

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro (SP)

**CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA ZONA DE
FALHA DA CACHOEIRA**

JORGE LUIZ SECUNDINO DOS SANTOS

Rio Claro – SP

2009

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro (SP)

**CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA ZONA DE
FALHA DA CACHOEIRA**

JORGE LUIZ SECUNDINO DOS SANTOS

Orientador: Norberto Morales

*Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do
Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP,
campus de Rio Claro, como parte das exigências para
o cumprimento da disciplina Trabalho de Conclusão
de Curso no ano letivo de 2009”*

Rio Claro – SP
2009

551.8 Santos, Jorge Luiz Secundino dos
S237c Caracterização estrutural da zona de falha da Cachoeira / Jorge Luiz
Secundino dos Santos. - Rio Claro : [s.n.], 2009
55 f. : il., figs., fots., mapas + mapa

Trabalho de conclusão de curso (Geologia) - Universidade Estadual
Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Norberto Morales

1. Geologia estrutural. 2. Cisalhamento. 3. Tectônica. 4. Evolução. I.
Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Aos meus Pais

Agradecimentos

Agradeço primeiramente aos meus pais que me apoiarem nessa longa jornada que é a graduação e por compreenderem minha tão longa ausência.

A minha namorada Julia Favoreto, pelo incentivo e companheirismo, e que me aturou nos diversos momentos sentimentistas, que este trabalho ofereceu-me.

Agradeço aos meus amigos de República, Luis Fernando (Tropeço), Andrew (sabiá), Arnaldo Cordeiro (Steban), Leandro (zilds), Felipe (lesado), Filipe Pira (Ambiental), nos quais se tornaram meus irmãos, e companheiros pelo resto da vida.

Agradeço ao professor Norberto Morales pelas longas conversas durante os trabalhos de campo e pela amizade e por ter me ensinado a ter gosto pela geologia estrutural.

RESUMO

Este trabalho apresenta a Caracterização Estrutural da Zona de Falha da Cachoeira na região compreendida entre as cidades de Jundiaí e Monte Mor no estado de São Paulo. A Zona da Falha da Cachoeira constitui um importante alinhamento estrutural de direção NW no Embasamento Cristalino e adentra-se no mesmo sentido na Bacia do Paraná afetando os sedimentos paleozóicos. Para a investigação da Zona de Falha foi necessária a definição das características geológico-estruturais e tectônicas da área. As análises macro e mesoscópicas indicam forte estruturação de relevo e dos alinhamentos de drenagem para direção NW-SE e subordinadamente para NE-SW. A zona de falha é marcada pela presença de rochas com texturas miloníticas, cataclásticas e trama de cristais isorientados não deformados. Falhas normais, transcorrentes dextrais, sinistrais foram identificadas e suas análises permitiram inferir um quadro evolutivo para a zona da Falha da Cachoeira, onde as falhas de direções NW-SE antigas relacionadas à paleotectônica e a formação das rochas miloníticas e cataclásticas, as NE-SW aos falhamentos normais da tectônica distensiva do sistema *rifts* do Sudeste Brasileiro que geraram os depósitos terciários e as falhas normais NW-SE a aos movimentos transcorrentes neotectônicos.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. OBJETIVO.....	1
1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	2
2. MATERIAIS E METODOS	3
2.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	4
2.2. FOTOANÁLISE.....	4
2.3. MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL.....	5
2.4. ELABORAÇÃO DOS MAPAS TEMÁTICOS.....	5
2.4.1. <i>Mapa de Drenagem</i>	6
2.4.2. <i>Mapas Topográficos e Hipsométrico</i>	6
2.4.3. <i>Mapa de lineamentos</i>	7
2.5. COLETA DE DADOS ESTRUTURAIS	8
2.6. TRATAMENTO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS	8
2.6.1. <i>Séries Miloníticas</i>	9
2.6.2. <i>Séries Cataclásticas</i>	9
3. QUADRO GEOMORFOLÓGICO.....	10
4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	13
4.1. EMBASAMENTO CRISTALINO.....	15
4.1.1. <i>Complexo Amparo</i>	15
4.1.2. <i>Grupo Itapira</i>	15
4.1.3. <i>Rochas Granitóides</i>	16
4.1.3.1. <i>Complexo Granitóide de Itu</i>	16
4.1.4. <i>Falhas</i>	17
4.2. BACIA DO PARANÁ	18
4.2.1. <i>Grupo Itararé</i>	20
4.2.2. <i>Intrusivas básicas correlatas a Formação Serra Geral</i>	21
4.3. DEPÓSITOS CENOZÓICOS	21
4.3.1. <i>Depósitos terciários</i>	21
4.3.2. <i>Depósitos Quaternários</i>	22
4.3.2.1. <i>Depósitos Coluviais e/ou eluviais</i>	22
4.3.2.2. <i>Depósitos aluviais</i>	22
5. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA ZONA DE FALHA DA CACHOEIRA	22
5.1. ROCHAS DA ZONA DE FALHA DA CACHOEIRA	23
5.1.1. <i>Deformação nos gnaisses do Embasamento</i>	23
5.1.2. <i>Deformação nas rochas graníticas</i>	24
5.1.2.1. <i>Arranjo de cristais isorientados</i>	24
5.1.2.2. <i>Milonitos</i>	25
5.1.2.3. <i>Cataclasitos</i>	26
5.2. ESTRUTURAS DA ZONA DE FALHA DA CACHOEIRA	28
5.2.1. <i>Estruturas Macroscópicas</i>	29
5.2.1.1. <i>Topografia e Hipsometria</i>	29
5.2.1.2. <i>Lineamento da Rede de Drenagem</i>	31
5.2.2. <i>Análise Mesoscópica</i>	34
5.2.2.1. <i>Estruturas do Complexo Amparo e Itapira</i>	38
5.2.2.2. <i>Estruturas do Complexo Granitóide Itu</i>	40

5.2.2.3. Estruturas da Bacia do Paraná.....	43
6. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	45
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	48

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: MAPA DAS CIDADES E PRINCIPAIS RODOVIAS, MOSTRANDO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO (RETÂNGULO).	3
FIGURA 2: MAPA GEOMORFOLÓGICO REGIONAL DA ÁREA DE ESTUDO (IPT, 1981).....	12
FIGURA 3: MODELO DIGITAL DE TERRENO MOSTRANDO NOS PRINCIPAIS TRAÇOS PRETOS DE DIREÇÃO NW-SE AS FALHAS DA CACHOEIRA, CURURU, PIRAI E ITU CORTANDO O RELEVO DA ÁREA DE ESTUDO.....	13
FIGURA 4: QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL, MOSTRANDO AS LITOLOGIAS DO EMBASAMENTO PRÉ-CAMBRIANO NA PORÇÃO LESTE DA ÁREA E A COBERTURA SEDIMENTAR DA BACIA DO PARANÁ NA PORÇÃO OESTE. DESTAQUE PARA A FALHA DE JUNDIUVIRA E SUAS RAMIFICAÇÕES, AS FALHAS DA CACHOEIRA.	14
FIGURA 5: PRINCIPAIS TRAÇOS DE FALHAS REGIONAIS DO PRÉ-CAMBRIANO DA REGIÃO DE JUNDIAÍ (NEVES 2002).	18
FIGURA 6: LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO PARANÁ NA AMÉRICA DO SUL (FONTE: ZALAN ET AL., 1991)....	19
FIGURA 7: TRAMA ISORIENTADA DE MEGACRISTAIS DE PORFIROCLASTOS EUDRAIS DE FK INDICANDO DEFORMAÇÃO PRÉ-CRISTALIZAÇÃO TOTAL	24
FIGURA 8: ROCHAS GRANÍTICAS PORFIRÍTICAS COM MEGACRISTAIS DE FELDSPATO POTÁSSICO SEM DEFORMAÇÃO	25
FIGURA 9: FOLIAÇÃO MILONÍTICA BEM MARCADA NO GRANITO DO COMPLEXO GRANITÓIDE ITU, ENCONTRADAS PRÓXIMO A ZONA DE FALHA DA CACHOEIRA.	26
FIGURA 10: ZONA BRECHADA NO GRANITO DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE ITU.....	27
FIGURA 11: FIGURA MOSTRA A GRANITO SEM DEFORMAÇÃO GRADANDO PARA ZONAS BRECHADAS E POSTERIORMENTE PARA ZONAS DE ULTRACLASTOS DE GRANULAÇÃO FINA E COLORAÇÃO MAIS ESCURA (DETALHE MOSTRA O ULTRAMILONITO BEM NO PLANO DE FALHA NORMAL.	28
FIGURA 12: A – MAPA HIPSOMÉTRICO MARCA OS PRINCIPAIS LINEAMENTOS DA ÁREA DE ESTUDO; B – MAPA TOPOGRÁFICO MOSTRA ESCARPAS NA ÁREA DE ESTUDO, EVIDENCIADA NAS APROXIMAÇÕES DAS CURVAS DE NÍVEL.	30
FIGURA 13: MAPA DA REDE DE DRENAGEM, MOSTRA OS ALINHAMENTOS DAS DRENAGENS SEGUNDO AS DIREÇÕES NW-SE PRINCIPALMENTE.	32
FIGURA 14: MAPA DE LINEAMENTOS DE DRENAGEM E AS ROSETAS ELABORADAS A PARTIR DESTES, DÃO ÊNFASE NA DIREÇÃO NW-SE COMO A PRINCIPAL NA REGIÃO.....	33
FIGURA 15: ESTEREOGRAMA DAS FOLIAÇÕES DO EMBASAMENTO CRISTALINO.	34
FIGURA 16: ESTEREOGRAMAS DAS JUNTAS DO EMBASAMENTO CRISTALINO E DO GRUPO ITARARÉ.....	35
FIGURA 17: ESTEREOGRAMA DE FALHAS NORMAIS ENCONTRADAS NO EMBASAMENTO CRISTALINO.....	36
FIGURA 18: ESTEREOGRAMA DAS FALHAS TRANSCORRENTES SINISTRAIS E DESTRAIS DO EMBASAMENTO CRISTALINO.	37
FIGURA 19: ESTEREOGRAMA DE FALHA NORMAIS MEDIDAS NO GRUPO ITARARÉ.....	37
FIGURA 20: ESTEREOGRAMA DE JUNTAS PRESENTE NO COMPLEXO AMPARO.....	38
FIGURA 21: ESTEREOGRAMAS POLAR E CICLOGRÁFICA DE FALHAS NORMAIS NO COMPLEXO AMPARO.	39
FIGURA 22: PLANO DE FALHA NOS GNAISSES ALTERADOS DO COMPLEXO AMPARO.	39
FIGURA 23: ESTEREOGRAMA DAS JUNTAS DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE ITU.	40
FIGURA 24: ESTEREOGRAMA DAS FALHAS NORMAIS NO COMPLEXO GRANITÓIDE DE ITU.	41
FIGURA 25: ESTEREOGRAMA DAS FALHAS TRANSCORRENTES DEXTRAIS E SINISTRAIS DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE ITU.	41
FIGURA 26: PLANO DE FALHA NO GRANITO ITU. EM DESTAQUE OS RESSALTOS QUE INDICAM O SENTIDO DE MOVIMENTO SINISTRAL DA FALHA.	42
FIGURA 27: ESTRIAS NO GRANITO ITU: O AMARELO INDICA AS ESTRIAS E SETA OS RESSALTOS QUE INDICAM MOVIMENTO DESTAL.....	42
FIGURA 28: MODELO DE RIEDEL APLICADO NA ZONA DE FALHA DA CACHOEIRA, PRÓXIMO AO CANYON DO RIO JUNDIAÍ, AFLORAMENTO 1.....	43

FIGURA 29: ESTEREOGRAMA POLAR DAS FRATURAS NO GRUPO ITARARÉ.....	44
FIGURA 30: ESTEREOGRAMA DAS FALHAS NORMAIS NO GRUPO ITARARÉ NA ÁREA DE ESTUDO.....	44
FIGURA 31: ESQUERDA, CONTATO SUBVERTICAL POR FALHA NORMAL ENTRE FOLHELHOS CINZA ESCURO E ARENITO FRATURADO; À DIREITA, SILTITO CINZA ESCURO MUITO FRATURADO.	45
FIGURA 32: ESQUEMA SIMPLIFICADO DO MODELO SINISTRAL DE RIEDEL.	46

1. INTRODUÇÃO

As zonas de falhas são reconhecidas como importantes sítios de concentração de deformação frágil das rochas, absorvendo grandes deslocamentos e condicionando fortemente a organização dos terrenos litológicos ao longo da crosta terrestre. A movimentação dos blocos ao longo dos planos promove a formação de estrias e de ressaltos, representando fieis indicadores do sentido de movimento ao longo destas zonas. Seu afloramento, entretanto, não é contínuo, sendo reconhecidos fragmentos das zonas de falhas, onde é necessário recorrer de seleção de áreas para de possíveis bons afloramentos (com auxílio de fotografias aéreas e imagens de satélite), onde se possa caracterizar além de sua geometria, a assimetria típica das estruturas e sua evolução cinemática.

A caracterização é feita pelo reconhecimento em trabalhos de campo de várias superfícies expostas dos planos de falhas ao longo de seu traço, com levantamento sistemático de atitudes de plano de falhas e estrias de atrito, bem como do sentido de movimento, para a caracterização da geometria e da cinemática da evolução das falhas.

A região entre Jundiá e Monte-Mor apresenta rochas graníticas e gnáissicas pré-cambrianas, sedimentares paleozóicas e coberturas cenozóicas. A área de estudo abrange feições de destaque na morfologia, marcados por traços principais de falhas, derivados da ramificação da Zona de Falha de Jundiuvira na altura da cidade de Jundiá, constituindo uma estrutura em rabo de cavalo englobando as falhas de Itu, Pirai, Cururu e Cachoeira. Estes feixes de falhas apresentam uma orientação preferencial a NW-SE afetando os terrenos pré-cambrianos, paleozóicos e cenozóicos.

Desta forma, estudos realizados sobre as zonas de falhas na região compreendida entre as cidades de Jundiá e Monte Mor, associados à extensão das estruturas já conhecidas e mapeadas, mas ainda não caracterizadas adequadamente, contribuem para o entendimento de seu papel na evolução geológica regional, bem como na reativação de falhas e suas estruturas associadas ao longo deste quadro evolutivo.

1.1. Objetivo

O objetivo do presente trabalho é caracterizar do ponto de vista da evolução estrutural a Zona de Falha da Cachoeira, reconhecendo as estruturas associadas aos seus traços, afetando as rochas do embasamento mais antigo, como os granitos, gnaisses, xistos e quartzitos, da seqüência sedimentar paleozóica do Grupo Itararé, além dos conjuntos cenozóicos.

A caracterização da evolução estrutural passa pelo reconhecimento das estruturas planares e lineares associadas (planos de falha, estrias e sentidos de movimentos), bem como pela identificação de rochas de zonas de falhas e pela caracterização dos litotipos afetados pela deformação.

A caracterização geométrica (atributos dos planos e estrias), e cinemática (sentido de movimento) permite a elaboração do quadro deformacional, enquanto que a identificação da rocha deformada permite um estabelecimento da sequência cronológica relativa.

1.2. Localização da Área de Estudo

A área referente a presente pesquisa, esta situada na região centro leste do Estado de São Paulo, a aproximadamente 100 km da capital paulista entre os meridianos 47°45' e 47°00' e paralelos 22°45' e 23°00' estimando-se cerca de 4200 km² (figura 1). Compreende as bases cartográficas do IBGE em escala 1:50000, englobando as folhas Indaiatuba (SF-23-Y-C-II-2), Salto (SF-23-Y-C-II-1), Americana (SF-23-Y-A-V-3), Campinas (SF-23-Y-A-V-4) e Jundiaí (SF-23-Y-C-III-2).

As principais vias de acesso da região são as SP – 330 e SP – 348 representando respectivamente as Rodovias Anhanguera e dos Bandeirantes, além das estradas secundárias asfaltada que também facilitam o acesso e a mobilização dentro da área de estudo para a pesquisa.

Além do mais, em termos geomorfológicos a área encontra-se localizada dentro da Depressão Periférica e do Planalto Atlântico e fazem parte destas províncias as colinas amplas, morrotes alongados e topos achatados e extensos principalmente.

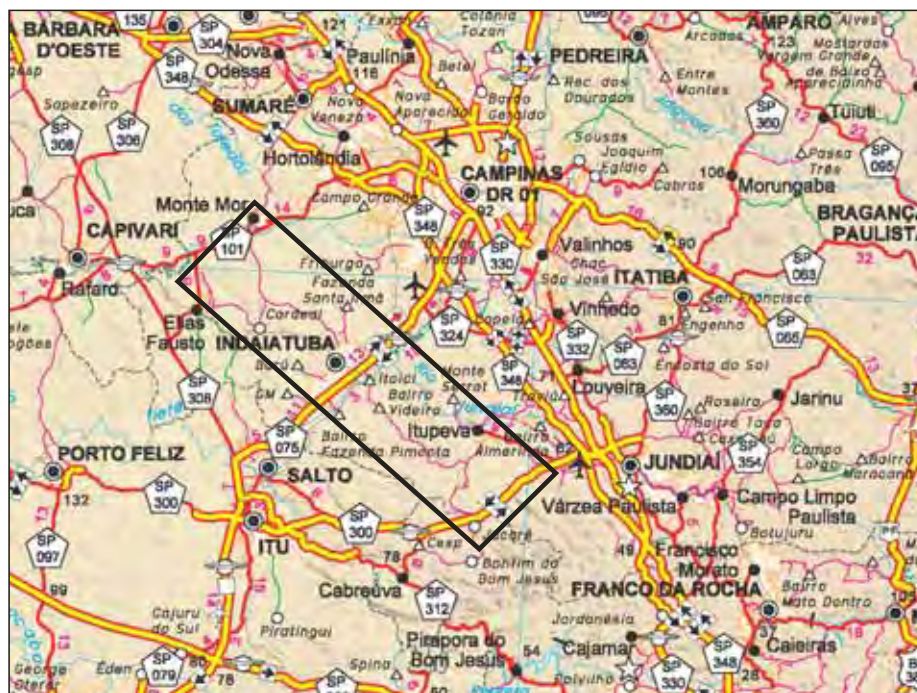


Figura 1: Mapa das cidades e principais rodovias, mostrando e localização da área de estudo (retângulo).

2. MATERIAIS E METODOS

A investigação sobre as descontinuidades de um maciço rochoso, das falhas inclusive, passa pelo estudo em escala macroscópica da rede de drenagem e do padrão de relevo, além da distribuição das coberturas sedimentares. Para isso, foi necessária a preparação de mapas base para suporte do trabalho, consistindo nos mapas da rede de drenagem e topográfico da região em estudo. Assim, o trabalho aqui desenvolvido baseou-se na coleta e preparação de materiais que possam, indicar descrever e analisar as feições geomorfológicas de terreno e padrões de drenagens, além de coberturas sedimentares recentes que por ventura indicariam alguma evidência neotectônica. Para isso, foram escolhidas as folhas cartograficas em 1:50.000 do instituto Brasileiro de Geografia e estatística (IBGE).

As folhas topograficas foram obtidas no *site* do IBGE na internet (www.ibge.gov.br), onde é possível adquirir diversos produtos digitais do instituto, na forma de download gratuito e de boa qualidade. A aquisição pode ser feita na forma de arquivos editados e fechados para cada uma das folhas, em formato *.pdf*, coloridas e prontas para impressão. São também disponibilizadas em formato *.tiff*, com arquivos específicos para cada um dos layers de interesse, como drenagem, topografia, infraestrutura (estradas, manchas urbanas, linhas férreas), coordenadas, etc.. Ambos os formatos são arquivos tipo *raster*, porém o

segundo tipo permite sua utilização de layers específicos. Assim, foram adquiridas as cartas abaixo, com cada um de seus layers específicos.

- ✓ Indaiatuba - SF-23-Y-C-II-2
- ✓ Salto – SF-23-Y-C-II-1
- ✓ Americana - SF-23-Y-A-V-3
- ✓ Campinas – SF-23-Y-A-V-4
- ✓ Jundiaí – SF-23-Y-C-III-2

Cabe também mencionar os materiais utilizados para a digitalização e georreferenciamento dos mapas, como microcomputadores e softwares tipo R2v e o ARCGIS 9.2.

2.1. Levantamento Bibliográfico

A ampla visão do conhecimento da região de estudo é devida ao acervo adquirido, através da pesquisa bibliográfica. Foram buscados relatórios e teses desenvolvidos na região, com informações primordiais para o referente trabalho. Foram buscados também, artigos na literatura que visam à caracterização do quadro geológico regional. Sua aquisição foi de fundamental importância para a compreensão da geologia da área e para o início dos trabalhos. Salienta-se a familiaridade do aluno com o software ARCGIS, ideal para a preparação de mapas e manipulação de dados georreferenciados, obtida a partir do desenvolvimento do projeto.

A revisão permitiu a elaboração de um quadro preliminar sobre a geologia regional da área baseado nas tais referências, enfocando a estratigrafia, a geologia estrutural e a geomorfologia.

2.2. Fotoanálise

A análise preliminar foi elaborada das imagens aéreas com escala 1:60.000 da região, onde basicamente foi extraído o padrão da rede de drenagem com precisão e detalhamento. Além disso, as feições lineares da rede de drenagem e relevo também foram traçadas, originando o mapa de alinhamento. A interpretação de fotografias aéreas foi elaborada também com o intuito da seleção de áreas e afloramentos potenciais para a visita de trabalho de campo.

2.3. Mapa Geológico-Estrutural

O mapa geológico da área foi confeccionado pela compilação de mapas geológicos preexistentes e posteriormente integrado com as informações do trabalho de campo. Esse trabalho baseia-se nos mapas geológicos elaborados pelo IPT em escala 1:500.000, além dos mapas das teses de doutorado de Neves (2005) em escala de 1:100.000, de Galembeck (1997), na área do Maciço Granítico de Itu em escala 1:50.000, Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná da CPRM em escala 1:100.000 e mapas 1:50.000 do Instituto Geológico (IG). Além desses, Neves (1997) traz consigo, um mapeamento geológico que destaca as coberturas cenozóicas, as quais também foram introduzidas na montagem do mapa geológico final (Anexo II). Neste mapa foram adicionados os dados estruturais coletados no campo, como os traços de falhas e estereogramas de cada setor, dando o padrão do fraturamento dos mesmos.

2.4. Elaboração dos mapas temáticos

Dos mapas citados acima em escala de 1:50.000, foram produzidos mapas vetorizados das folhas topográficas, extraindo delas as estradas e rodovias, topografia, as drenagens e os centros urbanos. Posteriormente esses mapas foram sobrepostos formando mapas completos.

Para tanto, a digitalização baseou-se na utilização do programa Arcgis 9.2. Esse método baseia-se na utilização de uma ferramenta denominada Arcscan. Mas para isso, o mapa que está em formato *tiff*, com tonalidades de cinza, necessita ser reconfigurado para um mapa de formato *tiff* com dois bits, ou seja, com apenas as tonalidades de preto e branco. Dessa maneira, as linhas podem ser escaneadas de maneira direcional e automática.

A partir desta configuração, é possível a transformação deste arquivo *raster* em um arquivo vetorizado pela utilização dos softwares vetorizadores. No caso, foram utilizados o R2v e o ArcSCAN (rotina de vetorização do ArcGIS 9.2). O primeiro deles mostrou-se amigável e de fácil utilização, porém as linhas desenhadas ficam com número muito grande de nós, gerando arquivos pesados por demasia. A segunda opção revelou-se mais interessante, principalmente porque o arquivo resultante já tem as propriedades do ArcGIS. Assim uma vez aberto e registrado o arquivo, é possível selecionar a linha com o mouse para ser desenhada, em procedimento automático e semi-automático. O modo semi-automático é recomendado, pois exige um acompanhamento do interessado, que indica por onde a linha deve continuar. No procedimento automático, as linhas ficam quebradas nos

nós, exigindo edição de emenda, por exemplo, das linhas de curvas de nível de mesma cota, ou então das linhas de drenagem do curso principal.

2.4.1. Mapa de Drenagem

Para a elaboração do mapa de drenagens, utilizou-se da digitalização das folhas em padrão raster do IBGE 1:50.000 em formato *tiff*, com a utilização do programa ARCGIS 9.2 com a ferramenta ARCSAN elas foram digitalizadas, para a elaboração dos mapas de drenagens de cada uma das folhas e do conjunto de folhas. Sua utilização posterior visa a caracterização padrão dos lineamentos e alinhamentos de drenagem e das anomalias associadas.

O sistema de drenagem é de suma importância para o entendimento das modificações geomorfológicas ocorridas pelo processo de atividades tectônicas, utilizando o padrão do substrato rochoso como guia para a implantação do sistema, ajustando-se ao padrão de fraturamento ou aos contatos entre as diferentes litologias.

Muitas das deduções de planos de falhas e fraturas se dão ao alinhamento dos segmentos de drenagem, já que esta é condicionada à instabilidade do terreno, assim sendo se aloja nos planos de fraqueza, impondo padrões específicos de orientação.

Esses padrões podem ser analisados e de tais análises obtém-se alguns exemplos: um padrão meandrino de um rio, com suas formas curvas e por se encontrar em declividades mais suavizadas infere-se que é um padrão estável ou rifteamento. Regiões dômicas, as drenagens encontram-se de maneira anelar, formas retilíneas informam falhas, fraturas onde os rios se encaixam nessas fendas.

Os mapas de drenagem também são bons indicadores de movimentação de blocos. Assim sendo, também apresentam seus padrões específicos como as capturas de drenagem, ocorridas principalmente associadas a falhas transcorrentes, ou lagos associados à tectônica transtensional, entre outros.

2.4.2. Mapas Topográficos e Hipsométrico

Para a elaboração do mapa topográfico, utilizou-se de procedimento semelhante ao da elaboração dos mapas de drenagem, ou seja, procedeu-se a digitalização das folhas em formato raster do IBGE 1:50.000 em formato *tiff*, com a utilização do programa ARCGIS 9.2 com a ferramenta ArcSCAN onde as curvas de nível foram digitalizadas a uma equidistância de 20 em 20m.

Com o mapa topográfico digitalizado, iniciou-se a confecção do mapa hipsométrico do terreno. Para isso, houve a necessidade de atribuir a propriedade elevação nas curvas de nível (atributo). Para a elaboração do mapa hipsométrico utilizou-se o programa ARCGIS 9.2. As curvas de nível foram digitalizadas em um *shapefile 3D*. Sua visualização se dá no ARCSCE.

A topografia pode indicar a presença de falhas, evidenciadas nas anomalias de relevo, na associação de escarpas, etc.. Estas situações são lidas nos mapas topográficos, onde fica nítida sua presença devida à aproximação das curvas de nível formando uma feição retilínea.

2.4.3. Mapa de lineamentos

Com o intuito de uma ampla visualização dos lineamentos regionais, utilizou-se da imagem SRTM em escala 1: 250.000 para obter e destacar as principais feições estruturais de relevo. Todavia, com a preocupação em se obter um detalhamento maior na análise dos lineamentos, utilizaram-se fotos aéreas em escala 1:60.000, para que nas mesmas fossem destacados os lineamentos. Posteriormente esses traços foram digitalizados com a utilização do programa ARCGIS 9.2. Da mesma forma, foram retirados lineamentos de drenagem, a partir da rede de drenagem digitalizada em escala 1:50.000. A construção dos diagramas de roseta possibilitou a visualização dos padrões de direcionamento das feições retilíneas. Para construção das rosetas necessitou que o arquivo em *shapefile* do ArcGIS fosse exportado para arquivo *dxf*. Assim sua utilização seria aceita pelo AutoCAD. Neste programa utilizou-se da rotina “roseta.lsp” para a construção da roseta.

É importante frisar que o presente trabalho utiliza-se de termos que podem levar a interpretações e discussões errôneas. Isso se deve, ao fato da utilização de termos como lineamento, lineação, alinhamento e fraturas nas quais se caracterizam por feições lineares de superfície. Para isso são considerados os seguintes conceitos:

- “Fraturas” segundo Allaby & Allaby (1990) são quaisquer descontinuidades de caráter rúptil de material, incluindo falhas e juntas. Juntas são fraturas rúpteis nas quais não houve movimentação paralela ao plano, no entanto as falhas são caracterizadas por fraturas rúpteis com movimentação relativa entre os planos. As feições de deslocamento das fraturas são identificáveis em escala micro e mesoscópicas, portanto não podem ser identificadas por imagens de satélites, a não ser em casos excepcionais de deslocamentos transcorrentes.

- O termo “lineação” segundo O’Leary (1976), em seu conceito primordial, é associado a feições petrográficas pertencentes à estrutura interna da rocha (lineação

mineral). Entretanto, vários autores utilizam este termo para feições associadas ao traço da foliação na interpretação de fotografias aéreas. Lineamento, segundo o mesmo autor, é uma feição linear simples e composta, mapeável, cujas partes são alinhadas de forma retilínea ou levemente curvilínea é que definem o padrão de feições adjacentes, possivelmente refletindo um fenômeno de subsuperfície. Essas feições têm um caráter puramente geomorfológico. O termo alinhamento é enquadrado para designar qualquer linha definida por feições retilíneas alinhadas, mesmo que descontínuas.

2.5. Coleta de dados estruturais

Como o objetivo do trabalho é a caracterização da Zona de Falha da Cachoeira, houve a necessidade da saída de campo com o propósito da coleta de informações quanto às litologias, estratigrafia e levantamento dos dados estruturais. É, todavia, nos dados estruturais coletados que foram baseadas as principais interpretações do trabalho. Por isso, a coleta do maior número de dados estruturais, principalmente os relacionados a falhas, plano de falhas, estrias e sentido de movimento foram buscados. Por outro lado, dados como de juntas, foliações, zonas de cisalhamento dúctil, zonas cataclásticas também são de suma importância para a caracterização das rochas e dos conjuntos litológicos afetados pela Zona de Falha da Cachoeira.

2.6. Tratamento e Integração dos dados

Este tópico tem por finalidade descrever a forma e os procedimentos utilizados para tratamento e integração dos dados estruturais.

A análise das discontinuidades vinculadas ao maciço rochoso foi efetuada utilizando-se dos mapas temáticos desenvolvidos conjuntamente com os dados estruturais coletados nas etapas de campo. Essa interação possibilitou a identificação dos principais padrões da geologia estrutural registrada na área, como nos sistemas de juntas e falhas. Definido os principais sistemas estruturais da área, aliam-se essas características a morfologia do terreno, aos padrões de drenagem e a dispersão das coberturas sedimentares cenozóicas que permite inferir uma evolução geológica cenozóica.

Para a análise das discontinuidades (falhas e juntas) foi efetuado o estudo macroscópico e, subsequente, a análise das feições mesoscópicas oriundas do trabalho de campo e de estudos laboratoriais, como a microscopia de lâminas delgadas, que forneceu dados inerentes às deformações no retículo cristalino.

O estudo da análise macroscópica baliza-se nos traços geológicos obtidos na bibliografia assim como, nos levantados pelo estudo aqui presente com a utilização dos mapas temáticos como o hipsométrico, topográfico e de lineamentos.

A análise mesoscópica foi tratada estatisticamente em cima dos dados coletados no campo, utilizando-se para isso o programa Stereonet. O Stereonet formula estereogramas que possibilitam a visualização espacial desses lineamentos e seus respectivos caimentos. Foram construídos estereogramas com projeções ciclográficas e polares para as juntas, falhas e foliações, todas no hemisfério inferior.

Este estudo conduzido para cada litotipo presente na região, possibilitou a visualização geométrica espacial das estruturas, e auxiliou na análise da possível evolução e reativação da falha.

Além do mais, foi feita uma análise morfotectônica, utilizada como ferramenta na identificação e análise das perturbações nas redes de drenagem, como inflexões, cotovelos e capturas, podendo estar associados a estruturas preexistentes ou a movimentos e deformações neotectônicas (Howard, 1967). Revisão das Rochas de Zonas de Falhas

Para o desenvolvimento do trabalho foi importante a caracterização dos tipos de rochas associadas à zona de falha e suas propriedades do ponto de vista, para o reconhecimento dos diferentes ambientes de pressão e temperaturas em que as diferentes rochas são formadas. Com isso, foi preparada uma breve revisão conceitual com respeito às séries miloníticas e cataclásticas.

2.6.1. Séries Miloníticas

A palavra milonito provém do grego “μυλων” que significa moinho, comparando a textura rúptil com a moagem da rocha. Um milonito é geralmente uma rocha foliada e ligeiramente lineada oriunda de uma deformação dúctil. Este termo é estritamente usado para fins estruturais e não dão informações quanto à composição mineralógica da rocha.

As zonas miloníticas são interpretadas como regiões exumadas de alta tensão e profundidades crustais mais elevadas. O contato dessa zona com a rocha não deformada ocorre de forma gradual e os tamanhos dos grãos encontrados são geralmente menores que das rochas não deformada.

Spry (1969) e Sibson (1977b *apud* Passchier & Trouw 1996) classificam os milonitos quanto à porcentagem de matriz comparada aos porfiroclastos encontrados na rocha. Segundo esses autores, são usadas as terminologias de *protomilonitos* para as rochas com composição de 10-50% de matriz, *milonitos* de 50-90% de matriz e *ultramilonitos* acima de

90% de matriz. Frequentemente o termo *blastomilonito* é usado e refere-se onde a recristalização e a recuperação foi importante.

2.6.2. Séries Cataclásticas

As rochas cataclásticas são geradas a níveis crustais mais rasos. Este tipo de rocha se origina da fragmentação pelo desenvolvimento de fraturas, onde as mesmas começam a deslocar-se formando superfícies estriadas (espelho de falha), ou varias superfícies que juntas formam uma zona de falha. Na zona cataclástica, essas rochas sofrem o processo de cominuição dos grãos tendendo a constituir produtos ultrafinos (farinha de falha).

Sibson (1977, *apud* Passchier & Trouw 1996) classifica as rochas cataclásticas segundo a terminologia de rochas cataclásticas coesas e incoesas. As rochas cataclásticas incoesas subdividem em *brecha de falha* (30% de porfiroclastos) e *farinha de falha* (com menos de 30% de porfiroclastos). Já as rochas cataclásticas coesas se subdividem em a) *rochas brechóides* com 10% de farinha, podendo ser brecha fragmentária, brecha fina e microbrecha; b) *Protocataclasitos* de 10-50% de farinha, c) *Cataclasitos* de 50-90% de farinha; d) *Ultracataclasitos*, acima de 90% de farinha, e) *Pseudotaquilitos* com matérias oriundas da refusão pelo calor de atrito, caráter vítreo.

3. QUADRO GEOMORFOLÓGICO

Na área de estudo encontra-se dois domínios geomorfológicos, o Planalto Atlântico, representado pelo domínio do Planalto de Jundiáí, e a Depressão Periférica. Ambos os domínios fazem contato entre si na folha de Indaiatuba, mais precisamente na parte oeste/noroeste na folha. No entanto, a Depressão Periférica abrange quase que a totalidade da área de estudo.

O contato entre o domínio da Depressão Periférica e o Planalto Atlântico é marcado pela ocorrência de sedimentos do Grupo Itararé pertencentes à Bacia do Paraná em contato com as rochas do embasamento Cristalino e com as rochas granitóides pós-tectônicas presentes.

Para a referida pesquisa foi salientado o domínio do Planalto de Jundiáí. Segundo Ross & Moroz (1997), o Planalto de Jundiáí pertence ao domínio do Planalto Atlântico e apresenta características que correspondem a relevos sustentados por litotipos diversos, englobando varias feições morfológicas regionais, e é composto por morros e morrotes recobertos por pequenos depósitos sedimentares dispostos de maneira descontínua.

A Depressão Periférica Paulista apresenta uma compartimentação morfoestrutural pertencentes à Bacia do Paraná e é subdividida em Depressão de Mogi – Guaçu, Depressão do Médio Tiete e Depressão do Paranapanema. A Depressão Periférica da Bacia do Paraná, segundo Ross & Moroz (1997), apresenta características geomorfológicas influenciadas pela tectônica e das variedades litológicas juntamente com os paleo-processos morfotectônicos relacionados aos diferentes paleoclimas que atuaram na região.

Segundo o Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo (IPT 1981, figura 2), a topografia da área de estudo se resume a:

- ✓ Morrotes alongados e espigões com topos angulosos a achatados e vertentes ravinadas com perfis retilíneos. As drenagens se apresentam em padrões de media a alta densidade, padrão dendrítico com vales fechados e abertos.
- ✓ Morrotes alongados paralelos com topos arredondados e vertentes com perfis retilíneos a convexos. As drenagens com densidades altas com padrões paralelos a treliça, com vales fechados.
- ✓ Morros de topos achatados e extensos, vertentes com perfis retilíneos a convexos. Drenagens de media a alta densidade, padrão subparalelo, vales fechados.
- ✓ Tabuleiros com vertentes ravinadas de pequena expressão em área com perfis retilíneos de alta declividade. As drenagens de baixa densidade e vales abertos.
- ✓ Colinas amplas com topos extensos e aplainados, vertentes com perfis retilíneos a convexos. Baixa densidade de drenagem, padrão sub – dendrítico, vales abertos, planícies aluviais interiores restritas, presença eventual de lagoas perenes e intermitentes.
- ✓ Colinas médias com topos aplainados, vertentes com perfis convexos a retilíneos. Drenagem de media a baixa densidade, padrão sub – retangular, vales abertos e fechados, planícies aluviais interiores restritas, presença eventual de lagoas perenes e intermitente

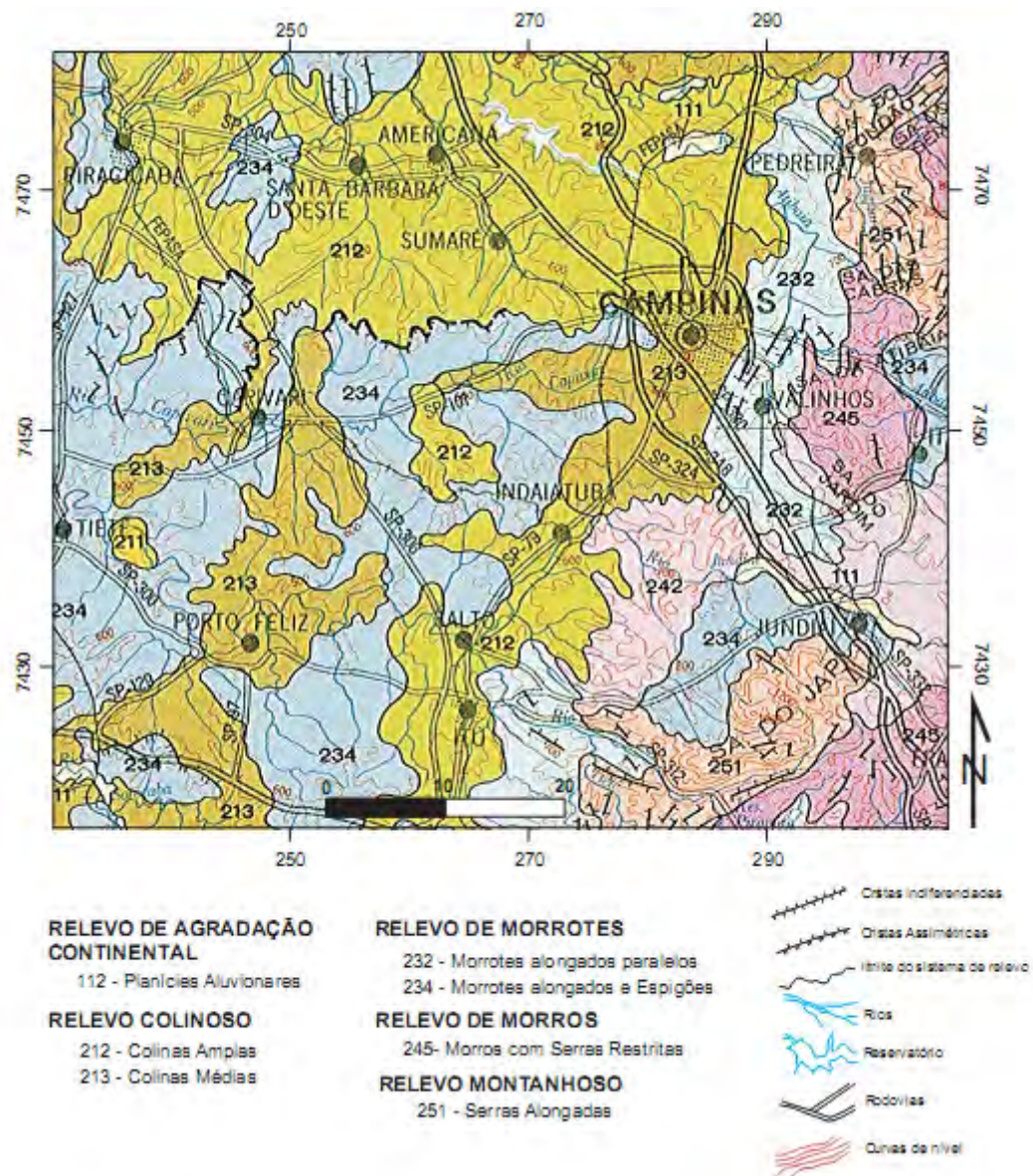


Figura 2: Mapa geomorfológico regional da área de estudo (IPT, 1981)

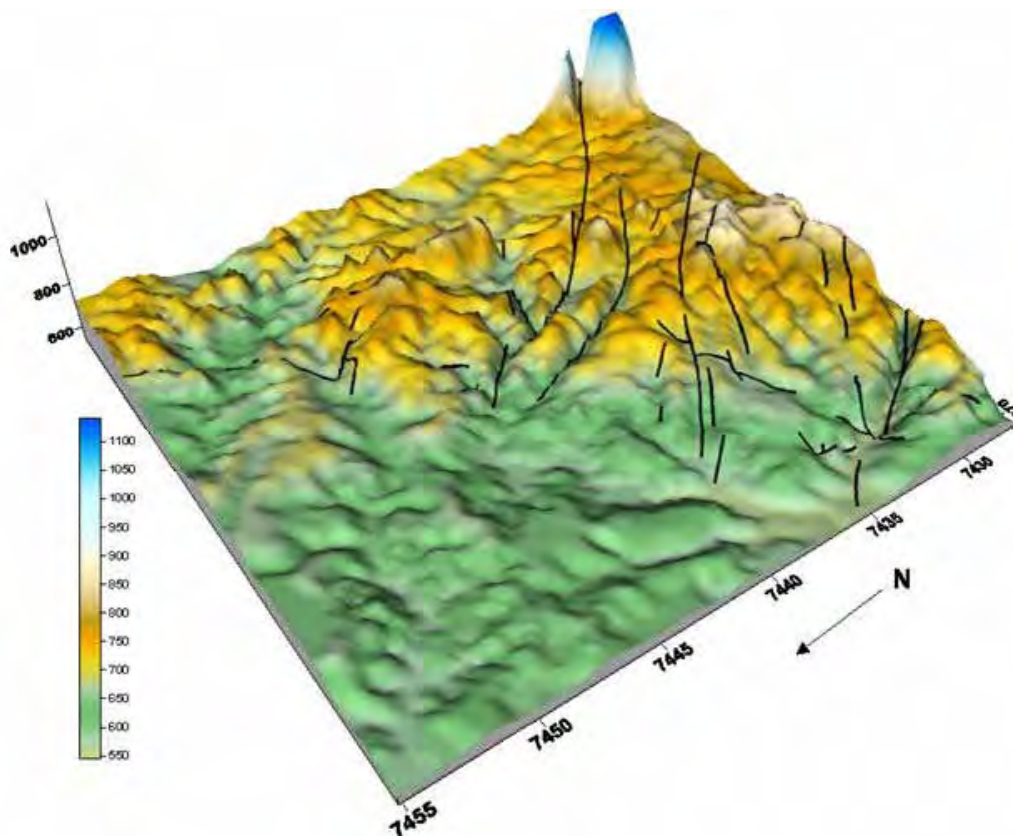


Figura 3: Modelo Digital de Terreno mostrando nos principais traços pretos de direção NW-SE as falhas da Cachoeira, Cururu, Pirai e Itu cortando o relevo da área de estudo.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O comportamento estratigráfico da região obedece a ocorrências de rochas pertencentes ao embasamento cristalino, localizados no extremo sudeste da área, que engloba especificamente aos complexos Amparo e Itapira, Granitóide de Itu, além de rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Paraná, compreendendo o Grupo Itararé, rochas intrusivas básicas correlatas à Formação Serra Geral, e por fim os depósitos cenozóicos, terciários e quaternários, como coberturas aluviões e depósitos coluviais e/ou eluviais (figura 3).

O embasamento é caracterizado pela ocorrência dos blocos tectônicos Jundiá e São Roque (Hasui et al., 1969). A área de estudo encontra-se inserida no bloco tectônico Jundiá, delimitado a sul pela zona de Cisalhamento de Jundiuvira e a Norte pela Falha de Jacutinga (não representada) e a oeste apresenta-se recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná. O Bloco tectônico de Jundiá representa uma evolução polifásica e policíclica representada pelos eventos magmáticos, metamórficos e as superposição das deformações que perduraram desde o Arqueano até o Pré – Cambriano Superior/Eopaleozóico.

Os grandes traços estruturais formados pelas falhas de Itu Pirai, Cururu e Cachoeira formam a feição mais importante da região. Estes traços adentram a Bacia do Paraná formando grandes alinhamentos retilíneos evidenciados na rede de drenagem, especificamente nos alinhamentos do Rio Capivari Mirim prolongando-se até as cidades de Saltilho e Piracicaba.

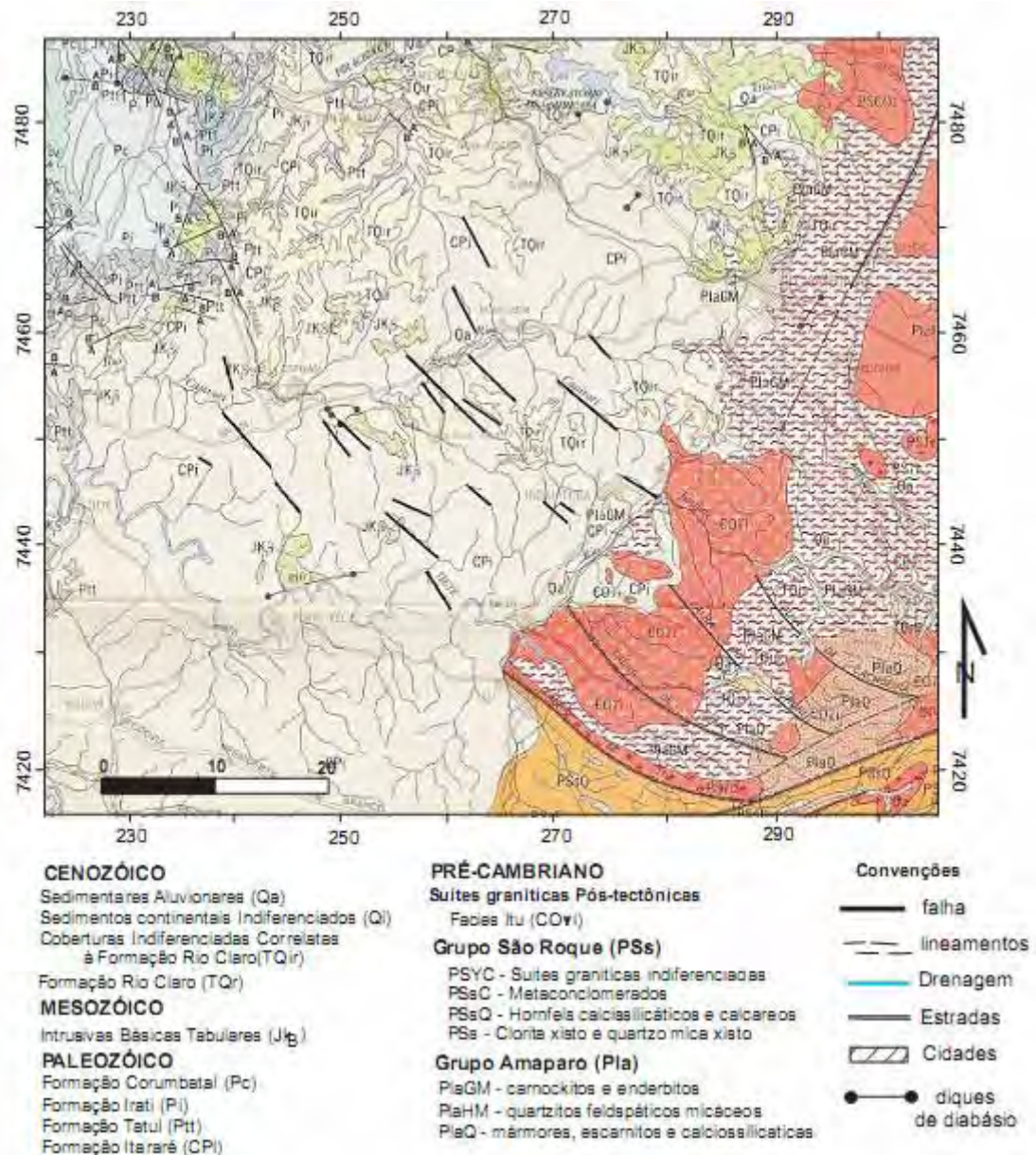


Figura 4: Quadro geológico regional, mostrando as litologias do embasamento pré-cambriano na porção leste da área e a cobertura sedimentar da Bacia do Paraná na porção oeste. Destaque para a Falha de Jundiuvira e suas ramificações, as falhas da Cachoeira.

4.1. Embasamento Cristalino

4.1.1. *Complexo Amparo*

O Complexo Amparo foi caracterizado litologicamente por Wernick (1967) e elevado a categoria de Grupo por Ebert (1968). O Complexo Amparo foi representado por Ebert (1971) como pertencente ao Grupo Itapira, no entanto foram considerados como grupos equivalentes por Wernick e Penalva (1973), diferenciando-se entre si pelas variações fasciológicas.

Cavalcante et al. (1979), denominou de “Complexo” o Grupo Amparo e atribuiu a ele parte das litologias do Grupo Itapira. Artur et al. (1988) classificaram o Complexo Amparo como representante do embasamento arqueano intensamente retrabalhado durante o Ciclo Transamazônico do Grupo Itapira.

As rochas do Complexo Amparo, conforme anteriormente atribuídas por Santoro (1984), são compostas por ortognáisses de afinidade tonalítica–thondjemítica, incrustados na seqüência supracrustal de metassedimentos do Complexo Itapira, onde estes são atribuídos os paragnaisses diversos, quartzitos, xistos, metarcósios e anfibolitos.

As idades obtidas pelos métodos Rb/Sr, U/Pb e Pb/Pb para o Complexo Amparo situam-se entre 2,9 e 3,2 Ga. (Hasui e Oliveira, 1984; Basei, 1991, Fetter *et al.*, 2001; Tassinari e Nutman, 2001, apud Artur, 2003). As datações em leucossomas dão idades 1,8 e 2,2 Ga. Pelos métodos Rb/Sr e U/Pb mostrando o retrabalhamento no Paleoproterozóico (Artur 1988). O influência da Orogenia Brasiliana fica evidente nas datações Rb/Sr em neossomas de migmatitos do Complexo Amparo, fornecendo idades entre 600 e 680 Ma.

4.1.2. *Grupo Itapira*

As rochas pertencentes ao Grupo Itapira ocorrem ao longo da Faixa Itapira-Amparo, que separa os lobos Guaxupé a norte e Socorro a sul e apresentam uma granulação mais fina e de metamorfismo regional mais baixo que as do Grupo Amparo.

As unidades metassedimentares do Grupo Itapira se estendem desde Atibaia e Jundiá até a falha de Jundiuvira (Oliveira et al. 1985, e Batista et al. 1986). Hackspacher et al (1998) estende o grupo Itapira até a folha Cabreúva, onde antes era definido por Santoro (1984) como área de ocorrência do Grupo Amparo. Suas rochas se distribuem entre os granitos da suíte de Itu e a zona de Cisalhamento de Itu-Jundiuvira, fazendo contato com as rochas aflorantes do São Roque. As rochas pertencentes ao Grupo Itapira, são xistos,

gnaisse, quartzitos e as demais rochas metamórficas da região, como litologias pertencentes ao Neoproterozóico.

Os intensos efeitos tectônicos ocasionaram a concordância entre o Complexo Itapira e Amparo evidenciados na presença do contato abrupto entre ambos. Assim sendo o Complexo Itapira como uma unidade supracrustal em relação ao Complexo Amparo.

As datações feitas por Artur (1980) e Cavalcante et al. (1979) pelo método K-Ar forneceram idades Brasileiras entre 530 e 700 Ma. As idades de 1.140 ± 88 Ma. Obtidas por Artur (1980), pelo método Rb/Sr sendo interpretado como de origem pré-brasileiro. Ebert (1996) pelo método U/Pb em zircões de paragneisses obteve resultados de 2,1Ga, indicando idade transamazônica.

4.1.3. Rochas Granitoides

No embasamento cristalino no estado de São Paulo, cerca de 30% de sua área total é constituída de rochas graníticas brasileiras.

Os corpos granitoides que circundam a Bacia do Paraná são denominados de Cinturão Itu, Vlach et al (1990) ou Província Rapakivi Itu, Wernick (1992) de origem tardi a pós orogênia.

Segundo Vlach et. al (1990) esses corpos granitoides são dados por quatro associações: uma constituída de corpos de composição cálcio-alcalina; outra de corpos do tipo A, característicos de ambientes distensivos; e outras duas onde incluem biotita monzogranito inequigranulares e granitos róseos diferenciados.

Segundo Godoy et. al (1996), o sistema transcorrente brasileiro controlou a geometria e posicionamento do magmatismo granitóide de Sorocaba. A reativação destas falhas atuou até o fim do Ciclo Brasileiro e foram condicionadas pelas ramificações da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira.

4.1.3.1. Complexo Granitóide de Itu

Inserido no Bloco Tectônico de Jundiá (Hasui et al, 1969), o Complexo Granitóide de Itu apresenta a Falha de Jundiuvira como sua região limítrofe a sul, enquanto que a leste a Falha de Valinhos é responsável pela sua delimitação. Os sedimentos da Bacia do Paraná aparecem recobrimo e delimitando o Complexo Granitóide de Itu a oeste.

O Complexo Itu possui uma geometria alongada e assimétrica e disposição paralela a borda leste da Bacia do Paraná. Apresenta uma área de exposição de 310 km², com aproximadamente 30 km de extensão e varia entre 10 a 20 km de largura. Intrudido

discordantemente nas rochas do Complexo Itapira, o Complexo Granitóide de Itu apresenta contatos abruptos (intrusivos) e tectônicos (localmente).

O Complexo Granitóide de Itu é estruturado onde se reconhece quatro conjuntos intrusivos distintos: intrusão Itupeva, Indaiatuba, Cabreúva e Salto. O reconhecimento deles se deu através de mapeamento faciológico, petrográficos e tipologia de zircão por Galembeck, (1991).

A intrusão Itupeva, com cerca de 82 km² de área exposta, ocorre sobre uma forma irregular na porção norte. Ocorre sob a forma de quatro corpos pequenos irregulares e três entre as rochas da intrusão Cabreúva. A intrusão é constituída por oito fácies ou associações petrográficas distintas desde granitos porfiríticos, porfiróides, inequigranulares e equigranulares.

A intrusão Cabreúva cobre 159 km² do Complexo, se encontra nas porções sul e mediana-norte e exibe uma forma irregular. Esta intrusão é segmentada pelo setor sul e pela porção mediana norte. Sua faciologia é representada por dez fácies petrográficas granitóides, englobando rochas equigranulares, porfiríticas, porfiróides de textura Rapakivi e uma associação rica em xenólitos.

A intrusão Salto possui forma ovalada com aproximadamente 7 x 5 km de extensão. É representado por cinco fácies petrográficas distintas, constituídas por granitos porfiróides de textura Rapakivi, porfiríticos e inequigranulares.

A intrusão Indaiatuba apresenta um formato alongado de direção NE-SW e 33 km² de área. É composta por granitos porfiróides de textura Rapakivi e granulação extremamente grosseira.

Datações geocronológicas utilizando o método Rb-Sr, realizados por Tassinari et al, (1988) apud Galembeck (1997), nas rochas oriundas da intrusão Cabreúva revelam idades de 586 ± 10 Ma. Töpfner (1996) apud Galembeck (1997) data as rochas da Intrusão Cabreúva pelo método Rb-Sr em 583 ± 20 Ma. e pelo método U-Pb em 582.6 ± 6.4 Ma.

4.1.4. Falhas

Ocorrem importantes falhas transcorrentes, verticais a subverticais, transcorrentes de caráter sinistral, denominadas de Falha do Piraí, Falha do Cururu, Falha da Fonte e Falha da Cachoeira, todas comportam-se como uma ramificação de Falha de Jundiuvira que ocorre a sul.

Todas essas falhas apresentam direção NW e cortam as rochas do complexo Itapira, juntamente com os granitóides do Complexo Granitóide Itu, se estendendo até a borda da Bacia do Paraná.

No segmento dessas falhas são encontradas evidências de cisalhamento como rochas cataclásticas e milonitizadas, mas que não se estendem até o contato com a Falha de Jundiuvira a sudeste, tendo suas continuidades geralmente inferidas por lineamentos e estruturas mais proeminentes que sirvam como um indicador.

Nos trabalhos desenvolvidos por Neves (2002 – Figura 4), é possível reconhecer a importância dos traços dessas falhas avançando para dentro dos terrenos da Bacia do Paraná, logo após cruzar os traços da Zona de Falha de Campinas. A autora reconhece diferentes etapas de ativação e reativação para o conjunto de falhas da região, condicionando a deposição dos sedimentos terciários e sua distribuição atual. Reconhece também a importância dos traços de falhas na produção de água subterrânea nos terrenos cristalinos da região de Jundiáí.

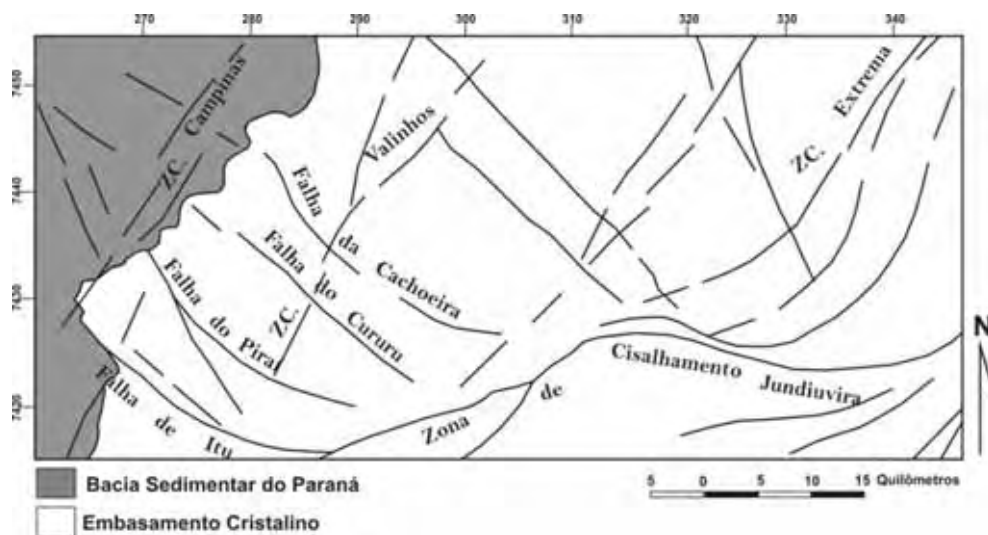


Figura 5: Principais traços de falhas regionais do Pré-Cambriano da Região de Jundiáí (Neves 2002).

4.2. Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná localiza-se predominantemente na parte meridional do Brasil, onde ocupa uma área de 1.100.000 km²; estendendo-se também para parte da Argentina, Paraguai e Uruguai (Milani et al., 1994).

É uma bacia de formato alongado na direção NNE-SSW com 1.750 km de comprimento e 900 km de largura, sendo que seus limites atuais são resultados de processos erosionais ou tectônicos, não correspondendo às configurações que esta possuiu enquanto ocorria sua deposição (Zalán et al. 1991 – Figura 5).

O registro magmático-sedimentar da Bacia do Paraná abrange rochas de idades que varia entre o Ordoviciano e o Cretáceo. Estas rochas chegam a atingir, no centro geométrico da bacia, uma espessura máxima de 8.000 m.

Segundo Milani (2004), a bacia consiste, basicamente, de seis seqüências deposicionais formais limitadas por três discordâncias regionais expressivas. A primeira delas, a Superseqüência Rio Ivaí, tem início no Neordoviciano, e prossegue até o Eossiluriano; a seqüência seguinte, Superseqüência Paraná, se deu durante o Devoniano; a terceira se estende entre o Neocarbonífero e o Neopermiano, denominada de Superseqüência Gondwana I; esta é seguida pela Superseqüência Gondwana II, que ocorreu entre o Meso e o Neotriássico; a quinta, Superseqüência Gondwana III, inicia-se no Neojurássico e é finalizada no Eocretáceo e, finalmente, a sexta seqüência, denominada Superseqüência Bauru, abrange o Cretáceo.



Figura 6: Localização da Bacia do Paraná na América do Sul (Fonte: Zalan et al., 1991)

Na área de estudo são encontradas somente as rochas paleozóicas do Grupo Itararé e as rochas Intrusivas básicas correlacionáveis à Formação Serra Geral. A revisão bibliográfica a respeito da geologia regional dessas unidades está descrita nos tópicos seguintes.

4.2.1. Grupo Itararé

O Supergrupo Tubarão ou Grupo Tubarão encontra-se na área de estudo na região que abrange desde a cidade de Indaiatuba, onde está em contato com o Complexo Granítico de Itu, até os limites da área, a noroeste. A essas rochas sedimentares paleozóicas é atribuído o nome de Formação Itararé (Almeida & Melo 1981), ou Subgrupo

Itararé (Rocha-Campos, 1967) ou até Grupo Itararé (Milani et al., 1994), como será aqui referido.

A disposição estratigráfica da base do Grupo Itararé se dá sobre o embasamento Cristalino ou está em sobreposição à Formação Furnas, Grupo Paraná. No entanto segundo Soares e Landim (1973), o Grupo Itararé em sua porção superior é marcado por uma superfície de discordância erosiva sobre a qual se assentam siltitos arenosos marrom avermelhados da Formação Tatuí.

O ciclo deposicional do Grupo Itararé inicia-se no Neocarbonífero com depósitos severamente influenciados pelo clima glacial continental e ingressões marinhas. Ambos os sistemas foram oriundos da glaciação permo-carbonífera do Paleozóico (Soares e Landim, 1973). Dessa forma, as litofácies sedimentares provenientes dos paleoambientes são bastante complexas quase todas detríticas, que se sucedem vertical e horizontalmente (IPT, 1981). A presença de tilitos, de *drumlins* e *eskers*, bom arredondamento dos grãos, cores avermelhadas indicativas de oxidação subaérea e erosão dos ciclos sedimentares indicam também o sistema glacial continental.

O Grupo Itararé apresenta litologias variadas com predominância de arenitos feldspáticos maciços, imaturos e de granulometria heterogênea. É comum a presença de ritmitos em fina estratificação plano-paralela em arenitos finos, siltitos claros e folhelhos cinza mais escuros. Característicos deste Grupo, os diamictitos são encontrados com formas e dimensões variadas, além de, apresentarem clastos de tamanhos (centimétricos a decimétricos) e composição variadas, estes clastos geralmente estão envolto em uma matriz silto-argilosa ou arenítica de granulometria heterogênea. Além disso, estes clastos apresentam formas angulosas, facetadas, arredondados, subarredondados com superfícies sulcadas, polidas e estriadas. Também ocorrem camadas de carvão de planície de inundação de ambientes flúvio-deltaicos.

4.2.2. Intrusivas básicas correlatas a Formação Serra Geral

Gerada através de um dos maiores derrames de lavas do planeta, resultante dos estágios precoces da ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul (Milani et al. 1994), a Formação Serra Geral é constituída por rochas de natureza basáltica que chegam a atingir uma espessura de até 2.000 m, consistindo em derrames, diques e soleiras.

Direta e genericamente ligadas à Formação Serra Geral, na região essas rochas intrusivas ocorrem sob a forma de diques e soleiras de diabásio. Muitos desses corpos ocorrem na forma de diques, ocupando os traços das algumas falhas principais direcionadas NW-SE, aparentemente associadas aos traços da Zona de Falha da Cachoeira e outras

paralelas. A origem destas rochas relaciona-se ao extenso magmatismo de fissura ocorrido no início do período Cretáceo, como uma resposta intraplaca frente aos esforços que resultaram na separação entre América do Sul e a África. Nesta época, enormes quantidades de lava ascenderam à superfície do então deserto em que se formavam as grandes dunas (hoje denominada) Formação Botucatu. O diabásio resultante das intrusões constitui-se na matéria prima explotada por diversas empresas – pedreiras – na região que produzem brita para construção civil.

4.3. Depósitos Cenozóicos

Os depósitos cenozóicos são divididos na área de estudo em depósitos terciários, que são correlacionáveis à formação das bacias terciárias do Sudeste do Brasil, e as coberturas quaternárias, que estão ligadas aos processos morfogenéticos atuais e pré-atuais.

4.3.1. *Depósitos terciários*

Os depósitos terciários na área de estudo encontram-se próximos as cidades de Jundiá e Itupeva. Neves (2005) interpreta a faciologia desses depósitos como a de leques aluviais com área fonte na Serra do Japi. Sua gênese, segundo Bistrichi (2001) e Neves (1999), é correlacionável à evolução do Sistema de Riftes do Sudeste de Riccomini (1989).

Esses depósitos são preservados devido à presença de níveis conglomeráticos mais resistentes à erosão na base ou por ação tectônica onde esses depósitos ficam limitados por falhas normais em pequenos grábens (Neves 1999).

4.3.2. *Depósitos Quaternários*

Os depósitos quaternários constituem as coberturas coluvionares e aluviais originadas pelo processo de intemperismo e transporte a curta distância, sem atuação de corrente canalizada.

4.3.2.1. Depósitos Coluviais e/ou eluviais

Esses depósitos são coberturas sedimentares inconsolidadas constituídas por material argilo-arenoso de coloração avermelhada. São encontrados em encostas de relevo suave e raramente em terrenos mais acidentados.

As camadas são constituídas por um nível detrítico de granulometria variada englobando fragmentos de quartzo e quartzitos, de rochas alteradas e níveis lateríticos dispersos onde os grãos estão geralmente dispostos de forma desordenada. Essas estruturas são denominadas de *stone lines* e marcam o contato dessas camadas com as camadas subjacentes.

Segundo Neves (1999), esses depósitos recobrem o embasamento cristalino, o Grupo Itararé e os depósitos terciários. Sua origem está vinculada ao retrabalhamento das rochas subjacentes, com pouco ou nenhum transporte e provavelmente com atuação de alternâncias climáticas.

4.3.2.2. Depósitos aluviais:

Os depósitos aluviais são compostos por areias inconsolidadas de granulometria variada, argilas e cascalheiras fluviais (Bistrichi et al., 1981). Esses depósitos ocupam as planícies aluviais dos canais de drenagem. Segundo Neves 1999 é fortemente controlado por estruturas geológicas.

As grandes acumulações desses depósitos no rio Jundiaí estão vinculadas ao Complexo Granitóide de Itu (Hasui et al 1969). A borda leste do granito de itu é considerada uma importante feição morfotectônica cuja elevação funciona como barragem a deposição aluvial de bacia do rio Jundiaí nas porções a montante da cidade de Itupeva (Neves et al, 2003 apud Neves, 2005).

5. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA ZONA DE FALHA DA CACHOEIRA

O leste paulista possui uma compartimentação tectônica definida por uma malha de grandes falhas transcorrentes e zonas de cisalhamento que controlam a estruturação do embasamento e condicionam a formação das bacias terciárias e os traços gerais do relevo atual (Hasui *et al.*, 1977).

As falhas de Itu, do Piraí, do Cururu e da Cachoeira, se ramificam a partir da falha de Jundiuvira sob a forma de um hemi-leque com direção geral NW, compondo a mais destacada feição estrutural da região de Jundiaí, com orientação preferencial para noroeste. O caráter de movimentação destas falhas teria sido sinistral (Hasui *et al.*, 1978).

O feixe de lineamentos do sistema de drenagem e rios é fortemente condicionado pelas falhas de Itu, Cururu e Cachoeira e Pilar. Estas falhas apresentam direção NW-SE,

onde seus altos ângulos de mergulho e seus traços adentram em direção aos domínios da Bacia do Paraná.

As falhas de Itu e Jundiuvira foram redefinidas por Hackspacher et al. (1989) como zonas de cisalhamento de movimentação transcorrente dextral em regime não coaxial, com formação de intensa foliação milonítica. A Falha de Jundiuvira possui atitude média regional na direção NE, oscilando localmente entre N80E e N60E.

As feições de escarpas e canais de drenagem formam formidáveis alinhamentos marcantes no relevo, caracterizados pela manifestação de antigas zonas de cisalhamentos, principalmente ao longo das falhas do Pirai, Cururu, Cachoeira e da Zona de Falha de Itu-Jundiuvira.

O estudo destas estruturas é feito logo em seguida, separando nos estudos das rochas da Zona de Falha da Cachoeira, seguidas de uma análise macroscópicas enfatizando as estruturas regionais e as correlacionando com a geomorfologia e as análises mesoscópicas de escala de afloramento que são os dados de juntas, falhas e foliações obtidas nas etapas de campo .

5.1. Rochas da Zona de Falha da Cachoeira

5.1.1. *Deformação nos gnaisses do Embasamento*

As rochas miloníticas encontradas nas rochas gnáissicas da região são marcadas pela ocorrência de foliações miloníticas de alto ângulo de mergulho. Estas foliações apresentam formatos de sigmóides e algumas delas estão cortadas por falhas transcorrentes sinistrais, evidenciando uma deformação rúptil posterior. São reconhecidos milonitos fortemente foliados, pois as rochas têm granulação fina originalmente. Alguns casos caracterizam-se pela presença de porfiroclastos de feldspato em matriz fortemente orientada.

As deformações rúpteis são marcadas pela presença de planos estriados de falhas normais e falhas de cisalhamento sinistral de pequeno porte.

5.1.2. *Deformação nas rochas graníticas*

5.1.2.1. Arranjo de cristais isorientados

Uma trama peculiar foi identificada na área de estudo em granito porfíritico com fenocristais de feldspato potássico isorientados segundo a direção da zona de cisalhamento (Figura 7). Os fenocristais de feldspato potássico se apresentam euedrais com tamanhos que variam em média entre 2 a 7 cm. Contudo, os fenocristais não se encontram rotacionados e tampouco estirados ou alongados, ou seja, não apresentam sinais de deformação. Essa trama, segundo Hutton (1988 *apud* Nogueira 1998), é definida como petrotrama pré-cristalização total (*Pre-full cristalization deformation*), que é desenvolvida durante a cristalização do magma, com fases líquidas suficientes para permitir a rotação das fases já cristalizadas e sem acúmulo de deformação plástica em nível cristalino. Esta petrotrama marca relações entre a atuação dos processos deformacionais e o estado de cristalização de parte das rochas do Complexo Granitóide de Itu. Esse arranjo evidencia uma possível intrusão sin-tectônica do Complexo Granitóide Itu, onde a atuação da Zona de Falha da Cachoeira sobre o magma em seu estágio pré-cristalização total, orientou os megacristais dos granitos porfíricos segundo a direção NW-SE, durante o *emplacement* magmático.



Figura 7: Trama isorientada de megacristais de porfiroclastos euedrais de FK indicando deformação pré-cristalização total

5.1.2.2. Milonitos

As rochas miloníticas encontradas no Complexo Granitóide Itu são marcadas por uma forte foliação protomilonítica a milonítica marcada pela deformação dos cristais de feldspato potássico e cristalização do quartzo (Figura 9) . As análises microscópicas em lâminas delgadas desses milonitos constataam a presença de porfiroclastos de feldspato potássico estirados e com uma forte franja de cristalização nas bordas dos cristais. Foram identificadas texturas mimerquíticas nos contatos entre os porfiroclastos e os cristais de quartzo. Os grãos de quartzos estão alongados e estirados com extinção ondulante bem destacada. A foliação é marcada pela orientação das biotitas e das franjas de recristalização dos porfiroclastos.

Esta caracterização implica que a deformação ocorreu em altas profundidades na crosta, onde as rochas foram submetidas à alta temperatura e pressão, após a cristalização total do magma granítico, proporcionando a formação das franjas de cristalização dos feldspatos potássicos e na mudança no arranjo cristalográfico do quartzo, evidenciado nas extinções ondulantes e no seu estiramento.



Figura 8: rochas graníticas porfíricas com megacristais de feldspato potássico sem deformação



Figura 9: Foliação milonítica bem marcada no granito do Complexo Granitóide Itu, encontradas próximo a zona de Falha da Cachoeira.

5.1.2.3. Cataclasitos

Os cataclasitos foram identificados próximos aos lineamentos principais de direção NW-SE, sendo estes paralelos a Zona de Falha da Cachoeira. Este arranjo de deformação é marcado por estruturas cataclásticas, ultracataclásticas e zonas de brechação.

As zonas cataclásticas são caracterizadas por zonas altamente falhadas, que geram conjuntos de falhas com planos estriados em diferentes orientações, que podem ser ajustadas ao sistema de Riedel sinistral com caracterização de zonas principais $Y=D$ sinistrais e R' destrais.

As zonas brechadas apresentam alto grau de fraturamento. O plano de juntas formado encontra-se em diversas direções e sofrem o estágio inicial de cominuição dos grãos das rochas graníticas (Figura 10).



Figura 10: Zona Brechada no granito do Complexo Granitóide de Itu

Em alguns afloramentos foi possível identificação do contato entre as estruturas, onde uma graduação ocorre da rocha intacta ao ultracataclasito. A transição é verificada quando encontramos uma rocha granítica porfirítica sem nenhum indício de deformação, gradando para uma zona brechada, toda fraturada. Por último, esta zona brechada grada para o ultramilonito. Este ultramilonito de coloração cinza escuro e de granulação fina apresenta uma largura de 5 a 10 cm, e é encontrado no plano de falha principal, o que explica a intensa deformação e diminuição da rocha (Figura 11).

Salienta-se que mesmo não havendo afloramentos importantes, devido à existência de muitos matacões, é possível reconhecer que, na medida em que se afasta da zona de maior deformação, os granitos perdem tanto as características de foliação de fluxo controlado por deformação e também da deformação nos cristais, alcançando feições não orientadas e tampouco deformadas.

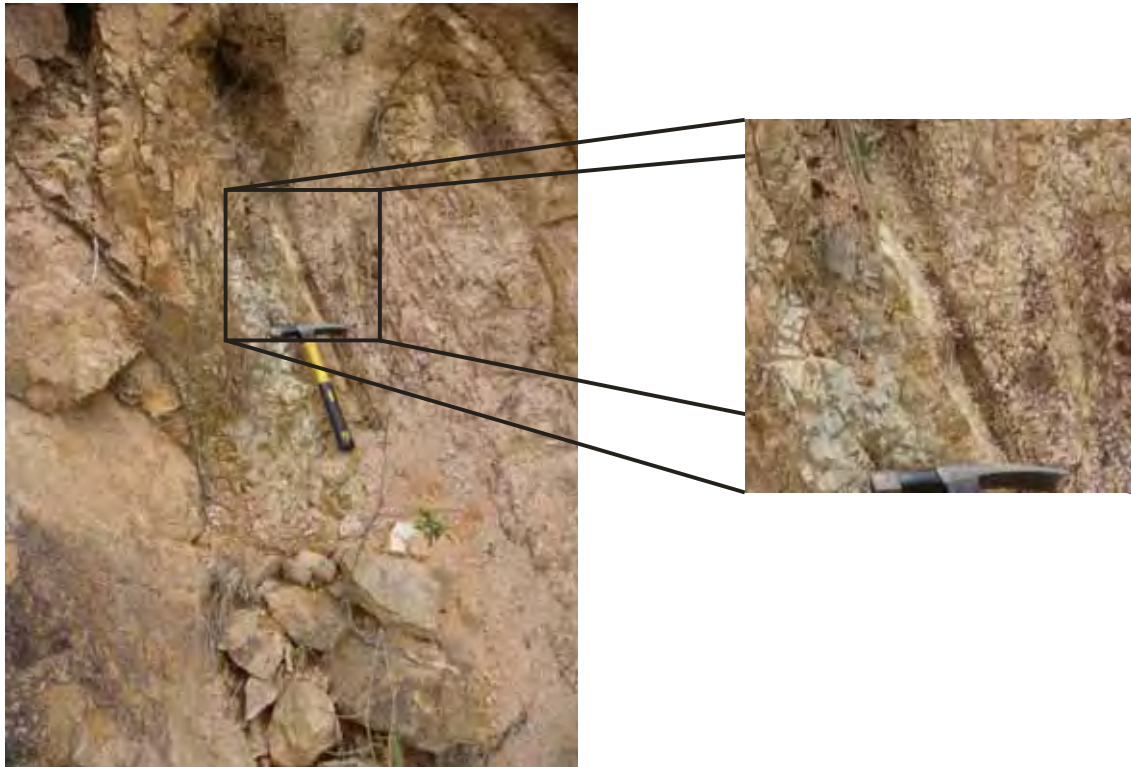


Figura 11: Figura mostra a granito sem deformação gradando para zonas brechadas e posteriormente para zonas de ultraclataclasitos de granulação fina e coloração mais escura (detalhe mostra o ultramilonito bem no plano de falha normal).

A identificação destas estruturas indica que houve exumação do corpo granítico, e posteriormente este corpo foi afetado pela zona de falha reativada que deformou a rocha, gerando os ultramilonitos, cataclasitos e as zonas brechadas característicos de deformação rúptil em níveis mais crustais da crosta.

5.2. Estruturas da Zona de Falha da Cachoeira

A Zona de Falha da Cachoeira é marcada por estruturas rúpteis aflorantes, como as falhas e juntas. Sua caracterização passa pelo reconhecimento das feições macroscópicas (mapas de lineamentos, lineamentos de drenagem, topográfico e mapa hipsométrico), assim como pelo estudo estrutural, compreendendo as análises dos dados coletados em campo na escala de afloramento. A interação entre ambas as análises, tanto a regional quanto a local, fornecem os parâmetros geométricos e cinemáticos principais.

5.2.1. Estruturas Macroscópicas

A análise de estruturas macroscópicas é baseada em observações indiretas. Para isso são criados mapas temáticos a partir de mapas preexistentes na literatura. Para fins de estudo, são buscados estruturas geológicas e geomorfológicas como as anomalias de drenagem, o controle estrutural que se manifesta através da morfologia do terreno.

5.2.1.1. Topografia e Hipsometria

A topografia indica a presença de falhamentos, evidenciados nas anomalias de relevo, na associação de escarpas, etc.. Estas situações foram lidas nos mapas topográficos, onde ficou nítida sua presença, devida aproximação das curvas de nível formando uma feição retilínea. O mapa hipsométrico representa a variação das diferentes altitudes na região estudada, sendo que a região mais a leste apresenta pequenas amplitudes, onde as mesmas variam entre 520 a 600 m , chegando a altitudes entre 800 a 900 m mais a oeste da área de estudo. Estas feições são destacadas na figura 12.

Essas diferenças texturais estão relacionadas à compartimentação geomorfológica da região, que se encontra no limite entre os domínios geomorfológicos da Depressão Periférica e os domínios do Planalto Atlântico no estado de São Paulo. Este contato coincide com os sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná com o terreno Pré-Cambriano. O contato entre ambos os domínios geomorfológicos representa uma mudança drástica no padrão textural da rede de drenagem, assim como nas elevações.

As zonas de cisalhamento antigas representadas pelas Falhas da Cachoeira, Fonte, proporciona alinhamentos no relevo que se destacam na rede de drenagem, principalmente no Rio Capivari e Jundiáí com direção NW-SE, além de outros seguimentos menores da drenagem.

Dentre os três compartimentos geomorfológicos distintos, encontramos a SE, na área que engloba o Complexo Amparo Itapira, um relevo com altitudes inferiores a 750 m com morrotes de topos arredondados e vertentes convexas os lineamentos estruturas com direção NNE-SSW coincidentes com a Zona de Cisalhamento de Valinhos próximo ao Bairro do Jacaré. Além do mais, os depósitos terciários ocorrem nessa região. No compartimento do Granitóide de Itu, está representado pelo *Canyon* do Rio Jundiáí, que quando adentra o Maciço Granítico Itu é encaixado em um feixe de lineamentos NW-SE correspondente ao Traço da Falha da Cachoeira, e por morros de topos achatados com altitudes e encostas retilíneas e convexas alinhadas segundo a direção NNE-SSW. E, por último, o

compartimento da Bacia do Paraná de relevo colinoso com colinas amplas de topos aplainados alongados segundo a direção NNE-SSW.

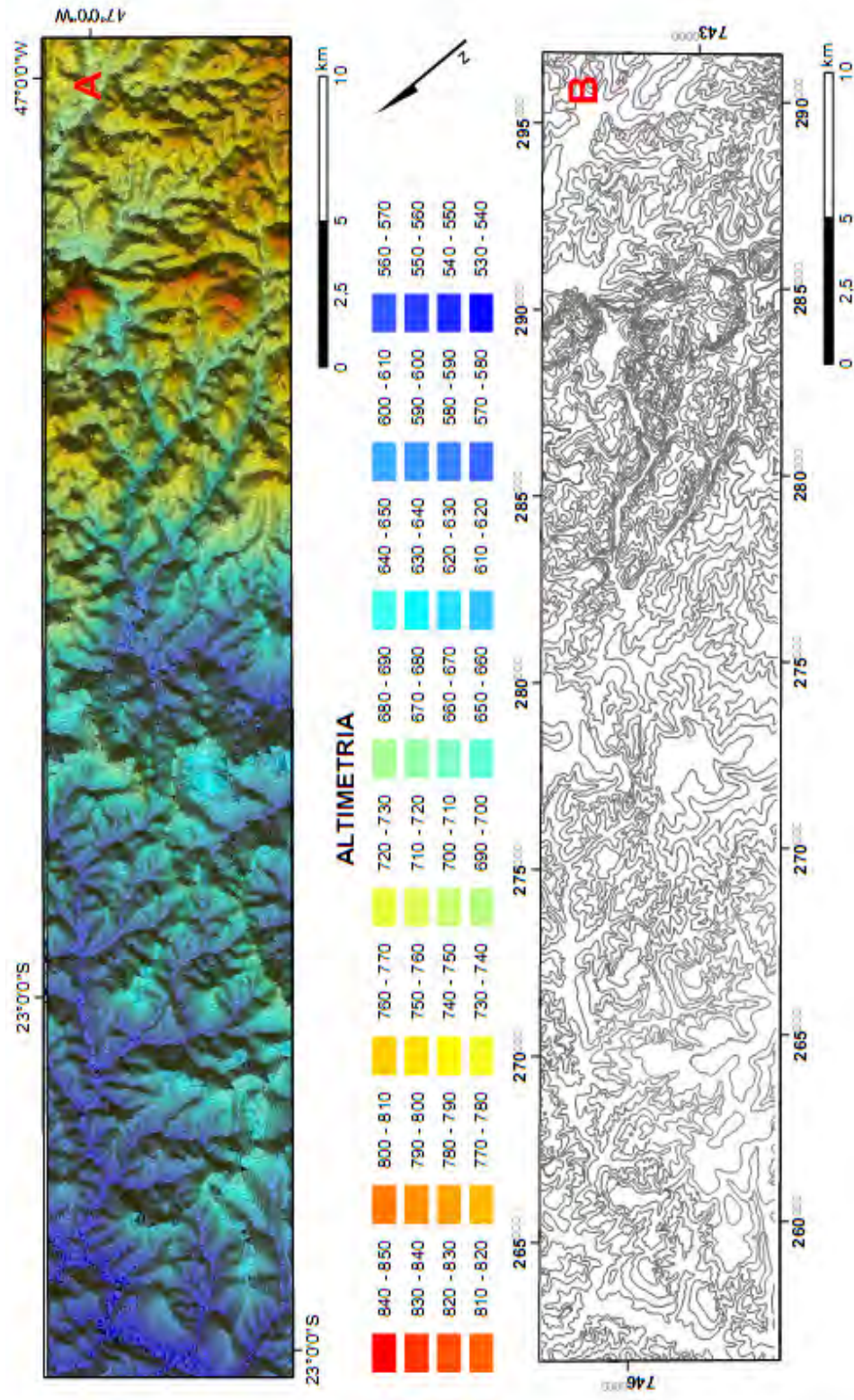


Figura 12: A – Mapa Hipsométrico marca os principais lineamentos da área de estudo; B – Mapa Topográfico mostra escarpas na área de estudo, evidenciada nas aproximações das curvas de nível.

5.2.1.2. Lineamento da Rede de Drenagem

A rede de drenagem (Figura 13) proporciona um estudo referente aos padrões das densidades de drenagem, desta forma, foram identificados dois padrões de densidade. O padrão de densidade da rede de drenagem classificada como média, é a mais abundante e que ocorre praticamente em toda área de estudo, englobando áreas referentes ao Grupo Itararé na Bacia do Paraná e o Complexo Granitóide Itu e Complexo Amparo Itapira. Áreas onde a densidade é classificada como baixa são próximas à cidade de Indaiatuba e nos domínios da Bacia do Paraná.

As observações na rede de drenagem proporcionaram a designação de alguns padrões como dendríticos a alguns padrões retilíneos paralelos a retangular com algumas capturas de drenagem estão relacionados à tectônica rúptil da zona de cisalhamento.

As mudanças no regime tectônico são mais sensivelmente marcadas na rede de drenagem. Dessa forma, o padrão de orientação reflete o arranjo da rede de drenagem ao longo das estruturas presentes na rocha.

A rede de drenagem da área estudada proporcionou a elaboração de um mapa com os principais lineamentos (Figura 14) que a constitui. As direções NW-SE e NE-SW são as mais freqüentes, enquanto que a direção E-W ocorrem em menor número. Os lineamentos N-S apresentam bastante representação no mapa.

A variação desses traços possibilitou sua separação em padrões, embora siga os padrões da rede de drenagem, observa-se que a maior porcentagem desses lineamentos encontra-se no embasamento cristalino a SE da área, entretanto nos sedimentos paleozóicos do Grupo Itararé e nas planícies aluvionares verifica-se um padrão mais tênue e liso com baixa densidade desses lineamentos.

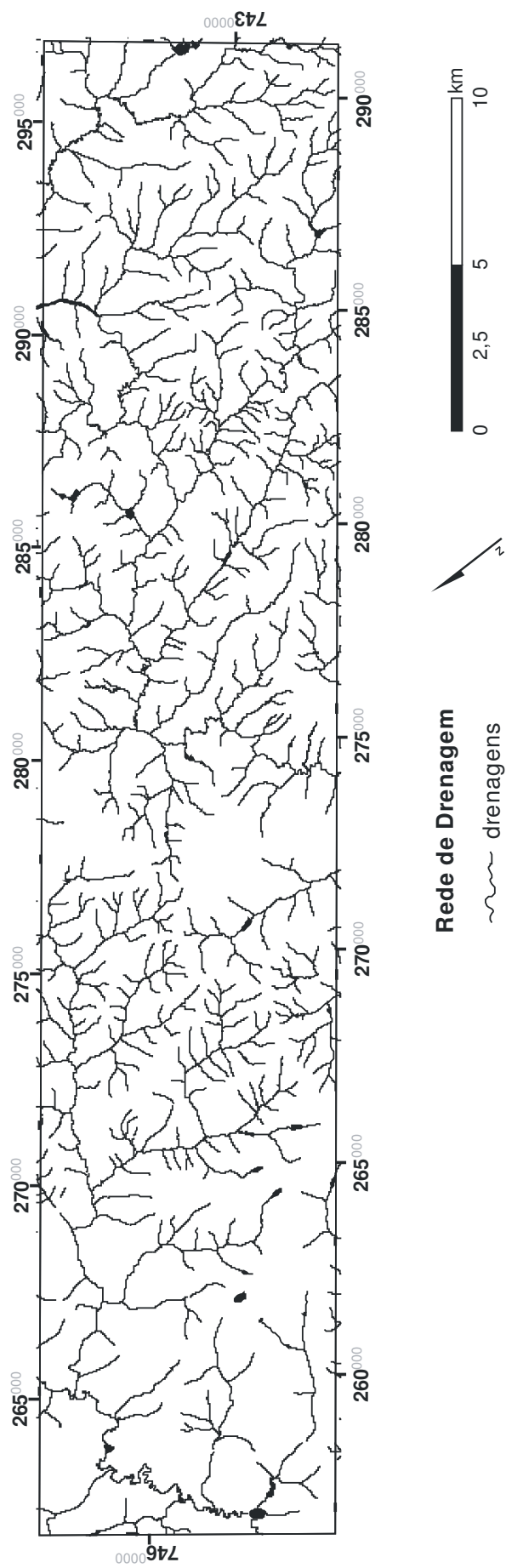


Figura 13: Mapa da rede de drenagem, mostra os alinhamentos das drenagens segundo as direções NW-SE principalmente.

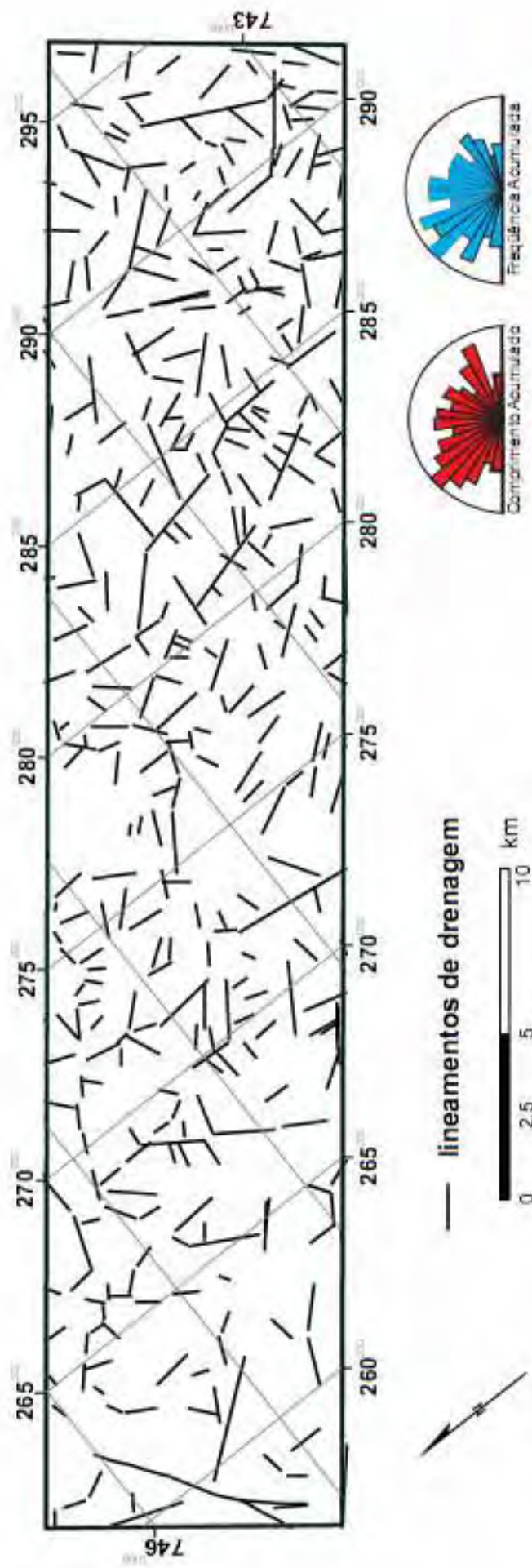


Figura 14: Mapa de Lineamentos de drenagem e as rosetas elaboradas a partir deste, dão ênfase na direção NW-SE como a principal na região.

5.2.2. Análise Mesoscópica

A descrição das estruturas geológicas em escala de afloramento, corresponde a análise mesoscópica deste trabalho. As estruturas necessárias para a caracterização estrutural da Zona de Falha da Cachoeira são as falhas, juntas. Estas estruturas estão presentes em quase todas as unidades geológicas presentes, exceto pelos sedimentos cenozóicos e terciários que aqui, neste trabalho, não foram identificados satisfatoriamente.

A análise estrutural foi confeccionada inicialmente, analisando separadamente os padrões das estruturas do Embasamento Cristalino e da Bacia do Paraná, seguida de uma análise estrutural baseada em cada unidade geológica presente.

Os estereogramas correspondem à projeção no hemisfério inferior. Para as estruturas foram criadas projeções polares e ciclográficas com o intuito de uma melhor análise. Dessa forma, estruturas com poucos dados estruturais apresentam ambas as projeções ou apenas a ciclográfica, enquanto que as com maior número de medidas apenas a de pólos de planos.

Foram coletadas poucas medidas das foliações, em sua totalidade nos gnaisses do Complexo Amparo. São estruturas que se orientam preferencialmente N65W/80SW (Figura 15). As foliações são subparalelas a zona de cisalhamento da Falha da Cachoeira. As foliações miloníticas apresentam subvertical enquanto que a foliação anterior se encontra com mergulhos mais tênues e variáveis.

Nos granitos a medição de tais estruturas ficou prejudicada, devido à presença demasiada de matacões, onde não estão *in situ*, o que inviabiliza os dados se coletados. Mas as foliações nos granitos são marcadas pela orientação dos feldspatos potássicos, assim como dos quartzos estirados e alongados. A existência de veios de quartzo hidrotermais foi verificada seguindo o mesmo padrão da foliação e dos lineamentos de zona de falha.

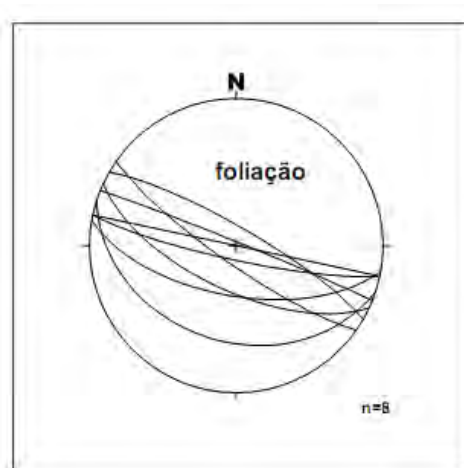


Figura 15: estereograma das foliações do Embasamento Cristalino.

As juntas são estruturas que se destacam nas rochas do embasamento cristalino e nos depósitos Paleozóicos da Bacia do Paraná, devido a sua abundância. No entanto, os depósitos cenozóicos e terciários não apresentam padrão de fraturamento, em virtude de seus grãos não apresentarem um grau de compactação necessário para o surgimento de tais estruturas.

No embasamento cristalino são encontrados dois padrões proeminentes de famílias de juntas: a principal família de juntas encontra-se nas direções N20E e a segunda com direções N80W. Subordinadamente encontra-se juntas padrões de atitudes N45E e N60W, ambas as atitudes apresentam caimentos de 90°.

As juntas encontradas nos depósitos paleozóicos do Grupo Itararé obedecem a um padrão geométrico, que se orientam segundo as atitudes N10E e N85W e N60E, com ângulos verticais e apresentam alguns traços similares ao arranjo mostrado pelo embasamento cristalino (Figura 16).

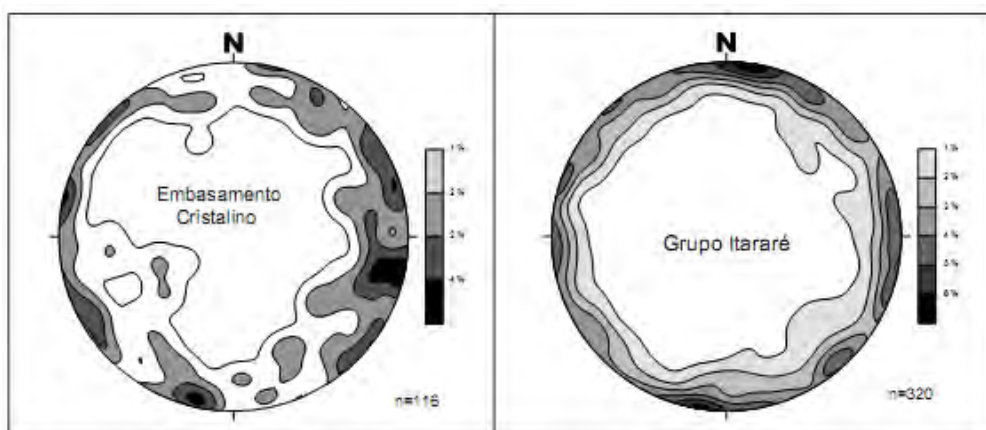


Figura 16: Estereogramas das Juntas do Embasamento Cristalino e do Grupo Itararé.

As juntas em sua grande maioria apresentam altos ângulos de mergulho em ambos os compartimentos, já as fraturas sub-horizontais ocorrem naturalmente principalmente nas rochas do embasamento. Essas fraturas são conhecidas como fraturas de diacrise, oriundas da descompressão pela aproximação das rochas a superfície e não entram no quadro de análise. Além disso, as fraturas são caracterizadas por apresentarem em sua grande maioria abertura submilimétricas e sem preenchimento. No entanto, em alguns casos, ocorrem fraturas preenchidas por quartzo remobilizado e por veios apliticos nas rochas graníticas do Complexo Granitóide de Itu.

Levando-se em consideração o quadro de falhas medidas no embasamento cristalino encontramos estatisticamente uma variação de 61,4% é do tipo falhas normais, 12,8% de falhas transcorrentes destrais, 25,8% de falhas transcorrentes sinistrais.

No embasamento cristalino a grande dispersão das orientações das falhas normais (Figura 17) é verificada na projeção polar, e indicam orientações N60E com frequência maior e os ângulos com caimento tanto para NW quanto SE. Outro conjunto importante na área é a ocorrência de falhas normais com orientações N75W e caimento preferencial para SW. E ainda se destaca atitudes EW com ângulos de 75° de caimento N e subordinadamente para S.

As falhas transcorrentes destrais que ocorrem no embasamento cristalino obedecem a um importante conjunto de direções N85W e caimento para SE e menos freqüentes as de direção N40W/ com caimentos para tanto para NE quanto para SW. Dentre as falhas transcorrentes sinistrais, o principal conjunto encontra-se sob orientação N30W e as menos freqüentes com orientações N80W, N60E. Essas estruturas são vistas nos estereogramas da Figura 18.

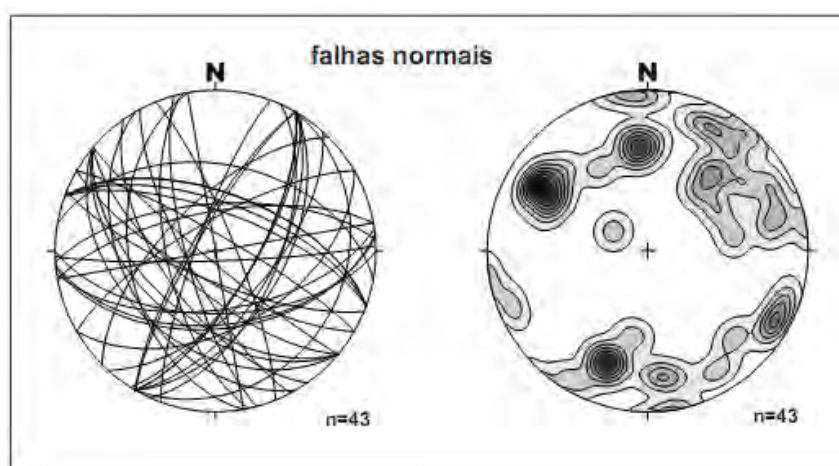


Figura 17: Estereograma de falhas normais encontradas no Embasamento Cristalino

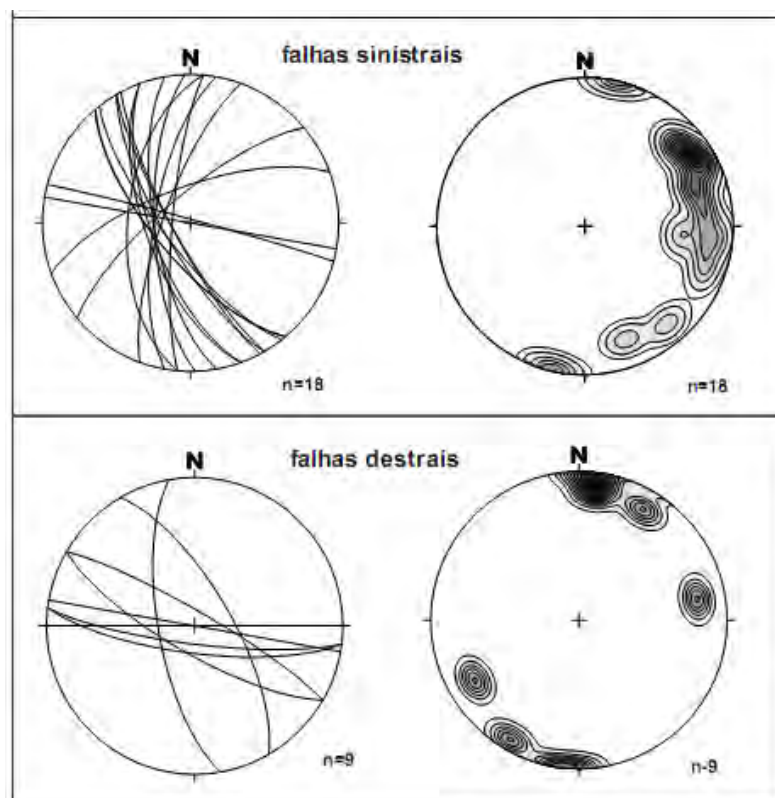


Figura 18: Estereograma das falhas transcorrentes sinistras e dextrais do Embasamento Cristalino.

Entretanto, quando se fala em falhas que afetam o Grupo Itararé, as mesmas não são muito freqüentes e são representadas basicamente por falhas normais (Figura 19). As falhas normais apresentam atitude principal N65E/70 com caimentos tanto para SW quanto para NW.

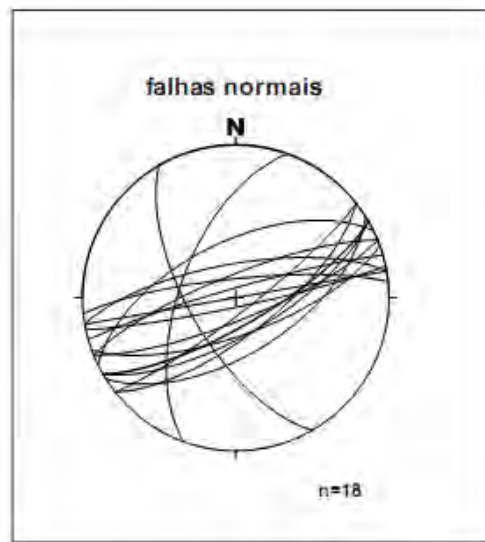


Figura 19: Estereograma de falha normais medidas no Grupo Itararé

Em função de terem sido encontrados diferentes padrões associados aos tipos litológicos, precedem-se também a análise estrutural dos traços, associados a cada conjunto litológico, é apresentada a seguir.

5.2.2.1. Estruturas do Complexo Amparo e Itapira

A área a que compreende o complexo Amparo e Itapira na região de estudos estende desde o Bairro do Jacaré, nos limites da Serra do Japi, até próximo a cidade de Itupeva no contato com as rochas do complexo granitóide de Itu. Esta região é marcada por apresentar estruturas geológicas que diferem de outras regiões estudadas. A análise do padrão dessas estruturas foi estudada separadamente.

As rochas dominantes com predominância das rochas do Complexo Amparo e Itapira são os granitos e gnaisses intercalados com quartzitos, além de lentes anfibolíticas que cortam essas rochas. Os gnaisses são constituídos por granada-biotita gnaiss ou por silimanita-granada-biotita gnaiss. Bolsões graníticos e pegmatóides são encontrados na região que engloba esta litologia.

As foliações apresentam um padrão de direção N65W com caimentos SW. As foliações miloníticas apresentavam as mesmas direções, porém com ângulos verticais a subverticais.

O padrão de fraturamento encontrado nessa região (Figura 20) fornece duas famílias principais: A orientação N80W apresenta maior frequência no diagrama polar e com menor frequência a N25E. São na maioria juntas que apresentam ângulos com caimentos que

variam de 80 a 90° sendo que apenas algumas de direção N50E apresentam caimento em torno de 60 a 50°.

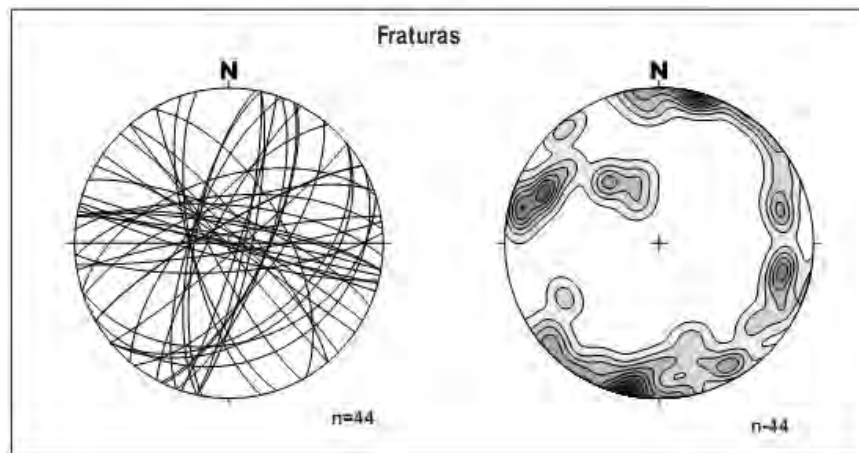


Figura 20: Estereograma de juntas presente no Complexo Amparo.

As falhas normais no Complexo Amparo e Grupo Itapira (Figura 21) são as mais proeminentes e apresentam duas famílias principais: as de direção N85W e N60E. Falhas normais também são encontradas segundo a direção E-W.

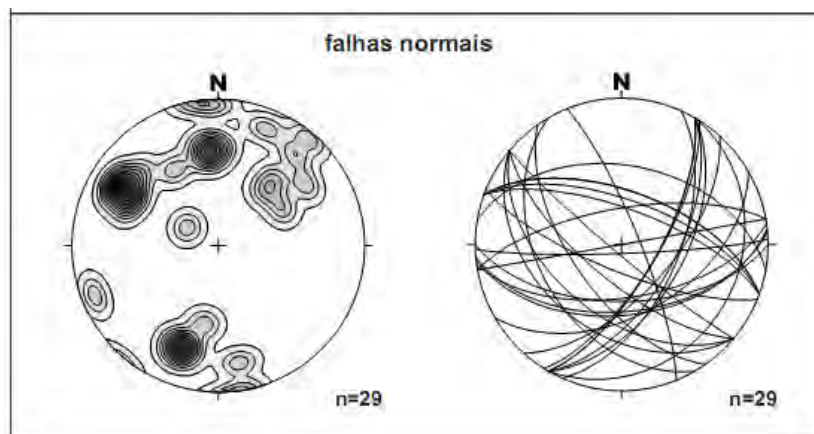


Figura 21: Estereogramas polar e ciclográfica de falhas normais no Complexo Amparo.

Essas famílias de estruturas são responsáveis pela ocorrência de planos de falhas estriados, mostrado na Figura 22.



Figura 22: Plano de falha nos gnaisses alterados do Complexo Amparo.

5.2.2.2. Estruturas do Complexo Granitóide Itu

O Complexo Granitóide Itu, na área compreende desde a cidade de Itupeva e segue sentido a NE até os limites da Bacia do Paraná.

O Maciço de Itu apresenta janelas e reentrâncias de gnaisses do Complexo Amparo e Itapira, dessa forma, não é contínuo. As rochas que compõe o maciço apresentam alta variedade petrográfica, encontrando-se granitos porfiróides de textura *Rapakivi*, granitos inequigranulares, equigranulares, porfiríticos, porfiróides e geralmente são sienogranitos.

As foliações encontradas no Complexo Granitóide Itu estão estritas somente as regiões onde se encontram as zonas de cisalhamento das falhas da Cachoeira e da Fonte. Essa foliação é marcante no Complexo e é evidenciada pela orientação dos grãos de feldspato potássico, assim como a foliação milonítica alteram a estrutura original da rocha. Nas zonas de falhas também são encontrados veios de quartzo oriundos de fluidos hidrotermais. As foliações se orientam segundo um *trend* de direção NW-SE.

As juntas formam um arranjo de orientações principais compostas por três famílias principais: juntas de direção N30W, juntas com direção N10W e por ultimo juntas com direção N20E (Figura 23).

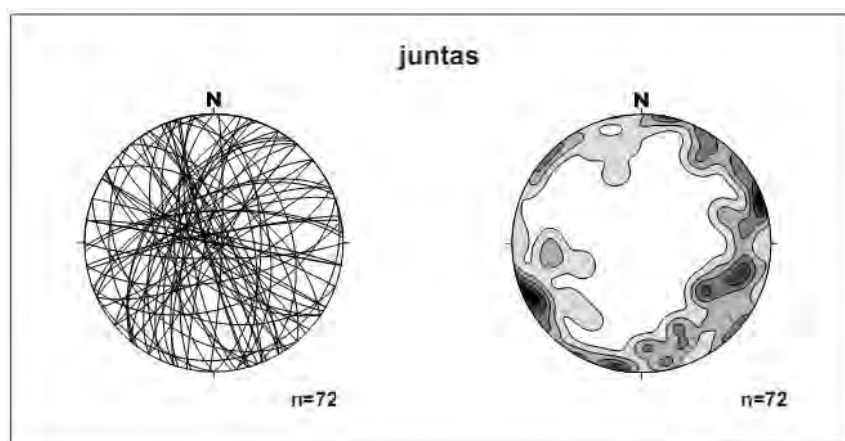


Figura 23: Estereograma das juntas do Complexo Granitóide de Itu.

Foi encontrada uma gama elevada de falhas no Granito de itu, onde quase todos os planos de falhas se apresentam estriados e com ressaltos indicando o sentido da movimentação dos blocos (Figuras 26 e Figura 27). As falhas normais podem ser divididas em duas grandes famílias, uma de orientação N55E e outra com orientação N15W (Figura 24). Na área também foram encontrados dois grupos de falhas transcorrentes, dextrais e sinistrais. As falhas transcorrentes dextrais apresentam orientação N85W e outra N40W e as falhas transcorrentes sinistrais encontram-se orientadas segundo uma direção principal N30W e outra menos freqüente N80W (Figura 25).

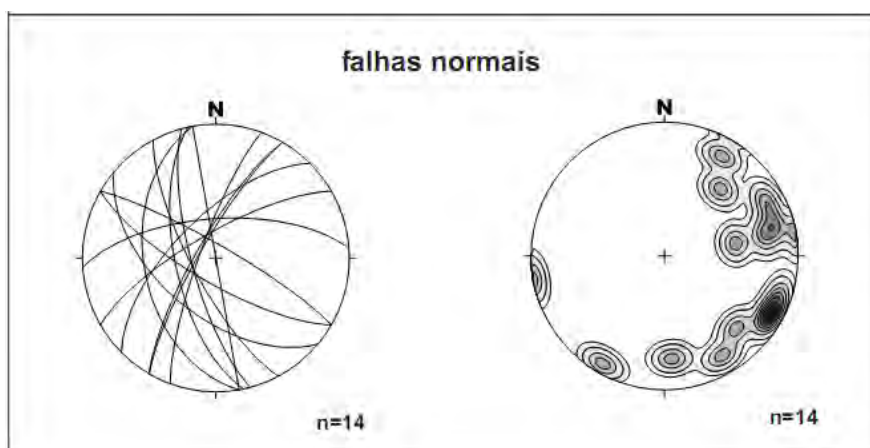


Figura 24: Estereograma das falhas normais no Complexo Granitóide de Itu.

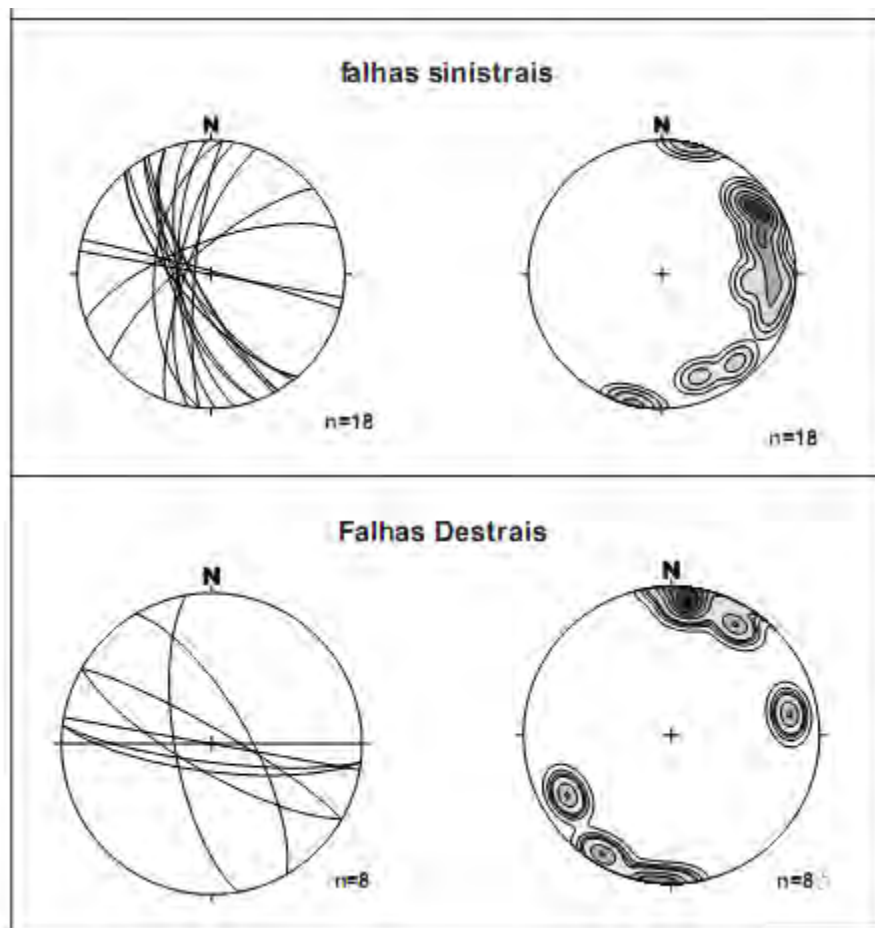


Figura 25: Estereograma das falhas transcorrentes dextrais e sinistras do Complexo Granitóide de Itu.



Figura 26: Plano de falha no granito Itu. Em destaque os ressaltos que indicam o sentido de movimento sinistral da falha.



Figura 27: Estrias no granito Itu: o amarelo indica as estrias e seta os ressaltos que indicam movimento destal.

O modelo sinistral de Riedel aplicado ao afloramento 1, mostra planos de falhas sinistrais, equivalentes as fraturas $Y=D$ paralelas a Zona de Falha da Cachoeira e planos de falhas destrais referentes as antitéticas R' que interceptam o plano sinistral (Figura 28).

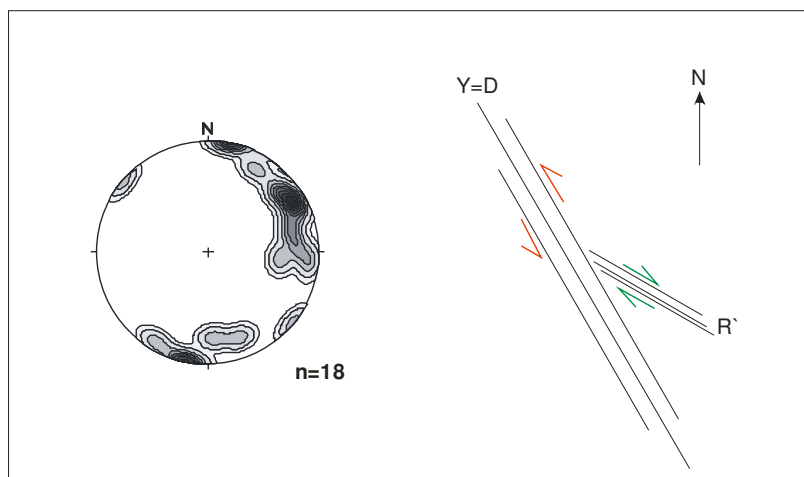


Figura 28: Modelo de Riedel aplicado na zona de falha da cachoeira, próximo ao canyon do Rio Jundiáí, afloramento 1.

5.2.2.3. Estruturas da Bacia do Paraná

O extremo noroeste da área de estudo encontra-se a borda da Bacia do Paraná onde encontramos as rochas do Grupo Itararé.

Os sedimentos paleozóicos do grupo Itararé na área são formados pelos diamictitos, os siltitos, arenitos mal e bem selecionados, dentre outros.

As estruturas geológicas presentes no Grupo Itararé são falhas normais, juntas, dobras sin-deposicionais e dobras por deformação plásticas das argilas. Cabe ao presente trabalho, mencionar as estruturas de caráter rúptil como as juntas, as falhas normais e as falhas transcorrentes dextrais.

As juntas formam três famílias principais: as orientações mais abundantes obedecem às orientações segundo os planos N10E, subordinadamente encontrou juntas de planos de com direções N85We N60E (Figura 29).

Alguns planos de falhas foram identificados no Grupo Itararé. As falhas normais geraram planos de direção N65E e um plano com direções N30W. Foi identificado um plano de falha transcorrente de orientação N30W e marcado pela foliação milonítica.

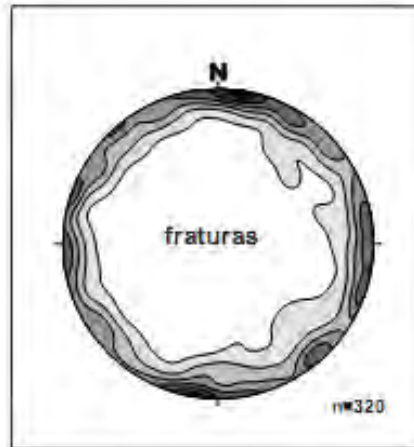


Figura 29: Estereograma polar das fraturas no Grupo Itararé.

Alguns planos de falhas foram identificados no Grupo Itararé. As falhas normais geraram planos de direção N65E e um plano com direções N30W (figura 30).

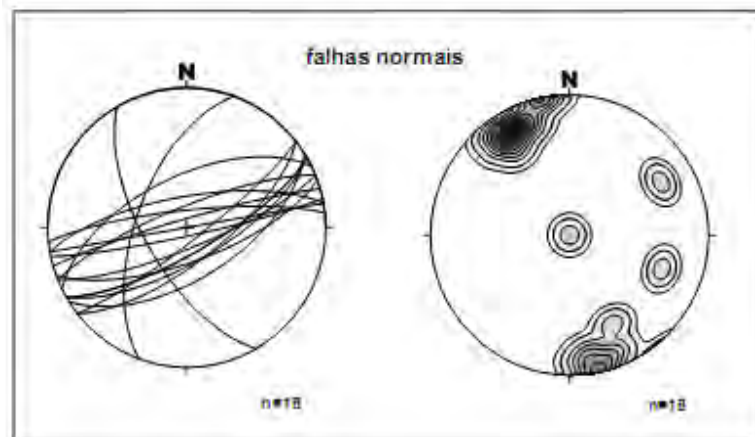


Figura 30: estereograma das falhas normais no Grupo Itararé na área de estudo.



Figura 31: esquerda, contato subvertical por falha normal entre folhelhos cinza escuro e arenito fraturado; à direita, siltito cinza escuro muito fraturado.

6. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Embasamento cristalino representa o maior registro geológico das deformações ocorridas no tempo geológico, por serem as rochas mais antigas apresentam o maior número de estruturas como falhas e fraturas.

As feições miloníticas apontam para uma movimentação sinistral, marcada no Complexo Amparo Itapira, a qual desenvolveu foliações miloníticas caracterizando as etapas mais antigas da Zona de Falha da Cachoeira, provavelmente ocorreu a níveis crustais mais profundos e evidenciam um ambiente de deformação plástica importante referente à época das transcorrências das zonas de cisalhamento regionais, características dos terrenos pré-cambrianos.

O desenvolvimento de foliação pré-cristalização total nos granitos do Complexo Granitóide Itu é marcada por uma trama de planos verticais de direção NW-SE e uma trama linear horizontal, indicando a atuação da transcorrência durante o *emplacement* magmático, durante o evento Brasileiro a aproximadamente 583 Ma.

A Zona de Falha da Cachoeira continuou ativa, superando a cristalização total do corpo magmático do Granito Itu. A deformação provocou a formação de rochas miloníticas caracterizadas pela deformação dos feldspatos potássicos, onde se encontram com franjas de recristalização, e na presença de deformação nos quartzos evidenciado nas extinções ondulantes e estiramento de seus cristais. A identificação dessas estruturas indicam uma atividade pós colocação do Complexo Granitóide Itu.

No Complexo Granitóide Itu, próximo a cidade de Itupeva mais precisamente no vale do Rio Jundiáí, a deformação neste local apresenta caráter rúptil, manifestado pelo desenvolvimento de inúmeros planos de ruptura. Estes planos são marcados pela ocorrência de estrias e ressaltos indicando tanto a movimentação quanto o comportamento

rúptil do corpo granítico e caracterizando uma deformação mais fria que a deformação anterior, causada pela reativação da Zona de Falha da Cachoeira a níveis crustais mais rasos.

Utilizando-se do modelo de Riedel foi possível averiguar que a deformação principal formou planos de cisalhamento transcorrente sinistral com partição de deformação em planos R' (antitéticos) subordinados (Figura 32). Não é possível fazer inferências sobre a idade dessas rupturas, porque não foi reconhecido nenhum referencial deformado.

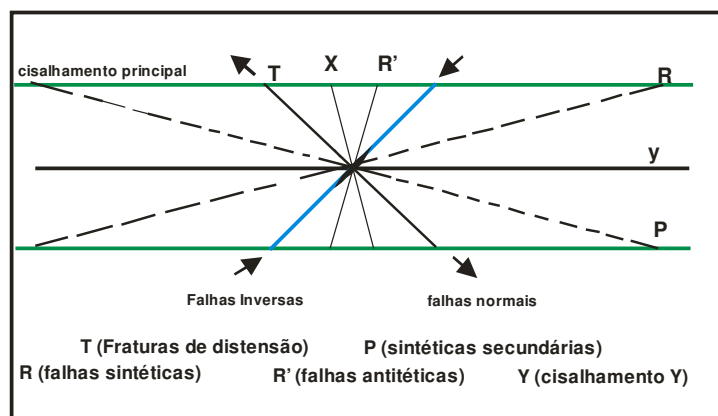


Figura 32: Esquema simplificado do modelo sinistral de Riedel.

Portanto a deformação do granito “frio” aponta para uma reativação da zona de Falha após a consolidação do Granitóide Itu, onde os planos de falha NW-SE, assim como a locação de seus segmentos principais estão paralelos aos traços da Zona de Falha da Cachoeira.

Foram reconhecidas falhas normais NE-SW tanto no embasamento cristalino quanto nas rochas paleozóicas do Grupo Itararé na Bacia do Paraná. Estas falhas concentram-se nas bordas do Complexo Granitóide Itu, nas proximidades das Zonas de Cisalhamento de Valinhos e Campinas.

Para leste do granitóide de Itu, nas proximidades da cidade de Itupeva, ocorrem os depósitos sedimentares terciários caracterizados pela ocorrência de conglomerados de matriz arenosa com área fonte na serra do Japi (Neves 1999,2005). Da mesma forma que ela interpretou, estas falhas normais NE-SW devem estar associadas ao regime distensivo que culminou na fragmentação do Gondwana, considerando uma propagação do sistema distensivo para o interior do continente, reativou aqueles planos de falhas NE-SW, desencadeando na formação de bacias terciárias ao longo do sistema de *rifts* do sudeste.

Na região próxima ao Bairro do Jacaré, foi identificadas estruturas de brechas e cataclasitos associados a falhas normais NW-SE, deformando os granitos (quebra) e

promovendo o desenvolvimento de forte lineamento de drenagem e relevo. As estruturas de brechação intensa relacionadas ao falhamento normal NW-SE, também foram identificadas nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná o que indica uma ativação da Zona de Falha da Cachoeira após a sedimentação do Grupo Itararé. Os planos de falhas normais com a mesma direção NW-SE que cortam os gnaisses alterados do Complexo Amparo Itapira deve ser os mesmos que afetam os granitos do Complexo Itu e os sedimentos paleozóicos do Grupo Itararé.

O reconhecimento de falhas sobre os gnaisses alterados, representados por pequenas falhas isoladas, ao longo dos traços da Zona de Falha da Cachoeira, indica deformação e ativação local dos planos NW-SE, formados após o desenvolvimento do perfil de alteração encontrados nessas rochas.

As principais conclusões relacionadas à Zona de Falha da Cachoeira e sua evolução:

As rochas dos Complexos Amparo e Itapira sofreram influência de uma tectônica transcorrente sinistral que proporcionou a formação de rochas miloníticas e cataclásticas. Esta mesma atividade quando observada no corpo Magmático do Complexo Granitóide Itu, a atividade transcorrente sinistral formou trama Pré-cristalização total no granito evidenciado a atividade da Zona de Falha durante o emplacement magmático.

Após a cristalização total do granito a atividade da falha proporcionou a formação das rochas miloníticas em altas profundidades, promovendo a deformação e orientação dos cristais de quartzo e feldspato potássico e assim desenvolvendo as foliações miloníticas.

Posteriormente ocorreu a exumação dessas rochas para ambientes crustais mais rasos, onde estas falhas transcorrentes sinistrais desenvolveram rochas cataclásticas, com a ocorrência de zonas de Brechas, cataclasitos e planos de falhas estriados.

O desenvolvimento e falhas normais NW-SE associados a rochas cataclásticas, cortando as rochas do embasamento e dos sedimentos paleozóicos do Grupo Itararé da Bacia do Paraná, indicam uma reativação após a sedimentação dessas rochas.

Todo quadro acima poder ser associado a uma evolução continua e progressiva, com exumação dos maciços rochosos, para ambientes cada vez mais rasos e frios.

Estas estruturas marcam uma reativação da Zona de Falha da Cachoeira como falhas normais, apesar da pouca ocorrência dessas feições associadas, o quadro desta última reativação é interessante porque caracteriza falhas normais que, pelo traço, posição e orientação, poderia se ajustar aos altos estruturais da região de Piracicaba.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLABY, A.; ALLABY, M. *The Concise Oxford dictionary of Earth Sciences*, Oxford: Oxford University Press, 1990. 410 p.
- ALMEIDA, F.F.M. DE; MELO, M.S. A Bacia do Paraná e o Vulcanismo Mesozóico. In: ALMEIDA, F.F.M. DE; HASUI, Y.; POANO, W.L. ET AL., Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000. São Paulo: IPT, 1981. V.1 , p.12-45. (Monografias).
- ARTUR, A.C. *Rochas metamórficas dos arredores de Itapira – SP*. São Paulo, 1980. 193p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
- ARTUR, A.C. *Evolução policíclica da infra-estrutura arqueana na porção sul do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo*. São Paulo., 1988. 230p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ARTUR, A.C., WERNICK, E., KAWASHITA, K. Geocronologia das unidades litoestratigráficas do embasamento cristalino da região sul de Minas Gerais e áreas adjacentes do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA , 35, 1988, Belém – PA. Anais...Belém, SBG, 1988, v. 6, p. 2854-2869.
- BATISTA, J. J.; SIMÕES, L. S. A., OLIVEIRA, M. A. F. de; SOUZA FILHO, E. E. de; - 1986 – Folha Jundiaí – Carta geológica do Estado de São Paulo – 1:50.000. Relatório Final. Convênio IGCE-UNESP/PRÓ-MINÉRIO. v.1, 124p.
- BISTRICHI, C.A. *Análise Estratigráfica e Geomorfológica do Cenozóico da Região de Atibaia-Bragança Paulista, Estado de São Paulo*. 2001. 160f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.
- BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L., CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. – 1981 – Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Escala 1: 500.000. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). Divisão de Minas e Geologia Aplicada, São Paulo. Monografias 6, 126p.
- CAVALCANTE, J.C., CUNHA, H.C.S., CHIEREGATI, L.A., KAEFER, L.Q., ROCHA, J.M., DAITX, E.C., COUTINHO, M.G.N., YAMAMOTO, K., DRUMOND, J.B.V., ROSA, D.B., RAMALHO, R., Projeto Sapucaí, Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. Relatório Final de Geologia. Brasília, DNPM – São Paulo. CPRM, (Série Geológica, 4, Seção geológica, 2), 1979, 229p.

- EBERT, H., Ocorrência de Fácies Granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: Hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 40 (suplemento): 215-229, 1968.
- EBERT, H., Os Paraíbides entre São João Del Rey (MG) e Itapira (SP) e a bifurcação entre os Paraíbides e Araxáides. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971. São Paulo, *Boletim Especial...* Resumo de Comunicações, SBG, 1971, n. 1, p. 177-178.
- GALEMBECK, T.A.B. Aspectos geológicos e geoquímicos da Intrusão Cabréua – Complexo Granitóide Itu (SP). Rio Claro, 1991. 195p. Dissertação (Mestrado em Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Universidade de São Paulo.
- GALEMBECK, T.M.B. O Complexo Múltiplo Centrado e PLurisserial Itu (SP). 1997. 374 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.
- GALEMBECK, T.M.B., WERNICK, E., WEBER-DIEFENBACK, K. Quimismo e tipologia de Zircão de Intrusão Cabreúva, Complexo Rapakivi Itu, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992. São Paulo. *Boletim Resumos Expandidos...*SBG, 1992, n. 1, p. 372-373.
- GODOY, A.M., HACKSPACHER, P.C., OLIVEIRA, M.A.F. de. Geologia da região de Sorocaba – SP. São Paulo, Editora da Unesp, *Geociências*, 15 (n.especial): 89-110, 1996.
- HACKSPACHER, .P.C; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F. ET AL. Geologia das folhas Cabreúva (SP) e Moreiras, Rio Claro: UNESP; Pró-Minério, 1989. 1 mapa. Escala 1:25.000.
- HACKSPACHER, P. C. GODOY, A. M., OLIVEIRA, M. A. F. de. – 1998 – Geologia das quadrículas Cabreúva e Moreiras 1:25.000. Relatório Interno. Convênio IGCE – Rio Claro – Pró-Minério, 94p.
- HASUI, Y; PENALVA, F.; HENNIES, W.T. Geologia do Grupo São Roque. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969, Salvador, *Anais...* Salvador: SBG-Núcleo Bahia/Sergipe, 1969. P. 101-34.
- HASUI, Y; TOGNON, A.A.; SOARES, L.; CSORDAS, S.M. Geologia e tectônica da Serra do Japi. *Boletim do Instituto de Geociências*, São Paulo, v.9, p.17-24, 1978b.
- HASUI, Y., PONÇANO, W. L., BISTRICHI, C. A., STEIN, D. P., GALVÃO, C. A. C., GIMENEZ, A. F., ALMEIDA, M.A., MELO, M. S., PIRES NETO, A. G. – 1977 – As grandes falhas do leste paulista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, São Paulo, SP. Atas...São Paulo, SBG, 1977, p. 369-380.
- HOWARD, A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation, *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, v. 51, p. 2246-2259, 1967.

- IBGE, Folha SF-23-Y-C-II-1 Salto. [s.l], 1973d. 1 mapa, color.,56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- IBGE, Folha SF-23-Y-C-III-1 Jundiaí. [s.l], 1973d. 1 mapa, color.,56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- IBGE, Folha SF-23-Y-C-II-2 Indaiatuba. [s.l], 1973d. 1 mapa, color.,56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- IBGE, Folha SF-23-Y-A-V-3 Americana. [s.l], 1973d. 1 mapa, color.,56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- IBGE, Folha SF-23-Y-A-V-4 Americana. [s.l], 1973d. 1 mapa, color.,56 cm x 78 cm. Escala 1:50.000.
- IPT, 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Escala 1: 500.000. SICCT – PRÓ-MINÉRIO. Divisão de Minas e Geologia Aplicada, São Paulo, 126p.
- MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B; SCHNEIDER, R.L. Bacia do Paraná. *Geociências*, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 69-82,1994.
- MILANI, E. J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução da Bacia do Paraná. In: V. Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul- Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Maques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo: 265-279.
- NEVES, M. A.- Evolução Cenozóica de Jundiaí (SP). 1999. 135 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.
- NEVES, M. A. – 2005 – Análise Integrada à Exploração de Água Subterrânea na Bacia do Rio Jundiaí (SP). Dissertação de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. UNESP – Campus de Rio Claro, 200p
- NEVES, M.A.; PEREIRA, S.Y.; MORALES, N. Comportamento do Aquífero fissural na micro-bacia do Córrego da Cachoeira, município de Vinhedo (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12., 2002, Florianópolis. *Anais ...* Florianópolis: ABAS, 2002. 1 CD.
- NOGUEIRA, J.N. Caracterização Geométrica e Deformacional do Batólito de Quixadá (CE). 1998. 91 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociência e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1998.
- O'LEARY, D.W; FRIEDEMANN, J.D.; POHN, H.A. Linement, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geologist Society of America Bulletin*, New York, v. 87, p. 1463 – 1469,1976.
- OLIVEIRA, M. A. F. de; MORALES, N.; FÚLFARO, V. J.; SOUZA FILHO, E. E. de; CAMPOS, E. G.; GODOY, A. M.; SIMÕES, L. S. A.; RUEDA, J. R. J.; BATISTA, J. J.;

- ANGELI, N.; Geologia da Quadrícula de Atibaia. In: 2ª Jornada sobre a carta geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia, SP. Pró-Minério/IPT. 25p. 1985. (inédito).
- PASSCHIER C.W. & TROUW. Shear Zones. Microtectonics. 5. P. 97-108, 1996.
- POÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. DE; PRANDINI, F.L. – 1981 – *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*, escala 1:1000.000. Publicação IPT n. 1.183 (Monografias 5), São Paulo, v. 1 (nota explicativa).
- ROCHA-CAMPOS, A.C. THE Tubarao Group in the Brazilian portion of Paraná Basin. In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, L.D. (EDS.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, 1967. P.27-70.
- ROSS, J.L.S.; MOROZ, I.C.. – 1997 – Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. Escala 1: 500.000. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). Divisão de Minas e Geologia Aplicada, São Paulo. v. 1 e 2. Monografias.
- RICCOMINI, C. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. 1989. 256 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- SOARES, P.C., et al. – 1981 – Análise morfoestrutural regional com imagens de radar e landsat na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA 3, Curitiba, 1981. Atas... Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia. v.1, p.201-216.
- SOARES, P.C; LANDIM, P.M.B. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paranáno flanco nordeste. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1993, Aracajú. *Anais...* Salvador: SBG-Núcleo Bahia/Sergipe, 1973. v.1, p. 243-256.
- SANTORO, E. *Geologia da Folha de Cabreúva, SP*. São Paulo, 1984. 114p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- VLACH, S.R.F., JANASI, V.A., VASCONCELOS, A.C.B.C. The Itu Belt: Associated calc-alkaline and aluminous A-Type late Brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná, Southern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal, RN, *Anais...* Natal, SBG, 1990, v. 4, p. 1700-1711.
- WERNICK, E. A geologia da região de Amparo, leste do estado de São Paulo. Rio Claro, 1967. 235p. Tese (Doutoramento) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro.
- WERNICK, E., PENALVA, F. As relações entre os Grupos Amparo e Itapira (São Paulo). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, Salvador, Bahia. *Resumos...* SBG – Núcleo da Bahia, 1973, p. 116-117.

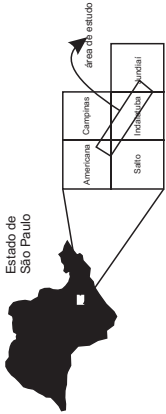
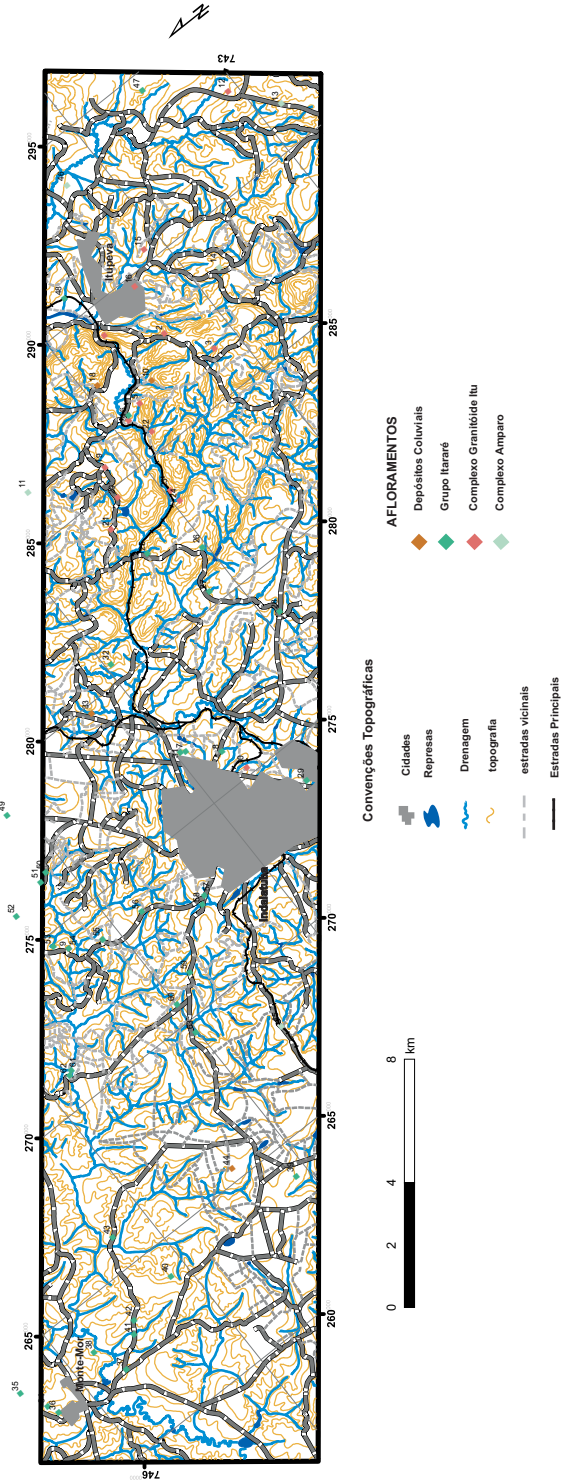
- WERNICK, E. Rapakivi granites related to the post-collision relaxing stage: The Itu province (Late Precambrian) of SE/S Brazil. In: INTERNACIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 29, 1992, Kyoto, Japan – 24 August – 3 September. Abstracts...v.2, 1992, p.563.
- ZALÁN, P.V. *et al.* (1991). Bacia do Paraná. In: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares, PETROBRÁS, Rio de Janeiro, Editora Gávea, 1990, p. 146 – 148

ANEXOS

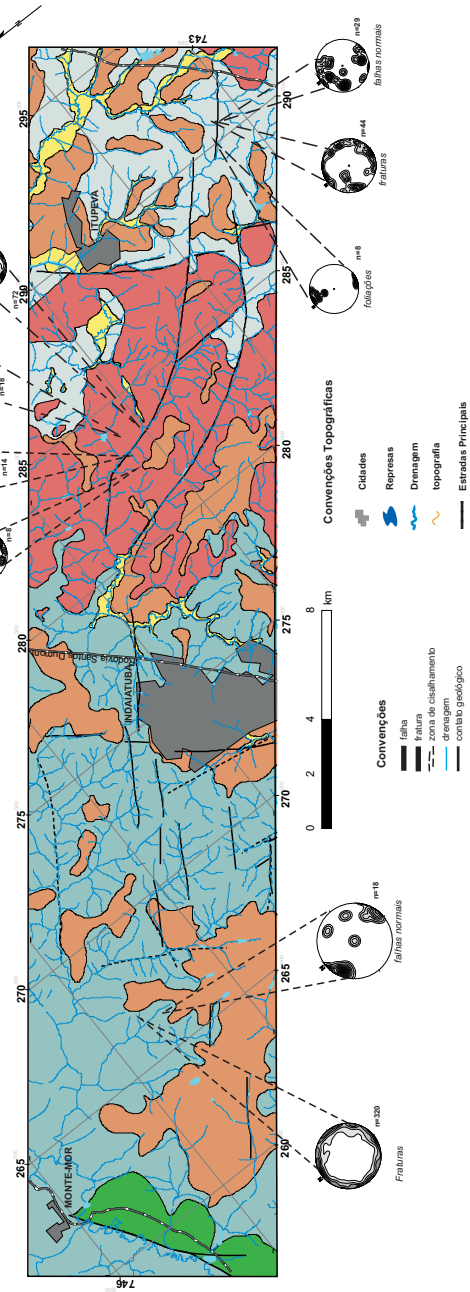
Anexo I – Mapa de Pontos

Anexo II – Mapa Geológico-Estrutural

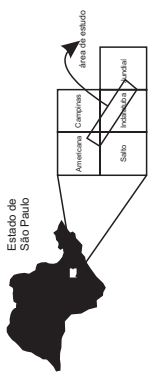
MAPA DE AFLORAMENTOS



Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" Campus Rio Claro Instituto de Geociências e Ciências Exatas	
Anexo I	Mapa de Afloramentos
Caracterização Estrutural da Zona de Falha da Cachoeira Autor: Jorge Luiz S. dos Santos (2009) Inclui compilação dos mapas publicados nos seguintes trabalhos: Galembek escala 1:50.000(1997), Neves escala 1:100.000 (2005), IPT escala 1:500.000(1981) e da IG escala 1:50.000 (1985).	



QUATERNÁRIO		DEPÓSITOS ALUVIAIS - cascalhos, areias e argilas DEPÓSITOS COLÚVIAIS ou ELUVIAIS - sedimentos argilo-arenosos com grãos de quartzo, geralmente com lâminas de pedregal na base.
MESOZÓICO		
PRÉ-CAMBRIANO		intrusivos Básicos: constituídos basicamente por basaltos
PLEIZOCENO		GRUPO ITAPAREÁ - arenitos, siltilitos, folhelhos, argilosos, calcários.
PRÉ-CAMBRIANO		
INTRUSIVOS GRANITOIDES		COMPLEXO GRANÍTICO TIJUBA Composto por rochas xenocrômicas e monzogênicas subordinadamente por corpos granodioríticos..
COMPLEXO AMPARO		Gneisses migmatizados ou não xistosos, finos a médios, com intercalações de gnaissos, calcossilicatos, quartzitos, metabasitos, metapelitos, metamorfismos mediano e mesoquaternário, anfibolitos.



Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" Campus Rio Claro Instituto de Geociências e Ciências Exatas	Anexo I	MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL
	Carta Geológica Estrutural da Zona de Falha de Gabciora	Autor: Jorge Luis dos Santos (2009). Inclui compilação das mapas publicados nos seguintes trabalhos: Galembicki escala 1:50.000 (1987). Nova Escala 1:100.000 (2005). IPT escala 1:300.000 (1981) e IPT escala 1:50.000 (1985).