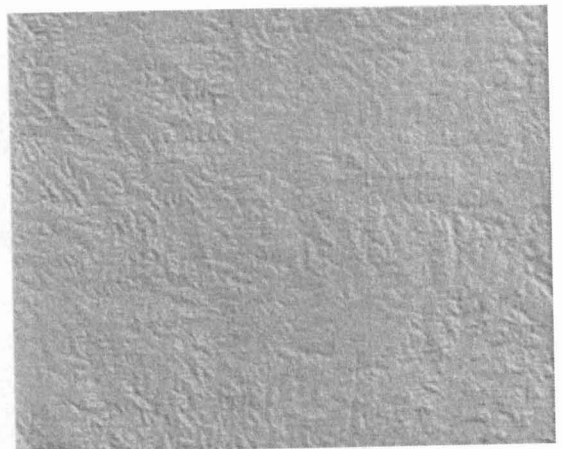
6.1. Análise de Lineamentos

A análise de lineamentos utilizou como base os mapas de relevo sombreado obtidos a partir da base SRTM. Os mapas de relevo sombreado foram gerados utilizando-se de iluminantes com diferentes direções (N, NE, E e SE) todos posicionados a 45° (Figura 6.1), a utilização de diferentes iluminantes favorece o contraste e tem por objetivo realçar os lineamentos orientados em direções diversas.

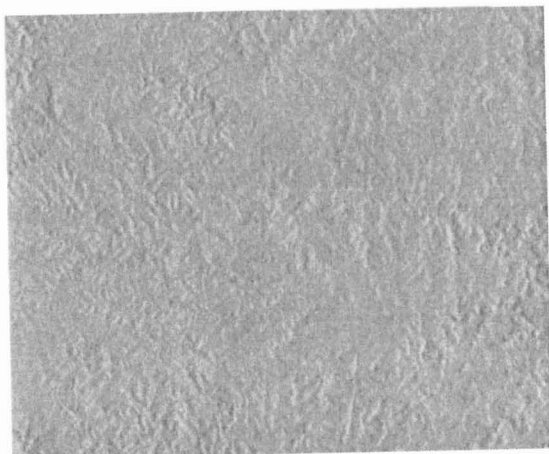
A análise de lineamentos também envolveu a elaboração de diagramas de rosácea de frequências e comprimentos acumulados, agrupados em classes de 10° , permitindo a avaliação estatística dos lineamentos e a determinação das orientações preferenciais.



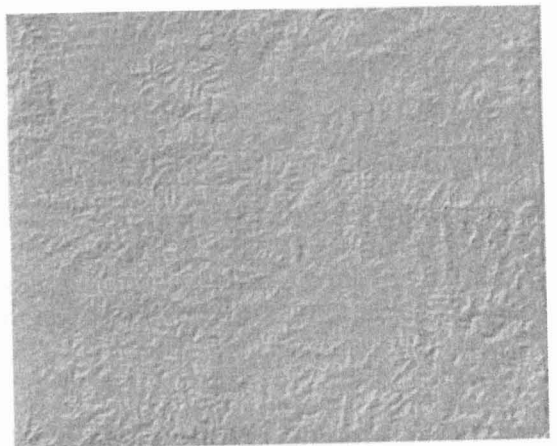
A



B



C



D

Figura 6.1. Mapas de relevo sombreado com iluminante a 45° . Azimute norte (A), azimute nordeste (B), azimute leste (C) e azimute sudeste (D).

Para elaboração do mapa de lineamentos foram considerados desde os grandes lineamentos observáveis em escalas inferiores a 1:300.000 até os menores, observáveis no nível máximo de detalhamento do modelo, que é de em cerca de 1:50.000. A análise dos lineamentos da área como um todo revelou as maiores freqüências acumuladas nas direções E-W, NE-SW e N-S (Figura 6.2), enquanto que os maiores comprimentos acumulados concentraram-se nas direções NE-SW, E-W e N-S. O comprimento acumulado na direção NE-SW deve-se principalmente aos grandes lineamentos com esta direção que ocorrem em quase toda área, principalmente na porção central da área. Os lineamentos com direção E-W e N-S são recorrentes em toda a área, no entanto são relativamente menores e por isso influem menos na roseta de comprimento acumulado.

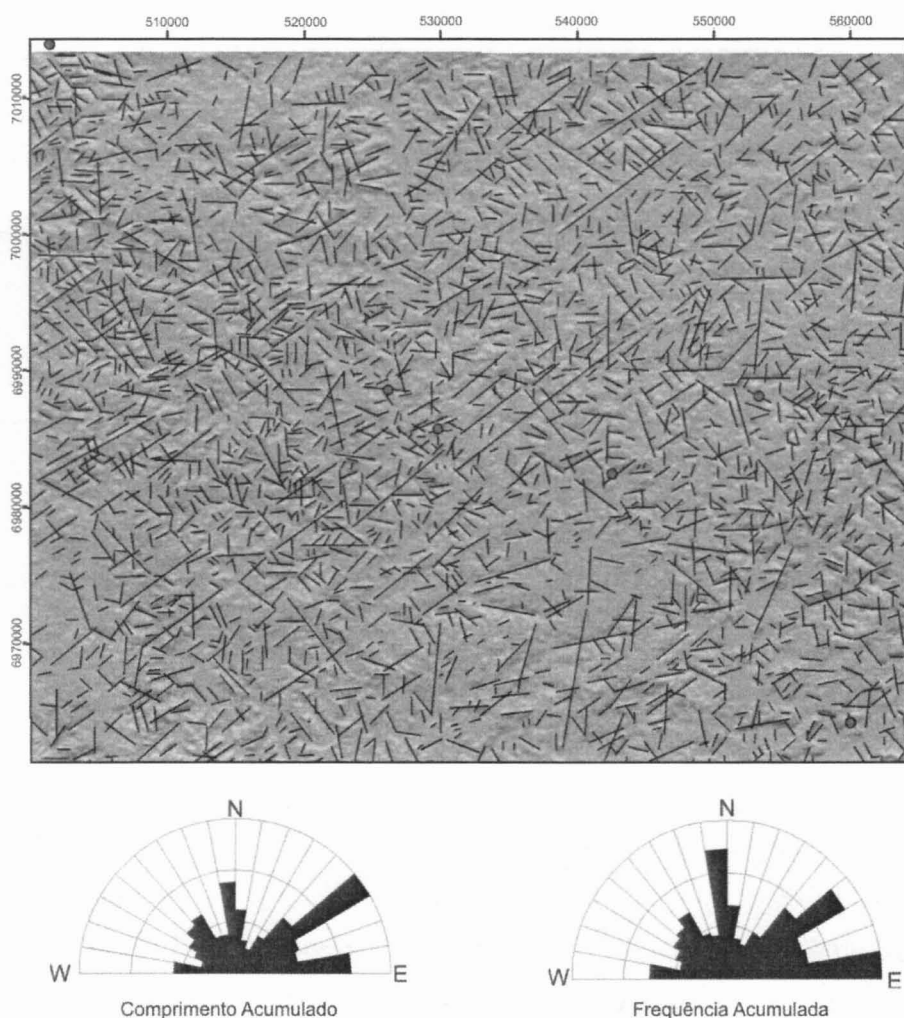


Figura 6.2. Mapa de lineamentos obtido a partir dos mapas de relevo sombreado, com diagramas de roseta de freqüência acumulada e de comprimento acumulado.

Além de servir na confecção de diagramas de roseta, o mapa de lineamentos também serviu para a elaboração de um mapa de densidade de lineamentos (Figura 6.3). Este mapa revela a existência de porções anômalas ($>1,6 \text{ Km/Km}^2$) que aparentemente

apresentam-se alongadas segundo direções preferenciais (NE-SW e N-S), que podem estar relacionadas com estruturas presentes na área.

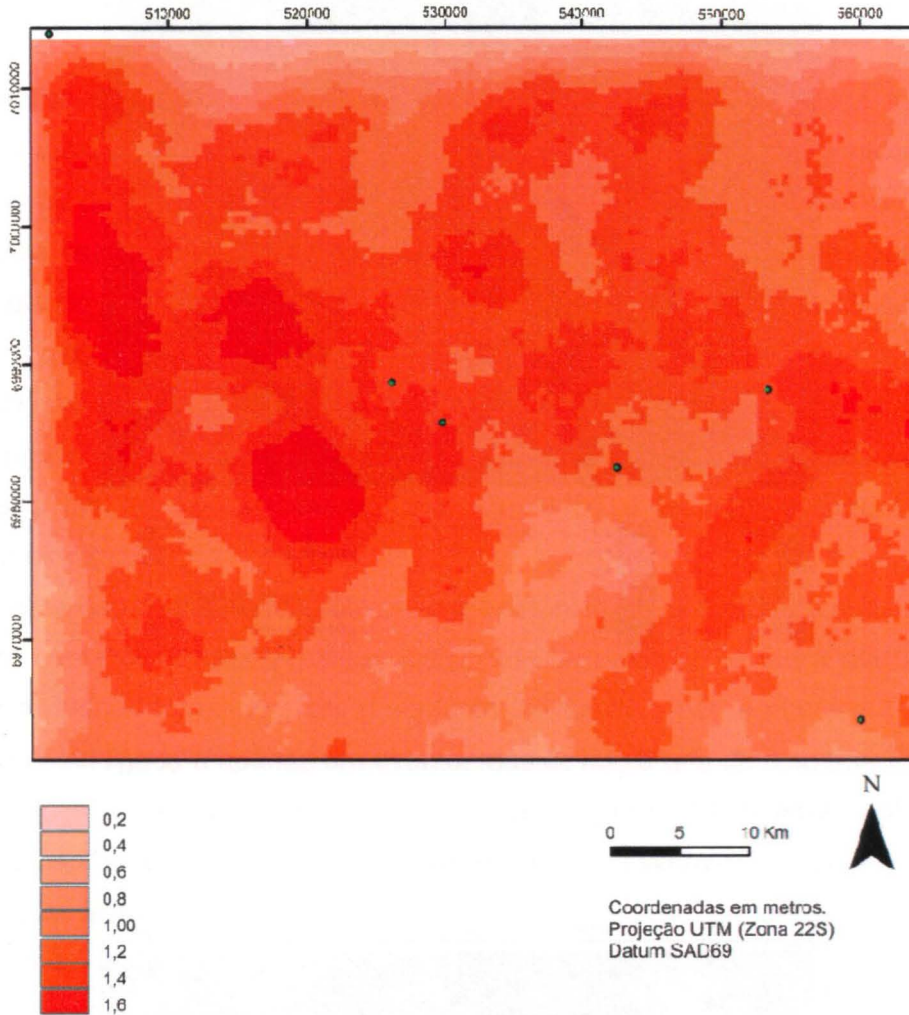


Figura 6.3. Mapa de densidade de lineamentos (km/km²).

O mapa de densidade de drenagens (Figura 6.4) revela que há porções anômalas (> 1,2 Km/Km²) que também se apresentam alongadas segundo direções preferenciais (NE-SW e N-S). Estas direções coincidem com as direções preferenciais dos lineamentos, indicando que as drenagens podem estar ligadas a essas estruturas. Da mesma forma o mapa de direção de fluxo (Figura 6.5) mostra que as principais direções coincidem com as direções dos lineamentos.

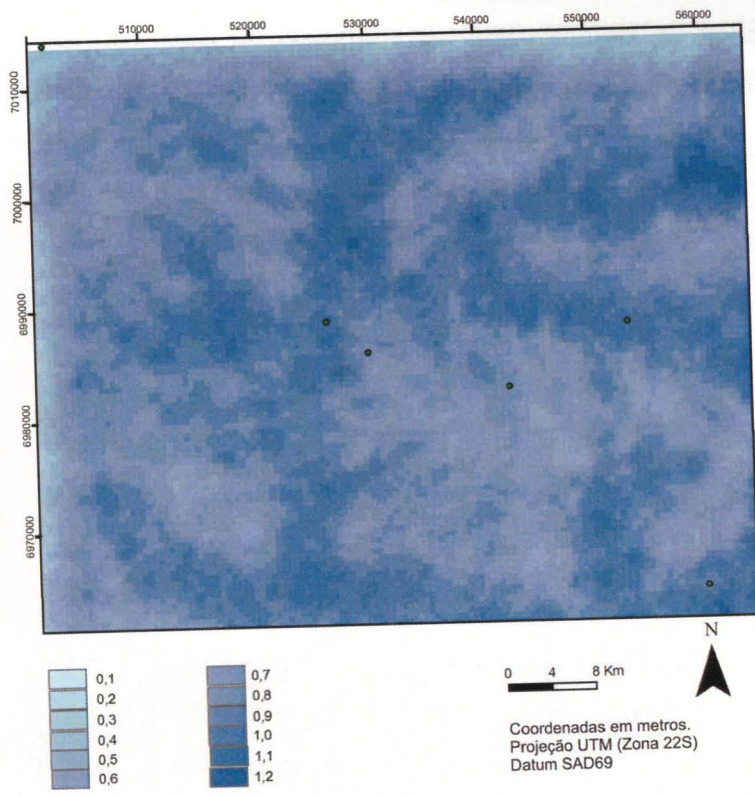


Figura 6.4. Densidade de drenagens

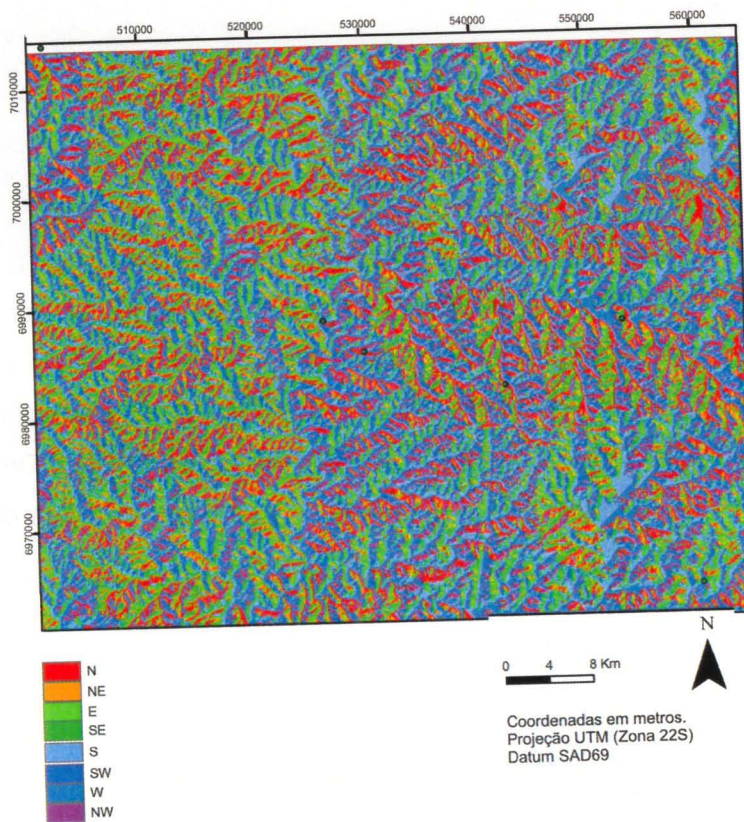


Figura 6.5. Mapa de direção de fluxo.

6.2. Análise Estrutural

A análise estrutural foi realizada com base em dados de juntas e falhas (dados pareados falha/estria), que foram coletados em diversas pedreiras existentes na área de estudo. A opção pela coleta de dados estruturais preferencialmente em pedreiras deveu-se ao fato de que estas proporcionam grandes exposições em diferentes direções, permitindo assim a coleta de um grande número de medidas e a observação das estruturas nas três dimensões. A partir destes dados foram gerados diagramas de *Schmidt-Lambert*, hemisfério de referência inferior, na forma de projeções ciclográficas.

As projeções estereográficas geradas foram então sobrepostas ao mapa de lineamentos a fim de se estabelecer uma correlação e também avaliar a distribuição espacial das estruturas.

A análise das juntas permite observar a existência de diferentes famílias (Figura 6.6), que ocorrem com freqüências variadas nos pontos de análise. Devido à dificuldade de se estabelecer a relação temporal entre o conjunto de famílias, não é possível determinar se sua formação está ligada a apenas um evento, mas devido à grande dispersão das medidas é provável que as diferentes famílias estejam ligadas a mais de um evento.

Na porção leste, as famílias com direções NE-SW e WNW-ESE são mais freqüentes, no entanto elas estão presentes em toda área. Em direção ao oeste as famílias com direções em torno de N-S e E-W tornam-se mais freqüentes.

A comparação das juntas com o mapa de lineamentos revela que há certa correlação, revelando que direções preferenciais dos lineamentos são freqüentes nas medidas de juntas, e em alguns pontos as direções principais das juntas são concordantes com as direções dos lineamentos próximos.

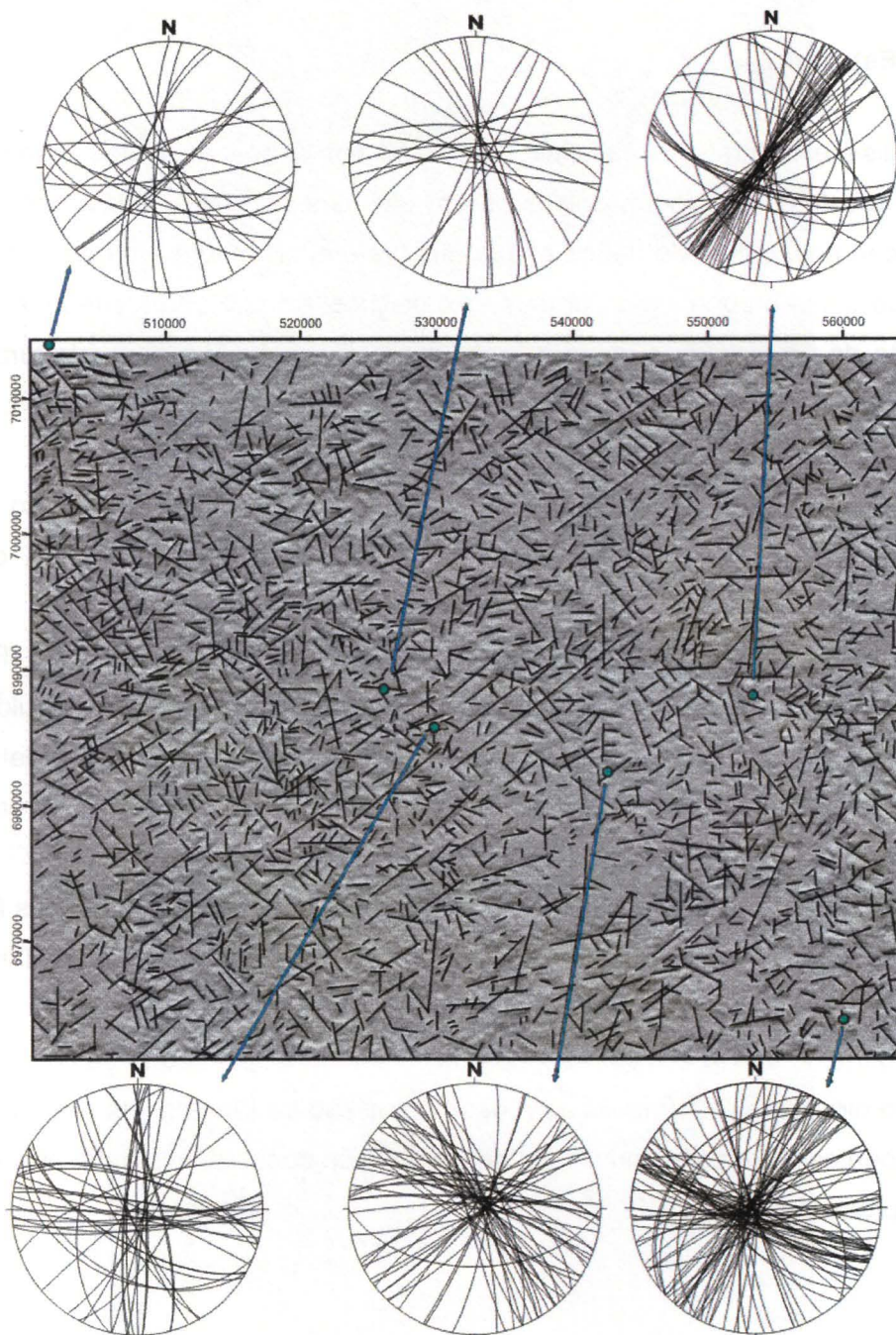


Figura 6.6. Mapa de lineamentos com as projeções ciclográficas das juntas.

A análise das falhas revelou um predomínio de falhas transcorrentes e ocorrências isoladas de falhas com movimentação vertical (Figura 6.7). Apesar do grande número de medidas realizadas de pares falha/estria, apenas parte destas falhas apresentavam indicadores cinemático confiáveis.

As falhas transcorrentes observadas apresentam movimentações destrais (direções NE-SW, NNE-SSW e ENE-WSW) e sinistras (WNW-ESE e NW-SE).

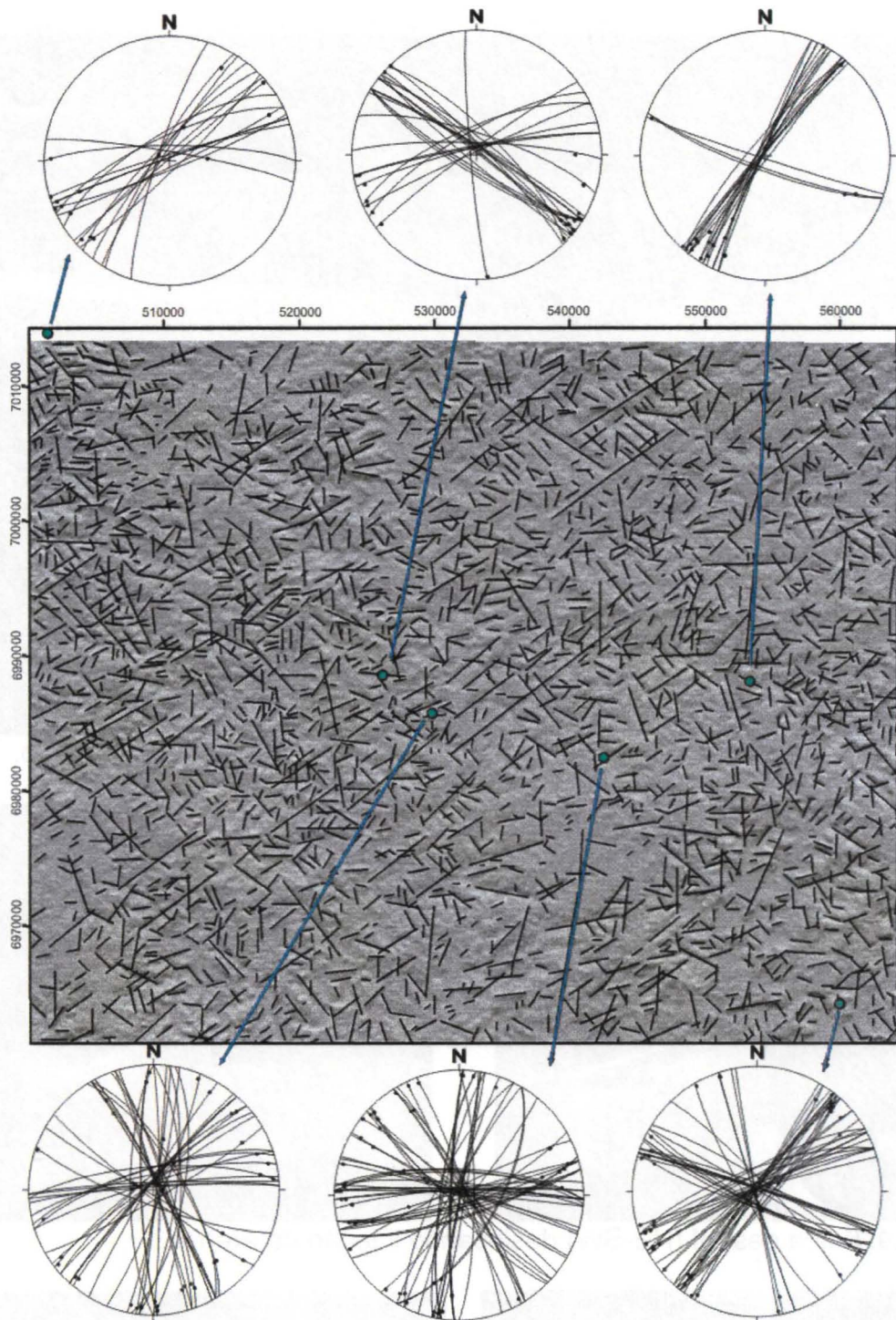


Figura 6.7. Mapa de lineamentos com as projeções ciclográficas das falhas.

As falhas com direção NE-SW (Figura 6.8 e 6.9) encontram-se amplamente distribuídas, e são o conjunto mais representativo nos pontos de coleta. Em um ponto de coleta, uma falha com esta direção deforma um dique de diabásio de forma dúctil-rúptil (Figura 6.10), o que sugere que as falhas com esta direção foram geradas logo após os derrames. As outras direções de falha, apesar de apresentarem distribuição bastante ampla também, são menos freqüentes e apenas localmente representam o conjunto mais importante.

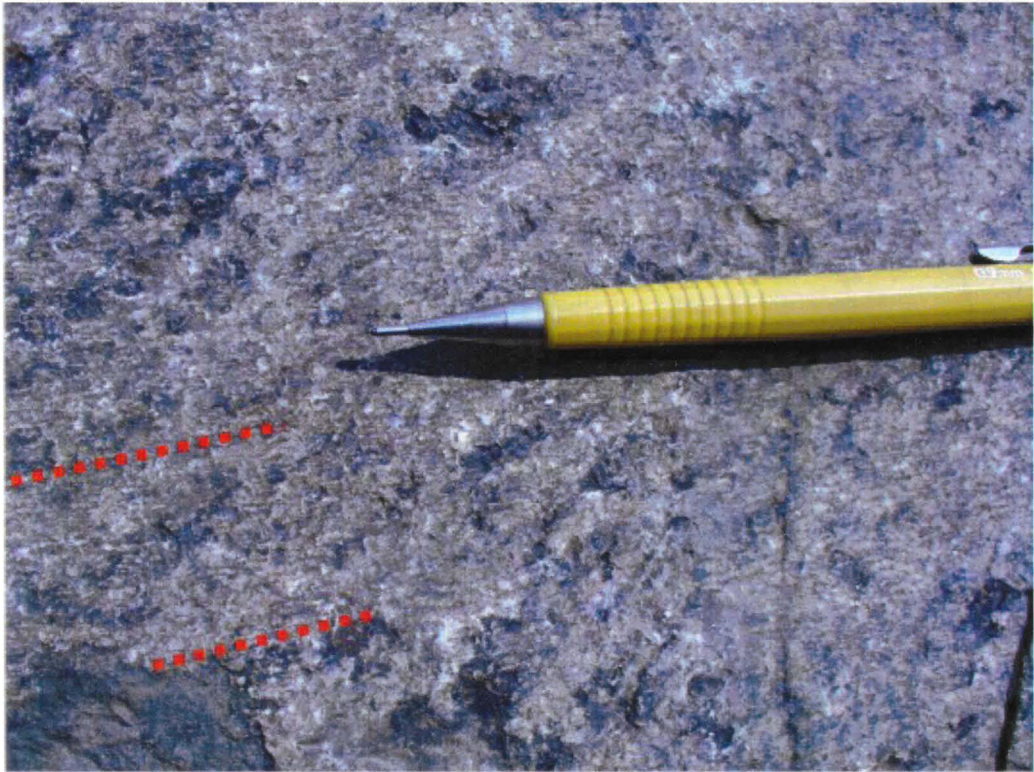


Figura 6.8. Falha destal (NE-SW), com crescimento de mineral neoformado.



Figura 6.9. Falha destal (NE-SW) deslocando injeção de arenito.



Figura 6.10. Falha com direção NE-SW deforma um dique de diabásio de forma dúctil-rúptil.

A presença de estrias com alto mergulho em algumas falhas transcorrentes, e a indicação de inversão de movimento em outras (Figura 6.11), sugere que houve diferentes eventos com o campo de esforços com orientações distintas.

A correlação entre as falhas e os lineamentos interpretados revela que há grande correlação, as direções de lineamentos com maior frequência coincidem com as direções de falhas medidas em campo. Da mesma forma, as direções de lineamentos próximos aos pontos de coleta aparecem também nas medidas realizadas no campo.

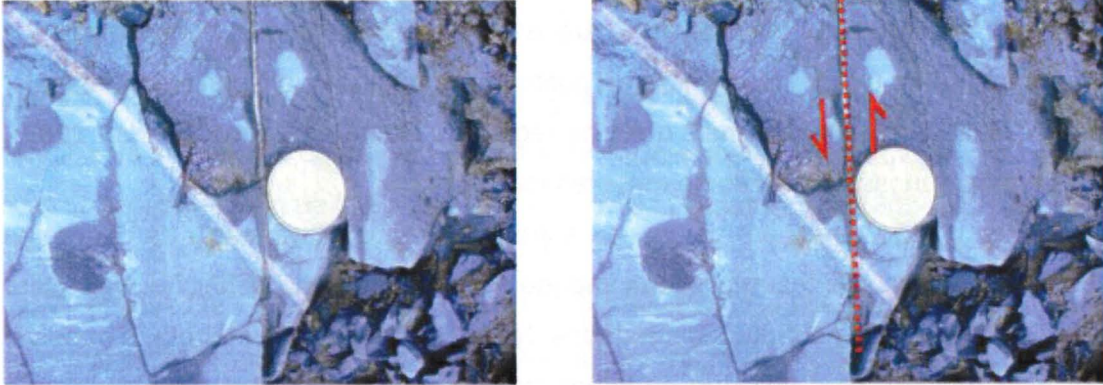


Figura 6.11. Falha sinistral (NE-SW) deslocando injeção de arenito.

7. Discussão dos Resultados e Conclusões

A caracterização geométrica e cinemática das falhas aqui analisadas é compatível com um binário orientado próximo de NE-SW, onde as estruturas com direção ENE-WSW e WNW-ESE corresponderiam, respectivamente, as estruturas R e R', e o esforço máximo horizontal com direção próxima de ENE-WSW, variando até próximo de E-W. Conforme exposto acima, há evidências que sugerem que estas estruturas foram geradas logo após os derrames básicos da Fm. Serra Geral.

O esforço máximo aqui considerado para a formação das falhas transcorrentes é ligeiramente diferente do quadro de esforço proposto para as falhas transcorrentes destrais, com direção NNE-SSW, existentes mais a sul na região do Domo de Lages (Roldan 2007), sugerindo assim mudanças no quadro de tensores regionais.

A não observação direta em campo da superposição estrutural entre as diferentes direções de falhas transcorrentes analisadas impede no momento uma definição mais clara sobre a relação temporal das estruturas estudadas. No entanto, de forma indireta, é possível estabelecer esta relação, uma vez que as falhas transcorrentes associadas ao domo são mais novas do que as rochas alcalinas, enquanto as falhas transcorrentes NE-SW são provavelmente mais antigas, conforme discutido neste trabalho.

As outras estruturas podem ter sido formadas a partir de uma variação local na orientação do campo de esforços, havendo, no entanto, evidências da ocorrência reativação das falhas transcorrentes como falhas normais, condição esta que sugere a mudança do quadro de tensores principais. As falhas normais NE-SW a ENE-WSW geradas durante esta reativação são provavelmente mais novas do que o lineamento do Rio Canoas (Roldan 2007), o que sugere uma idade pós-miocênica para as mesmas.

A boa correlação entre as estruturas observadas em campo e os mapas de lineamentos fica evidenciada também na correspondência entre as direções mais frequentes dos lineamentos presentes nas imagens com as direções das estruturas analisadas em campo. A correlação existe também entre as estruturas de campo e os lineamentos próximos.

Os mapas de direção de fluxo, de densidade de lineamentos e de drenagens mostram uma boa correlação entre as estruturas extraídas das imagens e as estruturas observadas em campo, evidenciando assim uma correlação entre as diferentes escalas analisadas.

Referências Bibliográficas

ANDERSON, E. M. 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britam. Edinburgh: Oliver & Boyd, 206p.

ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: HANCOCK, P. L. (Ed.) *Continental Deformation*. Oxford, Pergamom Press, p.53-100.

ANGELIER J. & MECHLER P. 1977. Sur une méthode graphique de recherché des constraints principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.7, p.1309-1318.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS-CPRM. 2004. Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo escala 1:1000000, folhas SG21 Asunción e SG22 Curitiba. Brasília. CPRM.

DAVIS, S. & REYNOLDS, J. 1996. *Structural geology of rocks and regions*. Second Edition. New York: J. Wiley, 776p.

GHOSH, S. K. 1993. *Structural geology: Fundamentals and Modern Developments*. Oxford, Pergamom Press, 598p.

HACHIRO, J.; COUTINHO, J.M.V; RICCOMINI, COIMBRA, A.M.; FERNANDES, L.A. 1994. O Astroblema de Piratininga (São Paulo, Brasil). *IN: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 3, Rio Claro. Boletim. Rio Claro, UNESP, p.93-96.

HANCOCK, P. L. 1985. Brittle microtectonics: principle and practice. *Journal of Structural Geology*, vol.7., p. 437-457.

HANCOCK, P. L.; ENGELDER, T. 1989. Neotectonics joints. *Geological Society of American Bulletin*, vol.101, p.1197-1208.

HASUI, Y. & MIOTO, J. A. 1992. Tipologia estrutural. In: HASUI, Y. & MIOTO, J. A. (Coord.). *Geologia estrutural aplicada*. São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE)-S.A. Indústrias Votorantim- Votorantim, p.45-94.

HOBBS, B. S.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. 1976. An outline of structural geology. New York, Wiley, 571p.

HODGSON, R. A. 1961. Regional study of jointing in Comb Ridge-Navajo Mountain area, Arizona and Utha. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, v.45, p.1-38.

LOCZY, L. 1966. Evolução Paleogeográfica e Geotectônica da Bacia Gondvânica do Paraná e do seu Embasamento. DNPM/DGM. Boletim, 234p.

MARQUE L.S. & ERNESTO, M. O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO C. D. R., NEVES B. B. B. (eds). Ed. Beca, São Paulo, p. 245-263.

O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society American Bulletin*, vol.87, p.1463-1469.

PETIT, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of structural geology*. v. 9, p.597-608.

POLLARD, D. D. & AYDIN, A. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, v.100, p.1181-1204.

PRICE, N. J. 1966. *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock* Oxford, Pergamon Press, 175p.

PRICE, N. J. & COSGROVE, J. W. 1990. *Analysis of geological structures*. First Edition. London: Cambridge University Press, 502p.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures*. London: Academic Press, vol. 2. 700p.

- RICCOMINI, C. 1995. Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondvânicos da Porção Centro-Oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 100p.
- RIEDEL, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie*. V.1929B, p.354-368.
- ROLDAN L. F. 2007. Tectônica Rúptil Meso-Cenozóica na Região do Domo de Lages, SC. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- SCHEIBE, L. F.; KAWASHITA, K. & GOMES, C.B. 1985. Contribuição à Geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. *IN: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, 2, Florianópolis, Anais, Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia (Núcleos RS-SC E PR), p.299-307.
- SCHEIBE, L. F. 1986. Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 224p.
- SOARES, P.C. 1974. Elementos Estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná, classificação e gênese. *IN: Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Porto Alegre. Anais. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, v.4, p.107-121.
- SYLVESTER, G. A. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of American Bulletin*. V.100, p.1666-1703.
- TCHALENKO, J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of American Bulletin*. V.81, p.1625-1640.
- VIALON, P.; RUHLAND, M.; GROLIER; J. 1976. *Éléments de tectonique analytique*. Masson, 118p.
- ZALÁN, P. V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração do petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 16, n.3, p.245-257.

De acordo:

Érico Benedeti Mazini

Aluno: Érico Benedeti Mazini

Orientador: Rômulo Machado

