

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA TRANSCORRENTE MESOZOICA-CENOZOICA NA BORDA LESTE
DA BACIA DO PARANÁ, ESTADO DE SANTA CATARINA**

Patricia Duringer Jacques

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

São Paulo

2013

***Aos meus pais, minhas
eternas raízes, Alfredo e
Carmen, e aos meus filhos
meus eternos frutos,
Bernardo e Gabriela.***

Agradecimentos

Tudo começou em uma tarde durante o Congresso Brasileiro de Geologia de 2008 em Curitiba. O Professor Rômulo Machado me disse que estava envolvido em um projeto de grande extensão denominado “Projeto Falhas” e que estava “à procura” de pretendentes que quisessem fazer mestrado ou doutorado relacionado ao projeto. Um outro professor que estava presente e que também é “culpado” pelo meu doutorado foi o Alexis, meu marido e sempre companheiro, que na mesma hora que soube da proposta do Rômulo não teve dúvidas em tentar me convencer de que fazer uma tese de doutorado, sempre seria a melhor opção para qualquer geólogo que queira aprender mais sobre as geociências. Bom, após horas de conversas eu não tinha dúvidas de que ou eu fazia o doutorado ou eu fazia o doutorado. Não havia outra opção! Fica aqui o meu eterno agradecimento ao meu orientador e amigo Professor Romulo Machado, que com tanta paciência, sabedoria e humildade me ajudou a traçar este caminho e a chegar até aqui. Quanto ao Alexis, não há palavras para expressar todo o amor demonstrado nestes anos todos, principalmente nos quatro últimos, e que nem por um segundo me deixou sozinha a percorrer este “vale do conhecimento” que é um doutorado.

Então me vi do outro lado da história, eu é que teria que convencer aos meus superiores na CPRM de que investir na formação de um pesquisador para que este faça seu doutorado valia muito apenas, de que para o Serviço Geológico do Brasil ter doutores em seu quadro de pesquisadores é ter uma reserva mineral de inestimável valor em sua posse, pois o conhecimento quando transformado em ações torna-se sabedoria. Graças a Deus, meus superiores foram todos sábios e investiram em meus estudos. Ficam aqui registrados meus especiais agradecimentos a todos os meus colegas e superiores da CPRM - Serviço Geológico do Brasil, pois a liberação para o meu doutorado e minha ida ao Canadá só foi possível com a colaboração e confiança de todos, especialmente: ao Dr. Manoel Barreto (Diretor Presidente), ao Dr. Agamenon S. L. Dantas (ex- Diretor Presidente), ao Dr. Antônio Carlos Bacelar Nunes (Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento - DRI), ao Dr. Fernando Carvalho (ex- Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento e atual assessor da DRI), ao Dr. Ricardo Vasconcellos (Assessor da DRI), ao Dr.

Gilberto da Vinha (Chefe do Departamento de Relações Institucionais), Dr. João Henrique Gonçalves (Chefe da Divisão de Geoprocessamento e ex-assessor da DRI), a Dra Maria Glícia da Nóbrega Coutinho (Chefe da Assessoria de Assuntos Internacionais). Não podia deixar de mencionar meus colegas da DIGEOP (Divisão de Geoprocessamento) que sempre me estimularam a fazer o doutorado e que com seus sorrisos e abraços me desejavam sempre sucesso, confiando nos meus estudos.

Nestes quatro anos acabou “sobrando” para todos da minha família, meus pais sempre estavam presentes e perguntando se eu estava bem e se precisava de alguma ajuda. A minha sogra era praticamente a “segunda mãe das crianças”, ajudando na educação deles e levando Gabriela (minha filha) para todas as aulas possíveis. A minha amada e única irmã, Adriana, junto com meu querido cunhado Gilberto e seus sete filhos, estiveram presentes em todas as horas de alegria, de doença, de cantorias, de problemas, de danças e festas. A turma lá de casa, Ana, Fafá e Corina, estava sempre cuidando das coisas da casa, das crianças e da Bisa, de modo que eu pudesse me dedicar mais e mais aos estudos. Meus amadíssimos sobrinhos tão educados me estimulavam com suas energias joviais e me passavam entusiasmo em continuar a estudar. Meu cunhado Sandro e minha cunhada Valéria sempre me ligavam para saber se estava tudo bem e no período em que estivemos fora de casa, sempre cuidaram de tudo e de todos. Meus cunhados de Florianópolis (Lilian e Paulo) e sobrinhos, sempre passavam boa energia e ficavam na torcida para que tudo desse certo. Não posso me esquecer de meus anjinhos e filhos, Bernardo e Gabriela. Realmente eu como mãe só tenho a agradecer por ter crianças tão especiais, que nunca reclamaram de mudar de escola uma vez por ano, de ajudar na mudança, de ter que fazer novas amizades na vizinhança ou de ter que se adaptar com alguma comida diferente, principalmente as que eu fazia. Todos vocês são meus orgulhos e em todos os momentos mesmo distante, conseguia “enxergar” o sorriso de vocês ao meu lado. São a minha grande família, aqueles que estão presentes a cada momento, ajudando em toda e qualquer situação!

Agradeço à toda a equipe e colegas da Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia da USP (Universidade de São Paulo), em especial ao meu orientador de tese de doutorado e atual coordenador do programa, Prof. Dr. Rômulo Machado (Universidade de São Paulo) e ao ex-coordenador do programa Prof.

Dr. Teodoro I. R. de Almeida. Aos amigos de turmas das diversas disciplinas cursadas também fica o agradecimento pela paciência, afinal sempre fui a mais “velha” e precisava recordar conceitos vistos há 20 anos atrás! E claro aos amigos que compartilharam a sala 27 do Bloco E: Tonny, Alexis, Cláudia e Bruna.

Após dois anos cursando o doutorado, uma nova oportunidade surgiu, a de fazer um doutorado sanduiche no Canadá. Agradeço ao Prof. Dr. Richard J. Heck (Universidade de Guelph) por toda a dedicação à pesquisa, paciência e por acreditar na proposta enviada. Não posso esquecer também de sua família, Soraia (esposa) e Daniel (filho), que sempre nos receberam com alegria e com o “calor” brasileiro em diversas ocasiões, seja em uma típica feijoada contemplando a neve no jardim ou um almoço de Ação de Graças Canadense. Agradecimentos à toda equipe da Universidade de Guelph, da *School of Environmental Sciences*, à começar pela diretoria (Dr. Jonathan Newman e Dra. Cláudia Wagner-Riddle), à todo o *Staff*, em especial à Linda Wing, Virginia Warren e Linda Bissel, e a todos os amigos que fizemos na universidade e nas cidades de Guelph e de Toronto.

Especial agradecimento aos técnicos da CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) por todo suporte logístico e financeiro concedido.

À todos os co-autores dos artigos confeccionados: Elizete, Carlos Grohmann (Guano), Roberto Gusmão, Francisco Ferreira, Luís Gustavo, Luis Fernando, Elvo Fassbinder, Richard, Alexis e Rômulo.

Para encerrar esta parte da minha história agradeço à Deus que sempre me deu saúde e iluminou o meu caminho, colocando tantas pessoas especiais na hora certa e em momentos certos, mesmo quando nada parecia fazer sentido, e que me levaram a concluir que: **nada é por acaso! Obrigada!**

“O conhecimento é como asas para a vida do homem e uma escada para ele ascender. Incumbe a cada um adquirí-lo. O conhecimento deve ser adquirido, porém, daquelas ciências que possam beneficiar os povos da terra, e não daquelas que começam com palavras e terminam com palavras. Grande, em verdade, é o valor dos cientistas e dos artífices entre os povos do mundo”.

Bahá'ú'lláh

Resumo

O presente estudo teve como objetivo principal avaliar as estruturas rúpteis da borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina, a partir do estudo dos lineamentos estruturais que afetaram as rochas do embasamento, da sucessão Gondwânica, das vulcânicas da Formação Serra Geral e das alcalinas associadas ao Domo de Lages e ao Complexo Carbonatítico de Anitápolis. Para atingir estes objetivos, foram efetuados levantamentos de campo de análise estrutural dos lineamentos, integração do arcabouço estrutural a partir de dados geofísicos (aeromagnetometria), análise de imagens do sistema óptico (Landsat-7 ETM⁺), imagens de radar (SRTM-3) e dados de microtomografia computadorizada (μ CT). Os dados obtidos foram incorporados em um Sistema de Informação Geográfica (SIG), analisados em conjunto ou separados, e permitiram caracterizar estruturas associadas à tectônica formadora e deformadora da Bacia do Paraná. A tectônica formadora da bacia evidencia um padrão estrutural compatível com o modelo de um 'rifte central' de direção NE-SW, e a tectônica deformadora revelou estar ligada não apenas a movimentos verticais, mas principalmente a movimentos horizontais capazes de gerar falhas transcorrentes em ambiente intraplaca. Foram caracterizados três eventos tectônicos deformadores da sequência Paleozoica da Bacia do Paraná, que são posteriores as vulcânicas da Formação Serra Geral e as rochas alcalinas do Domo de Lages, a saber: um evento mais antigo (Cretáceo Inferior) com orientação da compressão máxima (σ_1) ao redor de N-S, observado apenas nas rochas da Formação Serra Geral; um evento de idade intermediária (Cretáceo Superior- Terciário) com compressão máxima (σ_1) orientada próxima de NE-SW, caracterizado nos três domínios estudados (Escudo Catarinense, Form. Serra Geral e rochas alcalinas); e o último evento de idade mais nova (Neógeno), com a compressão máxima (σ_1) orientada ao redor de E-W (ESE-WNW), identificado em dois domínios (Escudo Catarinense e Form. Serra Geral). Os três eventos envolveram a geração de estruturas transcorrentes e podem ser explicados em um contexto geodinâmico associados à: ruptura continental do Gondwana, abertura do Oceano Atlântico, rotação da Placa Sul-America de leste para oeste e subducção na costa oeste da Placa Sul-Americana. Os dois primeiros eventos foram relacionados à tectônica que afetou à margem passiva (transtração) da Placa Sul-

Americana, e o último foi relacionado à influência da subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana. O processo iniciou-se com a compressão máxima (σ_1) ao redor de N-S, que gerou transcorrências destrais intracontinentais próximas de NW e transcorrências sinistrais NE associadas com a margem continental rompida. Posteriormente, o campo de compressão máxima (σ_1) mudou para direção próxima de NE, devido à rotação da Placa Sul-Americana para oeste e, atualmente, devido à influência da compressão da margem ativa da Placa Sul-Americana sobre a Placa de Nazca, instalou-se um campo de compressão máxima (σ_1) próximo de E-W (transpressão).

Palavras-chave: Bacia do Paraná, falhas transcorrentes rúpteis, geoprocessamento, sensoriamento remoto, microtomografia computadorizada.

Abstract

The main objective of the present study was to evaluate the brittle structures of the eastern border of Paraná Basin in Santa Catarina State, based on the study of structural lineaments affecting the basement rocks, the Gondwanan succession, the volcanic rocks from Serra Geral Formation, the alkaline rocks from Lages's Dome and from Anitápolis Carbonatite Complex. To achieve these goals structural analysis from field data were done, as well as, the integration of the structural framework from geophysical data (aeromagnetometric), image analysis of the optical system (Landsat-7 ETM +), radar (SRTM-3) and data from computed microtomography (μ CT). The data were incorporated into a Geographic Information System (GIS) and analyzed together or separately. The data obtained allowed to characterize tectonic structures associated with the formation and the deformation of the Paraná Basin. The tectonic development of the basin shows a structural pattern compatible with the model of a central rift in the NE-SW and the tectonic related to deformation of the basin revealed not only to be linked with vertical movements, but also the horizontal movements can generate transcurrent faults in intraplate environment. Three tectonic events were characterized and related to the deformation of the Paraná Basin, after Serra Geral Formation, thus described: one older (Lower Cretaceous) with maximum stress (σ_1) oriented around NS trend, observed only in the rocks from Serra Geral Formation, an intermediate age (Upper Cretaceous-Tertiary) with maximum stress (σ_1) oriented next to NE-SW, identified in the three studied domains (Santa Catarina Shield, Serra Geral Formation and alkaline rocks), and the last younger (Neogene), with maximum stress (σ_1) oriented around EW (ESE-WNW) identified in two areas (Santa Catarina Shield and Serra Geral Form.). The three events involving transcurrent faults can be explained in a geodynamic context associated to: breaking of Gondwana, opening of the Atlantic Ocean, rotation of the South America Plate from east to west and the subduction of the Nazca plate under the South-American Plate. The first two events are related to the tectonic of the passive margin (transtension) and the latter related to the influence of the subduction of the Nazca Plate under the South American Plate. The process began with maximum stress (σ_1) oriented around NS trend, which generated intracontinental transcurrent dextral faults near NW and NE sinistral faults associated with the continental margin broken. Later,

the maximum stress (σ_1) was oriented near NE due to the rotation of the South American Plate to the west, and now due to the influence of the compression of the active margin of the South American Plate on the Nazca Plate, the maximum stress (σ_1) is near EW (transpression).

Keywords: Paraná Basin, transcurrent faults, GIS, Remote Sensing, Computed Microtomography.

Apresentação

A estrutura da presente tese é dividida em seis capítulos, oito apêndices e três anexos.

No Capítulo 1, de “Considerações iniciais”, são apresentados os objetivos, a localização da área de estudos e a descrição geral das metodologias utilizadas.

O Capítulo 2, denominado “Contexto histórico regional”, contempla uma revisão pormenorizada dos conhecimentos estratigráficos e tectônicos da Bacia do Paraná e do Escudo Catarinense. Este capítulo foi apresentado no exame de qualificação desta tese em julho de 2011 e as sugestões dos professores da banca foram atendidas.

O Capítulo 3, cujo título é “Desenvolvimento e principais resultados” é subdividido em seções, sendo cada uma referente a um artigo publicado, submetido ou preparado para submissão. Aqui são apresentados os resumos dos artigos e os principais resultados de cada um deles. A ordem de apresentação destes artigos é por escala de detalhe espacial, partindo da escala regional com a utilização de dados aeromagnéticos (espaçamento do *grid* de 500 metros), passando pela escala de sensores remotos (resolução espacial de 90 e 30 metros), dados de campo (escala macroscópica) e finalizando com a escala de microtomografia (resolução espacial de 20 μ m).

O Capítulo 4 denominado “Discussão”, refere-se à discussão geral dos resultados apresentados referentes à todas as metodologias aplicadas no Capítulo 3.

O Capítulo 5, de “Conclusões”, apresenta as conclusões finais desta tese.

Os apêndices são constituídos por oito partes (de A até H), que apresentam os artigos produzidos durante esta tese de doutoramento, sendo assim ordenados:

- Apêndice A - artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências – *Magnetometric alignments at the eastern edge of the Paraná Basin in Santa Catarina, Brazil*;
- Apêndice B - artigo publicado na revista Pesquisa em Geociências – Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens Landsat e SRTM;

- Apêndice C - artigo publicado na revista Anais da Academia Brasileira de Ciências – *A comparison for a multiscale study of structural lineaments in southern Brazil: LANDSAT-7 ETM⁺ and shaded relief images from SRTM3-DEM*;
- Apêndice D - artigo submetido na *Geomorphology - Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil*;
- Apêndice E - artigo publicado na Revista Brasileira de Geociências – *Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina*;
- Apêndice F - artigo a ser submetido - *Análise estrutural da Formação Serra Geral na porção centro-sul do Estado de Santa Catarina, Brasil*;
- Apêndice G - artigo a ser submetido - *Tectônica transcorrente Meso-Cenozoica no Escudo Catarinense: análise estrutural mesoscópica*;
- Apêndice H - artigo submetido na *Journal of Structural Geology - The use of microtomography in structural geology: a new methodology to analyse fault faces*).

Em anexo encontram-se as cartas de recebimento dos três artigos submetidos:

- Anexo A – Submissão do artigo “*Magnetometric alignments at the eastern edge of the Paraná Basin in Santa Catarina and its correlation with phanerozoic tectonics*”, na Brazilian Journal of Geology.
- Anexo B - Submissão do artigo “*Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil*” na *Geomorphology*.
- Anexo C – Submissão do artigo “*The use of microtomography in structural geology: a new methodology to analyse fault faces*”, na Journal of Structural Geology.

SUMÁRIO

Agradecimentos	II
Resumo	VI
Abstract	VIII
Apresentação	X
Lista de Figuras	XV
Lista de Tabelas	XV
Capítulo 1 - Considerações Iniciais	1
1.1. Objetivos	1
1.2. Localização e acessos	1
1.3. Metodologia.....	3
1.3.1. Pesquisa Bibliográfica e Dados Preexistentes	3
1.3.2. Geoprocessamento	3
1.3.3. Tratamento digital de imagens	4
1.3.3.1. Imagens de Geofísica.....	4
1.3.3.2. Imagens Landsat e SRTM.....	6
1.3.3.3. Utilização de imagens nas análises morfométricas	7
1.3.3.4. Imagens de microtomografia computadorizada.....	8
1.3.4. Análise de estruturas rúpteis no campo	10
Capítulo 2 - Contexto geológico regional	13
2.1. Introdução	13
2.2. Escudo Catarinense	14
2.2.1. Microplaca Luis Alves.....	14
2.2.2. Orógeno Dom Feliciano.....	15
2.2.2.1. Batólito Florianópolis	16
2.2.2.2. Complexo Metamórfico Brusque	17
2.2.2.3. Bacia de Itajaí.....	17
2.2.3. Principais Zonas de Cisalhamento do Escudo Catarinense	19
2.2.3.1. Zona de Cisalhamento Major Gercino	19
2.2.3.2. Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó	20
2.3. Bacia do Paraná.....	20
2.3.1 Introdução	20
2.3.2 Evolução Estratigráfica e Sedimentar.....	21

2.3.3 Evolução Tectônica	28
2.4. Rochas Alcalinas	33
Capítulo 3 - Desenvolvimento e principais resultados	36
3.1. Introdução	36
3.2. Geofísica	37
3.2.1. Principais Resultados	37
3.3. Imagens Landsat e SRTM.....	38
3.3.1. Principais Resultados	39
3.4. Comparação das Imagens Landsat e SRTM.....	39
3.4.1. Principais Resultados	40
3.5. Morfometria	40
3.5.1. Principais Resultados	41
3.6. Transcorrências nas rochas alcalinas	41
3.6.1. Principais Resultados	42
3.7. Transcorrências nas rochas da Formação Serra Geral.....	42
3.7.1. Principais Resultados	43
3.8. Transcorrências no Escudo Catarinense.....	43
3.8.1. Principais Resultados	44
3.9. Microtomografia.....	44
3.9.1. Introdução	44
3.9.2. Amostras	45
3.9.3. Resultados	45
3.9.4. Discussão	47
3.9.5. Principais Resultados	51
Capítulo 4 - Discussão	53
Capítulo 5 - Conclusões.....	57
Referências Bibliográficas	59
Apêndice A - Magnetic lineaments at the eastern edge of the Paraná Basin in Santa Catarina, Brazil.....	70
Apêndice B - Lineamentos estruturais na Borda Leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens Landsat e SRTM	96

Apêndice C – A comparison for a multiscale study of structural lineaments in southern Brazil: Landsat -7 ETM+ and shaded relief images from SRTM3-DEM	111
Apêndice D - Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil	123
Apêndice E - Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina.....	151
Apêndice F - Análise estrutural da Formação Serra Geral na porção centro-sul do Estado de Santa Catarina, Brasil.....	164
Apêndice G - Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Escudo Catarinense: análise estrutural mesoscópica	181
Apêndice H - The use of microtomography in structural geology: a new methodology to analyse fault faces.....	207
Anexo A – Submissão do artigo “Magnetometric alignments at the eastern edge of the Paraná Basin in Santa Catarina and its correlation with Phanerozoic tectonics” na Brazilian Journal of Geology.....	230
Anexo B – Submissão do artigo “Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil” na Geomorphology.....	231
Anexo C – Submissão do artigo “The use of microtomography in structural geology: a new methodology to analyse fault faces ”na Journal of Structural Geology.....	232

Lista de Figuras

1.1. Localização da área de estudos no Estado de Santa Catarina.	2
1.2. Mapa índice da cobertura aeromagnética da área de estudo. Projetos: 1 - Bacia do Paraná, 2 - Ponta Grossa – Criciúma (Área I), 3 - Serra do Mar Sul.	5
1.3. (A) Imagem com o plano de falha; (B) Organização do plano de falha em “slices”; (C) Organização dos “slices”, sendo os valores mais baixos posicionados nas camadas inferiores e os de valores mais elevadas, nas camadas superiores; (D) Construção do μ MDE (E) Orientação.	9
1.4. Caracterização cinemática de falhas a partir de fraturas secundárias (R, R', P e T) em sistema de cisalhamento de regime rúptil no plano principal (M). Baseado em Petit, 1987.	10
2.1. Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina (Modificado de DNPM-CODISC 1986).	14
2.2. Perfil NW-SE da porção pré-Cambriana do Estado de Santa Catarina. Engloba a Microplaca Luis Alves e o Cinturão Dom Feliciano (Extraído de Basei 2000). Obs: O autor não informou a localização do perfil.	16
2.3. Limite da Bacia do Paraná com a profundidade do embasamento e as supersequências. (Extraído de Milani 1997).	22
2.4. Carta cronoestratigráfica da Bacia do Paraná (extraído de Milani <i>et al.</i> 2007).	23
2.5. Arcabouço tectônico do embasamento da Bacia do Paraná, baseado em dados geológicos, litológicos de poços e geofísicos (Modificado de Milani 1997).	29
2.6. Principais estruturas tectônicas lineares da Bacia do Paraná (extraído de Zalán <i>et al.</i> 1991) subdivididas em direções preferenciais.	32
3.1. Representação geral dos lineamentos extraídos da análise de microsuperfície das amostras de rocha, baseado na moda e desvio padrão circular.	46
3.2. Estrutura em flor positiva no afloramento de rocha alcalina e diagrama 3D representando as famílias de falhas observadas no afloramento.	50
3.3. Estrutura em flor negativa em rocha sedimentar com intrusão de dique de diabásio.	50
3.4. Síntese das rochas, direções de falha e cinemáticas das análises por microtomografia. Não há ordem cronológica entre o mesmo tipo litológico.	51
4.1. Eventos transcorrentes pós-basaltos da Formação Serra Geral na borda da Bacia do Paraná em Santa Catarina.	54
4.2. Modelo de deformação intracontinental elaborado por Moulin <i>et al.</i> (2010), que divide a Placa Sul Americana em nove blocos. Sugestão de falha transcorrente sinistral na margem passiva de abertura do Oceano Atlântico Sul. Modificado de Moulin <i>et al.</i> (2010).	56

Lista de Tabelas

1.1. Especificações dos levantamentos aerogeofísicos na área de estudo.	5
3.1. Classificação das amostras de acordo com as fraturas secundárias, ângulo médio e suas respectivas cinemáticas.	47

Capítulo 1 - Considerações Iniciais

1.1. Objetivos

O objetivo geral desta tese é avaliar as estruturas rúpteis da borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina, a partir do estudo dos lineamentos estruturais que afetaram as rochas do embasamento, a sucessão Gondwânica, as vulcânicas da Formação Serra Geral e as rochas alcalinas associadas ao Domo de Lages e ao Complexo de Anitápolis.

Os objetivos específicos são os seguintes:

- Descrever os sistemas de falhas caracterizados nos diferentes compartimentos geológicos – Escudo Catarinense, Sequência Gondwânica da Bacia do Paraná, rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e rochas alcalinas;
- Definir os sistemas de falhas que foram reativados e/ou gerados após o vulcanismo da Formação Serra Geral e as intrusivas alcalinas;
- Caracterizar a cinemática e os eventos deformacionais responsáveis pela geração dos diferentes tipos de falhas;
- Integrar os dados estruturais multiescala dos diferentes domínios de rochas estudados.

Para atingir estes objetivos, foram efetuados levantamentos de campo de análise estrutural dos lineamentos, integração do arcabouço estrutural a partir de dados geofísicos (aeromagnetometria), análise de imagens do sistema óptico (Landsat-7 ETM⁺), imagens de radar (SRTM-3) e dados de microtomografia computadorizada (μ CT). Os dados obtidos foram incorporados em um Sistema de Informação Geográfica (SIG).

1.2. Localização e acessos

Para este estudo foi selecionado um segmento transversal (E-W) no Estado de Santa Catarina que engloba rochas Pré-cambrianas do embasamento (parte leste da área) e rochas das sucessões Paleozoica e Mesozoica (localizadas na parte central e oeste da área respectivamente), visando assim avaliar a continuidade e a reativação das estruturas do Escudo Catarinense na borda na bacia.

A área de estudos (Figura 1.1) localiza-se na porção centro-sul do Estado de Santa Catarina e situa-se entre duas importantes estruturas tectônicas regionais da borda leste da Bacia do Paraná: o Arco de Ponta Grossa ao norte e o Sinclinal de Torres ao Sul.

As principais estradas de acesso à área de estudo são: a BR-101, que liga os estados de Santa Catarina ao Rio Grande do Sul pelo litoral; a BR-116, que liga pelo Planalto de Santa Catarina os estados de Rio Grande do Sul e Paraná; BR-470, que liga o litoral catarinense ao oeste de Santa Catarina e faz a conexão entre a BR-101 e a BR-116; e a BR-282, uma rodovia transversal (E-W), que liga Florianópolis à Lages. Além destas rodovias federais e estaduais, existem outras que permitem o acesso à área de estudos como: SC-438 (Tubarão à Lages), SC-345 (Bom Retiro à São Joaquim), SC-114 (Lages à São Joaquim) e outras.

A extensão da área investigada é de aproximadamente 12.950 km², sendo 19% ocupada pelo Escudo Catarinense, 41% pela Sequência Gondwânica da Bacia do Paraná, 37% pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, 2% pelas coberturas do Cenozoico e cerca de 1% pelas rochas alcalinas (Domo de Lages e Anitápolis).

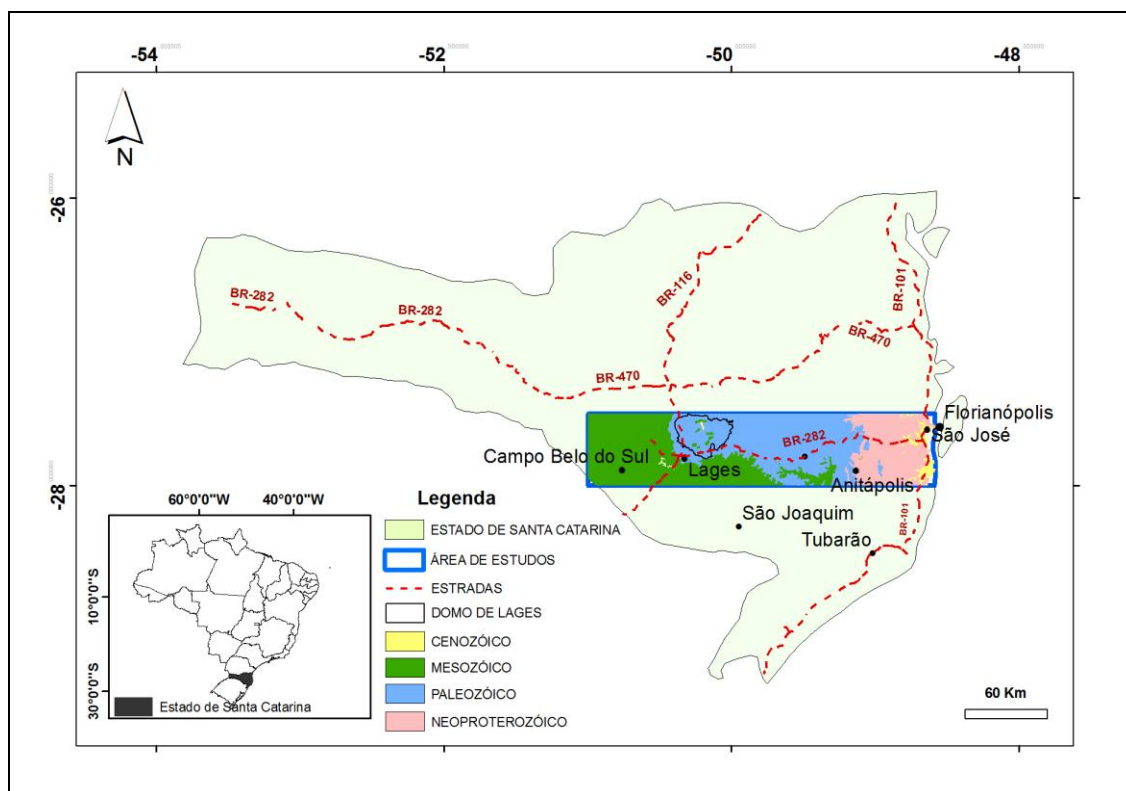


Figura 1.1. Localização da área de estudos no Estado de Santa Catarina e no Brasil.

1.3. Metodologia

Para alcançar os objetivos propostos, os dados em escala regional (obtidos por imagens de satélite e de geofísica), em escala de afloramento (estudos de geologia estrutural de campo) e em micro escala (análise de microtomografia computadorizada), foram organizados e analisados, através da utilização de técnicas de geoprocessamento visando à sistematização e integração de dados geológicos e geofísicos disponíveis e levantados durante este trabalho de tese. O sistema cartográfico utilizado foi o geodésico (latitude/longitude) e o *datum* WGS-84.

Em cada apêndice desta tese (artigos publicados, submetidos e à serem submetidos) foi utilizada uma técnica ou ferramenta especial, cuja metodologia na integra, é apresentada no próprio artigo, porém a metodologia geral é apresentada a seguir:

1.3.1. Pesquisa Bibliográfica e Dados Preexistentes

Esta etapa da pesquisa teve como objetivo principal a compilação bibliográfica e dos trabalhos de cartografia geológica existentes na área de abrangência dos estudos da tese, particularmente do arcabouço estrutural da borda da bacia e seu embasamento adjacente. Foram levantados materiais bibliográficos e dados preexistentes, referentes à área de estudos, ao Estado de Santa Catarina e também à toda extensão da Bacia do Paraná, no que se refere aos seguintes temas: base cartográfica, mapas geológicos, imagens e dados de geofísica, imagens de sensoriamento remoto, estratigrafia, tectônica, geocronologia, termocronologia e dados estruturais.

1.3.2. Geoprocessamento

O geoprocessamento pode ser definido como um conjunto de tecnologias voltadas à coleta e tratamento de informações espaciais para um objetivo específico. Existem diversos tipos de dados que podem ser utilizados em geoprocessamento. Câmara & Monteiro (2001) os agrupa em cinco classes: temáticos, cadastrais, redes, Modelos Numéricos de Terreno (MNT) e imagens. Este trabalho integra dados temáticos (estruturas lineares, litologias, bacias de drenagens, etc.), dados cadastrais da base cartográfica ao milionésimo (IBGE, 2000), MNT como o MDE (Modelo Digital de Elevação) do Projeto SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*

(Farr & Kobrick 2000, Van Zyl 2001, Rabus *et al.* 2003, Farr *et al.* 2007), e imagens de satélite, de geofísica e de microtomografia computadorizada.

A etapa de geoprocessamento consistiu da coleta de informação espacial, do armazenamento e organização dos dados em um SIG (Sistema de Informações Geográficas) e de técnicas para tratamento e análise da informação espacial com geração de dados primários e secundários. O material levantado e inserido no SIG foi ajustado nas imagens do mosaico *GeoCover*TM 2000, que serviram de base cartográfica para todo o desenvolvimento deste projeto, pois as imagens deste mosaico são atualmente as âncoras dos mapeamentos geológicos da CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Entende-se por “imagem âncora” a imagem com posicionamento espacial confiável e preciso para as necessidades do mapeamento geológico básico e que, possa ser utilizada como base para o lançamento das informações temáticas e para o georreferenciamento de outras informações, provenientes das mais diversas fontes (Jacques *et al.* 2006).

Através da utilização de geoprocessamento e técnicas de sensoriamento remoto foi possível fazer a extração de lineamentos sobre Imagens Landsat ETM-7⁺, sobre o MDE do SRTM, sobre imagens de geofísica e sobre as imagens de planos de falhas em escala micrométrica. Destaca-se ainda a utilização, nesta tese, de técnicas de geoprocessamento na análise dos estudos de neotectônica, a partir da elaboração de mapas morfotectônicos e de suas integrações com os dados de campo.

1.3.3. Tratamento digital de imagens

O tratamento digital de imagens aplicado em cada tipo de dado (de levantamentos aeromagnetométricos, de imagens Landsat, de imagens oriundas do SRTM e de imagens obtidas por microtomógrafo) é detalhado nos artigos referentes aos temas específicos apresentados nos apêndices desta tese. Neste capítulo é apresentada a metodologia geral utilizada em cada tipo de dado.

1.3.3.1. Imagens de Geofísica

A cobertura aerogeofísica da área de estudo é composta pelos projetos Serra do Mar Sul, Ponta Grossa-Criciúma (Área 1) e Bacia do Paraná (Figura 1.2), cujas especificações são apresentadas na Tabela 1.1.

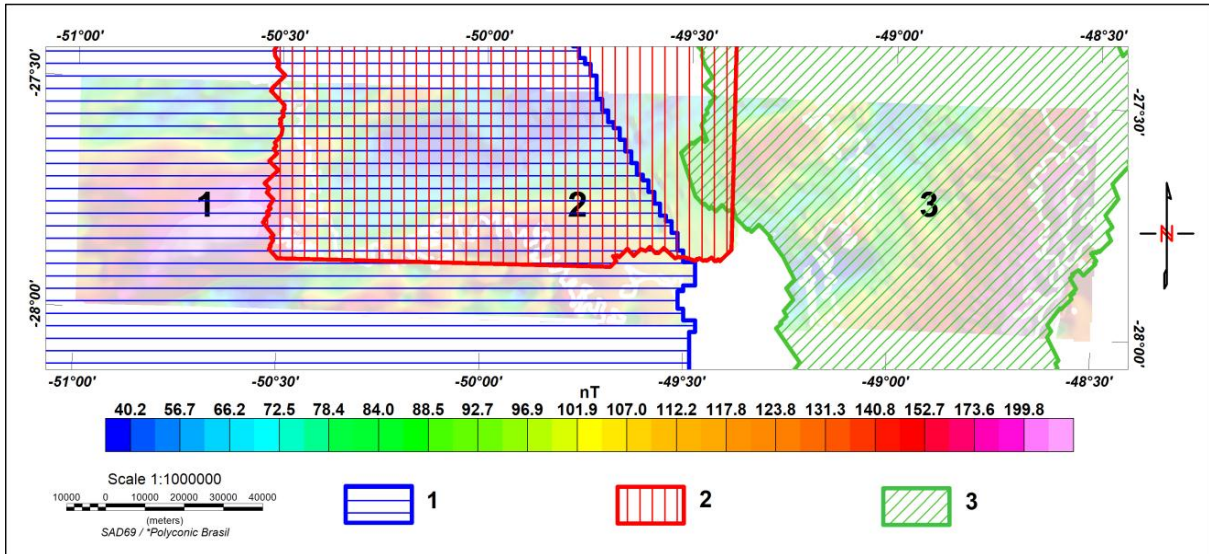


Figura 1.2. Mapa índice da cobertura aeromagnética da área de estudo. Projetos: 1 - Baía do Paraná, 2 - Ponta Grossa – Criciúma (Área I), 3 - Serra do Mar Sul.

Tabela 1.1. Especificações dos levantamentos aerogeofísicos na área de estudo.

CPRM	CONTRATANTE	PROJETO	ANO	ESPAÇAMENTO DAS LINHAS (m)	ALTURA DE VÔO (m)	INTERVALO DE AMOSTRAGEM (m)	LINHAS (TOTAL km)	ÁREA DO PROJETO (%)
1025	CPRM	Serra do Mar Sul	1975	1000	150	60m	49.880	48.600
2010	NUCLEBRAS	Ponta Grossa - Criciúma (Área I)	1971	1000	120	120m	33.810	39.184
4012	PETROBRAS	Bacia do Paraná	1973	7000	1500	70m	20.650	116.400
						TOTAL	104.340	204.184

Os dados dos levantamentos aeromagnetométricos foram submetidos às rotinas de micronivelamento visando à extração dos sinais de alta frequência (ruídos ao longo das direções das linhas de voo) decorrentes de problemas de nivelamento dos aerolevamentos. Os produtos resultantes foram avaliados quanto à presença de artefatos e anomalias espúrias ao longo das linhas de voo. A partir dos dados micronivelados foi extraído o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) relativo à data de aquisição de cada levantamento, resultando nos mapas do campo magnético anômalo, os quais foram integrados a um conjunto único de dados. Para a construção da base aeromagnetométrica unificada, os conjuntos de dados foram padronizados em função de seus parâmetros de aquisição. Desta forma, cada

projeto foi nivelado ao levantamento da Bacia do Paraná (Tabela 1.1, Figura 1.2) por meio da aplicação do filtro de continuação ascendente. Os dados resultantes foram interpolados pelo método da curvatura mínima (Briggs 1974), com uma malha de aproximadamente 1/5 do espaçamento médio, gerando grades regulares de 500x500 m, as quais foram submetidas à rotina de sutura, o que resultou no mapa do campo magnético anômalo integrado. Sobre tais dados foram aplicados os seguintes métodos de realce: RTP - Redução ao Polo (RTP), GHT - Gradiente Horizontal Total (Cordell & Grauch 1985), ASA – Amplitude do Sinal Analítico (Nabighian 1972; Roest *et al.* 1992), ISA – Inclinação da amplitude do sinal analítico (Miller & Singh 1994), GHT_ISA (Verduzco *et al.* 2004) e ISA_GHT (Ferreira *et al.* 2010, Ferreira *et al.* 2013).

1.3.3.2. Imagens Landsat e SRTM

As cenas do satélite Landsat ETM 7⁺ utilizadas referem-se às órbitas 220_079, data 10/03/2002 e 221_079 data 12/11/2002, ambas foram obtidas gratuitamente no endereço eletrônico do *United States Geological Survey*, USGS (<http://glovis.usgs.gov>). A fase de pré-processamento das imagens consistiu, inicialmente, na realização da correção atmosférica, através do método da subtração e, posteriormente, na construção do mosaico das cenas. Em seguida, foi feita a fusão da banda pancromática (banda 8) com as bandas multiespectrais R1G2B3 e depois R3G5B7, para que todas as bandas multiespectrais obtivessem 15 metros de resolução espacial. O algoritmo utilizado foi o *merge* do *software* ENVI, com opção de 30% da composição RGB e método matemático bilinear. Foram também utilizados filtros “passa alta” nas imagens, a fim de realçar as estruturas lineares extraídas nas duas escalas: 100.000 e 500.000.

O Modelo Digital de Elevação (MDE) da área investigada foi construído a partir dos dados da Missão SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*, Farr *et al.* 2007), disponíveis gratuitamente em: <http://seamless.usgs.gov>, com resolução espacial de 90 metros. Este MDE foi reamostrado pelo método da convolução cúbica para a resolução espacial de 30 metros e posteriormente foram geradas imagens de relevos sombreados com elevação solar de 45° para os seguintes azimutes: 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270° e 315°. Para essa operação, utilizou-se o *software* ENVI. Nas interpretações para extrações de estruturas nas escalas 100.000 e 500.00

foram utilizadas imagens de relevos sombreados nas seguintes direções: 0°, 45°, 90° e 315°. Estas quatro direções destacam morfoestruturas de relevo negativo (vales, drenagens, sulcos, etc.) e de relevo positivo (cristas, montanhas, domos, etc.).

1.3.3.3. Utilização de imagens nas análises morfométricas

A principal fonte de informação de dados para a confecção dos mapas morfométricos, do mapa de lineamentos e para a extração de aspectos relacionados com a geomorfologia foi o modelo digital de elevação do SRTM, sobre o qual se procedeu a extração automática da rede de drenagem, utilizando-se a concepção de Strahler (1952) em sua hierarquização. As cartas topográficas nas escalas 1: 50.000 e 1: 100.000, produzidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística entre os anos de 1974 e 1980, foram utilizadas como apoio no reconhecimento de feições geomorfológicas. Adicionalmente, imagens orbitais Landsat ETM 7⁺ e ASTER foram úteis na extração de feições lineares de relevo e da geomorfologia.

A confecção do mapa de superfícies de base (SB) seguiu o conceito preconizado por Filosofov (1960, *in* Jaim 1980), segundo o qual as linhas de isobases delimitam superfícies de erosão, sendo, portanto, relacionadas a estágios erosionais ou a eventos tectono-erosionais. O mapa de gradiente hidráulico (GH) foi gerado de acordo com a metodologia proposta por Rodriguez (1993) representando, segundo o autor, áreas com características hidráulicas semelhantes. A eliminação das drenagens de primeira ordem (com características de entalhamento mais jovem, dada pela erosão fluvial) realçou e permitiu analisar feições controladas por estruturas mais recentes.

A extração das feições lineares de relevo foi feita manualmente a partir da interpretação visual de imagens de relevo sombreado, com aplicação de iluminação artificial ao MDE do SRTM, e de imagens LANDSAT, compatíveis com a escala 1: 100.000 (Jacques *et al.* 2010). A análise conjunta destas feições com os mapas de SB e de GH permitiu a seleção dos lineamentos responsáveis pelo controle das curvas observadas, que podem estar relacionados a eventos tectônicos mais recentes.

Feições geomorfológicas indicativas de possíveis atividades neotectônicas foram identificadas a partir de cartas topográficas digitalizadas nas escalas 1: 50.000

e 1: 100.000, quando disponíveis, ou a partir da rede de drenagem e das curvas de níveis extraídas do MDE. Foram consideradas feições correspondentes a (1) alinhamentos de drenagem interrompidos, (2) altos estruturais responsáveis pelo desvio e captura de drenagens, (3) quebras acentuadas de drenagens com ângulos próximos a 90°, (4) bacias suspensas e (5) traçados anômalos da rede de drenagens.

Na análise da assimetria de drenagens foi utilizado o método desenvolvido por Cox (1994), denominado Simetria Topográfica Transversal (T-index), que quantifica a direção da migração média de cursos de drenagens e discrimina a causa de sua migração. Esta pode ser consequência de processos fluviais internos, quando o padrão de assimetria das drenagens é aleatório, ou por forças tectônicas externas, que induz uma direção preferencial de assimetria. Esta assimetria em bacias de drenagens de ordens maiores reflete *trends* morfoestruturais regionais, enquanto em bacias de ordens menores refletem movimentações tectônicas mais recentes (Garrote *et al.* 2008).

A integral hipsométrica (Strahler 1952) foi calculada com a finalidade de analisar os diferentes estágios de maturidade (juvenil, maturo e senil) das bacias hidrográficas.

1.3.3.4. Imagens de microtomografia computadorizada

As amostras de rocha foram coletadas com orientação espacial de campo e todas apresentam plano de falha vertical em uma de suas faces. Posteriormente, foi realizada a aquisição das imagens de microtomografia computadorizada através de raios-X em cada amostra, com volume médio de 150 cm³ colocado em um tubo de acrílico de 150 mm altura x 64 mm de diâmetro interno. Os espaços vazios do acrílico foram preenchidos com esponja (material de baixa densidade), para que a amostra ficasse imóvel no interior do cilindro. O aparelho utilizado foi um *scanner* GE MS8x-130. Para cada amostra foram obtidas 720 imagens de projeção axial com tamanho de *pixel* de 20 µm. A calibração da imagem padrão, com valores de máxima luminosidade e máxima escuridão, foi realizada na sequência, assim como, a reconstrução das imagens com *voxel* final de 40 µm. No intuito de reduzir ruídos randômicos foram aplicados filtros gaussianos (3x3x3) nas imagens, de acordo com Stonestrom *et al.* (1981) e as imagens de µCT foram convertidas para o formato

TIFF e processadas no *software ImageJ* (Rasband 2005). O material referente à rocha foi isolado da parte externa de modo a preservar a micro superfície do plano de falha analisado (Figuras 1.3A e 1.3B). A amostra foi organizada de modo que os valores mais baixos ficassem na parte inferior e os valores mais elevados na parte superior (Figura 1.3C). Sobre o plano de falha foi calculado o Micro Modelo Digital de Elevação (μ MDE) (Figura 1.3D). Posteriormente, o μ MDE foi rotacionado de modo que sua posição na tela do computador simulasse a verdadeira posição espacial do plano de falha vertical analisado no afloramento (Figura 1.3E).

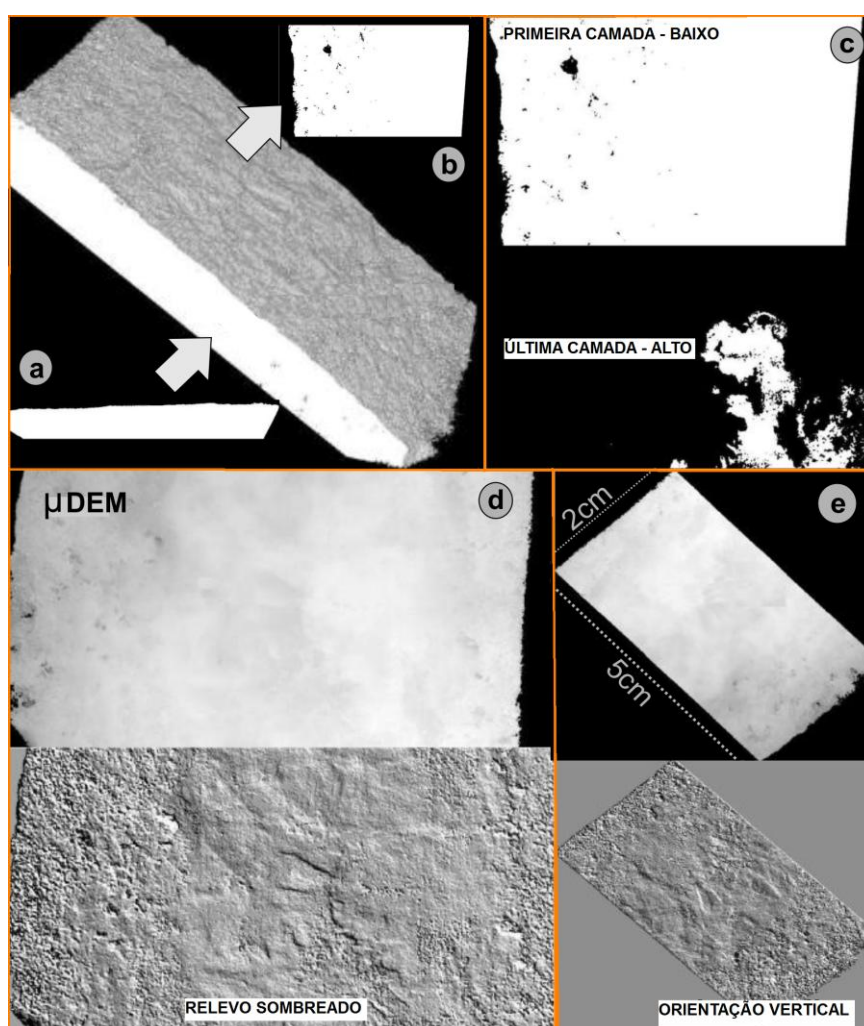


Figura 1.3. (A) Imagem com o plano de falha; (B) Organização do plano de falha em “slices”; (C) Organização dos “slices”, sendo os de valores mais baixos nas camadas inferiores e os de valores mais elevados nas camadas superiores; (D) Construção do μ MDE (E) Orientação correta.

Baseado na metodologia de interpretação de estruturas lineares de Crepani & Medeiros (1994) e com base no μ MDE obtido para cada amostra, foram confeccionadas duas imagens de relevo sombreado com azimutes de 45° e 135°

(perpendiculares entre si), usando inclinação angular de 45°. Sobre estas imagens foram elaboradas imagens RGB com os canais R (45°) G (135°) B (135°) e realizadas as extrações manuais dos lineamentos presentes no plano de falha.

Os lineamentos extraídos sobre o RGB de cada plano de falha incluem estrias e rugosidades. Normalmente as estrias são perpendiculares às rugosidades. Com base no critério de classificação cinemática de estruturas secundárias, descritos por Petit (1987) (Figura 1.4), foram confeccionados perfis nos planos de falha para a caracterização dos movimentos cinemáticos das falhas.

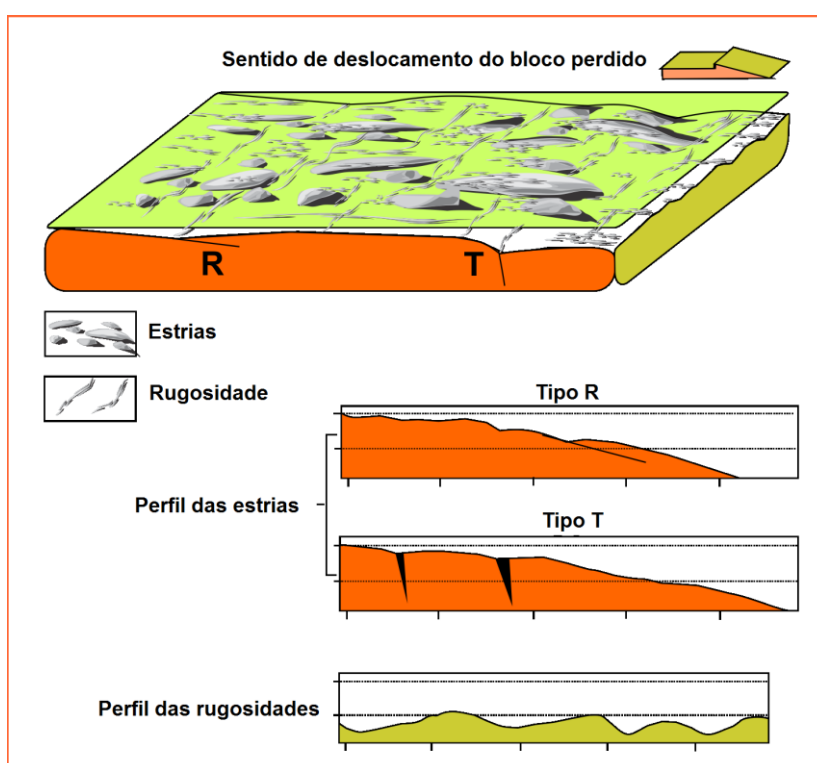


Figura 1.4. Caracterização cinemática de falhas a partir de fraturas secundárias (R, R', P e T) em sistema de cisalhamento de regime rúptil no plano principal (M). Baseado em Petit, 1987.

1.3.4. Análise de estruturas rúpteis no campo

As campanhas de geologia foram realizadas em função do domínio de rochas da área de estudos: rochas do Escudo de Santa Catarina, sedimentares da Bacia do Paraná, vulcânicas da Formação Serra Geral e nas alcalinas do Domo de Lages e Anitápolis.

Em alguns afloramentos o procedimento foi identificar estruturas tectônicas e brechas por meio do levantamento sistemático ao longo de *scanlines* (Rouleau 1994; Fernandes & Rouleau 2008). A técnica de *scanline* (amostragem linear) consiste,

basicamente, na colocação de uma fita graduada em um perfil exposto do maciço rochoso e no registro de algumas características (geométricas e cinemáticas) de todas as descontinuidades por ela intersectadas. Para cada descontinuidade que a fita graduada intersecta são registradas as seguintes características: direção e mergulho da fratura, comprimento e espessura, as relações angulares entre fraturas e ou falhas, orientações preferenciais das estruturas, se o padrão é de fraturas únicas ou zonas de cisalhamento, presença de estrias e crescimento mineral em *steps* (indicador cinemático), presença de fraturas plumosas (fraturas por extensão), presença de fraturas híbridas conjugadas, rugosidade, material de preenchimento, ou mesmo se há água fluindo ao longo das fraturas e se há zonas de alteração.

A análise estrutural foi conduzida com base na análise de fraturas e falhas (dados pareados falha/estria) associadas aos lineamentos reconhecidos nos produtos de integração e nas imagens. Em todos os domínios foi priorizada a identificação e caracterização de estruturas de tração T, pois estas fraturas formam-se paralelamente á compressão principal máxima σ_1 e perpendicularmente ao esforço principal mínimo σ_3 . De acordo com Cosgrove (1998), à medida que os esforços diferenciais ($\sigma_1 - \sigma_3$) tornam-se menores, as fraturas tornam-se aleatórias e seus esforços diferenciais tendem a zero, apresentando um estado de esforços eminentemente hidrostático e o círculo de Mohr colapsa para um ponto, gerando brechas.

Os dados foram inicialmente sistematizados em tabelas de planilha Excel® e utilizados na geração de diagramas do tipo *Schmidt* além do uso de programas atualmente disponíveis para tratamento de dados de falhas como o Win-Tensor (Delvaux & Sperner 2003) e Tectonics FP (sitio: <http://www.tectonicsfp.com>). Com estes programas, baseado no método gráfico dos diedros retos de Angelier & Melcher (1977), foi possível determinar os campos compressivos (tensão máxima) e trativos (tensão mínima), correspondendo, respectivamente, aos eixos de tensões principais, σ_1 e σ_3 . Foram estudadas as estruturas de natureza rúptil que são geradas em condições de pressão e temperatura relativamente baixas, em geral entre 0 a 4 Kbar e 0 a 300 °C, respectivamente, condições estas que correspondem aos dez primeiros quilômetros da crosta (Ramsay & Huber 1987).

Para a caracterização das fraturas foram utilizados critérios de classificação geométricos e genéticos, descritos por vários autores, como Price 1966, Hancock

1985, Ramsay & Huber 1987, Petit 1987, Pollard & Aydin 1988, Hancock & Engelder 1989, Dunne & Geiser 1994, dentre outros.

Capítulo 2 - Contexto geológico regional

2.1. Introdução

A área de estudo desta pesquisa está inserida em duas Províncias Tectônicas (Almeida *et al.* 1977, 1981): Mantiqueira (Arqueano-Cambriano) e do Paraná (Ordoviciano-Cretáceo) (Figura 2.1).

A Província Mantiqueira reúne rochas do Pré-cambriano, expostas na porção oriental da Plataforma Sul-americana, com extensão aproximada de 3.000 Km, aflorando desde o Estado do Espírito Santo até o Uruguai. Compreende uma faixa de dobramentos Neoproterozoicos, dividida em quatro orógenos diacrônicos (Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel) e uma zona de interferência entre os orógenos Ribeira e Brasília (Heilbron *et al.* 2004). O diacronismo é evidenciado pelas idades mais antigas ao sul (Orógeno São Gabriel) e mais recentes ao norte (Orógeno Araçuaí) (Silva 2006). De acordo com Hasui (2010), o Sistema Orogênico Mantiqueira teve sua aglutinação final por volta de 500 Ma até 460 Ma. As principais estruturas, de uma forma geral, apresentam direção NE-SW e zonas de cisalhamento transcorrentes destrais transpressivas segundo, Heilbron *et al.* (*op. cit.*).

A Bacia do Paraná, com área de aproximadamente 1.600.000 km², é uma das grandes Províncias Tectônicas do Brasil. Localiza-se inteiramente no Continente Sul-Americano e estende-se por sete estados brasileiros e mais três países vizinhos: Uruguai, Argentina e Paraguai. É subdividida em seis Supersequências (Milani 1997 e 2004; Milani *et al.* 1998 e 2007), *sensu* Vail *et al.* (1977). Almeida (1980) e Quintas *et al.* (1997) classificam a Bacia do Paraná como uma sinéclise, formada entre o Devoniano Inferior e o Jurássico Superior, e como uma anfíclise a partir do final do Jurássico, quando então ocorre o magmatismo da Formação Serra Geral. Raja Gabaglia & Figueiredo (1990) a classificam como uma bacia multicíclica, iniciada por uma fase de fratura interior, seguida por várias fases de sinéclise interior. De acordo com Almeida (1980) e Zalán *et al.* (1990), a bacia é constituída de no mínimo três sub-bacias superpostas, que se diferem entre si através de limites, geometrias e discordâncias.

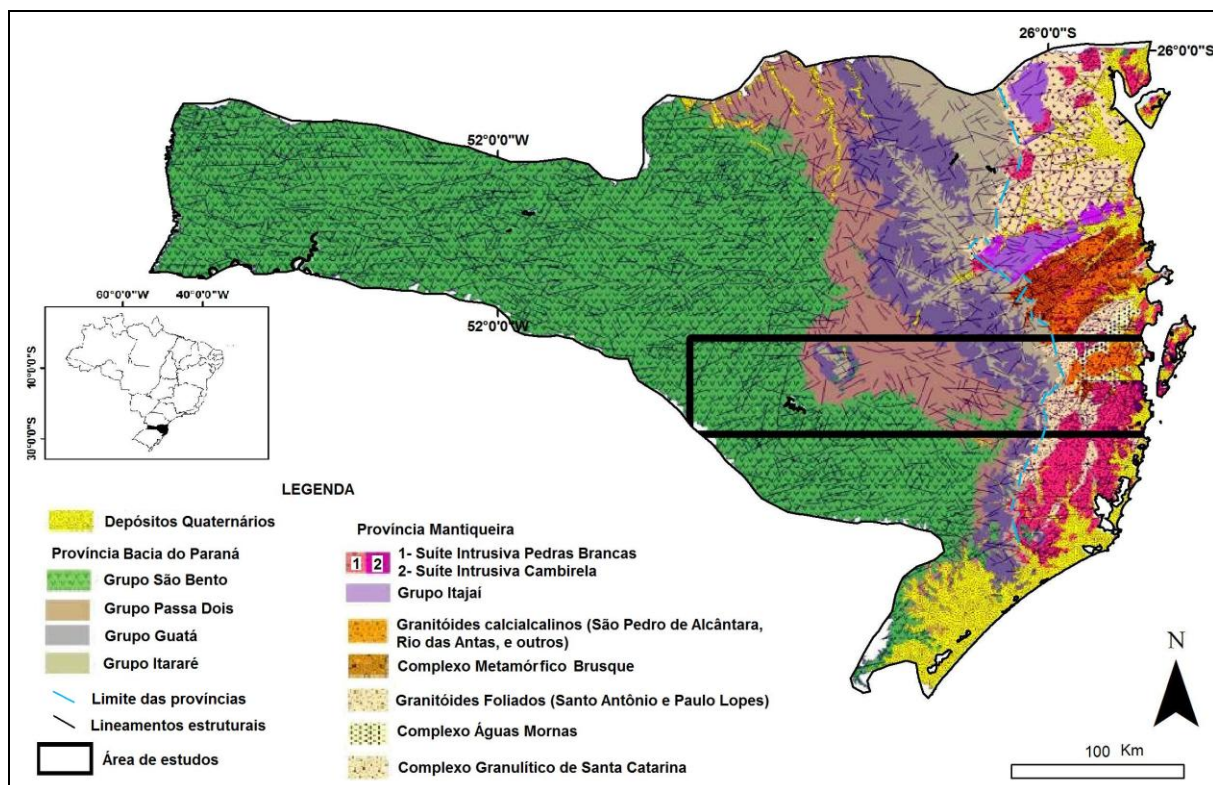


Figura 2.1. Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina (Modificado de DNPM-CODISC 1986).

2.2. Escudo Catarinense

No arcabouço geotectônico do Escudo Catarinense podem ser distinguidas duas feições geológicas principais: uma na porção centro-sul com idade Neoproterozoica/Cambriana, correspondente ao Cinturão Dom Feliciano; e outra localizada no norte do escudo, referente ao antepaís do cinturão, representado pela Microplaca Luis Alves (Complexo Granulítico de Santa Catarina) (Figura 2.1).

2.2.1. Microplaca Luis Alves

As rochas mais antigas do Escudo Catarinense foram englobadas no Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartman *et al.* 1979). Refere-se a um núcleo Arqueano a Paleoproterozoico, composto por gnaisses polifásicos, predominantemente básicos, que se acha parcialmente recoberto por associações vulcano-sedimentares (Grupo Itajaí – representado pelas Bacias do Itajaí, Campo Alegre, Corupá e Quebaça), e intrudido por granitoides alcalinos (Suíte Intrusiva Subida). Basei *et al.* (1992) dividem os terrenos gnáissicos-migmatíticos de Santa Catarina e do Paraná em três domínios geotectônicos distintos: Microplaca Luis Alves (ao sul), Microplaca Curitiba (ao norte) e Cinturão Granitoide Costeiro.

A Microplaca Luis Alves limita-se a noroeste com a Microplaca Curitiba, a nordeste com o Terreno Paranaguá, a oeste com a Bacia do Paraná, ao sul com o Cinturão Dom Feliciano (através da zona de cisalhamento Itajaí-Perimbó), e a leste com o Oceano Atlântico. Grande parte do terreno granulítico da Microplaca Luis Alves permaneceu estável e, relativamente fria, com temperaturas inferiores a 300°C, desde o Neoproterozoico (Siga Jr *et al.* 1993, Siga Jr *et al.* 1995, Basei *et al.* 2010a).

2.2.2. Orógeno Dom Feliciano

O “Cinturão Dom Feliciano” foi definido por Fragoso-Cesar (1980), que o dividiu em três faixas litoestruturais paralelas e denominou-as de zona central (Maciço Mediano de Pelotas – Hasui *et al.* 1975), flanco ocidental (Faixa de Dobramentos Tijucas - Hasui *et al.* 1975) e flanco oriental (Faixa de Dobramentos do Uruguai Oriental - Hasui *et al.* 1975). No Estado de Santa Catarina, Basei (2000) caracteriza o Cinturão Dom Feliciano em três segmentos crustais (de SE para NW): Cinturão Granitoide (Batólito Florianópolis), Cinturão Meta-vulcanossedimentar ou Cinturão de xisto (Complexo Metamórfico Brusque – correspondendo à Faixa Tijucas) e Cinturão de Bacia de Antepaís (Bacia de Itajaí) (Figura 2.2). Estes granitoides do Batólito Florianópolis fazem contato com o Grupo Brusque por meio da Zona de Cisalhamento Major Gercino. O Cinturão Dom Feliciano é interpretado como o resultado de sucessivas subducções e colisões de diferentes terrenos, com intervalo máximo de 900 Ma (abertura do Oceano Adamastor) até 530 Ma (deformação das bacias de *Foreland*) (Babinski *et al.* 1997 e Basei *et al.* 2005 *apud* Basei *et al.* 2010b).

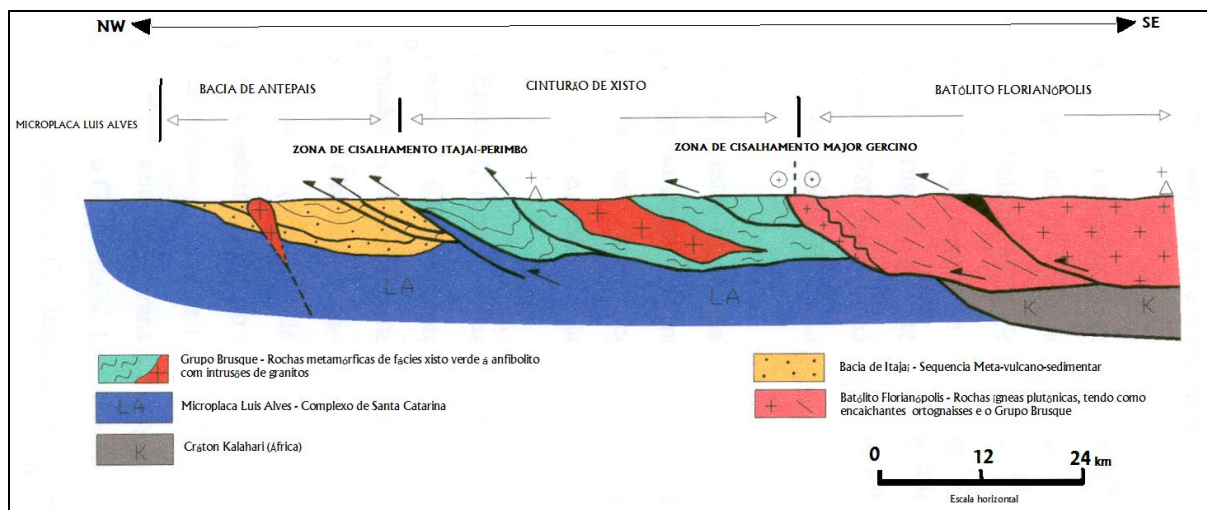


Figura 2.2. Perfil NW-SE da porção pré-Cambriana do Estado de Santa Catarina. Engloba a Microplaca Luis Alves e o Cinturão Dom Feliciano (Extraído de Basei 2000). Obs.: O autor não informou a localização do perfil.

2.2.2.1. Batólito Florianópolis

É caracterizado por uma associação de rochas ígneas plutônicas, encaixadas nos ortognaisses dos complexos Águas Mornas e Camboriú, e sequências metassedimentares do Complexo Metamórfico Brusque. Limita-se a norte pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (definida por Trainini *et al.* 1978), e a sul e oeste com a Bacia do Paraná. O Complexo Águas Mornas (Zanini *et al.* 1997) apresenta idades U-Pb de 2.175 ± 13 Ma, referentes à cristalização do protólito, e de 592 ± 5 Ma, interpretada como a idade do hidrotermalismo e do cisalhamento (Silva *et al.* 2000). O Complexo Camboriú (Chemale *et al.* 1995) apresenta uma associação de gnaisses, migmatitos e granitos cálcio-alcálicos. Silva *et al.* (2000) obtiveram dados das idades de refusão da crosta de 2.000 Ma e de retrabalhamento de 590 Ma.

Basei & Teixeira (1987) classificam o magmatismo do Cinturão Dom Feliciano em sin a tardi-tectônico, envolvendo as suítes intrusivas Valsungana (Schulz *et al.* 1969), Guabiruba (Trainini *et at.* 1978) e São Pedro de Alcântara (Basei 1985); e tardi a pós-tectônica relacionadas com as suítes Plutono-Vulcânicas Subida e Pedras Grandes (Trainini *et al.* 1978).

Bitencourt *et al.* 2008 apresentam a estratigrafia do Batólito Florianópolis na região de Garopaba-Paulo Lopes, sul de Santa Catarina, e caracterizam três suítes: Paulo Lopes correlacionada com o magmatismo pós-colisional precoce do Cinturão Dom Feliciano, de afinidade cálcio-alcálica ou toleítica alto-K; Pedras Grandes de

afinidade meta-aluminosa da série alcalina-sódica, e Cambirela, que representa manifestações finais do magmatismo máfico e félsico do referido batólito.

2.2.2.2. Complexo Metamórfico Brusque

O cinturão de xisto no Estado de Santa Catarina, com aproximadamente 75 km de extensão e 45 km de largura, situa-se entre a Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó (Silva 1991) e a Zona de Cisalhamento Major Gercino. É representado por rochas metavulcanossedimentares entre fácies xisto verde a anfibolito, cujo principal episódio metamórfico ocorreu no Neoproterozoico (Basei *et al.* 2000). O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) faz contato ao norte com o Complexo Granulítico de Santa Catarina, a noroeste com as rochas vulcanossedimentares da Bacia de Itajaí, e ao sul e sudeste com o Batólito Florianópolis. É intrudido por rochas graníticas (leucogranitos) pós-tectônicas das suítes São João Batista (mais antiga), Valsungana e Nova Trento (mais jovens) (Passareli *et al.* 2010, Basei *et al.* 2010b).

O CMB foi submetido a pelo menos quatro episódios de deformação (Basei 1985, Phillip *et al.* 2004, Phillip & Campos 2010), sendo os dois primeiros (D_1 e D_2) relacionadas a um evento de colisão oblíqua (geração de estruturas dúcteis de baixo ângulo), e os dois posteriores (D_3 e D_4) relacionados a zonas de cisalhamento transcorrentes, com geração de estruturas rúptil-dúcteis (Phillip & Campos 2010). De acordo com Basei (1985), a fase D_1 estaria associada a uma tectônica tangencial, a fase D_2 (idade de 650 ± 50 Ma) seria responsável pela implantação da foliação S_2 , de direção NE-SW e vergência para NW, as fases D_2 e D_3 seriam relacionadas a esforços horizontais sinorogênicos, e a fase D_4 relacionada à reativação de lineamentos transcorrentes.

Phillip *et al.* (2004) propõe, com base na sequência sedimentar mapeada pelos autores, que a bacia se formou em ambiente de plataforma ou de bacias intracratônicas e que a existência de magmatismo bimodal, sem associações ofiolíticas, é característico de ambientes que evoluíram como rifts continentais, em ambiente intra-cratônico, sem o desenvolvimento de crosta oceânica.

2.2.2.3. Bacia de Itajaí

O cinturão de bacias de antepaís, em Santa Catarina, é representado pelos sedimentos siliciclásticos com intercalações de tufitos na Bacia de Itajaí. Este

cinturão apresenta direção alongada (NE-SW), e se limita ao norte com a Microplaca Luis Alves e ao sul com o Complexo Metamórfico Brusque, por intermédio da Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó. Na estratigrafia da bacia, da base para o topo, ocorrem conglomerados e arenitos de leques aluviais, arenitos sigmoidais de frente deltaica, conglomerados e arenitos de origem fluvial, ritmitos turbidíticos e pelitos de ambiente marinho profundo. As seqüências de rochas sedimentares mais jovens são cortadas por rochas ígneas da Formação Apiúnas (riolitos) e do Granito Subida (leucosienogranitos), os últimos registros de intrusões magmáticas após a deformação da bacia (Basei *et al.* 2008).

Os vários modelos tectônicos disponíveis classificam a Bacia de Itajaí como do tipo *rift* e de antepaís (Basei 1985), de retroarco (Gresse *et al.* 1996) ou periférica (Basei 2010a), como *rift* intracratônico (Silva 1987), molássica tardi-colisional (Soares 1988) ou como bacia transtensiva (Krebs *et al.* 1990). Rostirolla *et al.* 1992 classificaram-na como uma bacia de antepaís preenchida por um ciclo transgressivo-regressivo, representados pelas seqüências Gaspar na base, e Garcia no topo, respectivamente (Appi, 1991), admitindo a possibilidade de haver falhas normais relacionadas com a implantação da mesma. A análise estrutural das falhas transcorrentes, realizada por Krebs *et al.* (1990), indica como orientação principal a direção N50°-60°E, sendo N(35°-45°)E para as fraturas/falhas sintéticas, N(15°-25°)W para as fraturas/falhas antitéticas e N(05°-15°)E para as fraturas/falhas extensionais T.

A Bacia de Itajaí foi afetada por duas fases de deformação (Basei 1985, Basei 2010a) com orientações axiais distintas. A primeira de orientação NE-SW registrada em dobras, falhas inversas e empurrões com vergência tectônica para NW, e a segunda de direção N-S, que interferiu na primeira, e ambas as fases estão relacionadas com as fases de deformação principais que atingiram o Complexo Metamórfico Brusque (Basei 2010a).

De acordo com Basei (2010a) a idade de geração da Bacia de Itajaí, associada ao término da subducção da crosta oceânica é de cerca de 600 Ma., a partir de então, foram depositados os primeiros sedimentos, cessando a sedimentação aproximadamente à 560 Ma.

2.2.3. Principais Zonas de Cisalhamento do Escudo Catarinense

As principais estruturas tectônicas do Escudo Catarinense são as zonas de Cisalhamento Major Gercino e Itajaí Perimbó, descritas a seguir:

2.2.3.1. Zona de Cisalhamento Major Gercino

A Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), caracterizada inicialmente como Lineamento Major Gercino (Shultz *et al.* 1969), faz parte do Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro (Bitencourt 1996) ou Cinturão de Cisalhamento Atlântico (Machado & Endo 1994), que constitui uma descontinuidade em escala crustal, ativa nos estágios finais da Orogênese Brasileira (pós-colisional), de natureza transpressiva que controlou o magmatismo granítico Neoproterozoico nos escudos do RS, SC e no Uruguai (Bitencourt 1996). A sua movimentação foi caracterizada como transcorrente dextral, de caráter rúptil-dúctil (Bitencourt *et al.* 1989). Basei *et al.* 2005 denominam toda a extensão desta zona de cisalhamento (com cerca de 1.400 km), desde o Uruguai até o Estado de Santa Catarina, de Zona de Cisalhamento Sierra Ballena-Major Gercino.

A ZCMG, com largura mínima de 20 km, separa dois domínios geológicos distintos: o Batólito Florianópolis, ao sul, e o Complexo Metamórfico Brusque, ao norte. Cabe salientar que a ZCMG representa também um limite de *trends* estruturais: ao norte há o predomínio da direção NE, e ao sul, da direção NNE (Bitencourt *et al.* 2008, Jacques *et al.* 2010). Desenvolve-se sobre rochas granulíticas e metavulcanossedimentares, com geração de milonitos, ultramilonitos e filonitos (Bitencourt 1989). Passarelli & Basei (1995), com base em estudos de eixo-C de quartzo, em milonitos, concluem que, apesar da orientação cristalográfica indicar ambientes de temperaturas relativamente baixas, a alta taxa de deformação e a presença de água no sistema contribuíram para aumentar as condições de ductilidade.

Para Passarelli *et al.* 2010, o escape lateral tectônico ocorreu durante a formação do Gondwana, que, combinado com uma componente vertical, determinou o caráter de muitas zonas de sutura e, após a compressão, houve a instalação de esforços distensionais.

2.2.3.2. Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó

A Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó, de direção N45E, com aproximadamente 15 km de largura, corresponde ao limite tectônico entre os complexos Metamórfico Brusque e Granulítico de Santa Catarina. Apresenta padrão entrelaçado e foi caracterizada como uma estrutura dúctil-rúptil, com foliação milonítica sub-vertical de direção média NE-SW, de natureza transcorrente, que afeta rochas granulíticas e metavulcanossedimentares (Silva & Dias 1981, Silva 1991). Há autores que sugerem movimentação inversa para esta estrutura (Basei & Hawkesworth 1993), enquanto outros consideram as falhas transcorrentes mais novas, pois algumas vezes elas aparecem seccionando a falhas inversas (Rostirolla *et al.* 1992). Basei (1985) sugere idade de 708 Ma para as falhas inversas.

Rostirolla *et al.* (2003), com base em mapeamento de semi-detalhe, concluem que a Zona de Falha Perimbó sofreu uma complexa história de reativação polifásica tendo característica de falha associada à margem de placa no Proterozóico, e de falha intracratônica no Fanerozóico, sendo reativada principalmente no Permiano e Permo-triássico como falhas normais e transcorrentes (lateral esquerda), produzidas pela Orogenia La Ventana.

2.3. Bacia do Paraná

2.3.1 Introdução

Neste item são abordados aspectos litoestratigráficos, de estratigrafia de sequência e a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná, que são diretamente relacionados com o preenchimento da bacia.

Os primeiros estudos sobre a Bacia do Paraná foram realizados por pesquisadores nacionais e estrangeiros em missão do Governo Imperial Brasileiro, com o objetivo de estudar o carvão no sul do Brasil. O Relatório White (White 1908), como ficou conhecido, é o marco inicial desses estudos, cujas denominações das unidades litoestratigráficas, estabelecidas à época, pouco foram modificadas ao longo do tempo. Importantes contribuições regionais sobre a bacia são encontradas em Northfleet *et al.* (1969), Daemon & Quadros (1969), Schneider *et al.* (1974), Soares *et al.* (1978), Almeida (1980), Fulfaro *et al.* (1982), Zalán *et al.* (1990), Milani

(1997, 2004), Zalán (2004), Milani & Ramos (1998), Milani *et al.* (1998, 2007), dentre outros.

A primeira referência sobre “Sequência” foi utilizada por Sloss *et al.* (1949), que mais tarde foi adotada por Vail *et al.* (1977) e definida como “...uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados e limitada, no topo e na base, por discordâncias ou suas conformidades correlatas...”. Baseando-se em estudos tectônicos, de eustasia e de sedimentologia, Vail *et al.* (1991) estabeleceram as seguintes ordens de magnitudes para as sequências ou ciclos sedimentares: Primeira ordem (maiores do que 50 Ma.); Segunda ordem (entre 50 e 3 Ma); Terceira ordem (entre 3 Ma e 500.000 anos); Quarta ordem (entre 500.000 e 80.000 anos); Quinta ordem (entre 80.000 e 30.000 anos); e Sexta ordem (entre 30.000 e 10.000 anos).

2.3.2 Evolução Estratigráfica e Sedimentar

De acordo com Milani (1997 e 2004) e Milani *et al.* (1998, 2007), o arcabouço estratigráfico da bacia é constituído por seis unidades paleoestratigráficas de segunda ordem, correspondentes às fases tectono-sedimentares, sendo que as três primeiras correlacionam-se com grandes ciclos transgressivos-regressivos de oscilação do nível do mar no Paleozoico, e as três últimas, com sedimentos de origem continental e rochas ígneas associadas (Milani *et al.* 2007). As supersequências (Figura 2.3) são: Ivaí (Ordoviciano até Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero até Eotriássico), Gondwana II (Mesotriássico até Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico até Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) (Figura 2.4).

O início do processo de sedimentação ocorreu no Neo-Ordoviciano (450 Ma), a partir da primeira subsidência importante da bacia, prosseguiu sua história de subsidência, sedimentação e erosão até o Neocretáceo, com o acúmulo de uma sucessão superior a 5.000 metros de sedimentos (Milani e Ramos 1998). A acumulação de sedimentos dos grupos Rio Ivaí e Paraná ocorreu em ambiente de golfo com conexão do Oceano Panthalassa (Milani, 2004). A Sequência Gondwana I iniciou-se com restrição marinha devido ao soerguimento de arcos causados por tectônica compressional ao longo da margem gondwânica (Milani *et al.* 1998). As supersequências posteriores formaram-se em ambiente terrestre sem conexão com

o Panthalassa. Os sedimentos iniciais, que estão associados à fase *rift*, correspondem aos sedimentos transgressivos da Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano ao Siluriano), a qual é constituída pelo Grupo Rio Ivaí (Assine *et al.* 1994), que contém três formações: Alto Garças, Iapó e Vila Maria. Ao Grupo Ivaí estão associadas rochas ígneas (basalto Três Lagoas), que de acordo com Milani & Ramos (1998), são relacionadas a uma tectônica sinsedimentar do mecanismo de rifteamento há época de implantação da bacia.

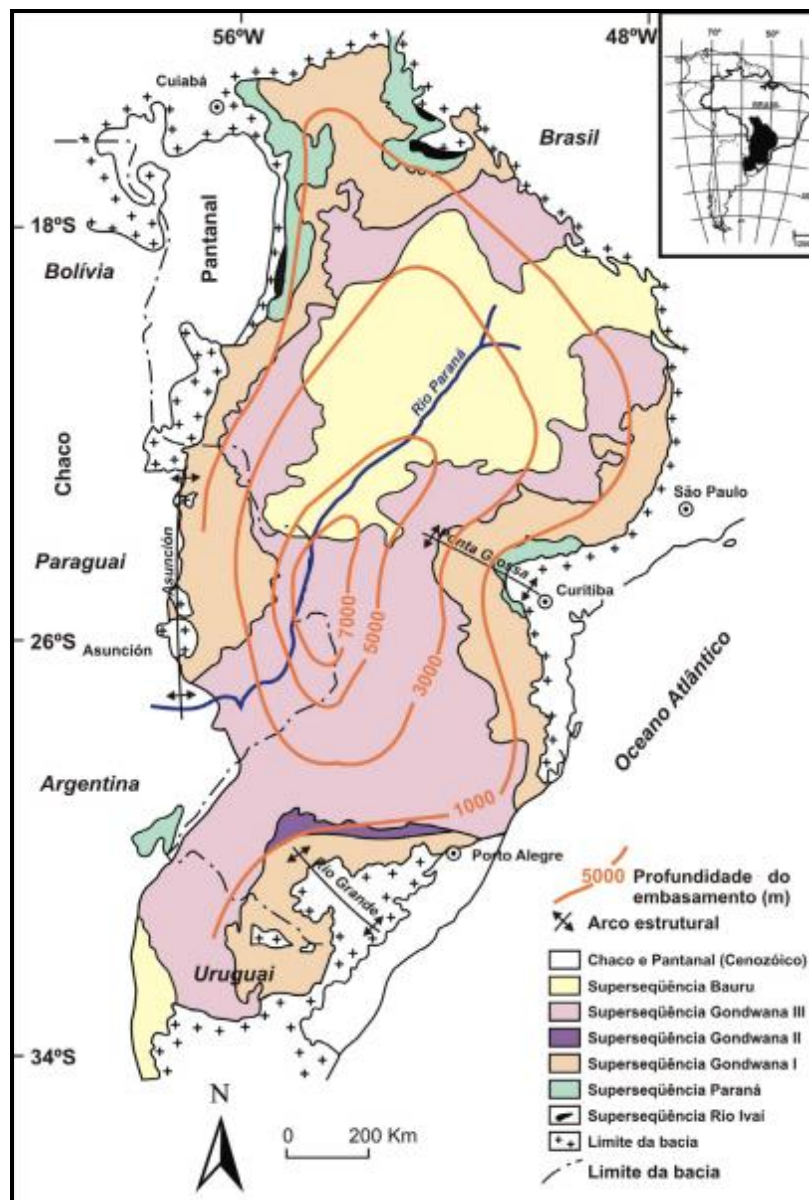


Figura 2.3. Limite da Bacia do Paraná com a profundidade do embasamento e as supersequências (Extraído de Milani, 1997).

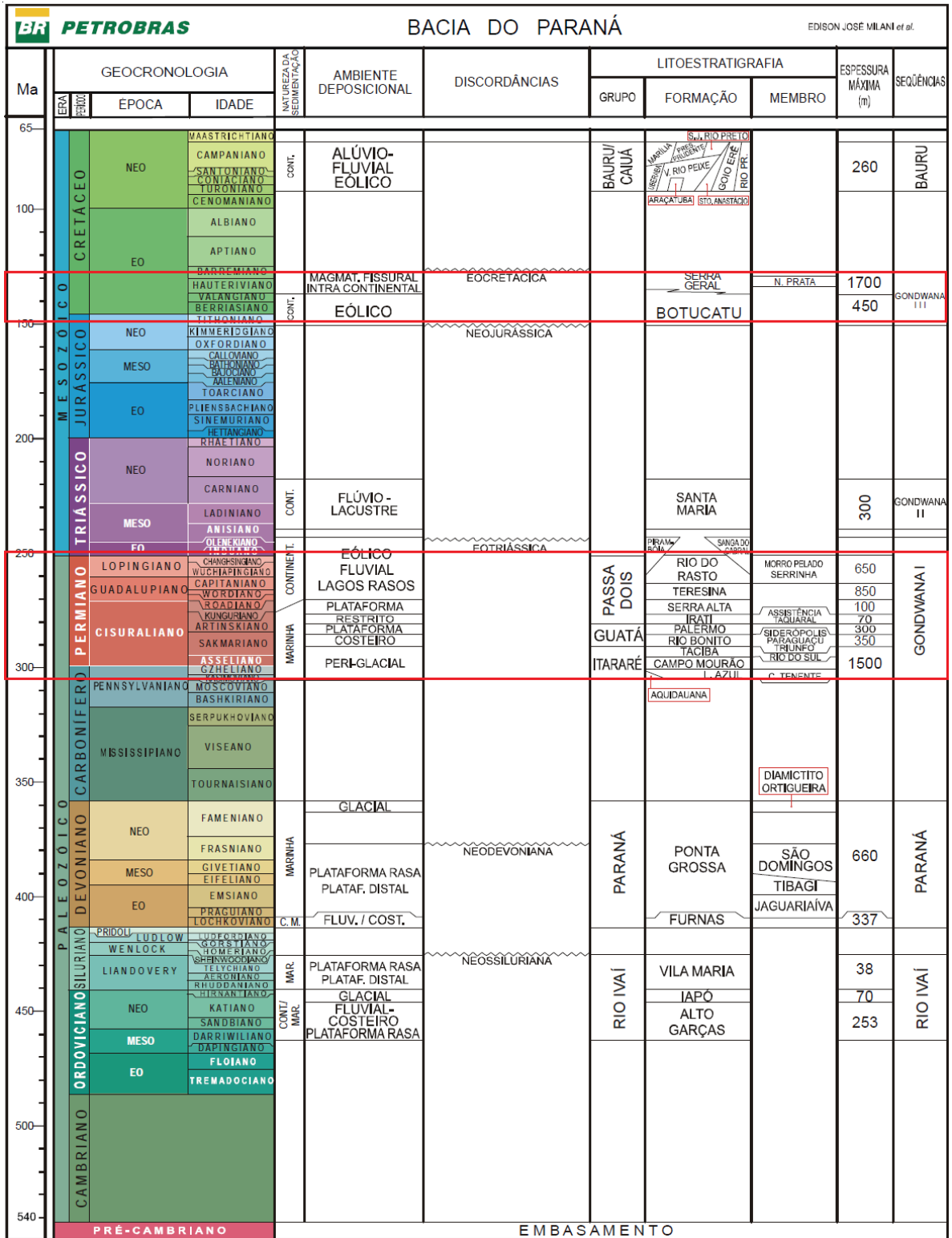


Figura 2.4. Carta cronoestratigráfica da Bacia do Paraná (Extraído de Milani *et al.* 2007). Em destaque as unidades presentes na área de estudos.

A Supersequência Paraná, cuja sedimentação ocorreu no Devoniano, é representada pelo Grupo Paraná (Lange & Petri 1967) que contém as formações

Furnas (arenosa) e Ponta Grossa (pelítica) (Petri 1948). Apresenta discordância erosiva na base e no topo do pacote sedimentar. Possui espessura máxima de 800 metros (Lange & Petri 1967, Milani *et al.* 2007) e é sobreposta ao Grupo Rio Ivaí ou assenta-se diretamente no embasamento da bacia. O ambiente de sedimentação da Formação Furnas, embora controverso, para alguns autores é marinho (Lange & Petri 1967, Bigarella 1973, Petri 2006), para outros é fluvial (Zálan *et al.* 1987, Assine *et al.* 1994), ou ainda fluvial, no início, e marinho raso, no final (Lobato & Borghi 2005). O mapa de isópacas da Formação Ponta Grossa apresentado em Northfleet *et al.* (1969), mostra dois depocentros: Alto Garças ao norte e Apucarana ao sul, separados pelo Alto de Três Lagoas e Arco de Campo Grande. Milani *et al.* (1998) interpretam estes depocentros como sendo áreas de máxima preservação sedimentar do Devoniano, pois existe continuidade litológica entre os dois lados, e atribui sua geração a processos erosionais ocorridos no Carbonífero.

A Supersequência Gondwana I engloba pacotes sedimentares depositados entre o Neocarbonífero e o Eotriássico, com espessura máxima de aproximadamente 2.500 metros, sendo subdividida em três grupos: Itararé na base, Guatá na parte intermediária e Passa Dois no topo. A subdivisão destas unidades não é uniforme no âmbito da bacia e, de acordo com Almeida (1980), estas variações (verticais e horizontais) de litofácies estão associadas às atividades tectônicas (Carbonífero Superior até o Permiano) que provocaram a reativação de estruturas positivas (Arco de Ponta Grossa, Flexura de Goiânia e o Arco de Assunção), e geraram uma gama de paleoambientes, que variavam de continental a marinho. Segundo o autor, o Arco de Ponta Grossa, a partir do Carbonífero Superior, subdividiu a bacia em duas: a de São Paulo e a de Santa Catarina. O Grupo Itararé (Permocarbonífero), de origem glacial, aflora nas bordas sudeste e noroeste da bacia. Em São Paulo, foram realizadas várias tentativas de subdivisão, porém não prosperaram. Em Santa Catarina, Schneider *et al.* (1974) propuseram a sua subdivisão nas formações Campo do Tenente (base), Mafra e Rio do Sul (topo). A Formação Aquidauana é o seu equivalente estratigráfico no setor noroeste da bacia até o centro do Estado de São Paulo (França & Potter 1988, Milani *et al.* 2007). A Formação Rio Bonito (base do Grupo Guatá) é constituída na base por depósitos aluvionares (Membro Triunfo), sobrepostos por arenitos, argilitos e folhelhos (Membro Paraguaçu), de ambiente marinho transgressivo, ocorrendo no topo

arenitos com folhelhos carbonosos (Membro Siderópolis) e desenvolvimento local de carvão (Schneider *et al.* 1974). A Formação Palermo (topo do Grupo Guatá) contém siltitos e siltitos arenosos de ambiente transgressivo, depositados sob condições de águas rasas abaixo do nível de ação das ondas (Schneider *et al.* 1974), ou sob influência de ondas e marés (Aborage & Lopes 1986), ou ainda em ambiente de inundação marinha (Severiano Ribeiro 1993). O Grupo Passa Dois é constituído pelas formações Irati (base), Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (topo). Este grupo marca uma mudança na evolução da bacia, com o seu fechamento em relação à circulação de águas entre a sinéclise e o Oceano Panthalassa, desenvolvendo um ambiente hipersalino com deposição de carbonatos e evaporitos ao norte e folhelhos ao sul (Milani *et al.* 2007). A Formação Irati consiste de folhelhos escuros associados com calcários, sendo subdividida no Estado de São Paulo nos membros Taquaral na base (folhelhos e siltitos), e Assistência no topo (folhelhos pirobetuminosos e calcários) (Schneider *et al.* 1974). O ambiente deposicional é considerado marinho de águas rasas e calmas. A Formação Serra Alta contém argilitos, folhelhos e siltitos, depositados em ambiente marinho de águas calmas abaixo do nível das ações das ondas. A Formação Teresina, com alternância de folhelhos, siltitos e arenitos, foi depositada sob condições de águas mais rasas. A Formação Rio do Rasto, dividida nos membros Serrinha (base) e Morro Pelado (topo), foi depositada na transição para ambiente continental, particularmente deltaico (Gama Jr. 1979, Warren *et al.* 2008). Na porção centro-sul de Santa Catarina são descritos contatos transicionais na base com a Formação Teresina e, no topo, com a Formação Piramboia (Warren *et al.* 2008). Em São Paulo, Goiás e Mato Grosso, o seu correspondente estratigráfico indiviso é a Formação Corumbataí. A Supersequência Gondwana I finaliza com os sedimentos da Formação Rio do Rasto em, posteriormente, com os sedimentos de dunas eólicas da Formação Sanga do Cabral no Rio Grande do Sul e com os sedimentos arenosos depositados em ambiente eólico e subordinadamente fluvial da Formação Piramboia na parte norte da bacia (Milani *et al.* 1998; Warren *et al.* 2008). De acordo com Almeida (1980) a reativação do Arco de Ponta Grossa no Permiano inferior-médio foi muito importante e subdividiu a bacia no Triássico em duas sub-bacias, conforme mencionado anteriormente, a do norte onde foi depositada a Formação Piramboia (ambiente

fluvial e de planície de inundação); e a do sul onde foi depositada a Formação Santa Maria.

A Supersequência Gondwana II, representada pela Formação Santa Maria, ocorre somente no Rio Grande do Sul. Foi depositada em ambiente terrestre fluvial-lacustre e possui contato discordante com a Formação Rio do Rasto. De acordo com Milani *et al.* (1998), do Mesotriássico até o Neotriássico, a margem sul do continente Gondwana foi afetada pela Orogenia Cabos - La Ventana (De Wit & Ransome 1992), resultando na formação de grábens e transcorrências ao longo de lineamentos preexistentes. Os autores concluem que provavelmente os sedimentos da Formação Santa Maria ficaram confinados em um destes grábens localizados na região sul, enquanto que nas outras regiões da bacia os sedimentos sofreram erosão. Por isso, a abrangência restrita dos registros sedimentares da Supersequência Gondwana II.

A Supersequência Gondwana III é constituída pelas formações Botucatu (origem eólica, Almeida 1954) e Serra Geral (rochas vulcânicas), de idades cretácicas. Ambas as formações fazem parte do Grupo São Bento, de White (1908). A Formação Serra Geral encontra-se sobreposta à Formação Botucatu ou sobre o embasamento cristalino da Faixa Brasília, pois as rochas deste evento vulcânico extrapolam os limites da bacia. São também incluídos nela, os enxames de diques do Arco de Ponta Grossa, além de inúmeras ocorrências na costa sul e sudeste do Brasil, e nas bacias marginais (bacias *offshore*) e na costa oeste africana (Machado *et al.* 2009).

O volume gerado pelo magmatismo da Bacia do Paraná em conjunto com o da Bacia Etendeka (Namíbia) excede a 800.000 km³ (Peate & Hawkeswrth 1996), sendo assim considerada uma das grandes LIPs (*Large Igneous Provinces*) existentes no mundo. De acordo com Melfi *et al.* (1988), cerca de 90% das lavas da Bacia do Paraná são de basalto toleítico, 7% de andesitos toleíticos e 3% de riolitos e riolitos. Os autores classificam as rochas ácidas em dois grupos: Tipo Palmas e Tipo Chapecó. O primeiro grupo ocorre principalmente no Rio Grande do Sul e, subordinadamente, em Santa Catarina. O segundo grupo ocorre em São Paulo, Paraná, e, também, associado ao Tipo Palmas no Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Estudos geoquímicos realizados por Bellieni *et al.* (1993), Piccirillo e Melfi (1988), Nardy (1995), dentre outros, mostraram dois grupos distintos de basaltos toleíticos: um alto titânio (ATi, TiO₂ > 2%), e outro com baixo titânio (BTi, TiO₂ <

2%). Os primeiros localizam-se preferencialmente a norte da província (norte do Lineamento do Rio Piquiri), e os últimos, a sul (sul do Lineamento do Rio Uruguai). Na região central da província ocorrem os dois tipos (entre os lineamentos do Rio Piquiri e do Rio Uruguai). Peate *et al.* (1992), com base em dados geoquímicos, dividiram a Província Magmática do Paraná em seis tipos distintos: Urubici, Pitanga, Paranapanema, Gramado, Esmeralda e Ribeira. Os três primeiros são alto-Ti, e os três últimos, baixo-Ti. Datações recentes de U-Pb (SHRIMP) em zircão de quatro amostras (basaltos, quartzo latitos e riodacitos), localizadas ao sul do Lineamento do Rio Piquiri, realizadas por Pinto *et al.* (2011) indicam idades ao redor de 135 Ma, e sugerem que a duração do magmatismo foi de 1 Ma. Este dados modificaram substancialmente a interpretação anterior, baseada em dados radiométricos menos robustos (K-Ar, Rb-Sr e Ar-Ar), que consideravam um intervalo de cerca de 30 Ma e propunham uma migração do magmatismo de norte para sul (Rocha-Campos *et al.* 1988, Stewart *et al.* 1996, Ernesto *et al.* 1999).

O Grupo Bauru representa os sedimentos depositados em discordância erosiva sobre os basaltos da Formação Serra Geral. Ocorre nos estados de São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais e Goiás, sendo delimitado ao leste pela Serra do Mar, a nordeste pelo Alto de Paranaíba, a oeste pelo Arco de Assunção, ao sul pelo Arco de Ponta Grossa e ao norte pela Antéclise de Rondonópolis. Para Fernandes & Coimbra (1996), o Grupo Bauru faz parte de uma nova bacia denominada de Bacia Bauru, tendo como substrato as rochas ígneas Mesozoicas da Bacia do Paraná. Em geral, a fonte destes sedimentos era proveniente do norte, nordeste e leste, e foram transportados para o oeste e sudoeste, por processos fluviais e eólicos (Soares *et al.* 1980). Fernandes (1988) reconhece na bacia, três direções estruturais importantes: NW, NE e E-W. Dados do IPT (1979) relacionaram direções de estruturas rúpteis com diferentes unidades estratigráficas, sendo as fraturas de direção NW, ENE e NE mais frequentes em basaltos, e as de direção NW e NNW em rochas do Neocretáceo.

Riccomini (1997) considera que a atuação, desde a fase tardia do magmatismo Serra Geral, dos esforços de um sistema binário distal E-W provocou o deslocamento de estruturas regionais, sendo este o principal motivo de geração da bacia. Também reconhece na Bacia Bauru dois regimes transcorrentes superpostos, pós-sedimentares, na qual o último corresponde à atividade neotectônica de

amplitude regional. O primeiro com s_1 E-W horizontal e s_3 N-S horizontal e o segundo com s_1 N-S horizontal e s_3 E-W horizontal.

2.3.3 Evolução Tectônica

A Figura 2.5 mostra os limites da bacia são circundados por faixas de dobramentos. A região noroeste faz fronteira com metassedimentos da Faixa de Dobramentos Paraguai, do final do Proterozoico, cujo metamorfismo aumenta de intensidade para o S-SE. A região nordeste faz contato com metassedimentos do Grupo Araxá e rochas relacionadas ao Ciclo Uruaçuano (1.200 e 1.100 Ma), todos da Província Tocantins. A região sudeste é limitada por rochas dos sistemas Ribeira e Dom Feliciano do Ciclo Brasileiro.

De acordo com Cordani *et al.* (1984), as estruturas Brasileiras que influenciaram a forma atual da bacia são os arcos da Canastra (ou Flexura de Goiânia), de Assunção, Pampeano e Martin Garcia. Existe consenso de que a evolução da Bacia do Paraná foi influenciada pelas estruturas do Ciclo Brasileiro e mais tarde pela abertura do Atlântico Sul. Porém a origem das estruturas que controlaram a sedimentação inicial da bacia é um tema ainda em discussão.

Segundo Fulfaro *et al.* (1982), a subsidência inicial da bacia foi relacionada a *rifts* abortados (aulacógenos) de direção NW-SE, que possibilitaram a sua implantação. Para Soares (1991), esta subsidência foi relacionada com a flexura litosférica e formação de grábens. Por outro lado, Zalán *et al.* (1990) relacionam a subsidência inicial ao resfriamento ao final do Ciclo Brasileiro, que produziu um estiramento crustal e permitiu a sedimentação da bacia.

Para Milani (1997), a subsidência inicial está ligada à uma tectônica transtensiva, relacionada à geração de um sistema de *rifts* de direção próxima de NE-SW, implantado sobre um embasamento cratônico, a partir da reativação de estruturas preexistentes. Estas reativações estariam relacionadas à Orogenia Oclóyca do Neo-Ordoviciano.

Milani & Ramos (1998) comparam a distribuição das unidades estratigráficas fanerozoicas do oeste da América do sul e do leste da América do Norte (Sloss 1963) e concluem que, não houve sincronismo entre os ciclos transgressivos-regressivos (sequência de Sloss), razão pela qual o conceito pode ser aplicado somente na América do Norte. Segundo os autores, os períodos de subsidência da

Bacia do Paraná foram correlacionados com os eventos orogênicos ocorridos no domínio sul-ocidental do Gondwana, em particular no trecho que atualmente corresponde à borda andina da América do Sul. Este trecho se comportou, durante praticamente todo o Fanerozoico, como um domínio de convergência entre o bloco siálico e a litosfera oceânica do Panthalassa, onde uma série de terrenos alóctones alcançou essa região e aglutinou-se à margem do referido continente. Estes terrenos estão relacionados a uma sucessão de orogenias que marcaram a história Fanerozoica da região, a saber: Orogenia Oclóyca (Meso a Neo-Ordoviciano), Orogenia Precordilheirana (Eodevoniano), Orogenia Chânica (Eocarbonífero) e Orogenia Sanrafaélica (Neopermiano).

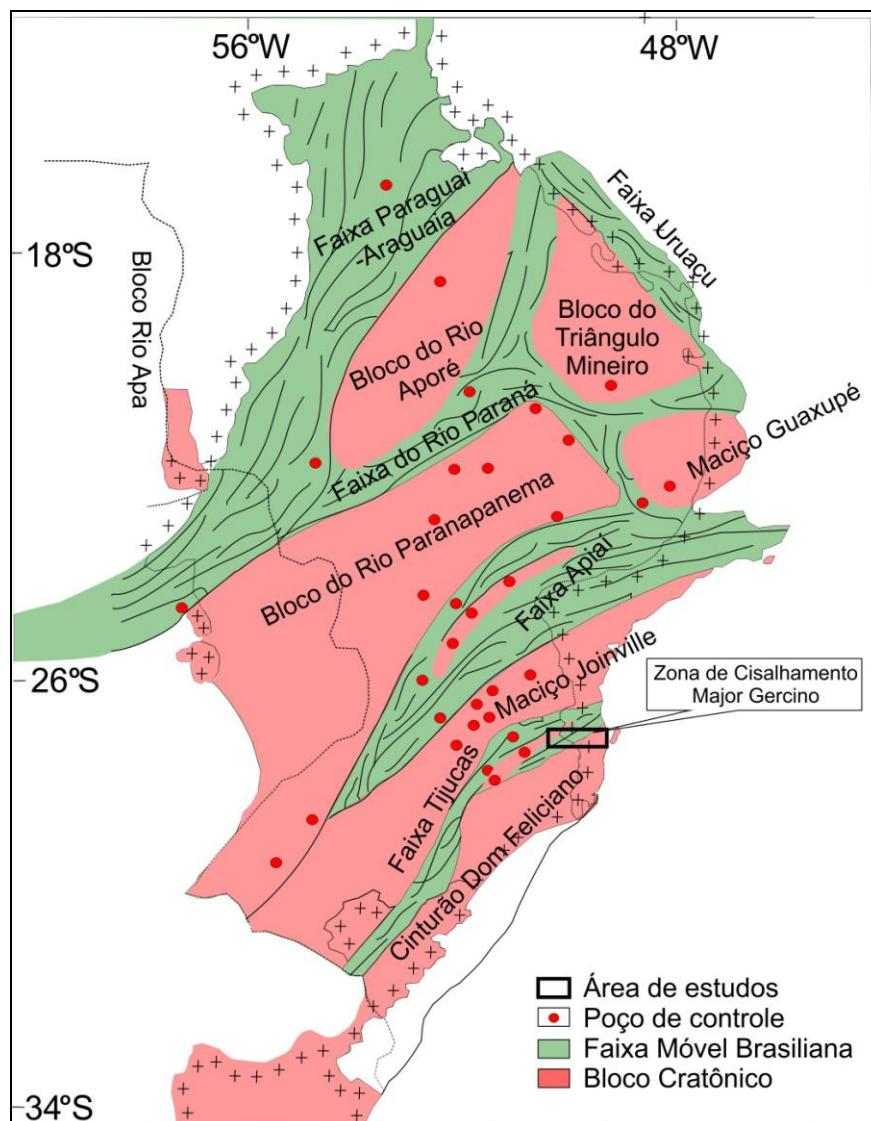


Figura 2.5. Arcabouço tectônico do embasamento da Bacia do Paraná, baseado em dados geológicos, litológicos de poços e geofísicos (Modificado de Milani 1997).

Zalán *et al.* (1990) propõem que a Bacia do Paraná é o produto final da superposição de três diferentes bacias, separadas por discordâncias, que representam três fases distintas de subsidência. A primeira fase (Siluro-Devoniana) seria o resultado do peso dos sedimentos depositados no início da bacia, aliado ao contínuo resfriamento da litosfera, devido ao término da Orogênese Brasileira. Esta primeira bacia encerraria seu ciclo de sedimentação com o soerguimento do Arco de Assunção causado pela Orogenia Eoherciniana. O segundo evento de subsidência (Permo-Carbonífero) seria o resultado da sobrecarga de sedimentos glaciais (Grupo Itararé) associados a uma fase de reativação distensional. Esta segunda bacia encerraria sua sedimentação com a Orogenia Finherciniana. A terceira e última subsidência da bacia (Neojurássico-Eocretáceo) estaria relacionada ao peso das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

O trabalho de modelagem termomecânica da Bacia do Paraná, realizado por Quintas *et al.* (1997), mostra que as maiores taxas de subsidência da bacia ocorreram em três eventos: o primeiro evento distensivo (440 Ma), marca a fase inicial da bacia; o segundo evento distensivo, no Permiano (296 Ma), é maior do que o primeiro; e o terceiro evento distensivo, no Jurássico (144 Ma), estaria relacionado com o magmatismo da Formação Serra Geral

O rifteamento do Oceano Atlântico Sul no Mesozoico (reativação Wealdeniana ou Sul-Atlantiana) foi responsável pela reativação de muitas estruturas no território brasileiro, incluindo a reestruturação de bacias e criação de outras novas (interiores e exteriores) (Almeida 1986, 2000; Piccirillo *et al.* 1990, Renne *et al.* 1992; Bizzi *et al.* 2003, entre outros). A ruptura continental teria sido causada pela fusão parcial gerada por uma pluma mantélica (Tristão da Cunha), que no Mesozoico estaria situada sob a Plataforma Sul Americana (Morgan 1981; O'Connor & Duncan 1990). Os efeitos do estiramento litosférico e da ascensão da pluma, causados pela anomalia termal, condicionaram atividade ígnea distensional, com geração de volume expressivo de basaltos toleíticos, subordinadamente andesitos, dacitos e riocititos (Rostirrolla *et al.* 2000).

Segundo Castro *et al.* (2003), a região do Arco de Ponta Grossa seria o braço abortado da junção tríplice causada pela pluma de Tristão da Cunha, que não evoluiu para uma bacia sedimentar, mas serviu de conduto para ascensão das lavas da Formação Serra Geral. Estes sistemas de *rift* NW e NE constituem falhas

profundas que alimentaram enxames de diques em ambas as direções. Em geral, os diques de direção NW localizam-se preferencialmente na região do Arco de Ponta Grossa e os diques de direção NE são associados a Serra do Mar (estados de São Paulo e Rio de Janeiro).

Almeida (1983) subdivide a Reativação Wealdeniana em três estágios: o primeiro, correspondente à fase *rift*, de idade triássica-jurássica, que gerou a estrutura negativa alongada que mais tarde viria a ser ocupada pela Bacia de Santos; o segundo estágio, relacionado à fase oceânica, e o terceiro (no Cenozoico), associado ao desenvolvimento das bacias tafrogênicas costeiras no sudeste brasileiro e ao vulcanismo alcalino.

Zalán *et al.* (1991) destacam no arcabouço estrutural da bacia três direções estruturais preferenciais: N45-65W, N50-70E e E-W. Segundo os autores, as orientações NW e NE são as mais antigas, e foram originadas a partir da reativação de zonas de fraqueza presentes no embasamento da bacia, recorrentemente ativas durante o Fanerozóico. Estas zonas de fraqueza influenciaram fortemente a paleogeografia, a sedimentação e distribuição de fácies na bacia, bem como o desenvolvimento de estruturas tectono-sedimentares ou mesmo de estruturas de liquefação relacionadas a sismos, a exemplo do que tem sido descrito na Formação Corumbataí no Estado de São Paulo (Riccomini *et al.* 1992 e 2005). Os lineamentos E-W foram desenvolvidos durante a separação do Gondwana, ativos, portanto, a partir do Triássico, assim como muitas das falhas com orientação NW, enquanto àquelas de direção NE teriam permanecido inativas (Zalán *et al.* 1987). A Figura 2.6, extraída de Zalán *et al.* (1991), ilustra o padrão das principais estruturas tectônicas lineares da Bacia do Paraná.

Soares *et al.* (2007) comparam os lineamentos traçados por diversos autores e diferentes fontes de dados (SRTM, LANDSAT, Magnetometria e gravimetria) na Bacia do Paraná e concluem que há um alto índice de concordância para as direções N45±15E e N45±15W.

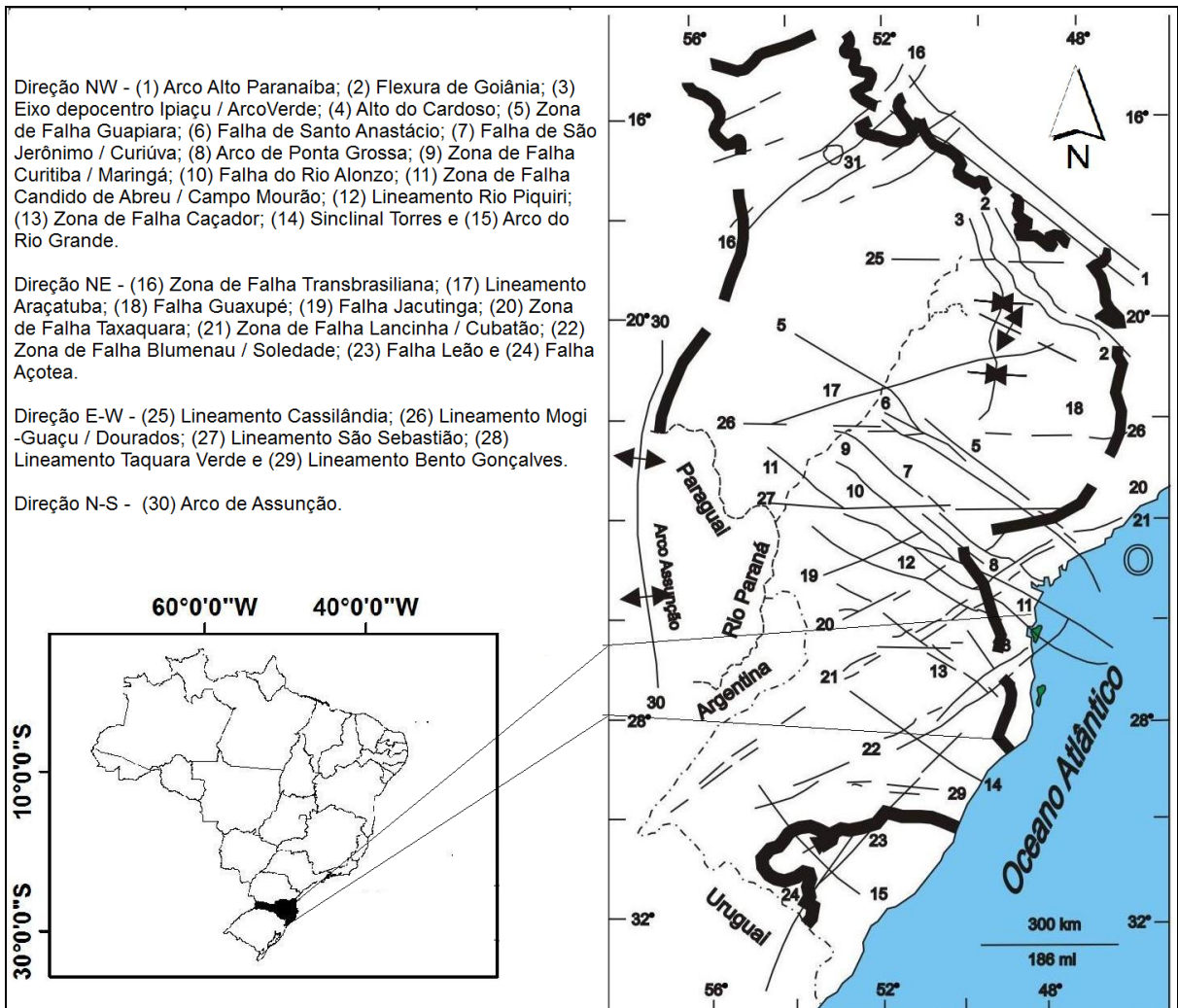


Figura 2.6. Principais estruturas tectônicas lineares da Bacia do Paraná (Extraído de Zalán *et al.* 1991) subdivididas em direções preferenciais.

As estruturas de orientação NW foram reativadas no Eocretáceo e preenchidas por diques de diabásio, a exemplo do Arco de Ponta Grossa (Strugale *et al.* 2007), enquanto as estruturas de orientação NE, na região do Domo de Lages, em SC, encontram-se associadas a falhas transcorrentes sinistrais e dextrais (Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010). Alguns autores consideram as transcorrências sinistrais como sendo mais antigas, Permotriássicas, enquanto que as transcorrências dextrais seriam mais recentes, relacionadas ao Eocretáceo, sendo preenchidas por corpos ígneos intrusivos e extrusivos da Formação Serra Geral (Rostirolla *et al.* 2000, Machado & Rostirolla 2005, Mezzomo & Rostirolla 2005).

Há referências (Zalán *et al.* 1990, Riccomini *et al.* 1991, Riccomini 1995, Riccomini 1997, Rostirolla *et al.* 2000, Roldan 2007) da existência de tectônica transcorrente que afeta as sucessões estratigráficas da bacia, sendo inclusive

responsáveis pela geração e deformação de estruturas dômicas ou altos estruturais, presentes principalmente nas suas bordas, com idade entre o final do Cretáceo e início do Terciário.

Strugale *et al.* (2007) caracterizam dois eventos deformacionais rúpteis que afetaram o Arco de Ponta Grossa e ambos foram relacionados à abertura do Atlântico. O primeiro evento (D_1), de natureza extensional, foi responsável pelo controle de intrusões de diques eocretácicos do arco e também pelo soerguimento da sua parte central como blocos de falhas “tipo tesoura”, de direção NW-SE. O segundo evento (D_2), de natureza transtracional, reativou as paredes dos diques e produziu bandas de deformações em arenitos.

2.4. Rochas Alcalinas

Almeida (1983) estudou as relações tectônicas das rochas alcalinas com a "Reativação Wealdeniana", processo diastrófico de idade juro-cretácica que reativou antigos falhamentos e levou ao surgimento de blocos de falha, soerguimento de arcos, abatimento de bacias costeiras e subsidência da Bacia do Paraná. O autor salienta que as rochas alcalinas de Santa Catarina situam-se entre o Arco de Ponta Grossa e o Sinclinal de Torres, cujos movimentos opostos deram ensejo ao desenvolvimento ou à reativação de fraturas profundas, de direção NW, que propiciaram a ocorrência destas intrusões alcalinas.

Siga Jr. *et al.* (2007) associa o condicionamento tectônico dos grandes complexos alcalinos, como por exemplo, os de Jacupiranga (SP) e Juquiá (SP) ao Lineamento Guapiara, fortemente influenciados pela tectônica NW-SE do Arco de Ponta Grossa, embora o Complexo Alcalino de Anitápolis não mostre qualquer controle estrutural mais evidente. Este complexo acha-se encaixado em rochas do Escudo Catarinense, sul da área de estudos. A intrusão das rochas alcalinas (Anitápolis) no Escudo Catarinense apresenta duas direções preferenciais de lineamentos estruturais, uma aproximadamente N-S, representando os de maior extensão e outra de direção N60°E (Rodrigues 1985).

O Domo de Lages é uma estrutura alongada (eixo maior NW-SE), de idade Neocretácica, inserida na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina, que apresenta na sua parte central, rochas sedimentares mais antigas (grupos Itararé, Guatá e Passa Dois) e mais jovens na periferia da estrutura (formações Piramboia e

Serra Geral, segundo Scheibe 1986, Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010). Os corpos alcalinos ocorrem nas porções orientais do domo e são agrupados no “Distrito Alcalino de Lages”. De acordo com Scheibe (1986), as rochas alcalinas da região do domo podem ser descritas como: alcalinas leucocráticas (fonolitos, analcima traquitos e nefelina sienitos) e alcalinas ultrabásicas (olivina melilitos e lamprófiros, geralmente na forma de diques). Também estão associados a este magmatismo alcalino, carbonatitos (carbonatito da Fazenda Varela), kimberlitos (kimberlito “Janjão”) e brechas de chaminé. As idades obtidas por Scheibe *et al.* (1985) e Scheibe (1986) em rochas alcalinas do Domo de Lages pelo método K/Ar forneceram idades entre 63 Ma e 78 Ma; e pelo método Rb/Sr o valor de idade isocrônica obtido foi de 81 ± 8 Ma. Roldan (2007) descreve pela primeira vez a presença de falhas transcorrentes que afetaram as rochas alcalinas associadas ao Domo de Lages e apresenta o seguinte modelo evolutivo para a região: (1) esforços distensivos NW-SE no fim do Cretáceo e geração de falhas normais de direção NE-SW; (2) esforços compressivos NE-SW contemporâneos ao magmatismo alcalino, à estruturação do Domo de Lages e à geração de falhas transcorrentes destrais (NNE-SSW e NE-SW) e sinistrais E-W; (3) erosão e denudação do domo e remoção de camadas acima da cota atual de 1200m; (4) período de estabilidade tectônica e aplainamento de toda a região e geração de uma paleossuperfície que hoje se encontra nesta cota; (5) desenvolvimento de falhas normais NW-SE no Mioceno, geração do lineamento do Rio Canoas, inversão da drenagem principal para o interior do continente e início da dissecação da superfície aplainada e, (6) segue-se nova extensão na direção NW-SE, com geração de falhas normais NE-SW, e reativação das falhas transcorrentes.

Comin-Chiaramonti *et al.* (2002) consideram o Complexo Alcalino de Anitápolis contemporâneo ao magmatismo toleítico da Bacia do Paraná e propõem um modelo de geração em dois estágios: um inicial com rifteamento, antes da separação América do Sul – África, no Cretáceo Inferior (~132 Ma), e outro tardio, no Cretáceo Superior (~72 Ma), correspondente ao estágio mais avançado da separação América do Sul – África, estágio em que foi gerado o Domo de Lages

Em trabalho apresentado sobre o magmatismo alcalino na região centro-sudeste da Plataforma Brasileira, Riccomini *et al.* (2005a) concluem que as províncias alcalinas estudadas têm controle tectônico, relacionados às zonas de

falhas extensionais próximas das bordas atuais de bacias sedimentares. É o caso do Complexo Alcalino de Anitápolis, classificado na Província do Arco de Ponta Grossa e das rochas de Lages incluídas na Província Serra do Mar. A primeira teria relação com o rift inicial de abertura do Atlântico e, a segunda, com a evolução do Oceano Atlântico, em ambiente de margem passiva.

Reis & Tomazzoli (2010), a partir de estudos de neotectônica com uso de imagens de sensoriamento remoto de alta resolução espacial, na Serra do Tabuleiro (Escudo Catarinense), concluem que os lineamentos de direções próximas a E-W, se prolongam em direção aos maciços alcalinos de Anitápolis e Lages. Indicam que essas intrusões podem estar geneticamente relacionadas ao Lineamento de Florianópolis, conforme inicialmente proposto por Asmus (1978).

Jelinek *et al.* (2003), ao realizarem estudos de traço de fissão em apatitas no distrito fluorítico de Santa Catarina, identificaram um evento termo-tectônico, com idade ao redor de 70 Ma, associado ao Lineamento Florianópolis, que coincide com a idade do Domo de Lages. Idade similar (\pm 62 Ma) foi obtida pela mesma metodologia, por Garcia (2006), em uma amostra de dique de Lamprófiro do Domo de Lages.

Capítulo 3 - Desenvolvimento e principais resultados

3.1. Introdução

Este capítulo compreende o resumo de cada artigo publicado, submetido ou preparado para submissão. Também apresenta os principais resultados de cada artigo. Nos apêndices são apresentados os artigos na íntegra com a exposição das metodologias, ferramentas utilizadas, discussões e conclusões de cada técnica ou metodologia aplicada nos dados da área de estudos. É subdividida em seções, cujo título refere-se principalmente à metodologia utilizada. A ordem de apresentação destes resumos, principais resultados e conseqüentemente dos artigos nos apêndices é por escala espacial, iniciando-se pela escala regional, com a utilização de dados aeromagnéticos (espaçamento do *grid* de 500 metros), depois pela escala de sensores remotos (resolução espacial de 90 a 30 metros), dados de campo (escalas meso e macroscópica) e finalizando com a escala de microtomografia (escala microscópica, resolução espacial de 20 μ m). Desta forma a ordem apresentada é:

- Geofísica (Apêndice A, artigo submetido ao Brazilian Journal of Geology) – *Magnetometric alignments at the eastern edge of the Paraná Basin in Santa Catarina, Brazil*;
- Imagens Landsat e SRTM (Apêndice B, artigo publicado na revista Pesquisa em Geociências, da UFRGS) – Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens Landsat e SRTM;
- Comparação dos dados obtidos por imagens Landsat e SRTM (Apêndice C, artigo publicado nos Anais da Academia Brasileira de Ciências) – *A comparison for a multiscale study of structural lineaments in southern Brazil: LANDSAT-7 ETM⁺ and shaded relief images from SRTM3-DEM*;
- Morfometria (Apêndice D, artigo submetido à revista *Geomorphology*) - *Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil*;

- Transcorrências nas rochas alcalinas (Apêndice E, artigo publicado na Revista Brasileira de Geociências) – Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina;
- Transcorrências nas rochas da Formação Serra Geral (Apêndice F, artigo a ser submetido) - Análise estrutural da Formação Serra Geral na porção centro-sul do Estado de Santa Catarina, Brasil;
- Transcorrências no Escudo Catarinense (Apêndice G, artigo a ser submetido) - Tectônica transcorrente Mesozoica/Cenozoica no escudo catarinense: análise estrutural mesoscópica;
- Microtomografia (Apêndice H, artigo submetido ao *Journal of Structural Geology - The use of microtomography in structural geology: a new methodology to analyse fault faces*).

3.2. Geofísica

A análise de alinhamentos magnetométricos na borda leste da Bacia do Paraná, na porção centro-sul do Estado de Santa Catarina, mostra um padrão principal de direção NE-SW e secundariamente NNE-SSW, e referem-se às estruturas presentes no embasamento da bacia. As estruturas NNE localizam-se ao sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino e as estruturas NE, ao norte. Estes dados evidenciam que o padrão estrutural NE-SW do Escudo Catarinense, presente nas zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó e na Faixa Tijucas (Complexo Metamórfico Brusque), prolonga-se claramente sob as rochas sedimentares e ígneas da Bacia do Paraná. Dentre os produtos obtidos por processamento de dados geofísicos neste trabalho, o que propiciou a melhor definição e realce das estruturas magnéticas foi o ISA_GHT, porém o grande espaçamento de voo do Projeto Bacia do Paraná (7 km) dificultou a identificação de estruturas de menor dimensão (menor expressão regional), como as estruturas N-S e E-W. Tais direções estruturais foram evidenciadas a partir da interpretação das imagens SRTM e de estudos de estruturas rúpteis no campo.

3.2.1. Principais Resultados

- Os alinhamentos magnetométricos evidenciam um padrão estrutural NE-SW do Escudo Catarinense, presente nas zonas de cisalhamento Major Gercino e

Itajaí-Perimbó e na Faixa Tijucas (Complexo Metamórfico Brusque), que se prolonga no substrato da Bacia do Paraná;

- Tais alinhamentos magnetométricos, somados aos dados de campo, corroboram com o modelo de um 'rifte central' de direção NE-SW (Milani 1997), responsável pela implantação tectônica da Bacia do Paraná;
- A variação das direções NE a NNE, identificadas na parte leste da área de estudos, pode ser interpretada pela influência do padrão anastomosado das estruturas do embasamento, presentes no Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, como exemplificado pelas zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó;
- As estruturas NW-SE, N-S e E-W, deformadoras da bacia, são provavelmente mais rasas, pois foram evidenciadas apenas nas imagens (SRTM, escala 1: 500.000) e em dados de *campo*;
- O método de realce dos dados geofísicos ISA_GHT foi o que apresentou a melhor definição dos alinhamentos magnéticos.

3.3. Imagens Landsat e SRTM

Este trabalho apresenta o estudo de lineamentos estruturais de uma porção da borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina e do Escudo Catarinense. A área engloba rochas da Formação Serra Geral, da Sequência Gondwânica e rochas pré-cambrianas do referido escudo. Os lineamentos estruturais foram interpretados a partir da análise digital de imagens do satélite LANDSAT e de imagens de relevo sombreado, geradas a partir do Projeto SRTM, com o uso de técnicas de geoprocessamento. Os dados obtidos a partir das imagens LANDSAT e do projeto SRTM se mostraram eficazes na identificação de lineamentos rúpteis nas escalas 1: 100.000 e 1: 500.000. A aplicação desta metodologia mostra que as direções dos lineamentos estruturais, separados por tipos litológicos, são dependentes das imagens utilizadas de cada sensor, e que os diagramas de roseta obtidos a partir das imagens do Projeto SRTM não seguem o mesmo padrão de acordo com a escala adotada. A integração dos resultados obtidos (LANDSAT e SRTM) mostra três padrões principais de orientações: NW-SE, NS \pm 5° e NE-SW. Os compartimentos estudados não apresentam diferença significativa entre as escalas analisadas, com exceção da Formação Serra Geral que, na escala 1: 100.000,

destaca a direção NE-SW. Os lineamentos do Escudo Catarinense, na escala 1: 500.000, exibem direções preferenciais $NS \pm 5^\circ$. No Paleozoico (Sequência Gondwânica) e Mesozoico (Fm. Serra Geral), as estruturas estão orientadas preferencialmente NW-SE e, secundariamente, $NS \pm 5^\circ$. Próximo ao Domo de Lages, onde ocorrem os grupos Itararé e Guatá, foram identificados poucos lineamentos. Na escala 1: 100.000, os compartimentos investigados apresentam, em geral, lineamentos com intensidade e densidade mais homogêneas, sugerindo ser esta escala a mais adequada para identificação das estruturas rasas.

3.3.1. Principais Resultados

- Os dados obtidos a partir do Projeto SRTM proporcionaram maior diversidade de direções de lineamentos estruturais do que as imagens LANDSAT;
- As imagens em escala 1: 500.000 destacam estruturas mais profundas da crosta, enquanto as imagens na escala 1: 100.000 destacam estruturas mais rasas;
- Uma limitação das imagens Landsat é a dependência do azimute solar que afeta o realce das estruturas perpendiculares à iluminação solar;
- Foi possível definir os seguintes padrões de direções preferenciais: Escudo Catarinense - $N-S \pm 5^\circ$ e, secundariamente, NNE-SSW; Sequência Gondwânica da Bacia do Paraná - NW-SE e, secundariamente, $N-S \pm 5^\circ$ e Formação Serra Geral - NE-SW e NW-SE.

3.4. Comparação das Imagens Landsat e SRTM

Este artigo apresenta a comparação, por meio da estatística descritiva, de lineamentos de estruturas rúpteis obtidas manualmente sobre imagens Landsat e de relevo sombreado do SRTM 3 MDE, nas escalas 1: 100.000 e 1: 500.000. A área selecionada localiza-se no sul do Brasil e engloba rochas do pré-cambriano e unidades estratigráficas da Bacia do Paraná. A aplicação desta metodologia demonstra que a interpretação visual depende do tipo de imagem do sensor remoto. O resultado da estatística descritiva, obtido para os lineamentos extraídos das imagens, não apresenta o mesmo padrão em função da escala adotada. A principal direção encontrada nas rochas do Proterozoico, em ambas as imagens, na escala 1: 500.000, é próxima de $NS \pm 10$, enquanto que na escala 1: 100.000 a direção N45E foi obtida

nas imagens de relevo sombreado do SRTM 3 MDE, e a direção N10W, nas imagens Landsat.

Rochas sedimentares Paleozoicas mostraram os melhores resultados para ambas as imagens e escalas (N50W). Por outro lado, as rochas ígneas Mesozoicas mostraram as maiores diferenças, realçando as estruturas NE nas imagens SRTM 3 MDE, e as estruturas NW nas imagens Landsat. A frequência acumulada demonstrou alta similaridade entre os produtos de cada tipo de imagem, independente da escala, indicando que podem ser utilizadas em estudos multiescalares. Entretanto, as maiores diferenças foram encontradas quando comparados os dados obtidos pelas imagens sombreadas do SRTM 3 MDE e imagens Landsat na escala 1: 100.000.

3.4.1. Principais Resultados

- A análise estatística dos lineamentos extraídos de diferentes produtos (Landsat e SRTM) mostrou dois resultados diferentes, em função da escala adotada. Para escalas menores (1: 500.000), os dados obtidos pertencem a uma mesma população e, para escalas maiores (1: 100.000), tais dados pertencem a populações diferentes;
- Os dados de lineamentos obtidos a partir de um mesmo produto (Landsat ou SRTM) são independentes da escala adotada, sugerindo a utilização de um mesmo produto em estudos multiescala;
- Recomenda-se o uso de imagens SRTM em estudos de escalas menores (1: 500.000) e de escalas maiores (1: 100.000).

3.5. Morfometria

A evolução neotectônica da borda leste da Bacia do Paraná no Estado de Santa Catarina é apresentada com base em dados de campo e análises morfométricas detalhadas ao longo de uma seção leste-oeste. A análise incluiu a geração de mapas de isobase, de gradientes hidráulicos, hipsometria, incisão de bacias hidrográficas, assimetria de drenagem e características morfológicas anômalas. Todos os mapas forneceram resultados concordantes com os dados de campo e permitiram definir falhas com direções próximas de N-S e E-W, ambas provavelmente existentes na sucessão estratigráfica da Bacia do Paraná e no arcabouço do seu substrato. As falhas N-S foram relacionados a um campo de

tensões de compressão subhorizontal com SH_{max} próximo de EW e SH_{min} em torno de N-S, também subhorizontal, estabelecendo assim um contexto tectônico de estruturas desenvolvidas em regime transpressivo. O campo de compressão foi atribuído à subducção da placa de Nazca sob a placa sul-americana, enquanto o componente transcorrente foi instalado ao longo de estruturas E-W preexistentes, quando o Oceano Atlântico estava se abrindo.

3.5.1. Principais Resultados

- Os mapas de isobase e de gradiente hidráulico sugerem a reativação de estruturas N-S ($\pm 10^\circ$), atribuídas à compressão E-W e relacionadas com a subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana;
- Feições geomorfológicas (bacias suspensas, quebra acentuada de drenagem, drenagem interrompida e altos estruturais), identificadas nos mapas topográficos, foram visitadas e comprovadas no campo, com 37% delas sendo relacionadas às estruturas de direção ENE, e 31%, às estruturas NNE;
- A análise do Índice-T das bacias assimétricas da área de estudo mostrou-se compatível com um regime compressivo E-W, conforme sugerido pela migração de W para E das drenagens de segunda ordem;
- A técnica da integral hipsométrica mostrou a correlação das bacias mais novas com o padrão estrutural N-S ($\pm 30^\circ$);
- Os dados apresentados sugerem um campo de tensão máximo com SH_{max} próximo de E-W e SH_{min} próximo de N-S, resultante do campo de tensão atuante na borda oeste da Placa Sul-Americana.

3.6. Transcorrências nas rochas alcalinas

Este trabalho apresenta o estudo multiescala dos lineamentos estruturais que afetam as rochas alcalinas associadas ao Domo de Lages, situado na borda Leste da Bacia do Paraná, em Santa Catarina. Foram analisadas imagens de satélite (Landsat-TM) e do projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), e realizados estudos estruturais em pedreiras de rochas alcalinas do referido domo. Os resultados obtidos mostram acentuada correlação entre os fotolineamentos extraídos das imagens e as falhas analisadas nas pedreiras, com destaque para as direções N-S (NNE a NNW) e E-W (ENE a ESE) e, secundariamente, NE e NW.

Estas estruturas são relacionadas, em grande parte, com a reativação de descontinuidades do embasamento. As duas primeiras direções correspondem às falhas transcorrentes dextral e sinistral, respectivamente. A formação destas estruturas é compatível com um campo de tensão com eixo principal máximo (σ_1) orientado ao redor de NE-SW, cuja idade situa-se entre Eocretáceo e o Terciário.

3.6.1. Principais Resultados

- A análise dos fotoloteamentos obtidos a partir das imagens integradas (Landsat-TM e SRTM) permitiu identificar estruturas principais ao redor de N-S (NNE a NNW) e, secundárias, com direções NE e NW;
- A análise dos dados de campo evidenciou falhas transcorrentes sinistrais (ENE a ESE) e dextrais (NNW a NNE), que são compatíveis com um evento compressivo com eixo de tensão principal máximo (σ_1) orientado ao redor de NE-SW;
- Estas estruturas são compatíveis com um evento de deformação com idade entre o Neocretáceo e o Terciário, que poderia ter sido também responsável pela estruturação do Domo de Lages.

3.7. Transcorrências nas rochas da Formação Serra Geral

A análise estrutural (geométrica e cinemática) realizada em pedreiras de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral na porção centro-sul do Planalto Catarinense evidenciou várias direções de falhas transcorrentes (puras e oblíquas), que foram agrupadas em três eventos principais: o primeiro evento com eixo de tensão principal máximo (σ_1) orientado ao redor de N-S, o segundo evento, orientado ao redor de NE-SW, e o terceiro evento, orientado na direção próxima de E-W. O primeiro evento possui idade entre o Cretáceo Inferior e Superior, o segundo evento, entre o fim do Cretáceo e início do Terciário (Paleógeno), e o terceiro evento, com idade do Neógeno. Este último evento possui campo de tensão principal máximo (σ_1) com a mesma orientação do *stress* atual submetido à borda leste da Placa Sul-Americana.

3.7.1. Principais Resultados

- Foram reconhecidos dois tipos de transcorrências: transcorrência pura (com caimento entre 1° a 15°) e transcorrência oblíqua (com caimento entre 16° a 75°);
- A análise dos dados de campo permitiu identificar três campos de tensão com idade pós Formação Serra Geral: o primeiro com eixo de tensão principal máximo (σ_1) orientado ao redor de N-S, o segundo, orientado próximo à NE-SW, e o terceiro com eixo de tensão principal máximo (σ_1) na direção próxima de E-W;
- Com base na análise estrutural (geométrica e cinemática) dos afloramentos e com o apoio dos dados disponíveis na literatura (Arco de Ponta Grossa, Bacia de Curitiba, Complexo Atuba e Domo de Lages) foi possível definir, neste trabalho, três campos de tensões (com a seguinte ordem cronológica): o primeiro evento com orientação N-S, de idade entre o Cretáceo Inferior e Superior, o segundo evento com orientação NE-SW, de idade do fim do Cretáceo e início do Terciário (Paleógeno), e o terceiro evento com orientação E-W, do Neógeno, compatível com o *stress* E-W a WNW-ESE submetido à crosta superior da borda leste da Placa Sul-Americana.

3.8. Transcorrências no Escudo Catarinense

A análise estrutural (geométrica e cinemática) de estruturas rúpteis (juntas e falhas) e indicadores cinemáticos (estrias e crescimento mineral) em rochas pré-cambrianas do Escudo Catarinense evidenciaram quatro direções principais de falhas: NE-SW, NW-SE e ao redor de N-S e de E-W. São falhas de alto e médio ângulo, de componentes direcionais a levemente oblíquos, dextral (NE e NNE) e sinistral (NW, NNW e E-W), com algumas destas direções de falhas mostrando evidências de reativações como falhas normais. As transcorrências dextrais ao redor de N-S e sinistrais próximas de E-W, mais antigas, são explicadas por um campo de tensão orientado aproximadamente NE-SW. Enquanto que as transcorrências dextrais NE-SW e sinistrais NW-SE, mais novas, são compatíveis com um campo de tensão com orientação ao redor de E-W, induzido pelo deslocamento da Placa Sul-Americana para oeste. Considera-se o evento mais antigo com idade entre o fim do

Cretáceo e o início do Terciário, e o evento mais novo com idade entre o Neógeno e o Paleógeno.

3.8.1. Principais Resultados

- Foram identificadas quatro orientações principais de falhas, desenvolvidas em regime de deformação rúptil, a saber: NE-SW, NW-SE, N-S (NNE a NNW) e E-W (ENE a ESE). São falhas de alto e médio ângulo, de componente direcional a levemente oblíquo, dextral (NE e NNE) e sinistral (NW, NNW e E-W), com algumas destas direções de falhas mostrando também evidências de reativação como falhas normais;
- As idades sugeridas para estas estruturas foram, em grande parte, baseadas na correlação com as estruturas rúpteis estudadas nas regiões sul e sudeste do Brasil, incluindo os estudos realizados neste trabalho. O evento mais antigo (Neocretáceo-Paleógeno) apresenta eixo de tensão principal máximo (σ_1) orientado ao redor da direção NE-SW, que foi responsável pela geração de falhas transcorrentes dextrais NNE e sinistrais ao redor de E-W (entre ENE a ESE). O evento mais novo (Neógeno) sugere um eixo de tensão principal máximo (σ_1) orientado ao redor de E-W, que foi responsável pela geração das transcorrências NE (dextral) e NW (sinistral).

3.9. Microtomografia

3.9.1. Introdução

Esta seção faz referência especial à utilização de imagens obtidas por microtomografia computadorizada em 14 amostras orientadas da área de estudo. A técnica utilizada é apresentada no Apêndice H desta tese, referente ao artigo “*The use of microtomography in structural geology: a new methodology to analyse fault faces*” que foi submetido ao *Journal of Structural Geology* (carta de submissão no Anexo C). O artigo apresenta o desenvolvimento e uso de uma nova metodologia aplicada ao estudo de falhas. No artigo, como exemplo, foram discutidas apenas três amostras, enquanto que nesta seção são apresentadas e discutidas as 14 amostras estudadas, de modo a contribuir para o estudo das estruturas rúpteis da borda leste da Bacia do Paraná, no Estado de Santa Catarina, bem como espera-se que os

exemplos discutidos possam ser úteis para aqueles que tenham interesse no uso dessa técnica.

3.9.2. Amostras

Foram coletadas quatorze amostras orientadas, que foram assim classificadas: seis amostras de rochas com idade cretácica (basaltos e rochas alcalinas), uma amostra do Paleozoico (siltito) e sete amostras de rochas pré-cambrianas (gnaisses e granitos do Escudo Catarinense). Todas as amostras possuem uma face com falha vertical/subvertical e presença de estrias que puderam ser observadas em microescala. A amostra número 1 (basalto) foi analisada de duas maneiras: uma com cobertura mineral (1M) e outra sem cobertura mineral (1R). Como resultado, foram geradas quinze análises.

3.9.3. Resultados

Para a família de falhas NW, foram consideradas duas variáveis: uma com cobertura mineral e outra sem cobertura. No primeiro caso (com cobertura mineral), de idade mais jovem (1M), há uma direção de estrias com o sentido de movimento para oeste, sugerindo movimento transcorrente sinistral. No caso do basalto, sem cobertura mineral, de idade mais antiga (1R), foram observadas duas direções de estrias: uma para oeste (transcorrente sinistral) e outra para noroeste (transpressão). Portanto, dois movimentos cinemáticos foram registrados no basalto relacionado com as falhas de direção NW: um mais antigo, relacionado com a transpressão, e outro mais jovem, relacionado com a transcorrência sinistral. As fraturas secundárias observadas são relacionadas com fraturas de Riedel do tipo R (Petit 1987), e têm o mesmo sentido de movimentação do bloco perdido. Saliente-se para esta amostra que, para o mesmo sentido de movimento relacionado com a transcorrência sinistral, a média dos ângulos de fraturas R para a superfície sem cobertura mineral (1R) é de 20°, enquanto que a média para a amostra com cobertura mineral (1M) é 30°.

O resultado da análise da superfície baseada no perfil de cada estria para todas as amostras é apresentado na Tabela 3.1. A maioria das amostras apresenta fraturas secundárias de Riedel do tipo R e a média de ângulos varia de 20° a 40°. Fraturas secundárias do tipo T, que apresentam valores angulares maiores do que 40°, foram encontradas nas seguintes amostras: no granito (amostra 4) pertencente

à família de falhas NNW, no gnaiss (amostra 6) relativo à família de falhas NW, no granito (amostra 8) da família de falhas NNE, no granito (amostra 9) da família de falhas NE, e no siltito (amostra 10) da família de falhas NE.

Com o objetivo de determinar se as amostras, com seus respectivos planos de falhas, representam ou não a população de um mesmo evento tectônico, foi realizada a análise estatística, cuja representação do resultado encontra-se na Figura 3.1. A família de falhas NW apresenta duas populações: uma representada pela amostra 1, de basalto do Cretáceo (Formação Serra Geral), sem cobertura mineral (1R) e com cobertura mineral (1M), e outra população representada por duas amostras do Pré-cambriano (gnaisse, amostra 6, e metassedimento, amostra 12). A família de falhas NNW apresenta as melhores correlações entre rochas de diferentes idades, uma alcalina do Cretáceo Superior (amostra 2) e duas amostras do Pré-cambriano (amostras 4 e 5), sugerindo que elas pertencem à mesma população. A família de falhas NNE mostra duas populações: uma para a amostra 3, de rocha alcalina cretácica (similar aos resultados de falhas NNW), e outra de rochas pré-cambrianas (amostras 8 e 11). As amostras de falhas NE (amostras 7, 9, 10 e 14) sugerem fazer parte da mesma população, apesar de serem amostras de diferentes tipos e idades (granito do Pré-cambriano, siltito do Paleozóico e basalto do Cretáceo).

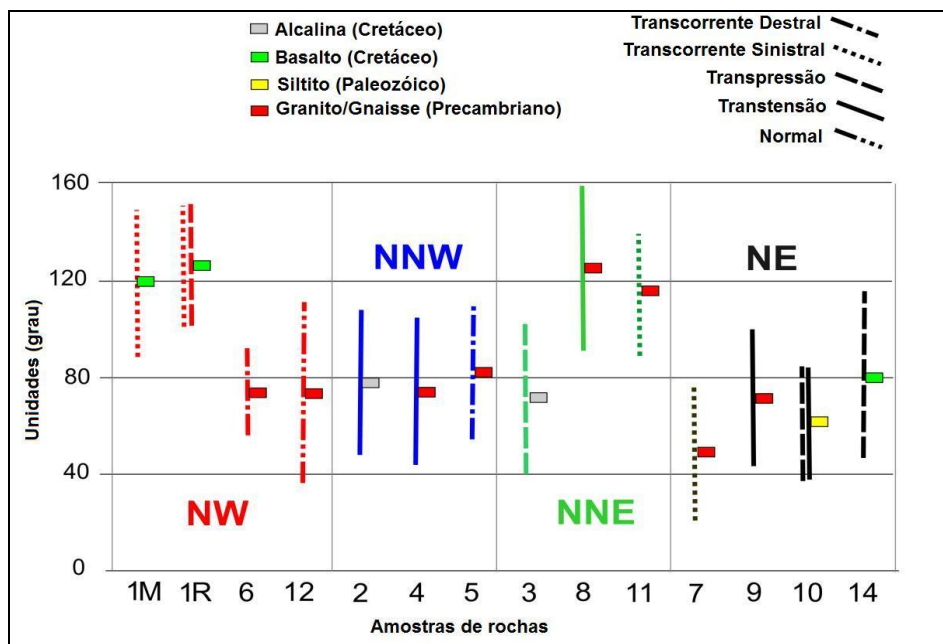


Figura 3.1. Representação geral dos lineamentos extraídos da análise de micro estrutura das amostras, baseado na moda e desvio padrão circular.

Tabela 3.1. Classificação das amostras de acordo com as fraturas secundárias, ângulo médio e suas respectivas cinemáticas.

Amostra	Rocha/Idade	Família de falha	Morfo-estrutura	Ângulo Médio (°)	Estrutura secundária	Falha
1M	Basalto/Cretáceo	NW	Estria	32	R	Transcorrente Sinistral
1R	Basalto/Cretáceo	NW	Estria A	22	R	Transcorrente Sinistral
			Estria B	24	R	Transpressão
2	Alcalina/Cretáceo	NNW	Estria	23	R	Transtração
3	Alcalina/Cretáceo	NNE	Estria	22	R	Transpressão
4	Granito/Pré-cambriano	NNW	Estria	39	R/T	Transtração
5	Metassedimento/Pré-cambriano	NNW	Estria	18	R	Transcorrente Destral
6	Gnaise/Pré-cambriano	NW	Estria	33	R/T	Transcorrente Destral
7	Granito/Pré-cambriano	NE	Estria	24	R	Transcorrente Sinistral
8	Granito/Pré-cambriano	NNE	Estria	28	R/T	Transtração
9	Granito/Pré-cambriano	NE	Estria	31	R/T	Transtração
10	Siltito/Paleozoico	NE	Estria A	29	R/T	Transtração
			Estria B	38	R/T	Transpressão
			Estria C	32	R/T	Transtração
11	Metassedimento/Pré-cambriano	NNE	Estria A	36	R	Transcorrente Sinistral
12	Metassedimento/Pré-cambriano	NW	Estria	20	R	Normal
13	Basalto/Cretáceo	E-W	Estria A	15	R	Transtração
14	Basalto/Cretáceo	NE	Estria	28	R	Transpressão

3.9.4. Discussão

As rochas alcalinas (amostras 2 e 3), representando as famílias de falhas NNW e NNE (próximas de NS), respectivamente, apresentam diferentes sentidos de movimento. A família de falhas NNW registra regime de deformação transtracional, enquanto que a NNE mostra regime transpressional. O evento transcorrente, que afetou as rochas alcalinas no Domo de Lages, é amplamente citado na literatura (Roldan *et al.* 2010, Machado *et al.* 2012, Jacques *et al.* 2012), porém os regimes transtrativo e transpressivo não são claramente apresentados pelos autores. Strugale *et al.* (2007) definiram dois eventos deformacionais na região do Arco de Ponta Grossa, sendo que o último (D₂), do Eocretáceo/Terciário, é caracterizado

como desenvolvido em regime transtracional. Roldan (2007) relacionou o encaixe do Rio Canoas na direção NW (próximo ao Domo de Lages) a um evento extensional do Mioceno.

O resultado apresentado na Figura 3.1, relacionado com as superfícies de falhas NNW, sugere que estas estruturas representam a mesma população e, provavelmente, as estruturas lineares existentes nestas fácies de falhas, foram geradas durante ou após a colocação das rochas alcalinas, cuja idade (K/Ar, Rb/Sr e Ar/Ar) é próxima de 72 Ma (Scheibe *et al.* 1985, Machado & Teixeira 2008). A amostra 3 de rocha alcalina, relacionada com a família de falhas NNE, também tem o mesmo padrão de estruturas lineares e pode ser relacionada com o mesmo evento tectônico da amostra 2 (família de falhas NNW), pois ambas são próximas de N-S. Foi observada, em um afloramento de rocha alcalina, uma estrutura em flor positiva relacionada com a família de falhas N-S, bem como falhas transcorrentes destrais NNW, transcorrentes sinistrais NE e normais E-W (Figura 3.2). A amostra 3 (transpressão) pode estar relacionada com a estrutura em flor positiva, enquanto a amostra 2 (transtração) pode ser explicada em um regime de deformação com a partição da deformação.

As amostras de basalto (plano de falha da família NW) com cobertura mineral (1M) sugere movimento transcorrente sinistral e sem cobertura mineral (1R), sugere duas cinemáticas: uma relacionada com falha em regime transpressivo e outra com falha em regime transcorrente, com cinemática sinistral. A primeira sugere ser mais antiga do que a última. As estrias com indicação de sentido para oeste (movimento transcorrente sinistral) são associadas com estruturas secundárias do tipo R de Riedel, que apresentam ângulos médios $\sim 20^\circ$ (amostra 1R) e $\sim 30^\circ$ (amostra 1M). Esta diferença angular de 10° , entre as duas estruturas, pode ser interpretada como resultado da refração das estruturas secundárias na rocha.

A componente transpressiva, registrada no plano de falha NE do basalto (amostra 14), e a similaridade das direções dos lineamentos (estrias) obtidos nas amostras 2 e 3 de rochas alcalinas (Figura 3.1) sugerem que estas estrias podem ter sido geradas em um mesmo evento tectônico, provavelmente associado com a geração da estrutura em flor positiva de direção N-S, descrita anteriormente.

A amostra 13, cujas estrias revelam movimento em regime transtrativo, é um dique de basalto (direção E-W) intrusivo em rochas sedimentares, onde ocorre uma

estrutura em flor negativa (Figura 3.3). Esta relação sugere que, na época de colocação do dique, o eixo principal de tensão máxima (σ_1) era próximo da direção E-W, permitindo a intrusão de material ígneo ao longo de fraturas T.

A amostra de siltito do Paleozoico (amostra 10) apresentou três direções diferentes de estrias (Figura 3.4), relacionadas com regimes transpressivo e transtrativo, porém não foi possível determinar a cronologia entre eles e relacioná-los a um evento tectônico.

A evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná tem sido associada a eventos orogênicos que ocorreram na margem ativa do continente Gondwana, e suas fases orogênicas tem sido relacionadas a ciclos (seis) de máxima subsidência da bacia (Milani 1997, Milani & Ramos 1998). Quintas *et al.* (1997) concluíram que a Bacia do Paraná foi afetada por três taxas de subsidência maiores relacionadas a eventos extensionais: o primeiro evento, no Devoniano/Siluriano (440 Ma), marcou a fase inicial da bacia, o segundo evento, no Permiano Inferior (296 Ma), teve maior magnitude do que o primeiro, e o terceiro evento (144 Ma) seria relacionada com o rifteamento que gerou o Oceano Atlântico.

Para as rochas pré-cambrianas (amostras 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11 e 12) foram identificados apenas o sentido dos movimentos, porém a sua cronologia não pode ser estabelecida.

A Figura 3.4 apresenta um quadro tectônico sinótico definido neste trabalho e destaca as principais direções de falhas que afetam as rochas pré-cambrianas do Escudo Catarinense, a sequência Paleozoica, da Bacia do Paraná, as vulcânicas da Formação Serra Geral e as rochas alcalinas. O padrão estrutural NE foi desenvolvido principalmente durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro, cuja reativação influenciou a geração de flexuras e altos estruturais na bacia (Almeida 1986, 1987; Zalán *et al.* 1987, 1990).

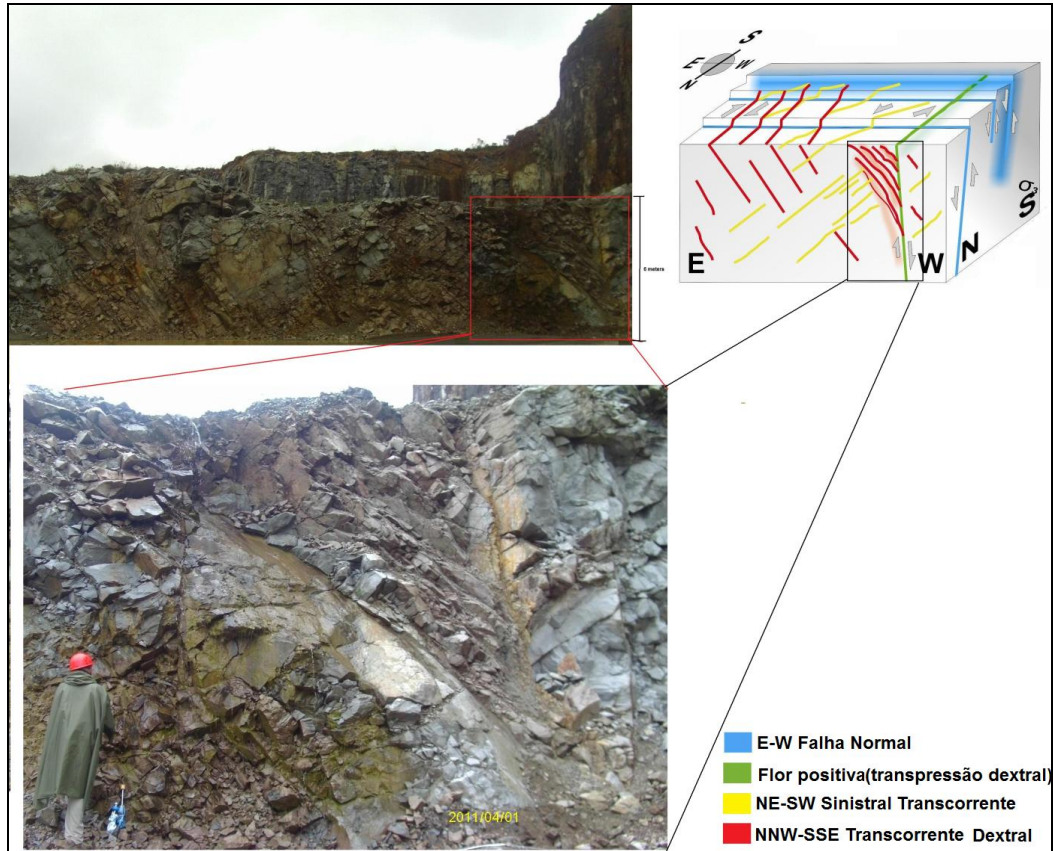


Figura 3.2. Estrutura em flor positiva na pedreira de rocha alcalina e o bloco-diagrama mostrando as famílias de falhas .



Figura 3.3. Estrutura em flor negativa afetando unidade sedimentar da Bacia do Paraná e associada com a intrusão de um dique de diabásio (canto superior direito da foto).

Legenda	NE	NW	NNW	NNE	E-W
			Transtração	Transpressão	
Alcalinas	Transpressão	Transcorrente S			Transtração
Basaltos		Transpressão			
Siltito	Transtração				
Embasamento	Transpressão				
	Transtração				
S - sinistral	Transtração	Transcorrente D	Transtração	Transtração	
D - destal	Transcorrente S	Normal	Transcorrente D	Transcorrente S	

Figura 3.4. Quadro sinótico dos dados estruturais/tectônicos obtidos com o uso da microtomografia. Não há ordem cronológica entre o mesmo tipo litológico.

De acordo com Zalán *et al.* (1987, 1991), há três direções preferenciais de estruturas na Bacia do Paraná: N45-65W, N50-70E e EW, sendo as duas primeiras relacionadas com estruturas herdadas do embasamento da bacia. A Figura 3.1 mostra a similaridade entre os dados obtidos para as famílias de falhas NNW e NE. Esta relação pode estar vinculada com a reativação de falhas NW e NE, uma vez que eles têm a mesma moda e intervalo de desvio padrão das rochas mais jovens (basaltos e rochas alcalinas).

3.9.5. Principais Resultados

- A metodologia com o uso da microtomografia permitiu caracterizar a cinemática de planos de falhas verticais, bem como a cronologia dos eventos em amostras com falhas que possuíam crescimento mineral;
- A análise estatística (moda e desvio padrão) das amostras com mesma direção de falha permitiu avaliar se as mesmas pertenciam ou não ao mesmo evento tectônico. Foram identificadas duas populações distintas que sugerem a ocorrência de dois eventos tectônicos;
- Foi possível determinar se as falhas eram transcorrentes sinistrais e destrais (puras) ou transpressivas e transtrativas (oblíquas);
- Na amostra com cobertura mineral foi identificada uma diferença de 10° entre as estruturas secundárias do tipo R, entre a falha com cobertura e a falha sem cobertura, interpretada como o resultado do efeito da refração de fraturas e mudanças reológicas na orientação das estruturas secundárias da rocha;

- Em média, as fraturas secundárias do tipo R apresentam variação angular entre 20° e 40°, enquanto para as do tipo T, estes valores são em geral maiores do que 40°.

Capítulo 4 - Discussão

Os dados geofísicos (aeromagnéticos) evidenciaram a continuidade do padrão estrutural NE-SW do embasamento Pré-cambriano (Faixa Tijucas) no substrato da borda da Bacia do Paraná em Santa Catarina. Tais estruturas foram recorrentemente reativadas, sendo inicialmente resultantes da tectônica formadora da bacia e, posteriormente, como produto da tectônica deformadora da mesma, em pelo menos três momentos após o magmatismo das vulcânicas da Formação Serra Geral. Os dados aqui obtidos (estruturais e geofísicos) sobre a tectônica formadora da bacia mostram um padrão estrutural compatível com o modelo de 'rifte central' de direção NE-SW, conforme proposto por Milani (1997).

A tectônica deformadora da bacia é evidenciada a partir de falhas (transcorrentes puras e oblíquas), de direção NE-SW, que representam claramente estruturas de reativação do embasamento. A primeira evidência de reativação são falhas transcorrentes sinistrais, que afetam as rochas da sequência Gondwânica e da Formação Serra Geral, porém não afetam as rochas alcalinas do Domo de Lages. Uma segunda evidência de reativação, como transcorrências destrais, é registrada nas rochas alcalinas do referido domo (Figura 4.1).

Outras direções estruturais desta tectônica deformadora foram identificadas por meio dos produtos de sensores remotos (Landsat e SRTM) e a partir dos dados de campo, destacando-se os lineamentos de direção NW-SE, N-S e E-W. No domínio do Escudo Catarinense destaca-se a orientação N-S $\pm 5^\circ$, seguida pela direção NE-SW. No domínio da Sequência Gondwânica destaca-se a orientação NW-SE e, secundariamente, N-S $\pm 5^\circ$. No domínio da Formação Serra Geral destacam-se as direções NE-SW e NW-SE.

A Figura 4.1 mostra a síntese dos eventos de deformação caracterizados nos diferentes domínios geológicos estudados, onde são evidenciados três eventos: um mais antigo (Cretáceo Inferior) com orientação da compressão máxima (σ_1) ao redor de N-S, observado apenas nas rochas da Formação Serra Geral; um de idade intermediária (Cretáceo Superior- Terciário), com orientação da compressão máxima (σ_1) próxima de NE-SW, caracterizado nos três domínios estudados (Escudo Catarinense, Formação Serra Geral e rochas alcalinas); e o último de idade mais nova (Neógeno), com orientação da compressão máxima (σ_1) ao redor de E-W

(ESE-WNW), identificado em dois domínios (Escudo Catarinense e Formação Serra Geral).

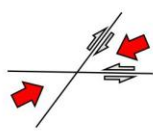

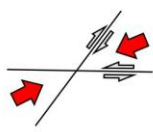
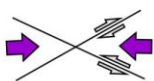
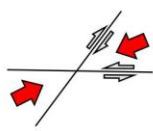
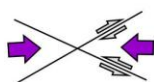
Eventos (Idade)			
	1(Ki)	2(Ks-T)	3(Neógeno)
Alcalinas			
Básicas			
Embasamento			

Figura 4.1 – Eventos transcorrentes pós-basaltos da Formação Serra Geral na borda da Bacia do Paraná em Santa Catarina.

Este último evento de deformação corresponde provavelmente ao mesmo evento definido com base nos estudos de morfometria deste trabalho, evidenciado por feições geomorfológicas (bacias suspensas, quebra acentuada de drenagem, drenagem interrompida e altos estruturais), pelos mapas de isobase, gradiente hidráulico, hipsometria, incisão de bacias hidrográfica e assimetria de drenagem (índice-T).

Os três eventos de deformação pós Formação Serra Geral, caracterizados neste trabalho, responsáveis pela geração de estruturas transcorrentes, podem ser explicados em um contexto geodinâmico associado à rotação da Placa Sul-America de leste para oeste, conforme postulado por diversos autores (Riccomini & Assumpção 1999, Lithgow-Bertelloni & Guynn 2004, Assumpção *et al.* 2011, Cogné *et al.* 2013).

Os dados de microtomografia computadorizada permitiram caracterizar nas amostras estudadas duas populações que representam dois eventos tectônicos distintos. Um evento pré-alcalinas do Domo de Lages, com a moda da direção de μ lineamentos ao redor de 120° (NW-SE), provavelmente relacionadas com transcorrências NW sinistrais do evento de compressão máxima (σ_1) ao redor de N-

S. Outro evento, pós-alcálicas do referido domo, relacionado com transcorrências ao redor de 80° (próximas de E-W), que pode estar associado a falhas E-W sinistras do evento de compressão máxima (σ_1) ao redor de NE.

A tectônica deformadora da Bacia do Paraná não foi apenas ligada a movimentos verticais, mas também a movimentos horizontais capazes de gerar falhas transcorrentes em ambiente intraplaca, cuja origem é um tema ainda em debate e pouco discutido na literatura. Eagles (2006), por exemplo, considera que a abertura do Atlântico Sul foi fortemente relacionada com a deformação da Placa Sul Americana e explica o diacronismo de 40 Ma (relacionado com a abertura do Oceano Atlântico) com base em uma expressiva deformação intracontinental. Moulin *et al.* (2010) modelaram a abertura do Atlântico Sul e concluíram que ela foi somente possível com a segmentação de nove grandes blocos limitados por falhas transcorrentes oblíquas intracontinentais, dentre os quais o Bloco de Santos (ao norte), que foi limitado do Bloco Rio de La Plata (ao sul) por um extenso lineamento com componentes transcorrente (dextral) e extensional (Figura 4.2). Szatmari *et al.* (1984, 1985) relacionaram a formação da Bacia de Campos e do *rifte* de Salvador com um campo de compressão máxima horizontal (σ_1) ao redor de N-S, e a geração de pares conjugados de falhas de cisalhamento conjugadas foi relacionada com a tectônica extensional de abertura do Atlântico Sul.

Os três eventos tectônicos, caracterizados nesta tese, são também atribuídos à deformação intracontinental causada pela abertura do Oceano Atlântico, sendo os dois primeiros eventos relacionados à tectônica da margem passiva (transtração) e o último com a influência da subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul Americana. Deste modo, o primeiro evento inicia-se com a compressão máxima (σ_1) ao redor de N-S, responsável pela geração de transcorrências dextrais intracontinentais próximas de NW e de transcorrências NE sinistras associadas com o rompimento da margem continental (Figura 4.2). Posteriormente, com a rotação da Placa Sul Americana para oeste, o campo de compressão máxima (σ_1) foi rotacionado e orientado na direção NE. Atualmente, a influência da compressão da margem ativa da placa está associada com o campo de compressão máxima (σ_1) próximo de E-W (transpressão).

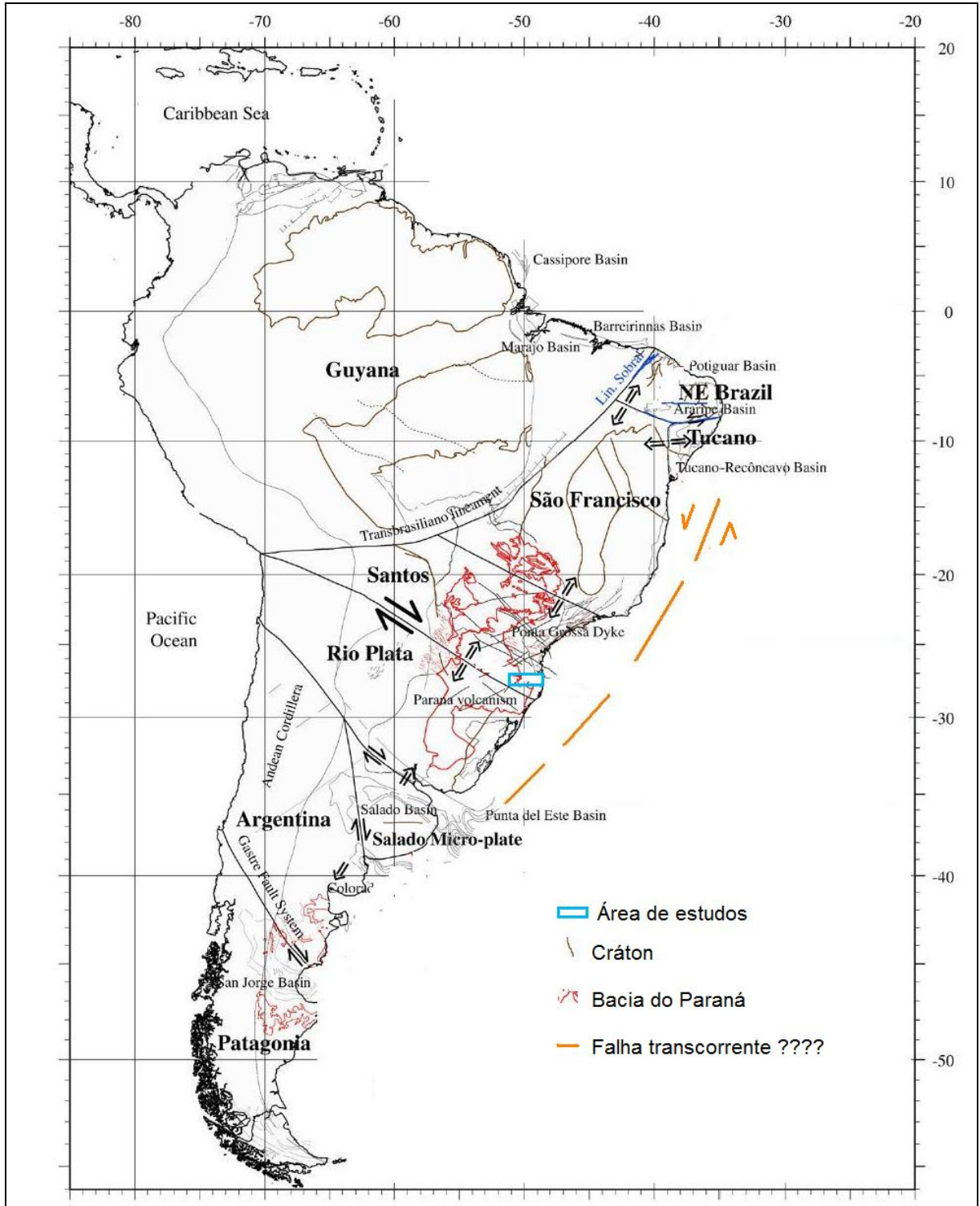


Figura 4.2. Modelo de deformação intracontinental elaborado por Moulin *et al.* (2010), que divide a Placa Sul Americana em nove blocos. Sugestão de falha transcorrente sinistral na margem passiva de abertura do Oceano Atlântico Sul. Modificado de Moulin *et al.* (2010).

Capítulo 5 - Conclusões

Considera-se que os objetivos desta tese foram alcançados e os produtos gerados durante o seu desenvolvimento permitiram confeccionar oito artigos (3 publicados, 3 submetidos e 2 preparados para serem submetidos). Dentre estes, pode-se destacar os seguintes artigos: microtomografia computadorizada como de inovação metodológica; alinhamentos magnetométricos do Escudo Catarinense e do substrato da Bacia do Paraná; lineamentos obtidos sobre imagens Landsat e SRTM, morfometria e os artigos relacionados com dados de campo de falhas transcorrentes que afetam as rochas alcalinas, as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e as rochas do embasamento, em Santa Catarina, os quais representam uma importante contribuição para os estudos de estruturas rúpteis da Bacia do Paraná; e o artigo de estatística descritiva a partir dos dados obtidos sobre imagens Landsat e SRTM em diferentes escalas, como de comparação de produtos orbitais.

Com base na utilização de dados multiescala, desde o processamento de dados geofísicos de escalas regionais até dados de microtomografia computadorizada, foi possível gerar informações que permitiram concluir que:

- A caracterização dos principais lineamentos existentes nos diferentes compartimentos geológicos pode ser assim apresentada: Escudo Catarinense (N-S \pm 5° e, secundariamente, NE), rochas sedimentares da Bacia do Paraná (NW-SE e, secundariamente, N-S \pm 5°) e nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (NE-SW e NW-SE).
- Os sistemas de falhas transcorrentes, geralmente de alto ângulo, reativados após o vulcanismo da Formação Serra Geral, estão relacionados com as seguintes direções de pares conjugados: NW (dextra) e NE (sinistral), NNE (dextra) e E-W (sinistral), e NE (dextra) e NW (sinistral). Tais sistemas de falhas transcorrentes permitiram caracterizar três eventos tectônicos: um evento mais antigo (Cretáceo Inferior) com orientação da compressão máxima (σ_1) ao redor de N-S; um evento de idade intermediária (Cretáceo Superior-Terciário) com orientação da compressão máxima (σ_1) próxima de NE-SW; e um último evento de idade mais nova (Neógeno) com orientação da compressão máxima (σ_1) ao redor de E-W (ESE-WNW).

- Os dois primeiros eventos estão relacionados com o regime de deformação resultante da abertura do Oceano Atlântico (transtração) e o último evento está relacionado com a influência da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana (transpressão).
- Os dados obtidos neste trabalho sobre a tectônica formadora da Bacia do Paraná evidenciam um padrão estrutural compatível com o modelo de desenvolvimento de um 'rifte central' de direção NE-SW.

Referências Bibliográficas

- Aborange A.M., Lopes R.C. 1986. **Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná: Integração Geológica e Avaliação Econômica**. Porto Alegre: DNPM/CPRM. 18 vol.
- Almeida F.F.M. 1954. Botucatu, um deserto triássico da América do Sul. **Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**, v. 86, p. 1-21.
- Almeida F.F.M. 1980. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. **3º. Simp Reg Geol.**, Curitiba, PR, p. 1-20.
- Almeida F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. **Rev. Bras. Geoc.** 13 (3): 139-158.
- Almeida F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. **Rev. Bras. de Geoc.** 16 (4): 325-349.
- Almeida F.F.M. 2000. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. SBG, **Simp Reg Geol.**, 3, Curitiba, PR, *Atas...* 1, 1-20.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves B.B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. **Simpósio de Geologia do Nordeste**, 8, Campina Grande, 1977. *Atas...* Campina Grande: SBG, 1977. p. 363–391.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves B.B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **EarthScience Reviews** v. 17 (1/2): 1-29.
- Angelier J., Melcher P. 1977. Sur une méthode graphique de recherché des constraints principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v.7:1309-1318.
- Appi C. J. 1991. **Análise Estratigráfica da Seção Metassedimentar do Grupo Itajaí no Estado de Santa Catarina**. Rio de Janeiro. 119 p. (Dissertação de Mestrado, UFRJ).
- Asmus H.E. 1978. Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas / alinhamentos continentais que of the Luis Alves Microplate of Southeastern Brazil: an exotic terrane during the assembly of Western Gondwana. *In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds): Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology*, 16, Elsevier, pp. 273–291.
- Assine M.L., Soares P.C., Milani E.J. 1994. Sequências tectonosedimentares mesoPaleozoicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. São Paulo, **Rev. Bras. Geoc.** 24: 77-89.
- Assumpção M.; Loper A.E.V.; Zevallos I.; Ferreira J.M.; Nascimento A. 2011. Intraplate Stress Field in Brazil from Earthquake Focal Mechanisms. *In: Conferencia Internacional en Homenaje a Alberto Giesecke*, CERESIS, Lima, Peru.
- Babinski M., Chemale F., Hartmann L.A., Van Schmus W.R., Silva L.C. 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. **J. South Am. Earth Sci.** 10: 263–274.
- Basei M.A.S. 1985. **O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. São Paulo, Tese de doutoramento, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 190p.
- Basei M.A.S. 2000. **Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do**

sudoeste africano. Concurso para obtenção do título de Professor Livre-Docente. Universidade de São Paulo, SP, Brasil, 124p.

Basei M.A.S., Teixeira W. 1987. Geocronologia do Pré-Cambriano/EoPaleozoico de Santa Catarina. *In: Silva L.A., Bertoluzzi C.A. eds. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina -1: 500.000.* Florianópolis, DNPM/CPRM. 3; 91-130.

Basei M.A.S., Siga Jr. O., Machiavelli A., Mancini F. 1992 . Evolução Tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Rev. Bras. Geoc.* 22 (2): 216-221.

Basei M.A.S., Hawkesworth C. 1993. O magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (Santa Catarina) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região Sulbrasileira. *In: Simp. Intern. del Neoproterozoicocambriaco de la Cuenca del Plata*, I. Lãs Palomas-Minas, 1993. *Boletim de Resumos Expandidos...* Lãs Palomas-Minas, Uruguay, DINAMIGE. Resumo n 41.

Basei M.A.S., Frimmel H.E., Nutman A.P., Preciozzi F., Jacob J. 2005. The connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts. *Precambrian Res.* 139: 139–221.

Basei M.A.S., Drukas C.O., Santos P.R., Osako L., Arcaro N.P. 2008. Estratigrafia, idade e proveniência dos sedimentos da Bacia do Itajaí, SC, Brasil. *In: 44 CBG, Anais..., SBG, Curitiba.* p. 14.

Basei M.A.S., Drukas C.O., Nutman A.P., Wemmer K., Dunyi L., Santos P.R., Passarelli C.R., Campos Neto M.C., Siga Jr. O., Osako L. 2010a. The Itajai foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. *In: Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch).* Disponível em: *On line:* <http://www.springerlink.com/content/j1348r3v47738rt7/>. Acesso em: 02/03/2012

Basei M.A.S, Brito Neves B.B., Siga Jr O., Babinski M., Pimentel M.M., Tassinari C.C.G., Hollanda M.H.B., Nutman A., Cordani U.G. 2010b. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research* 183: 112–144.

Bellieni G., Brotzu P., Comin-Chiaramonti P., Ernesto M., Melfi A.J., Pacca I.G., Piccirilo E.M., Stolva D. 1993. Petrological and Paleomagnetic Data on the Plateau Basalts to Rhyolite sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* v. 55, p. 355-383.

Bigarella J.L 1973. Paleocorrentes e deriva continental (comparação entre África e América do Sul). *Bol. Geociênc.* 31: 141-224.

Bitencourt M.F.A.S. 1996. **Granitoides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: Uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento.** Porto Alegre, Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 310p.

Bitencourt M.F.A.S., Hackspacher P.C., Stoll L.V. 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. *In: Simp. Nac. Est. Tect*, 2. Fortaleza, 11, p. 214-215.

Bitencourt M.F.A.S., Bongioio E.M., Philipp R.P., Morales L.F.G., Rubert R.R., Melo C.L., Luft Jr. J.L. 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Pesquisas em Geociências* 35: 109-136.

Bizzi L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti R. M., Goncalves J. H. 2003. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** 1ª. ed. Brasília: Editora Universidade de Brasília. vol. 01, 674 p.

Briggs I.C. 1974. Machine Contouring Using Minimum Curvature. *Geophysics* 39(1): 39-48.

Câmara G., Monteiro A.M.V. 2001. Conceitos básicos da ciência da informação. *In: Câmara, G., Davis, C. & Monteiro, A.M.V. (Ed.). Introdução à ciência da geoinformação.* São José dos Campos:

INPE. Disponível em < <http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/cap2-conceitos.pdf>>. Acesso em: 03 de dez. de 2009.

Castro N.A., Crósta A.P., Ferreira F.J., Basei M.A.S., Pascholati, M.E. 2003. Quadro geológico regional da porção do Embasamento Pré-Ordoviciano de Santa Catarina com base em imagens Landsat-5/TM e aerogeofísicas. **Revista Brasileira de Geociências** 33(supl): 161-172.

Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Silva L.C. 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to early Paleozoic units in Southern Brazil and Uruguay. **Acta Geológica Leopoldensia** 44: 1-111.

Cogné, N.; Cobbold, P.R.; Riccomini, C.; Gallagher, K. 2013. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data. **Journal of South American Earth Sciences** 42: 194-204.

Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B., Castorina F., Censi P., Antonini P., Furtado S., Ruberti E., Scheibe L.F. 2002. Geochemistry and geodynamic implications of the Anitápolis and Lages alkaline-carbonatite complexes, Santa Catarina state, Brazil. **Rev. Bras.Geoc.** 32 (1): 43-58.

Cordani U.G., Neves B.B., Fuck R.A., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Boletim Ciência-Técnica-Petróleo** 15, 70p.

Cordell L. & Grauch V.J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New México. *In*: Hinze WJ (ed). **The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps. Society of Exploration Geophysics**, p. 181-197.

Cosgrove J. 1998. The role of structural geology in reservoir characterization. *In*: M.P. Coward, T.S. Daltaban, H. Johnson (ed.) **Structural geology in reservoir characterization**, Geological Society, London, Special Publication, **127**: 1-13.

Cox R.T. 1994. Analysis of drainage and basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **GSA Bulletin**, v. 106 (5): 571-581.

Crepani E., Medeiros J.S. 1994. **Imagens fotográficas derivadas de MNT do Projeto SRTM para fotointerpretação na Geologia, Geomorfologia e Pedologia**. São José dos Campos: INPE (texto impresso).

Daemon R.F., Quadros L.P. 1969. Bioestratigrafia e Palinologia do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. Ponta Grossa: **PETROBRÁS/DESUL** 1 v. (Relatório Interno nº 384).

Delvaux D., Sperner B. 2003. Stress tensor inversion from fault kinematics indicators and focal mechanism data: the Tensor program. *In*: D. Nieuwland (ed.). New insight into structural interpretation and modeling. **Geological Society of London Sp Publ**, **212**: 75-100.

De Wit M.J., Ransome I.D. 1992. Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana. *In*: De Wit, M.J.; Ransome, I.D. (Eds) **Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa**. *Amsterdam*, Balkema, p.23-26.

DNPM-CODISC, 1986. **Mapa geológico do Estado de Santa Catarina, escala: 1: 500.000**. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e Companhia de Desenvolvimento Industrial e Mineral de Santa Catarina (CODISC), Florianópolis (mapa).

Dunne W.M., Geiser P. L. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. *In*: **Continental Deformation**. Oxford: Pergamon Press, p.101-120.

Eagles, G., 2006. New angles on South Atlantic Opening. **Geophysical Journal International** 7, (28). doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03206.x.paginas

Ernesto M., Raposo M.I.B., Marques L.S., Renne P.R., Diogo L.A., De Min A. 1999. Paleomagnetism, Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic province: tectonic implications. **Journal of Geodynamics**, v. 28: 321-340.

Farr T.G., Kobrick M. 2000. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. **EOS. Transactions, American Geophysical Union**. v.81: 583-585.

Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umlad J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf D. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. **Review of Geophysics**, v.45: RG2004.

Fernandes A.J., Rouleau A. 2008. Simulação de deslocamentos em fraturas de basalto da Formação Serra Geral (Ribeirão Preto, SP) e implicações para a sua transmissividade. *In*: ABAS, **Congresso Brasileiro de Água Subterrânea**, 15, Natal. (CD-ROM, 16p.)

Fernandes L. A. 1998. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998. 216 p.

Fernandes L. A., Coimbra A. M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 68 (2): 195-205.

Ferreira F.J.F., Souza J., Bongioiolo A.B.S., Castro L.G.; Romeiro M.A.T. 2010. Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I: Aplicação a dados sintéticos. **IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, SBGf**. Brasília, *Anais...*, p. 1-6.

Ferreira F.J.F., Souza J., Bongioiolo A.B.S., Castro L.G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, **78** (3): J33-J41.

Fragoso-Cesar A.R.S. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense. *In*: **SBG, Cong. Bras. Geol.**, 31, Balneário Camboriú, 1980. *Anais*, p. 2879-2892.

França A.B., Potter P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatórios do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte I). **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 2, p. 147-191.

Fulfaro V.J., Saad A.R., Santos M.V., Vianna R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Rev. Bras. Geoc.** 12: 590-611.

Gama Jr. E. 1979, A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive a Formação Irati), um modelo geomórfico. **Rev. Bras. Geoc.** 9 (1): 1-16.

Garcia G. 2006. **Caracterização termotectônica/cronológica do Domo de Lages-SC, pelo método de datação por traço de fissão em apatitas**. Trabalho de conclusão de curso. Instituto de Geociências. São Paulo. 63p.

Garrote J.; Cox R.T.; Swann C.; Ellis M. 2008. Tectonic geomorphology of the southeastern Mississippi Embayment in northern Mississippi, USA, **GSA Bulletin**: 1160–1170.

Gresse P.G., Chemale F., Silva L.C., Walraven F., Hartmann L.A. 1996. Late to post-orogen basins of Pan-African-Brazilian collision orogen in southwest Africa and southern Brazil. **Basin Res** 8: 157–171.

Hancock P.L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. **Journal of Structural Geology**, Vol. 7: 435-457.

Hancock P.L., Engelder T. 1989. Neotectonic joint. **Geological Society of America Bulletin**, vol 101: 1197-1208.

Hartmann L.A., Silva L.C., Orlandi Filho V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e Implicações Genéticas. **Acta Geol. Leopold.** 6: 93-112.

Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. **Rev. Bras. Geoc.** 5: 257-266.

Hasui Y. 2010. A Grande colisão pré-Cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, v. 29(2): 141-169.

Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.C. 2004. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) **O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234.

<http://www.tectonicsfp.com> Acesso em:06/05/2010.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE 2000. **Base cartográfica do Brasil ao milionésimo**. Rio de Janeiro, IBGE.mapas.

Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo – IPT. 1979. **Estudo das possibilidades de aproveitamento de turfa no Estado de São Paulo**. IPT, São Paulo (Relatório 12.761).

Jacques P.D., Albuquerque P.C.G., Gonçalves, J.H.; Crepani, E.; Medeiros, J. S.; Bastos, P.R.M.; Silva, M.A. 2006. Avaliação das imagens do mosaico *GeoCover 2000* como âncora para trabalhos de mapeamento geológico. In: **XLIII Congr. Bras. Geol., Anais...** Aracajú. p. 149.

Jacques P.D., Machado R., Nummer A.R. 2010. Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens LANDSAT e SRTM. **Pesquisas em Geociências** vol. 37 (2): 117-131.

Jacques P.D., Machado R., Nummer A.R. 2012. A comparison for a multiscale study of structural lineaments in southern Brazil: LANDSAT-7 ETM+ and shaded relief images from SRTM3-DEM. **An. Acad. Bras. Cienc.** 84 (4): 931-942.

Jaim, V.E. 1980. **Geotectónica general**. Moscou: Mir Ed., v. 1, 357p.

Jelinek A.R., Bastos Neto A.C., Poupeau G. 2003. Análise por traços de fissão em apatitas do distrito fluorítico de Santa Catarina: relações entre hidrotermalismo e evolução da margem continental. **Rev Bras Geol.** 33(3): 289-298.

Krebs A.S.J., Silva M.A., Dias A.A., Camozzato E., Lopes R.C. 1990. O Grupo Itajaí na folha Botuverá (SC) - Modelo geométrico/cinemático e relações com o cinturão granulítico e cinturão metavulcanosedimentar Brusque: instalação, preenchimento e inversão da bacia. In: **Cong. Bras. Geol., 36**. Natal. *Anais...* v. 6, Natal, SBG. p. 2966-2975.

Lange F.W., Petri S. 1967. The Devonian of Paraná Basin. **Bol. Paranaense de Geoc.** 21/22: 5-55.

Lithgow-Bertelloni C.; Guynn J. 2004. Origin of lithospheric stress field. **J. Geophys. Res.** 109, B01408, doi: 10.1029/2003JB002467.

Lobato G., Borghi L. 2005. Análise Estratigráfica da Formação Furnas (Devoniano Inferior) em afloramentos da Borda Leste da Bacia do Paraná. In: **3º Congresso Brasileiro de P&D em petróleo e gás**. Salvador. *On line*: http://www.portalabpg.org.br/PDPetro/3/trabalhos/IBP0392_05.pdf.

Machado F.B., Nardy A.J.R., Rocha Júnior E.R.V., Marques L.S., Oliveira M.A.F. 2009. Geologia e litogeoquímica da Formação Serra Geral nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 28 (4): 523-540.

Machado F.G., Rostirolla S.P. 2005. Caracterização estrutural preliminar da área de Jaguariaíva, Bacia do Paraná. *In: X Simpósio Nacional e Estudos Tectônicos Anais*, Curitiba - PR., v. 1. p. 38-40.

Machado R., Endo I.S. 1994. Superposição cinemática Brasileira no cinturão de cisalhamento Atlântico e na Cunha de Guaxupé. *In: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Sociedade Brasileira de Geologia, Balneário Camburiú. *Anais...*, p. 269-270.

Machado, R., Teixeira, W., 2008. Idades ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) do Magmatismo Alcalino do Distrito Alcalino de Lages, SC. *In: Simp. Vulc. e Amb. Assoc.*, 4, Bol. Res., SBG, Foz do Iguaçu, PR.

Machado, R., Roldan, L.F., Jacques, P.D., Fassbinder, E., Nummer, A.R., 2012. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina. *Rev. Bras. de Geoc.* 42 (4): 799-811.

Melfi A.J., Piccirillo E.M., Nardy A.J.R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin an introduction. *In: Piccirillo EM, Melfi A.J. (Eds.) The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. São Paulo, IAG-USP. p. 1-13.

Mezzomo E., Rostirolla S.P. 2005. Delimitação do arcabouço estrutural na porção centro leste do Paraná, Bacia do Paraná, com base na análise de sensores remotos, estudos de campo e modelagem estrutural tridimensional. *In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e IV International Symposium on Tectonics*, 2005, Curitiba. Bol. Res Exp, v. 1. p. 35-37.

Milani E.J. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997. 240p.

Milani E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In: Montesso-Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Becca, p. 265-279.

Milani E.J., Ramos, V.A., 1998. Orogenias Paleozoicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.* 28: 473-484.

Milani E.J.; Faccini U.F., Scherer C.M., Araújo L.M., Cuopertino J.A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP: Série Científica*, v. 29: 125 – 173.

Milani E.J., Melo J.H.G., Souza P.A., Fernandes L.A., França A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Bol. Geoc. Petrobrás* 15(2): 265-287.

Miller H.G. & Singh V. 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics* 32: 213-217.

Moulin M. M., Aslanian D., Unternehr P. 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews* 98: 1–37.

Nabighian M.N. 1972. The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37: 507-517.

Nardy A.J.R. 1995. **Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozoico da Região Central da Bacia do Paraná**. Rio Claro, Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 316 p.

Northfleet, A.A., Medeiros, R.A., Mulhmann, H., 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Téc. Petrobrás* 12 (3): 291-346.

Passarelli C.R., Basei M.A.S. 1995. Análise dos petrotramas de eixos-c de quartzo: Zona de Cisalhamento Major Gercino (SC). **Bol. IG-USP. Sér.Cient.** 26: 99-113.

Passarelli C.R., Basei M.A.S., Wemmer K., Siga Jr. O., OyhantçabaL P. 2010. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *In: Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. Disponível em: <http://www.springerlink.com/content/ep335857111k2351/>. Acesso em: 03/03/2011.

Peate D.W., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M., 1992. Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology** 55(1-2): 119-139.

Peate D.W., Hawkesworth C.J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil, **Chemical Geology** 127, 1-24.

Perrota M.M.; Salvador E.D.; Lopes R.C.; Dagostino L.Z.; Wildner W; Ramgrab G.E.; Peruffo N.; Freitas M.A.; Gomes S.D.; Chierregati L.A.; Silva L.C.; Sachs L.L.B.; Silva V.A.; Batista I.H & Marcondes P. 2004. Folha SG.22-Curitiba. *In: Schobbenhaus C.; Gonçalves J.H.; Santos J.O.S.; Abram M.B.; Leão Neto R.; Matos G.M.M.; Vidotti R.M.; Ramos M.A.B. & Jesus J.D.A. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil.* CPRM, Brasília. *CD-ROM*.

Petit J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on faults surfaces in brittle rocks. **Journal of Structural. Geology**, v. 9: 597-608.

Petri S. 1948. Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. **Dep. Nac. Prod. Min.**, Bol. 129: 125p.

Petri S. 2006. Problems in the utilization of the Brazilian code of stratigraphic nomenclatures as related to modern researches. **Rev. Bras. Geoc.** 36(1): 203-208.

Philipp R.P., Mallmann G., Bitencourt M.F., Souza E.R., Liz J.D., Wild F., Arend S., Oliveira A.S., Duarte L.C., Rivera C.B., Prado M. 2004. Caracterização Litológica e Evolução Metamórfica da Porção Leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. **Rev. Bras. Geoc.** 34 (1): 21-34.

Philipp R.P., Campos R.S. 2010. Granitos peraluminosos intrusivos no Complexo Metamórfico Brusque:registro do magmatismo relacionado a colisão neoproterozóica no Terreno Tijucas, Itapema (SC). **Rev. Bras. Geoc.** 40(3): 303-320.

Piccirillo E.M., Melfi A.J. (Coords.). 1988. **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects.** São Paulo, Brasil: IAG-USP, 600 p.

Piccirillo E.M., Bellieni G., Cavazzini H., Comin-Chiaramonti P., Petrini R., Melfi A.J., Pinese J.P.P., Zantadeschi P., De Min A. 1990. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms in the Ponta Grossa Arch (South East Brazil): petrology, Sr-Nd isotopes, and genetic relationships from Paraná flood volcanic. **Chemical Geology** 89: 19-48.

Pinto V.M., Hartmann L.A., Santos J.O.S., McNaughton N.J. & Wildner W. 2011. Zircon U-Pb geochronology from the Parana bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~ 135 Ma, **Chemical Geology** 281(1-2, 2): 93-102.

Pollard D.D., Aydin A. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. **Geological Society of America Bulletin** 100: 1181-1204.

Price N.J. 1966. **Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock.** Oxford: Pergamom Press, 175p.

Quintas, M.C.L., Mantovani, M.S.M., Zalán, P.V., 1997. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. **Rev. Bras. Geoc.** 29 (2): 217-226.

Rabus B., Eineder M., Roth R., Bamler R. 2003. The Shuttle Radar Topography Mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing** 57: 241-262.

Raja Gabaglia G.P., Figueiredo A.M.F. 1990. Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares. *In*: G.P. Raja Gabaglia e E.J. Milani (eds) **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**, PETROBRÁS / SEREC / CEN-SUD, p.31-45.

Ramsay J.G., Huber M.I. 1987. **The Techniques of Modern Structural Geology**. Vol. 1: (Strain Analysis) e Vol. 2 (Folds and Fractures). Academic Press, London. 462p.

Rasband W., 2005. ImageJ, Image Manipulation Software. **National Institute of Health**, Bethesda M.D., USA . Disponível em: <http://rsb.info.nih.gov/ij/>. Acesso em 28/03/2012.

Reis J.P.P., Tomazzoli E.R. 2010. Evidências de neotectônica na Bacia do Rio Vargem do Braço, SC. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, Set. 2010.

Renne P.R., Ernesto M., Pacca I.G., Coe R.S., Glen J.M., Prévot M., Perrin M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. **Science**, 258: 975-978.

Riccomini C. 1995. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas**. Tese de Livre-docência. Instituto de Geociências Universidade de São Paulo, IG-USP.

Riccomini C. 1997. Arcabouço Estrutural e Aspectos do Tectonismo Gerador e Deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Rev. Bras. Geoc.** 27: 153-162.

Riccomini C., Pohl L.L., Felisbino Jr S.E., Fambrini G.L., Santanna L.G. 1991. Tectônica transcorrente na Bacia do Paraná: o exemplo da Zona de Cisalhamento de Paraisolândia, SP. *In*: **Simpósio de Geologia do Sudeste 2**, 1991, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG, p. 181-182.

Riccomini C. Chamani M.A.C., Agena S.S., Fambrini G.L., Fairchild T.R., Coimbra A.M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 64(3): 210.

Riccomini C.; Assumpção M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. **Episodes** 22 (3): 221-225.

Riccomini C. Almeida R.P., Turra B.B, Chamani M.A.C., Fairchild T.R., Hachiro J. 2005. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no Permotriássico da Bacia do Paraná. *In*: SBG, **X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e IV International Symposium on Tectonics**. *Bol Res Exp.*, Curitiba, PR. p. 18-20.

Riccomini C. Velázquez V. F., Gomes C. B. 2005a. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. *In*: Gomes C.B.; Comin-Chiaramonti P. **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo: EDUSP-FAPESP, 2005, p. 31-55.

Rocha-Campos A.C., Cordani U.G., Kawashita K., Sonoki H., Sonoki I. 1988. Age of the Paraná flood volcanism. *In*: E.M. Piccirillo; A.J. Melfi. (Org.) **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenic and geophysical aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico - USP, p. 157-178.

Rodrigues E.P. 1985. **O complexo alcalino de Anitápolis: Um estudo petrológico**. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, USP. 174p.

Rodriguez S.K. 1993. **Neotectônica e sedimentação quaternária na região da “Volta Grande” no Rio Xingú, Alta Mira, Pará.** Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências USP. 106p.

Roest W.R.J., Verhoef J., Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. **Geophysics** 57: 116-125.

Roldan L. F. 2007. **Tectônica Rúptil Meso-Cenozóica na região do Domo de Lages, SC.** Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007. 121p.

Roldan, L.F., Machado, R., Steiner, S.S., Warren, L.V., 2010. Análise de Lineamentos Estruturais no Domo de Lages (SC) Com Uso de Imagens de Satélite e Mapas de Relevo Sombreado. **Geologia USP** 10(2): 57-72.

Rostirolla S.P., Alkimin F.F., Soares P.C. 1992. O Grupo Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil, exemplo de sedimentação em uma bacia flexural de antepaís. **Bol Geoc Petrobras** 6 (3/4): 109–122.

Rostirolla S.P., Assine M.L., Fernandes L.A., Artur P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. **Rev. Bras. Geoc.** 30 (4): 639-648.

Rostirolla S.P., Mancini F., Rigoti A., Kraft R. P. 2003. Structural styles of the intracratonic reactivation of the Perimbó fault zone, Paraná basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 16: 287–300.

Rouleau A. 1994. Notes on direct fracture survey. **Environmental Education Enterprises and the Associaton of Enginnering Geologists, Fractured rocks: characterization, flow and transport.** Tucson, Arizona, Course Notes, p.280-282.

Scheibe L.F.1986. **Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC.** São Paulo. Tese de Doutorado, Programa de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 224p.

Scheibe L.F., Kawashita K., Gomes, C.B., 1985. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. SBG, **Simp. Sul-Bras. Geol.**, 2, *Atas...*, Florianópolis, 299-307.

Schulz Júnior A., Albuquerque L.F.F., Giffoni L.E. 1969. Geologia da Quadricula Rio do Sul, SM. Porto Alegre, DNPM. p. 109.

Schneider R.L., Muhlmann H., Tommasi E., Medeiros R.A., Daemon R.A., Nogueira A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. **Congresso Brasileiro de Geologia**, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 1, p. 41-65.

Severiano Ribeiro H.J.P. 1993. Fundamentos de estratigrafia de Sequências. Severiano Ribeiro, H.J.P **Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações.** Editora Unisinos. p. 99-134.

Siga Jr. O., Basei M.A.S., Machiavelli A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. **Rev. Bras. Geoc.** 23 (3): 215-223.

Siga Jr. O., Basei M.A.S., Reis Neto J.M., Machiavelli A., Harara O.M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neo-proterozóico. **Geologia USP**, Série Científica, 26: 69-98.

Siga Jr. O., Gomes C.B., Sato K., Passarelli C.R. 2007 O maciço alcalino de Tunas, PR: Novos dados geocronológicos. **Geologia USP**, Série Científica, 7 (2): 71-80.

Silva L.C. 1987. Geologia do pré-cambriano/eo-Paleozoico de Santa Catarina. In: Silva L.C. & Bortoluzzi C.A. eds. **Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina**. Florianópolis, CPRM. p. 12-90.

Silva L.C. 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas Proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. **Rev. Bras. Geoc.** 21: 60–73.

Silva L.C. 2006. **Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros**. Brasília: CPRM, 132 p. (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil; 1) Disponível em: www.cprm.gov.br. Data de acesso: 24/02/2011.

Silva L.C., Dias A.A. 1981. **Projeto Timbó-Barra Velha, Brasil Porto Alegre**. DNPM/CPRM. 282 p.

Silva L.C., Hartmann L.A., MCNaughton N.J., Fletcher I.R., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. **American Mineralogist** 85: 649-667.

Sloss L.L., Krumbein W.C., Dapples E.C. 1949. Integrated facies analysis. **Mem. Geol. Soc. Am.** 39: 91-123.

Sloss L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. **Geological Society of America Bulletin** 74: 93-114.

Soares A.P., Soares P.C., Bettú D.F., Holz M. 2007. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. **Geociências UNESP** 26(4): 297-311.

Soares P.C. 1988. Tectônica colisional em torno do Domínio Paraná, Brasil. In: **Congr. Latino-Americano de Geologia**, 7, 1988, Belém-PA. *Anais...* Belém: SBG. v. 1: 63-79.

Soares P.C. 1991. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles**. Tese (Professor Titular) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 148 p.

Soares P.C., Landim P.M.B., Fulfaro V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 89 (2): 181- 191.

Soares P.C., Landim P.M.B., Fulfaro V.J., Sobreiro-Neto A.F. 1980. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Rev. Bras. Geoc.** 10 (3): 177-185.

Stewart K., Turner S., Kelley S., Hawkesworth C.J., Kirstein L., Mantovani M.S.M. 1996. ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth and Planetary Science Letters** 143: 95-109.

Stonestrom, J.P., Alvarez, R.E., Macovski, A., 1981. A framework for spectral artifact corrections in X-ray CT. **IEEE Trans. Biomed. Eng.** 28 (2): 128–141.

Strahler A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Bulletin of the Geological Society of America**, Boulder 63: 1117-1142.

Strugale, M., Rostirolla, S.P., Mancini, F., Portela Filho, C.V., Ferreira, F.J.F., Freitas R.C., 2007. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 24: 203-227.

Szatmari P., Conceição J.C.J., Lana M.C., Milani E.J. 1984. Mecanismo tectônico do rifteamento Sul-atlântico. In: **XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia**. Anais..v.4 p.1589-1601.

Szatmari P., Milani E.J., Lana M.C., Conceição J.C.J., Lobo A.P., 1985. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. **Oil Gas Journal** 83: 107–113.

Trainini D.R., Dias A.A., Krebs A.S.J., Souza E.C., Capeletti I., Toniolo J.A., Silva I.C., Silva M.A.S. 1978. DNPM/CPRM. **Projeto Vidal Ramos—Biguaçu**. Porto Alegre, 303 pp.

Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., Sangree J.B., Bubb J.N., Hattelid W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. *In*: C.E. Payton (ed.), Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. American **Association of Petroleum Geologists**, Memoir 26: 49-212.

Vail P.R., Audemard F., Bouman S.A., Eisner P.N., Perez-Cruz C. 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview. *In*: G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (eds.), **Cycles and events in stratigraphy**. New York, Springer-Verlag, 617-659.

Van Zyl, J.J. 2001. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography. **Acta Astronautica** 48:559-565.

Verduzco B., Fairhead C., Green C., Mackenzie C. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. **The Leading Edge** 23: 116-119.

Warren L.V., Almeida R.P., Hachiro J., Machado R., Steiner S., Chamani, M.A.C. 2008. Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro-sul do Estado de Santa Catarina. **Rev. Bras. Geoc.** 38 (2-suplemento): 213-217.

White I.C. 1908. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**. Rio de Janeiro: DNPM, 1988. Parte I, p. 1-300; Parte II, p. 301-617. (ed. Fac-similar).

Zalán P.V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. *In*: V Mantesso-Neto, A Bartorelli, CDR Carneiro, BB de Brito-Neves (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca Produções Culturais Ltda, p.595-612

Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Vieira, I.S., Astolfi, M.A.M., Appi, V.T., Zanotto, O.A., 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. **Rev. Bras. Geoc.** 17(3): 242-252.

Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C., Marques, A., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., 1990. Bacia do Paraná. *In*: **Origem e evolução de Bacias Sedimentares**. Petrobrás, Rio de Janeiro, 135-164.

Zalán, P.V., Wolf, S., Conceição, J.C., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, C.T., Zanotto, O.A., Marques, A., 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. *In*: **Seventh International Gondwana Symposium, Gondwana seven: proceeding**. São Paulo, Brazil, 83-117.

Zanini L.F.P., Branco P.M., Camozzato, E., Ramgrab G.E. 1997. **Programa de Levantamentos Básicos do Brasil, Folhas Florianópolis/Lagoa**. CPRM/MME. Brasília, 223p.

Apêndice A - Magnetic lineaments at the eastern edge of the Paraná Basin in Santa Catarina, Brazil

(Artigo submetido na Brazilian Journal of Geology – Carta de submissão no Anexo A)

Patricia D. Jacques^{a, b}; Rômulo Machado^b; Roberto Gusmão de Oliveira^c; Francisco J.F. Ferreira^d; Luís Gustavo de Castro^d; Alexis R. Nummer^e

a – CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Divisão de Geoprocessamento. Rio de Janeiro (RJ) – Brasil. patricia.jacques@cprm.gov.br

b – Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências – Programa de Recursos Minerais e Hidrogeologia. São Paulo (SP) – Brasil.rmachado@usp.br

c - CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Superintendência Regional de Recife. Recife (PE) – Brasil. roberto.gusmao@cprm.gov.br

d – Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada, LPGA, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Centro Politécnico, Jardim das Américas, Caixa Postal 19045, 81531-980 Curitiba, PR, Brasil. francisco.ferreira@ufpr.br; lgcastro7@gmail.com

e- Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. Seropédica (RJ) – Brasil. nummer@ufrj.br

Abstract – The magnetic lineaments at the Eastern Edge of the Paraná Basin, in the central-southern region of the Santa Catarina State, show a main orientation pattern NE-SW and secondarily NNE-SSW. The NE-SW pattern reflects a framework of the ductile structures of the Santa Catarina Shield that continues in the substratum of the basin. The structural NNE pattern appears in the south of the Major Gercino Shear Zone and the NE pattern appears in the north of this structure. The data obtained shows that the structural NE-SW pattern of the basin, present in the shear zones Major Gercino and Itajaí-Perimbó as well as in the Tijucas Terrain (Brusque Metamorphic Complex) in Santa Catarina, clearly extends underneath the Gondwanic sequence of the Paraná Basin in the region. Amongst the obtained products by geophysical data processing in this work, what propitiated the best definition and distinction of the magnetic structures was the tilt angle of the total horizontal gradient method (TAHG). However the great flight lines spacing of the one of geophysical projects (7km) makes hard the identification of small magnetic structures, particularly in N-S and E-W directions. Such structural directions are referred to in previous works and were confirmed through the interpretation of SRTM images and studies of brittle structures in the field.

1. Introduction

The geophysical methods are indirect investigation techniques that allow the evaluation of geologic conditions through the contrast of the physical characteristics of the materials. The analysis of such data propitiates the delineation of the main structural traces, from the regional to more detailed scale and may allow the delimitation of the different lithotypes, supplying subsidies for the geologic cartography (Vasconcellos *et al.* 1994). The geologic-geophysical integration

becomes indispensable in the tectonic/structural study of the area (magnetic maps) and in the delimitation of the lithotypes (gamma-ray spectrometric maps), based in the magnetic and radiometric signatures analysis and in the integration with the available geologic maps.

The present work has a regional emphasis and comprises the generation of magnetic maps in scale 1: 500,000, compatible with the maps of the superficial brittle structures obtained from SRTM images (Jacques *et al.* 2010). The magnetic data processing has the objective of enhancing the structural subsurface features, for the interpretation of the regional tectonic compartments and for the verification of the continuity of the existing structures (Vasconcellos *et al.* 1994). Some examples of the use of magnetic images in the identification of structural lineaments are: Gunn *et al.* (1997), Bournas *et al.* (2003), Portela Filho *et al.* (2005), Carneiro *et al.* (2006), Medeiros (2011), amongst others. In this study it is intended to accomplish the characterization of the structures the eastern edge of the Paraná Basin in Santa Catarina (Brazil) through of the magnetic lineaments interpretation and to compare them with the structural analysis of the field data. As specific objectives are distinguished: (1) characterize the main directions of structures of the Paraná Basin in the study area; (2) define the relation of the magnetic lineaments (deep structures) with features obtained through images of remote sensing in scale 1: 500,000 (superficial structures); (3) verify the reactivated structures in the basin that affected the sedimentary rocks of the Paraná Basin.

2. Characterization of the Study Area

The study area (Figure 1) is located in the central-southern part of the Santa Catarina State in Brazil. It encloses metamorphic rocks of Santa Catarina Shield, sedimentary and igneous rocks of the Paraná Basin, which are inserted in the tectonic provinces of Mantiqueira and Paraná (Almeida *et al.* 1977, 1981).

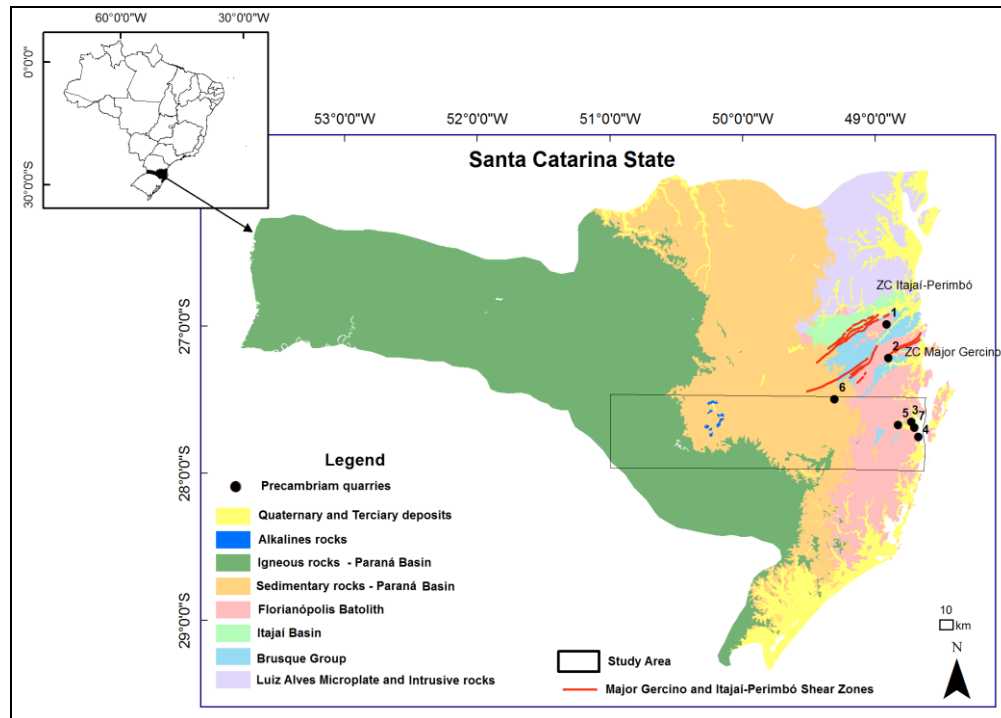


Figure 1 – Main geologic rocks of Santa Catarina State indicating the study area and the studied outcrops in the regions of the Paraná Basin and the Santa Catarina Shield.

Basement

The Mantiqueira Province comprises Precambrian and Early Paleozoic rocks, displayed in the eastern part of the South American Platform, with an approximate 3,000 km of extension from the southern and southeastern Brazilian coast to Uruguay. This province encompasses a Neoproterozoic mobile belt, divided into four diachronic orogens (Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano and São Gabriel) and a zone of interference between the Ribeira and Brasília orogens (Heilbron *et al.* 2004). The diachrony of the orogens is evidenced by the oldest ages in the south (São Gabriel Orogen) and more recent ones in the north (Araçuaí Orogen) (Silva 2006). In accordance with Hasui (2010), the Orogenic Mantiqueira System had its final agglutination around 500 million years to 460 million years ago. The main structures, in general, are related to NE-SW dextral shear zones (Heilbron *et al.* 2004).

In Santa Catarina State the “Dom Feliciano Belt”, defined by Fragoso-Cesar (1980), is divided by Basei (2000) in three crustal segments (from SE to NW): Granite Belt (Florianópolis Batholith), Metavulcanosedimentary Belt or Schist Belt (Brusque Metamorphic Complex) and foreland basin (Itajaí Basin). This belt is interpreted as the result of successive subduction and collisions of different blocks, with a maximum

interval from 900 million years (opening of the Adamastor Ocean) to 530 million years (deformation of the *foreland* basin) (Babinski *et al.* 1997, Basei *et al.* 2005, Basei *et al.* 2010).

The Brusque Metamorphic Complex, located in the Tijucas Terrain (Figure 2), has an extension of approximately 75km and a maximum width of 45km. The main direction of these rocks are near NE-SW, which have tectonic limits in the northwest with the Itajaí-Perimbó Shear Zone (Silva 1991) and in the southeast with the Major Gercino Shear Zone - MGSZ (Bittencourt *et al.* 1989). Both structures were submitted to ductile deformation in a dextral transcurrent system (Philipp *et al.* 2004). MGSZ has an average width of 20km and separates two distinct geologic regions: the Florianópolis Batholith in the south and the Metamorphic Brusque Complex (Tijucas Terrain) in the north. One developed on granulite and metavulcanosedimentaries rocks, with generation of mylonites, ultra-mylonites and phonolites (Bittencourt *et al.* 1989). This structure represents an important crustal discontinuity of the Dom Feliciano Belt in the south of Brazil that was active in the final stages of the Brazilian Orogeny (post-collisional), which deformation occurred in brittle-ductile system (Bittencourt *et al.* 1989). Passareli & Basei (1995) studied C-axis of quartz in mylonites and concluded that although the crystallographic orientation indicates environments of relatively low temperatures, the high volume of deformation and the presence of water in the system contributed to the increase of the ductility conditions. The tectonic activity of this structure was important to control the Neoproterozoic granite magmatism of the Santa Catarina Shield (Bittencourt 1996). Several authors have postulated the prolongation of the MGSZ into the south and its connection with the Sierra Ballena Shear Zone in Uruguay (Machado & Endo 1994, Basei *et al.* 2005).

The Paraná Basin

The Paraná Basin, with an area of approximately 1,750,000 km² is one of the great Brazilian tectonic province, which sediments were deposited on the South American Platform after the stabilization of the Brazilian Orogenic Cycle in the Early Cambrian (Telluric Orogen), when the last cratonic blocks collided as Arequipa-Antofalla (Assine 1996, Almeida 2000). Although the current limits of the basin are erosive, its configuration would have always been influenced by great structures,

arching, flexures of the basin and lineaments at its edges, with some of them being evident and others suggestive (Almeida 2000) (Figure 2). The eastern limit of the basin, which corresponds to the segment between the southeast of Brazil and Uruguay, was significantly modeled by the erosion as a result of the crustal uplift associated to the formation of the South Atlantic rift, with the esteemed removal of up to 2,500m (Zanotto 1993, Milani *et al.* 2007). The western limit is defined by a positive north-south oriented structural feature associated to lithospheric flexures resulting from the load imposed onto the continent by the orogenic Andean belt, at present represented by the region of the Pantanal Wetlands in Mato Grosso State (northern part) and by the Assunção Arc (southern part), which separates the Chaco-Paraguay Basin in the west and it may be active since the Devonian in view of the sandy character of the Ponta Grossa Formation (Almeida 2000). The northeastern limit of the basin corresponds to the Goiânia Flexure, which would already have established itself as limit of the transgression sea from the Early Devonian (Emsiano), at the time of the Paraná Group sedimentation (Almeida 2000). The basin is limited to the northwest by the meta-sedimentary rocks of the Paraguay Folding Belt from the end of the Proterozoic.

Milani (1997), Milani and Thomaz Filho (2000) as well as Milani *et al.* (2007) recognized in the stratigraphic structure of the Paraná Basin six allostratigraphic units of second order or Supersequences (*sensu* Vail *et al.* 1977), separated by secular intervals with duration of several millions of years and limited by interregional variances of character named: Rio Ivaí (Ordovician-Silurian), Paraná (Devonian), Gondwana I (Carboniferous-Pretriasic), Gondwana II (Meso to Neotriassic), Gondwana III (Neojurassic-Precretaceous) and Bauru (Neocretaceous). The three first ones represent transgressive-regressive cycles, associated to the oscillations of the relative sea level in the Paleozoic, whereas the others correspond to the continental successions and the igneous rocks of the Serra Geral Formation (Milani 1997, Milani and Thomaz Filho 2000, and Milani *et al.* 2007). The beginning of the sedimentation process in the Paraná Basin occurred in the Neo-Ordovician (450 million years ago), continuing its history of subsidence and sedimentation until the Neocretaceous, with the accumulation of about 5,000 meters of sedimentary rocks in approximately 400 million years (Milani and Ramos 1998). The different periods of subsidence of the Paraná Basin were correlated with the orogenic events which

occurred in the southwestern part of Gondwana, in particular in the region that nowadays corresponds to the Andean edge of South America that practically represented during the whole Phanerozoic a region of convergence between the sialic block and the oceanic lithosphere of Panthalassa. These orogenic events are called in literature Ocoyca (Meso to Neo-Ordovician), Precordilheiran (Predevonian), Chanica (Precarboniferous) and Sanrafaelica (Neopermian) (Assine 1996, Milani and Ramos 1998).

There are authors who do not share the interpretation above and consider that the reiterated tectonic mobility of the Andean chain had very few consequences on the structure and stratigraphy of the basin, at least in Brazil (Almeida 2000). Other authors, however, consider that the peaks of tectonic activities in the Andean region developed the subsidence and resulted in great transgressions, with the accumulation of thick and extensive packages of arenite in the Paleozoic sedimentary succession of the Paraná Basin and the development of regional variances (Zalán *et al.* 1991, Assine 1996).

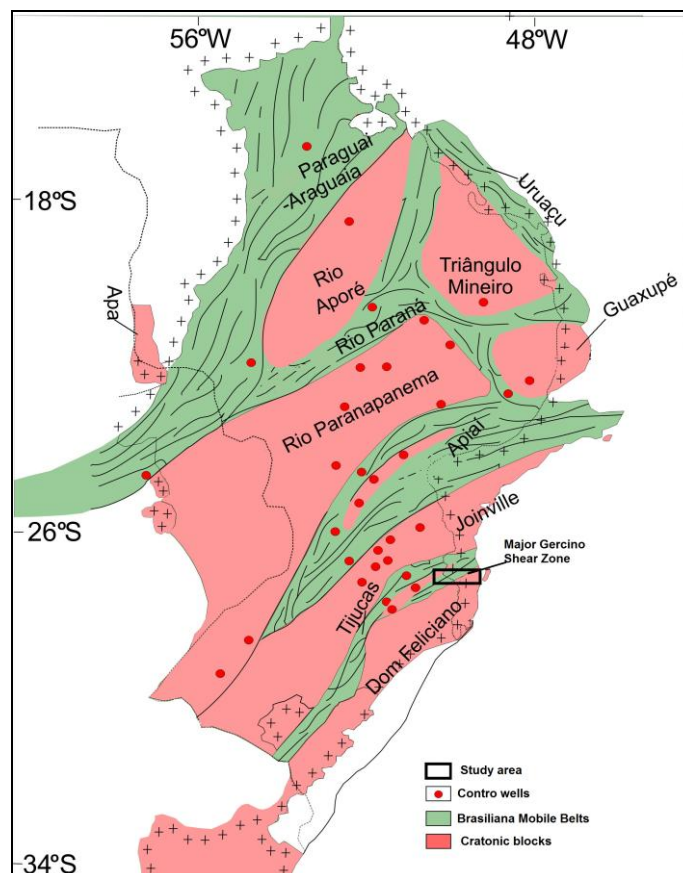


Figure 2 - Tectonic structure of the Paraná Basin substract with highlight on the study area (modified by Milani, 1997).

The Paraná Basin has been classified as a sineclisis type, however there are no well established theoretical models that can adequately explain the repetitive subsidence of extensive areas in the interior of continents over a period of hundreds of millions of years (Milani 2004). There are authors who consider the existence of a initial NW-SE oriented features (Fulfaro *et al.* 1982), while other authors propose, on the basis of geophysical information and the isopach shape (Northfleet *et al.* 1969, Quintas 1995), a control of the NE-SW structures in the tectonic-sedimentary evolution of the basin, mainly the Paleozoic, only modified through the rupture of the Gondwana and opening of the South Atlantic (Zalán *et al.* 1991).

The NE structures, present in the substratum of the Paraná Basin and located at its immediate edges or in its interior (Almeida 2000), would have controlled the development of a 'central rift' in the basin with NE-SW direction, coincident with the axis of the drainage basin of the Paraná river, whose presence is suggested through geophysical data (gravimetric, magnetometric and reflection seismic) and by the information of deep stratigraphic wells (Milani 2004). The anomalies in the Bouguer map in the basin shows a highly gravimetric extension, limited by gradients and gravimetric highs, suggesting the presence of a block interposed among other types of structures in the central part of the basin (Quintas 1995).

Structural Frame

Three main directions in the structural frame of the basin are identified: N45°-65°W, N50°-70°E and E-W, with the NW and NE directions being the oldest ones, originated from the reactivation of weakness zones present in the basement of the basin (Zalán *et al.* 1991). The E-W lineaments and the NW faults were developed from the Triassic, during the separation of the Gondwana, while the NE structures would have remained inactive (Zalán *et al.* 1987). Studies made by Freitas *et al.* (2002) in the western region of Santa Catarina (Serra Geral Formation) highlighted the following structural directions: N30°-50°E and N40°-60°W and, secondarily, N-S and E-W. Similar results were obtained by Jacques *et al.* (2010) at the eastern edge of the Paraná Basin in Santa Catarina, in the basaltic region of the Serra Geral Formation. According to these authors the directions NW-SE and N-S predominate the region of the sedimentary rocks (Paleozoic) while the directions N-S and NNE-SSW are evident in the Santa Catarina Shield.

Geophysical studies (aeromagnetic), accomplished in the central part of the Paraná Basin (SP, PR, SC, and north of RS states) showed structural NW-SE lineaments (Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonso and Rio Piquiri). Those lineaments, with an extension of not less than 600 km and a width between 20 and 100 km, cross the Precambrian rocks and extend into the basin up to the Paraná River (Ferreira 1982). According to the author, such lineaments have presented tectonic activities since the Devonian, mainly during the Wealdenian Reactivation in the Jurassic-Cretaceous. These features were associated to the superior mantle and related to the main sources of basaltic lava overflow in the central-eastern region of the Paraná Basin and with the structural conditioning of the alkaline magmatism.

The analysis of the structural lineaments by Remote Sensing (Landsat/MSS and radar images) associated with field control of the Serra Geral Formation in the South of Brazil (Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul), emphasized regional inflexions (negative and positive) with WNW axes that affect the units of this formation. These structures were apparently formed by the efforts resulting from the elevation of the Ponta Grossa and Rio Grande do Sul Archs (Paiva *et al.* 1982).

Soares *et al.* (1982), based on Landsat and radar images in the 1:250,000 scale, encompassing areas of the Serra Geral Formation in the Southeast of Brazil (São Paulo, Paraná, west of Santa Catarina and north of Rio Grande do Sul), highlight six directions of lineaments (in decreasing frequency sequence) which show a regional compartmentalization: (1) N45 ±5W Médio Ivaí (30%); (2) N65 ±5 W Médio Piquiri (22%); (3) N25± 5W Goioxim (19%); (4) N35 ± 5E Médio Paraná (19%); (5) N05 ±5E Tapiracuí (8%) and (6) N60 ± 5E Pitanga (6%). Five of these directions of lineaments were characterized in the sedimentary layers (1, 2, 3, 4 and 6), being the Médio Piquiri (N65±5 W) the most frequent (19.1%) and Pitanga (N60± 5E) the less frequent (9.4%).

An integrated multiscale analysis (structural, satellite images, gravimetry and magnetometry), applied at the eastern edge of the Paraná Basin, encompassing the neighboring regions of the states Santa Catarina and Paraná, showed the existence of five main lineaments directions: N60-70E, N30-40E, NNE, NNW and NW (Freitas & Rostirolla 2005).

Based on the interpretation of digital products, studies of the structural lineaments in the Dome of Lages, highlighted five main directions: WNW, N-S, NNE,

ENE and NW (Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010). Some of these directions were characterized as transcurrent faults: dextral N-S, NNE and NE, and sinistral WNW and E-W. These two main fault systems affect the alkaline rocks (Roldan 2007) whose age can be placed around 75 million years (Scheibe *et al.* 1985, Machado and Teixeira 2010). Machado *et al.* (2012), presented the structural analysis of alkaline rock quarries, associated to the Dome of Lages and identified two main directions of brittle structures related to the tectonic course: one around N-S (NNW to NNE), with dextral kinematics, and another one close to E-W (ENE to ESE), with sinistral kinematics. Such structures which age are related to Eocretaceous to Terciary, were explained according to a compressive event with a maximum principal stress axis (σ_1) oriented around NE-SW.

3. Materials and Methods

The aerogeophysical covering of the study area is composed by the Serra do Mar Sul, Ponta Grossa-Criciúma (Area 1) and Bacia do Paraná projects, which integrate the Brazil Geophysical Projects Database from CPRM (Geological Survey of Brazil). These data are grouped and numbered according to codes of different series, and the surveys that cover the study area are inserted in the three series described below:

Series 1000 - projects led by the National Department of Mineral Production (DNPM) and CPRM - Geological Survey of Brazil;

Series 2000 - projects led by the National Commission of Nuclear Energy (CNEN) and led by the Brazilian Nuclear Enterprises (Nuclebras);

Series 4000 - projects led by the Oil National Council (ANP) and Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras).

The specifications and the index map of the surveys are presented in Table 1 and in Figure 3, respectively.

The magnetic data were submitted to the micro-leveling routines aiming the extraction of the high frequency signals (noises) deriving from problems of the leveling process. From the micro-leveled data was subtracted the contribution of the IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) corresponding with the acquisition date of each survey, resulting in the magnetic field anomaly maps, which were integrated in a unique data set.

Table 1 - Specifications of the aerogeophysical surveys in the study area.

CPRM CODE	CONTRACTOR	PROJECT	YEAR	LINE SPACING (m)	FLYING HEIGHT (m)	SAMPLING INTERVAL (m)	TOTAL (km)
1025	CPRM	Serra do Mar Sul	1975	1,000	150	60m	49,880
2010	NUCLEBRAS	Ponta Grossa - Criciúma (Area I)	1971	1,000	120	120m	33,810
4012	PETROBRAS	Bacia do Paraná	1973	7,000	1,500	70m	20,650
						TOTAL	104,340

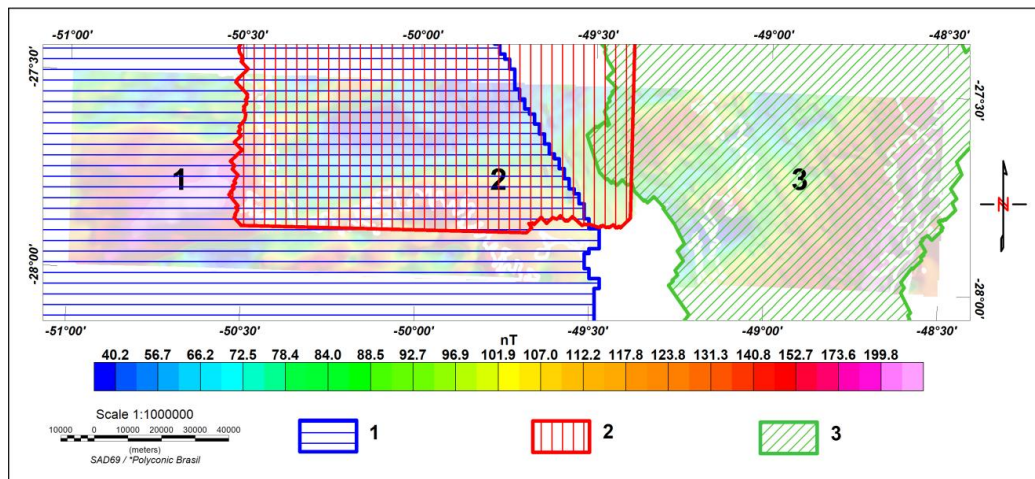


Figure 3 – Index map of the aeromagnetic covering of the study area. Projects: 1 – Bacia do Paraná, 2 - Ponta Grossa – Criciúma (Area I) and 3 - Serra do Mar Sul.

For the construction of the unified aeromagnetic database, the Serra do Mar Sul and Ponta Grossa – Criciúma (Área 1) surveys were upward continued to flying height of the Bacia do Paraná project (1,500 m) (Table 1, Figure 3). The data of the three projects were integrated in a 500x500 m regular grid (Briggs 1974) resulting in the magnetic field anomaly map of the study area (Figure 5A).

On these data the following enhancement methods were applied:

- Reduction to the Pole (RTP) (Figure 5B) – It was used to recalculate the data of the magnetic field anomaly map for an inclination of 90° (magnetic pole of the Earth). RTP simulates the localization of the magnetic source at the magnetic pole in a mode that its center coincides with the maximum positive amplitude of the anomaly. This procedure facilitates the interpretation of the data. For the attainment of the RTP, we used an average date between the

surveys (March 20, 1976) that results in the values of $-13^{\circ}59'$ of declination and $-29^{\circ}27'$ of inclination.

- THDR – Total Horizontal Derivative (Cordell & Grauch 1985) – It was used to accent the abrupt lateral changes of physical properties, enhancing the limits of the causative bodies. The total horizontal derivative (THDR) is the resulting vector of the combinations of the first horizontal derivatives in directions x and y (Figure 4).
- ASA – Analytical Signal Amplitude (Nabighian 1972; Roest *et al.* 1992) – The analytical signal amplitude (ASA) is a function related to the derivatives of the magnetic field in x, y and z directions (Figure 4). The ASA is often considered a method that is not affected by magnetic inclination, but this has been contested by Li (2006).
- TDR – Tilt Angle (Miller & Singh 1994) – The tilt angle is defined by the arctangent of the first vertical derivative divided by the total horizontal derivative (Figure 4). This filter equalizes the signal amplitudes and the peaks of the transformed data are positioned over the causative body's center instead of the edges. Consequently, the tilt angle responds well both to shallow and deep sources.

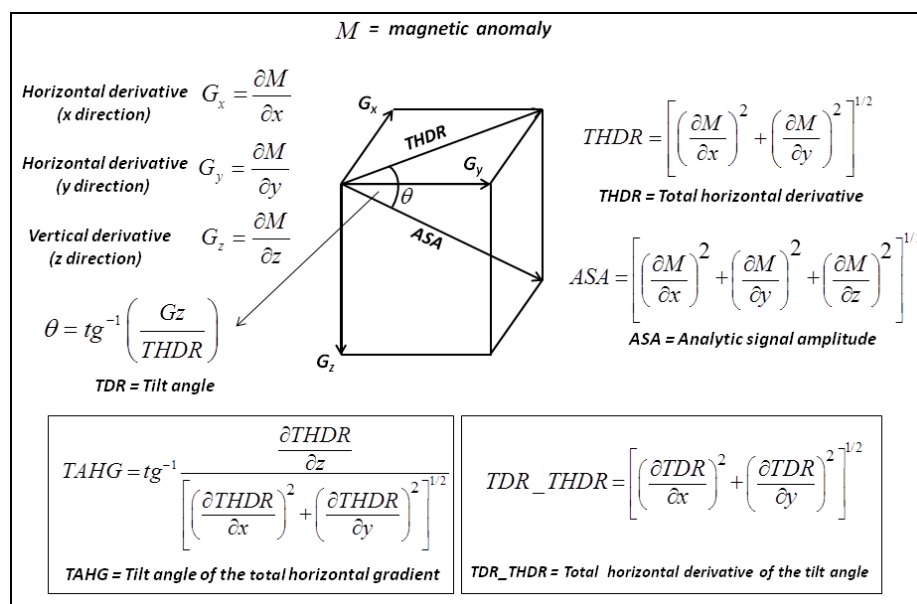


Figure 4 – Main methods used for enhancing magnetic anomalies (modified from Ferreira *et al.* 2010).

- TDR_THDR – The application of the total horizontal derivative of the tilt angle was used by Verduzco *et al.* (2004) to enhance the edges of the bodies through maximum (Figure 4). The advantages of this method are, according to the authors, the independence of the magnetization direction and the amplitude of the anomalies.
- TAHG – The main attributes of the TAHG (tilt angle of the total horizontal gradient) method (Figure 4) are to provide maximal amplitudes on the source edges and equalizes signals from shallow and deep sources (Ferreira *et al.* 2010, Ferreira *et al.* 2013).

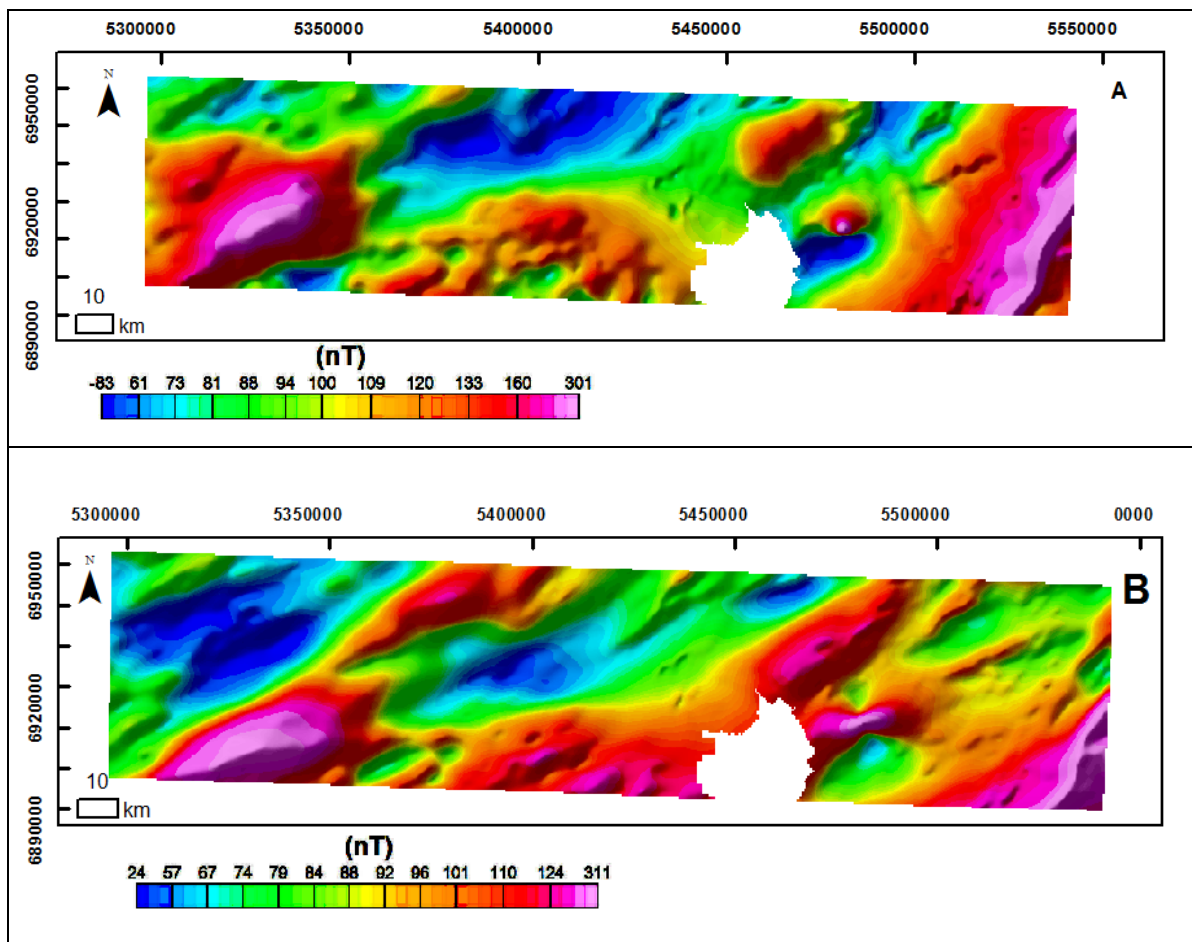


Figure 5 – (A) Magnetic field anomaly map (B) Reduced to the pole magnetic field anomaly map.

Radar images derived from the Digital Elevation Model (DEM) from SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, Farr *et al.* 2007), were processed and prepared for the manual extraction of brittle lineaments in the scales 1:500,000 and 1:100,000 (Jacques *et al.* 2010, 2012). The lineaments of the 1:500,000 scale were compared

with the magnetic alignments through the elaboration of main direction cluster maps. The Euclidean distance was used for each set of lineaments (SRTM and magnetic) in function of three main directions: N-S ($\pm 30^\circ$), NE-SW ($31^\circ - 90^\circ$) and NW-SE ($270^\circ - 329^\circ$).

The studies in the field are based on the data collection from brittle structures in 7 quarries (6 located in the Santa Catarina Shield and one at the border of the Paraná Basin and the Santa Catarina Shield). The proceedings of the field data collection followed the recommendations of Sperner & Zweigel (2010), observing and measuring the fractures plans, the fault plans, the attrition striations (with orientation on the fault plan and the kinematic of the movement), the mineral growth plans (orientation of the plan and direction of the growth) and the confidence degree for each measure (0 - not registered, 1 - excellent, 2 - good and 3 - poor). After the collection, the dihedral method, Angelier & Melcher (1977), was applied to determine the compressive fields (maximum stress) and tractive fields (minimum stress), corresponding respectively to the stress axes σ_1 and σ_3 . The geometric and kinematic analyses were made for the general outcrops and for the main directions systems: NNE ($0^\circ - 29^\circ$), NE ($30^\circ - 59^\circ$), ENE ($60^\circ - 89^\circ$), WNW ($90^\circ - 119^\circ$), NW ($120^\circ - 149^\circ$) and NNW ($150^\circ - 179^\circ$).

Results

The visual analysis of the aeromagnetic maps enhanced by the filtering techniques presented in Figure 6 (A-D) allowed the interpretation of the magnetic lineaments presented in Figure 5E. The main directions of the lineaments are shown in the rose diagrams (Figure 6) and demonstrate a strong direction pattern next to NE-SW, mainly for the area of the igneous rocks of the Serra Geral Formation. In the parts where the sedimentary rocks and the rocks of the Santa Catarina Shield arise, lineaments of NW-SE direction are also observed, however with inferior frequency than the lineaments of NE-SW direction.

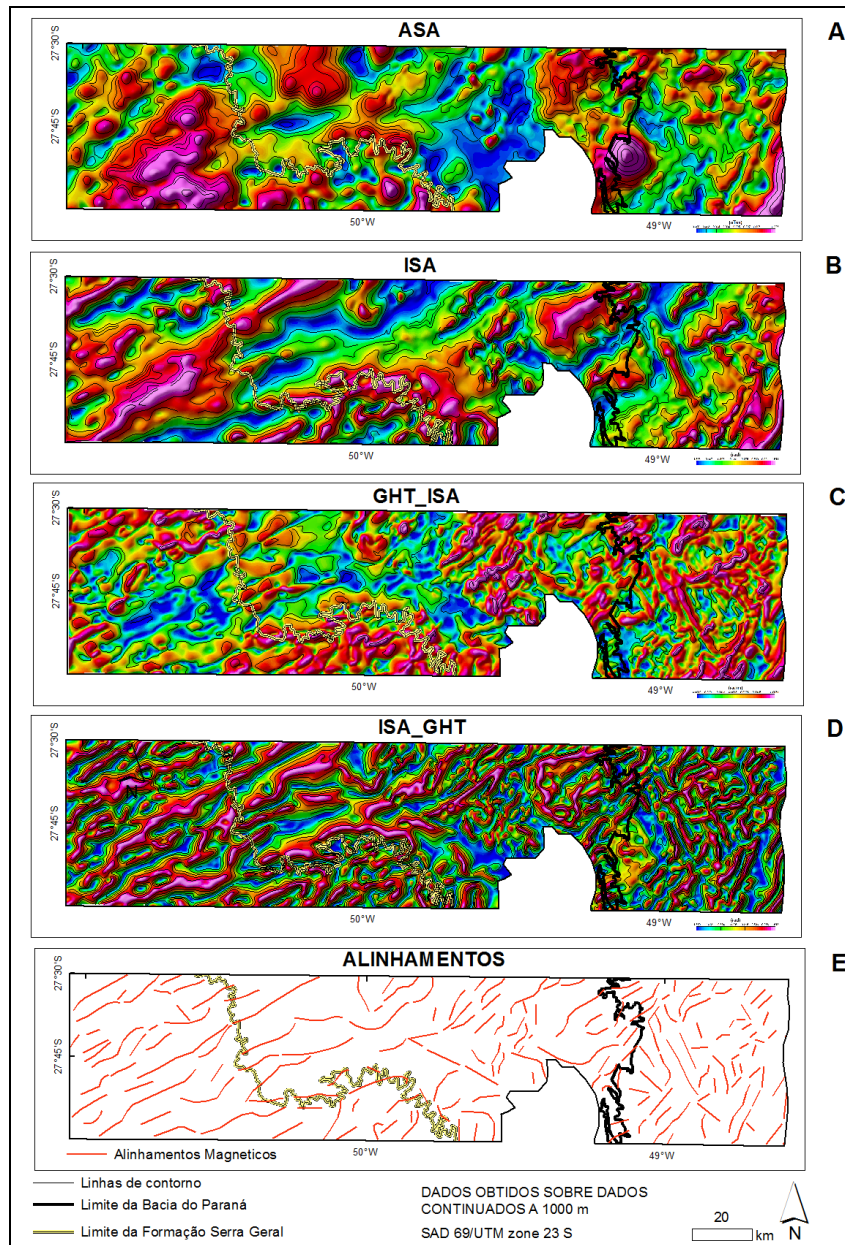


Figure 6– Enhanced magnetic maps of the study area. A - ASA; B – TDR; C – TDR_THDR; D - TAHG and E - TAHG map and magnetic lineaments.

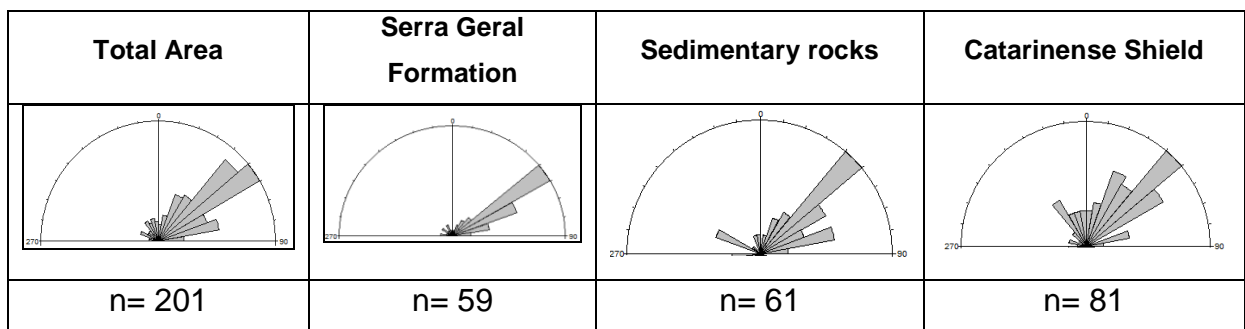


Figure 7 – Rose diagrams of the magnetic lineaments. Left to right: total study area, Serra Geral Formation, Paleozoic rocks of the Paraná Basin and rocks of the Santa Catarina Shield.

Figure 7 presents the rose diagrams for the magnetic lineaments of the following regions: Serra Geral Formation, Paleozoic rocks of the Paraná Basin, Santa Catarina Shield and the total study area. Figure 8 (A, B and C) shows the result of the lineaments extracted from the magnetic maps and from the SRTM images (Jacques *et al.* 2010) as well as their combination, highlighting the percentage of differences and coincidences between the related products (Figure 8C).

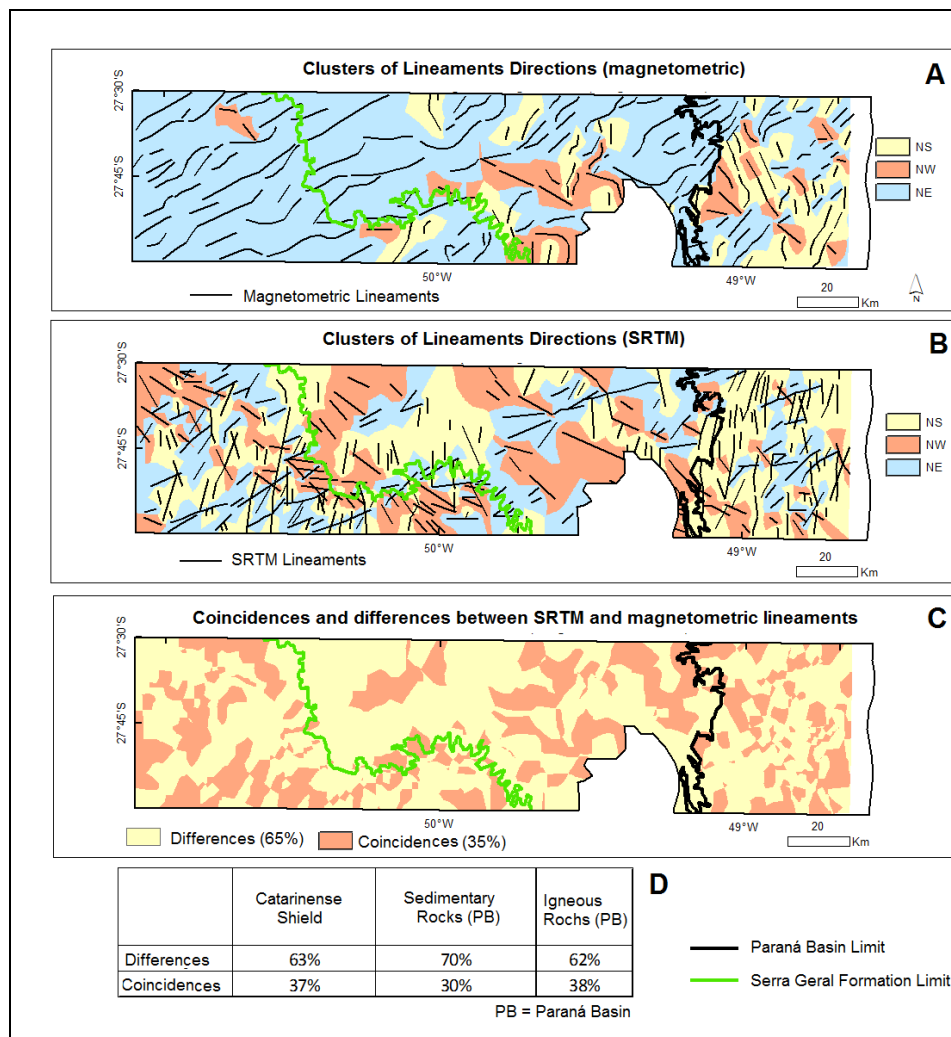


Figure 8 – Clusters images of the directions NS, NW and NE, obtained by Euclidean distance. A - Magnetic lineaments; B – SRTM Lineaments (Jacques *et al.* 2010); C - Map of the differences and coincidences between the directional clusters; D - Table showing the percentages of the differences and coincidences for the rock groups of the studied regions.

Figure 8C presents two classes: one with the regions of the same cluster (directions NS, NW or NE) and another one with the regions of different clusters. The coinciding data among the clusters of the directions in the entire study area are 35% and the differences are of 65%. The coincidences and differences were also applied

by rock region: the Santa Catarina Shield, Paleozoic rocks of the Paraná Basin and the Serra Geral Formation (Figure 8D). The biggest coincidences occur in the regions of the Serra Geral Formation and the Santa Catarina Shield, with very close values.

Figure 9 presents the rose diagrams of the studied outcrops, where three main directions (NE, NW and NS) of brittle structures stand out for the sedimentary rocks and for the Santa Catarina Shield, with the two first directions presenting secondary importance in those regions. Figure 9 also presents the directions NE and close to E-W for the rocks of the Serra Geral Formation. It is important to emphasize that in one of the analyzed outcrops at the border of the Santa Catarina Shield with the Paraná Basin, was identified an oblique NE-SW direction fault with high angle dip that only affects the orthogneiss of the basement. This fault developed under brittle-ductile conditions and the deformation occurred in transtensional system with a compression axis oriented in direction NW-SE (Figure 10).

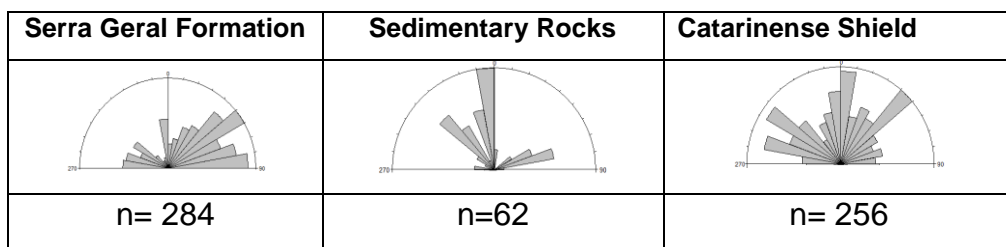


Figure 9 – Rose diagrams of the structural field data. Left to right: Serra Geral Formation, Paleozoic rocks of the Paraná Basin and the Santa Catarina Shield.

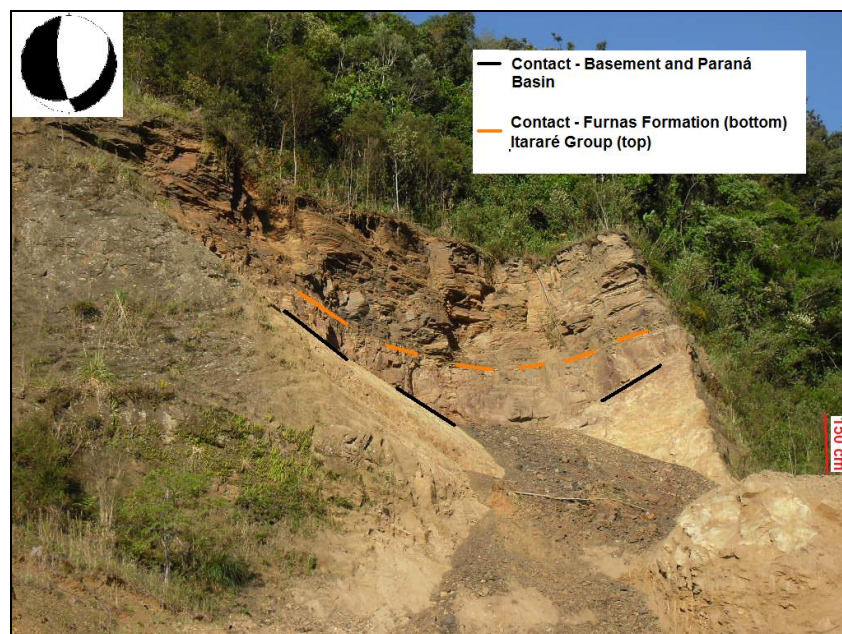


Figure 10- Tectonic contact of the Paraná Basin (Itararé Group) with the basement, indicating the dihedron diagram of the contact fault.

Discussion

The interpretation of the lineaments in the enhanced magnetic maps allowed identify features that support the understanding of the structural frame at the eastern edge of the Paraná Basin in Santa Catarina State. The TAHG map was the main product used for the interpretation of the magnetic lineaments. This map (Figure 6E) shows the structural framework of the study area with emphasis on the NE lineaments, probably related to the continuity of the Tijucas Terrain (Brusque Group) structures under the sedimentary and igneous rocks of the Paraná Basin (Figure 2). Those lineaments are more pronounced in the central and western portion of the studied area, where occur sedimentary and igneous rocks of the Paraná Basin.

The structures close to N-S are concentrated in the Santa Catarina Shield, occurring mainly in the south of the Major Gercino Shear Zone (MGSZ). This NE-SW structure separates two distinct structural *trends*: one NE situated in the north of the MGSZ and the other close to N-S, situated in the south of the MGSZ (Basei 2000, Basei *et al.* 2000, Bittencourt *et al.* 2008; Jacques *et al.* 2010; Jacques *et al.* 2012). MGSZ presents a NNE inflection extending under the sedimentary rocks of the Paraná Basin in the study area, and then return to NE direction. This anastomosing pattern of the MGSZ is typical of shear zones that are part of the South-Brazilian Shear Belt (Bittencourt *et al.* 2008), which structures range from NE to NNE (Passareli *et al.* 2010).

The comparison between the magnetic and SRTM lineaments obtained 35% coincidence, probably reflecting the difference of the nature of the data, as the products obtained from the magnetic data reflect deeper structures than those identified from the SRTM data. Jacques *et al.* (2010) registered in lineaments obtained from SRTM images, in the scale 1:500,000, the following main directions: N-S $\pm 5^\circ$ (Santa Catarina Shield) NW-SE and, secondarily, NE (in the Paleozoic and Mesozoic units of the Paraná Basin). This difference of NE main direction (magnetic data) and NW main direction (SRTM data) for the studied region suggests in the first case the reflection of deeper structures (lineaments), originated in the basement (related to the Tijucas Terrain), whereas in the last case they would be shallower structures related to the deformation of the sedimentary and volcanic units of the Paraná Basin.

The analysis of the rose diagrams of the magnetic lineaments shows the approximately uniform behavior of the structural NE trend, whereas the field data disclose other structural directions not evidenced in the products obtained through the processing of the aeromagnetic data. The NE direction is identified in the outcrops of the Serra Geral Formation and the Santa Catarina Shield regions. The Santa Catarina Shield secondarily enhances NS and NW lineaments. Directions close to N-S are also highlighted on the sedimentary rocks at the field, although the data are derived from only two outcrops. In the outcrops of the Serra Geral Formation the presence of E-W structures was observed.

The E-W lineaments were not identified in the interpretation of the magnetic data (only locally in the region of the Serra Geral Formation). This may be related to the great spacing between the used flight lines in the aerogeophysical surveys (varying from 1,000 meters to 7,000 meters), making hard the identification of structures of lesser dimensions, and those probably are not being related to the basement structures. In accordance with Zalán *et al.* (1987), the E-W lineaments developed during the Gondwana separation, therefore being active as from the Triassic.

The N-S structures, which are concentrated in the Santa Catarina Shield, were studied by Castro *et al.* (2003) based on Landsat-5/TM images and aerogeophysical maps (gamma-ray spectrometric and magnetic), in an area between the Itajaí-Perimbó and Major Gercino shear zones. According to the authors, those structures were also registered in the sedimentary rocks of the Paraná Basin and confirmed by field data obtained in this work. These structures were also identified in the Dome of Lages region, cutting the alkaline rocks considered of Post-Cretaceous ages (Roldan 2007; Roldan *et al.* 2010 and Machado *et al.* 2012).

Amongst the data related to the tectonic origin of the Paraná Basin stand out those collected in the outcrop of the contact between the Paraná Basin and the basement. It is a brittle-ductile shear zone of NNE direction, developed in extensional regimen which only affects the orthogneiss of the Santa Catarina Shield and does not spread into the sedimentary units of the Itararé Group, suggesting its correspondence with a structure developed previously to the sedimentation of the sedimentary units of the Paraná Basin in Santa Catarina. This extensional structure must be related to the transtensive tectonics that generated initial rifts which

directions were close to NE-SW, proposed by Milani (1997), and is also compatible with the magnetic lineaments presented in this paper.

The N-S structures of the Santa Catarina Shield have the same orientation of the characterized lineaments as the Tapiracuí direction ($N5 \pm 5W$) by Soares *et al.* (1982) that has one of the lowest frequencies (8%) amongst the six directions defined by the authors. It is therefore considered a lineament of restricted occurrence whose age was related to a deforming event after Caiuá (Eocretaceous) (Soares *et al.* 1982).

The structural NE-SW and NNE-SSW directions, present in the Precambrian rocks of the Santa Catarina Shield, respectively in the zones of Major Gercino Shear and Itajaí-Perimbó as well as in the Florianópolis Batholith, were reactivated after the spills of the volcanic rocks of the Serra Geral Formation and its sedimentary coverings, like the Bauru and Caiuá Groups (Soares *et al.* 1982). At Dome of Lages, this structural pattern was reactivated clearly after the intrusion of the alkaline rocks (age ~75 million years) as transcurrents faults, suggesting that this reactivation occurred between the Late Cretaceous and the Tertiary (Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010, Machado *et al.* 2012). The structural NE-SW direction is compatible with the Pitanga direction and the NNE-SSW direction is compatible with the Médio Paraná direction, both related to the directions described by Soares *et al.* (1982). The first one presents the lowest frequency (6%) and the second one an intermediate frequency (19%), in relation to the set of six directions defined by the authors. The NE-SW direction is concentrated in restricted areas and appears with more frequency in the inferior layers of the basin, being considered a direction of very old discontinuity, just like the NNE-SSW direction that had great activity in the Cretaceous (Soares *et al.* 1982).

The structural NNE pattern had great influence on the tectonic-sedimentary evolution of the basin, notably from the deposition of the formations Irati, Serra Alta, Teresina and Rio do Rastro, as the maps of accumulated isopach suggest. This influence becomes more evident when the maps of the related formations are individually analyzed (see Northfleet *et al.* 1969).

The structural N-S pattern presents influence on the deposition of the Furnas Formation, being replaced by the NW and NNW structures during deposition of the Ponta Grossa Formation, at which time the basin was divided into two sub-basins, a

condition that persists during the deposition of the Itararé Group and the Aquidauana Formation, despite the remarkable inversion occurred along the fault zone Curitiba-Maringá (Zalán *et al.* 1990). The structural NE pattern started to have a strong influence on the deposition of the Rio Bonito Formation, evidenced in the isopach lines along the fault zone Lancinha-Cubatão.

The NW structures are well marked in the aeromagnetic maps of the Ponta Grossa Arch region (Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonso and Rio Piquiri lineaments) and extend at least to the current channel of the Paraná River being considered deep structures that reached the upper mantle (Ferreira 1982). Those structures correspond to the lineaments with a direction of higher frequency (30%), referred as Médio Ivaí (Soares *et al.* 1982). NW extensional faults are recognized in Ponta Grossa Arch, which were reactivated as sinistral faults and are explained according to a tectonic context of two distinct deformational events: an older one (σ_1 -I or D1) of Precretaceous age and a newer one (σ_1 -II or D2) at an age between Precretaceous and Tertiary (Rostirolla *et al.* 2000, Strugale 2002 and Strugale *et al.* 2007).

Final Considerations

Amongst the products obtained through geophysical data processing in this work, the TAHG was the one that provided the best definition and distinction of the magnetic structures. However the great flight spacing of the Bacia do Paraná project (7,000 m) did not allow the identification of lesser dimension (lesser regional expression) structures, like the N-S and E-W structures. Such structural directions were proved by interpretation of SRTM images.

The NE structures present in the basement of the Paraná Basin and located next to its edges or in its interior (Almeida 2000), would have controlled the development of a “central rift” of the basin with NE-SW direction, coinciding with the axes of the drainage basin of the Paraná River, whose presence is suggested through geophysical data (gravimetrical, magnetometric and seismic reflection) and by information from deep stratigraphic wells (Milani 2004).

The magnetic lineaments presented in this work were extremely important in the characterization and understanding of the structural framework of the eastern border of the Paraná Basin in Santa Catarina State. These data showed that the

structural NE-SW pattern of the Santa Catarina Shield, present in the Major Gercino and Itajaí-Perimbó shear zones as well as in the Tijucas Terrain (Metamorphic Brusque Complex) extends clearly under the sedimentary and igneous rocks of the Paraná Basin. The magnetic maps interpreted in this work reflect deep structures related to the framework of the Precambrian substratum extending under the basin, which have the same structural *trend* of the precursory NE rift, as suggested by Milani (2004) and Milani *et al.* (2007) and through the deep stratigraphic wells data (Quintas 1995). The variation of the NE to NNE directions, mainly present in the eastern part of the study area, can be explained by the anastomosing structures of the basement similar to what occurs with the Major Gercino and Itajaí-Perimbó shear zones. The lineaments obtained from SRTM images in the scale 1:500,000 indicate the existence of a large number of NW and N-S direction structures, mainly in the region of the Paleozoic rocks, suggesting that in this region the structures are shallower than those in the Ponta Grossa Arch. Such structures are probably related to the tectonic deformation of the basin and are located in the region between the related arch and the Torres Syncline. The structural NW direction is the one that presents the highest frequency (30%) of the six major regional directions of the Paraná Basin, corresponding to the Médio Ivaí.

Field data does not shown relation with magnetic structural directions such as: E-W, in the Serra Geral Formation, N-S and NW in the Paleozoic sedimentary rocks, suggesting that these structures are related to the deformation of the basin. Some of these structural directions (NW), considered as Triassic age (Zalán *et al.* 1987, 1991) or existing since the Devonian (Ferreira 1982, Soares *et al.* 1982), were reactivated after the Serra Geral magmatism, initially as extensional faults in Eocretaceo and then as sinistral transcurrent faults between Eocretaceo and Tertiary (Rostirolla *et al.* 2000). The E-W structures are considered as post-Cretaceous age, probably the Paleogene, as they affect the alkaline rocks of Dome of Lages at an age of around 75 million years.

The presence of extensive shear zones in the basement at the eastern edge of the Paraná Basin in Santa Catarina, developed in a brittle-ductile deformation and without continuity in its sedimentary units, suggests that these structures are related to the transtensive tectonic event that originated the NE-SW precursor rift of the Paraná Basin, as proposed by Milani (1997) and Milani (2004). Based on the isopach

maps of the basin (Northfleet *et al.* 1969), these structures were active in the Lower Devonian during the sedimentation of the Rio Bonito Formation and then in the Permian (Middle and Upper), along with the NNE structures, influenced the deposition of the Passa Dois Group. NW and NNW structures, active in the Devonian (Middle and Upper), were strongly reactivated in the Cretaceous, particularly in the Ponta Grossa Arch region.

Acknowledgments

The authors thank the institutional collaborators represented by the CPRM – Geologic Survey of Brazil; by the São Paulo University– Post Graduate Program in Mineral Resources and Hydrogeology; by the Federal University of Paraná (Geology Department) and by the Federal Rural University of Rio de Janeiro (Geosciences Department). The first author (P. D. Jacques) thanks CAPES for the concession of a doctorate scholarship, R. Machado and F.J.F. Ferreira thank the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for the concession of productivity in research grants (processes 300423/82-9 and 305810/2010-3, respectively).

Bibliographic References

- Almeida F.F.M. 2000. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. *In: SBG, Simp. Reg. Geol.*, 3, Curitiba, PR, *Atas*, v. 1, p. 1-20.
- Almeida F.F.M., Hasui Y, Neves B.B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: SBG, Simp Geol Nordeste*, 8, Campina Grande, PB. *Atas*, ep. 363–391.
- Almeida F.F.M., Hasui Y, Neves B.B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, v. 17 (1/2), p. 1-29.
- Angelier J.; Melcher P. 1977. Sur une méthode graphique de recherché dès constraints principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode dès dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.7, p.1309-1318.
- Assine M.L. 1996. Correlação entre as sequências pré-carboníferas das Bacia do Paraná e as orogenias pré-andinas. *In: SBG, Congr Bras Geol.*, 34, *Anais*, Salvador, v. 5, p.399-401.
- Babinski M., Chemale F.,Hartmann L.A., Van Schmus W.R., Silva L.C. 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 10, 263–274.
- Basei M.A.S. 2000. *Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano*. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP.

Basei M.A.S., Siga Jr. O., Masquelin H., Harara O.M., Reis Neto J.M., Preciozzi P.F. 2000. The Dom Feliciano Belt and Rio de la Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. *In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomas Filho A., Campos D.A., Intern. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, Tectonic evolution of South America*, p. 311-334.

Basei M.A.S., Frimmel H.E., Nutman A.P., Preciozzi F., Jacob J. 2005. The connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts. *Precambrian Res.* 139, 139–221.

Basei M. A. S., Brito Neves B.B., Siga Jr., Babinski M., Pimentel M.M., Tassinari C.C.G., Hollanda M.H.B., Nutman A., Cordani U.G. 2010. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research*, 183 112–144.

Bitencourt M.F.A.S. 1996. *Granitoides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: Uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento*. Porto Alegre, 310p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bitencourt M.F., Hackspacher P.C., Stoll L.V. 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. *In: Simp. Nac. Est. Tect., 2. Fortaleza, CE, Anais*, p. 214-215.

Bitencourt M.F., Bongioiolo E. M., Philipp R.P., Morales L.F.G., Rubert R.R., Melo C.L., Luft Jr., J.L. 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Pesquisas em Geociências*, 35(1): 109-136.

Bournas N., Galdeano A., Hamoudi M., Baker H. 2003. Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods. *Journal of African Earth Sciences* 37: 191–205.

Briggs I. C. 1974. Machine Contouring Using Minimum Curvature. *Geophysics*, 39(1): 39-48.

Carneiro C.C., Crósta A.P., Silva A.M., Pinheiro R.V.L. 2006. Fusão de imagens altimétricas e aeromagnetométricas como ferramenta de interpretação geológica, exemplo da Província Mineral de Carajás (PA). *Rev Bras Geof.*, São Paulo, 24 (2): 261-271.

Castro N.A., Crósta A.P., Ferreira F.J., Basei MAS. & Pascholati M.E. 2003. Quadro geológico regional da porção do Embasamento Pré-Ordoviciano de Santa Catarina com base em imagens Landsat-5/TM e aerogeofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 33 (supl): 161-172.

Cordell L. & Grauch V.J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New México. *In: Hinze WJ (ed). The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps. Society of Exploration Geophysics*, p. 181-197.

CPRM. Base de Dados AERO. Disponível em <http://www.cprm.gov.br/aero/aero.htm>. Acessado em: 17/04/2009.

Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., SeaL D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf D. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Review of Geophysics*, v.45, n. 2, p. 21-35, 2007.

Ferreira F.J.F. 1982. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 170 p.

Ferreira F.J.F., Souza J., Bongioiolo A.B.S., Castro L.G.; Romeiro M.A.T. 2010. Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I: Aplicação a dados sintéticos. *In: IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, SBGf Brasília, Anais*, p. 1-6.

Ferreira F.J.F., Souza J., Bongioiolo A.B.S., Castro L.G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, 78 (3):J33-J41.

Fragoso-Cesar A. R. S. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Balneário de Camboriú, Anais, p. 2879-2892.

Fulfaro, V. J., Saad, A. R., Santos M. V., Vianna R. B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev Bras Geoc.*, São Paulo, 12 (4): 233-256,.

Freitas M. A., Caye B.R., & Machado J.L.F. 2002. *Diagnóstico dos recursos hídricos subterrâneos do oeste do Estado de Santa Catarina - Projeto Oeste de Santa Catarina*. Porto Alegre. CPRM/SDM-SC/SDA-SC/EPAGRI. 100p.

Freitas R.C. & Rostirolla S.P. 2005. Análise comparativa entre estruturas do embasamento e resposta em superfície na Bacia do Paraná, região entre os Estados do Paraná e Santa Catarina. In: SBG, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 10; Int. Symp. on Tectonics, 4, Curitiba, *Bol Res Exp*, v. 1, p. 41-44.

Geosoft. 2010a. Magmap – 2-D Frequency Domain Processing. *Geosoft Technical Note*, p. 34.

Geosoft. 2010b. Oasis Montaj GridKnit. Grid stitching extension for Oasis Montaj V7.1. *Tutorial and users guide*. p. 32.

Gunn P.J., Fitzgerald D., Yassi N., Dart P. 1997. New algorithms for visually enhancing airborne geophysical data. *Exploration Geophysics*, 28: 220-224.

Hasui Y. 2010. A grande colisão Pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. São Paulo, UNESP, *Geociências*, 29(2): 141-169.

Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.C. 2004. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B & Brito Neves (eds.) *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234.

Jacques P.D., Machado R., Nummer A.R. 2010. Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens LANDSAT e SRTM. *Pesquisa em Geociências* 37 (2): 117-131.

Jacques P.D., Machado R., Nummer A.R. 2012. A comparison for a multiscale study of structural lineaments in southern Brazil: LANDSAT-7 ETM+ and shaded relief images from SRTM3-DEM. *An. Acad. Bras. Cienc.* 84 (4): 031-942.

Li X. 2006. Discussion and Reply On "Theta map: Edge detection in magnetic data. *Geophysics*, Vol. 71, no. 3 p. X11–X12

Machado R.& Endo I.S. 1993. Cinturão de cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressional Neoproterozóica. In: SBG, Simp Geol Minas Gerais, 7, e Simp Nac Est Tect., 4, *Anais*, Belo Horizonte, MG, v. 1, p.189-191.

Machado R.& Endo I.S. 1994. Superposição cinemática Brasileira no cinturão de cisalhamento Atlântico e na Cunha de Guaxupé. In: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Balneário de Camboriú, *Anais*, p. 269-270.

Machado R. & Teixeira W. 2008. Idades (40Ar/39Ar) do Magmatismo Alcalino do Distrito Alcalino de Lages, SC. In: SBG,, Simp Vulc e Amb Assoc,, 4, *Bol Res.*, Foz do Iguaçu, PR.

Machado R., Roldan L.F., Jacques P.D., Fassbinder E., Nummer A.R. 2012. Tectônica transcorrente mesozoica-cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina. *Rev Bras Geoc.*, 42 (4):799-811.

Medeiros V.C.; Medeiros W.E., Sá M.F.J. 2011. Utilização de imagens aerogamaespectrométricas, Landsat 7 ETM + e aeromagnéticas no estudo do arcabouço crustal da porção central do domínio da

zona transversal, província Borborema, NE do Brasil. *Rev. Bras. Geof.*, 29 (1):83-97.

Milani E. J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental*. 2 v. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Milani E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução da Bacia do Paraná. In: Mantenesso-Net V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R. Neves B.B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: a evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, p.265-279.

Milani E.J., Melo J.H.G., Souza P.A., Fernandes L.A., França A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Bol Geoc da Petrobras*, 15 (2):265-287.

Milani E.J. & Ramos V.A. 1998. Orogenias Paleozoicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev Bras Geoc*, 28:473-484.

Milani E.J. & Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary basins of South America. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. Int Geol Congr., 31st, Rio de Janeiro, p.389-449.

Miller H.G. & Singh V. 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32:213-217.

Milligan P.R., Gunn, P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2), p. 63-75.

Nabighian M.N. 1972. The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37:507-517.

Northfleet A.A., Medeiros R.A., Mühlmann H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol Téc Petrobrás*, 12 (3):291-346.

Paiva Filho A., Crósta A.P., Amaral G. 1982. Utilização de dados de sensoriamento remoto no estudo estratigráfico e estrutural da Formação Serra Geral. In: Simp Bras Sens Remoto, 2, Brasília, p. 135-140.

Philipp R. P., Mallmann G., Bitencourt M. F., Souza E. R. ., Souza M. M. A. ., Liz J. D.I, Wild F., Arendt S., oliveira A. S., Duarte L., Rivera C., B. Prado M. 2004. Caracterização litológica e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Rev Bras Geoc*. 34 (1): 21-34,

Portela Filho C.V., Ferreira F.J.F., Raposo M.I.B., Strugale M. 2005. Estimativa da extensão crustal do Arco de Ponta Grossa com base em modelagens aeromagnéticas na região de Apucarana-PR. In: Simp Nac de Est Tect, 10, Curitiba-PR, *Bol de Ress Exps*, p. 134-136.

Quintas M.C.L. 1995. O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução Geofísica de seu arcabouço. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, 253p.

Roest W.R.J., Verhoef J., Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57:116-125.

Roldan L.F. 2007. *Tectônica Rúptil Meso-Cenozóica na região do Domo de Lages, SC*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 121p.

Roldan L.F., Machado R., Steiner S.S., Warren L.V. 2010. Análise de Lineamentos Estruturais no Domo de Lages (SC) Com Uso de Imagens de Satélite e Mapas de Relevo Sombreado. *Geologia USP* 10 (2):57-72.

- Rostirolla S.P., Assine M.L., Fernandes L.A., Artur P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. *RevBras de Geoc.* **25** (2):79-84.
- Scheibe L.F., Kawashita K., Gomes C.B. 1985. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. *In: SBG, Simp Sul-Bras. Geol.*, 2, *Atas*, Florianópolis, p.299-307.
- Silva L.C. 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas Proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Rev Bras Geoc* 21:60–73.
- Silva L. C. 2006. *Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros*. Brasília: CPRM, 132 p. (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil), Disponível em: www.cprm.gov.br. Data de acesso: 24/02/2011
- Soares, A.P., Barcellos, P.E., Csordas, S.M. 1982. Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. *In: Simp Bras Sens Remoto*, 2, Brasília, p. 143-168.
- Sperner B.& Zweigel P., 2010. A plea for more caution in fault-slip analysis. *Tectonophysics* 482: 29-41.
- Strugale M. 2002. *Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR, 154p.
- Strugale M., Rostirolla S.P., Mancini F., Portela Filho C.V., Ferreira F.J.F., Freitas R.C. 2007. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **24**:203-227.
- Vail P.R., Mitchum R.M. JR., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S. III, Sangree J.B., Bubb J.N., Hatlelid W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In C.E. Payton (ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26:49-212.
- Vasconcellos R.M., Metelo M.J., Motta A.C., Gomes R.D. 1994. *Geofísica em levantamentos geológicos*. Rio de Janeiro: CPRM, 165p.
- Verduzco B., Fairhead C., Green C., Mackenzie C. 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge* 23:116-119.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O. A. 1987 Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. *In: SBG, Simp Sul-Bras Geol.*, 3, Curitiba. *Atas*, p. 441-474.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C., Marques A., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T. 1990. Bacia do Paraná. *In: Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro, p. 135-164.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O.A., Marques A. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. *In: Gondwana Symposium, 7*, : São Paulo, Brazil, *Proceeding*, p. 83-117.
- Zanotto O. A. 1993. Erosão pós-Cretáceo na Bacia do Paraná, com base em dados de reflectância da vitrinita. *In: SBG, Simp Sul-Bras Geol.*, 5, Curitiba. *Bol Res.*, Curitiba, PR, p.58

Apêndice B - Lineamentos estruturais na Borda Leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens Landsat e SRTM

(Artigo publicado na revista Pesquisas em Geociências, 2010, 37 (2):117- 131)

Patricia D. JACQUES^{1,2}, Rômulo MACHADO³ & Alexis R. NUMMER⁴

1. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Av. Pasteur, 404, Urca, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. E-mail: patricia.jacques@cprm.gov.br.

2. Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago 562, CEP: 05508-080, São Paulo, SP, Brasil.

3. Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq. Rua do Lago 562, CEP: 05508-080, São Paulo, SP, Brasil. E-mail: rmachado@usp.br.

4. Departamento de Geociências, Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. BR 465, Km 7, CEP: 23.890-000, Seropédica, RJ, Brasil. E-mail: nummer@ufrj.br.

Recebido em 05/2010. Aceito para publicação em 11/2010.

Versão online publicada em 24/12/2010 (www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br)

Resumo - Este trabalho apresenta o estudo de lineamentos estruturais de uma porção da borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina e do Escudo Catarinense. A área engloba rochas da Formação Serra Geral, da Sequência Gondwânica e pré-cambrianas do referido escudo. Os lineamentos estruturais foram interpretados a partir da análise digital de imagens do satélite LANDSAT e de imagens de relevo sombreado, geradas a partir do Projeto SRTM, com o uso de técnicas de geoprocessamento. Os dados obtidos a partir das imagens LANDSAT e do projeto SRTM mostraram-se eficazes na identificação de lineamentos rúpteis nas escalas 1:100.000 e 1:500.000. A aplicação desta metodologia mostra que as direções dos lineamentos estruturais, separados por domínios litológicos, são dependentes das imagens utilizadas de cada sensor, e que os diagramas de roseta obtidos a partir das imagens do Projeto SRTM não seguem o mesmo padrão de acordo com a escala adotada. A integração dos resultados obtidos (LANDSAT e SRTM) mostra três padrões principais de orientações: NW-SE, NS \pm 5° e NE-SW. Os compartimentos estudados não apresentam diferença significativa entre as escalas analisadas, com exceção da Formação Serra Geral que, na escala 1:100.000, destaca a direção NE-SW. Os lineamentos do Escudo Catarinense, na escala 1:500.000, exibem direções preferenciais NS \pm 5°. No Paleozoico (Sequência Gondwânica) e Mesozoico (Fm. Serra Geral), as estruturas estão orientadas preferencialmente NW-SE e, secundariamente, NS \pm 5°. Na região do Domo de Lages, onde ocorrem os grupos Itararé e Guatá, foram identificados poucos lineamentos. Na escala 1:100.000, os compartimentos investigados apresentam, em geral, lineamentos com intensidade e densidade mais homogêneas, sugerindo ser esta escala a mais adequada para identificação de estruturas rasas.

Palavras-chave: lineamentos estruturais, geoprocessamento, sensoriamento remoto, Escudo Catarinense, Bacia do Paraná, Domo de Lages.

Abstract - STRUCTURAL LINEAMENTS ON THE EASTERN EDGE OF PARANÁ BASIN, SANTA CATARINA STATE: MULTISCALE ANALYSIS BASED ON LANDSAT AND SRTM IMAGES. This paper presents the study of structural lineaments in part of the state of Santa Catarina, Brazil. The study area comprises Paleoproterozoic and Neoproterozoic rocks, as well as different stratigraphic units of the Paraná Basin (Paleozoic and Mesozoic). The lineaments were interpreted from the digital analysis of LANDSAT satellite images and shaded relief images generated from the SRTM project, with the use of geoprocessing technologies. The data obtained from the LANDSAT and SRTM project were effective in the identification of brittle lineaments for the scales 1:100,000 and 1:500,000. The application of this methodology shows that the trends of these structural lineaments, grouped in domain lithologies, depend on the kind of remote sensor images. The results of rose diagrams obtained from the images of the Project SRTM do not follow the same pattern according to the scale adopted. For the final analysis, the two sets of obtained lineaments (LANDSAT and SRTM) were merged. The main patterns of orientations observed are distributed in three main systems: NW-SE, NS \pm 5 and NE-SW. The lineament analysis according the lithologic domains shows that main direction do not vary, taking into account different scale products. An exception is the Serra Geral Formation, in the 1:100,000 scale, that highlights the NE-SW direction. The analysis of lineaments on the 1:500,000 scale, for the area corresponding to the Catarinense Shield, shows preferential NS \pm 5° directions. The Paleozoic and Mesozoic structures are preferentially oriented in NW-SE direction and secondary NS \pm 5° direction. In the region of the Lages Dome, a few lineaments were identified on the lithologic sedimentary units of Itararé and Guatá groups. In general, the intensity and density of the lineaments on the 1:100,000 scale are present in lithologic groups. This demonstrates that, for the identification of shallow structures, this scale is more appropriate.

Keywords: structural lineaments, geoprocessing, remote sensing, Santa Catarina Shield, Paraná Basin, Lages Dome.

1. Introdução

Neste trabalho, procura-se identificar lineamentos estruturais a partir da análise digital de imagens obtidas por sensores remotos do sistema óptico e também na faixa de micro-ondas, com o uso de técnicas de geoprocessamento. Para o presente estudo, utilizaram-se imagens de satélite LANDSAT e de relevo sombreado, estas últimas geradas a partir do Projeto SRTM da NASA.

De acordo com O'Leary *et al.* (1976), lineamento é uma feição mapeável na superfície terrestre, linear, retilínea ou suavemente encurvada, simples ou composta. A sua presença reflete fenômenos de subsuperfície que podem estar relacionados com falhas, fraturas ou outras morfoestruturas. Os lineamentos podem representar altos topográficos (lineamentos positivos, como cristas alinhadas) e baixos topográficos (lineamentos negativos, como drenagens e vales).

Para Strider & Amaro (1997), os lineamentos podem ser classificados em dois tipos: 1 e 2. Os do tipo 1 são associados com estruturas penetrativas, tais como foliações, xistosidades e acamamentos. Já os lineamentos do tipo 2 são geralmente correlacionados à estruturas rúpteis, expressas por drenagens retilíneas e vales encaixados.

Os sensores remotos podem ser classificados em passivos e ativos de acordo com a fonte de energia que utilizam. Os passivos não possuem fonte própria de radiação; medem a radiação solar refletida ou a radiação emitida pelos alvos. Os ativos possuem sua própria fonte de radiação eletromagnética, trabalhando em faixas restritas do espectro, como, por exemplo, os radares de micro-ondas, podendo adquirir imagens em qualquer horário do dia e em condições atmosféricas adversas (Lillesand & Kiefer, 1994).

As imagens de sensores ópticos estão relacionadas às características físico-químicas dos alvos, enquanto as imagens de sensores de micro-ondas estão relacionadas às propriedades dielétricas e geométricas dos alvos. De acordo com Lillesand & Kiefer (1994), as imagens de radar têm duas características distintas: (1) penetram na atmosfera sob qualquer condição meteorológica, obtendo informações da superfície terrestre independente da presença de nuvens, neve, chuva ou nevoeiro e, (2) podem exibir ou realçar feições de maneiras diferentes daquelas que estamos acostumados a ver na faixa do visível.

A fusão de imagens de sistemas ópticos e de

radar permite combinar a resposta multispectral do alvo, provinda do sistema óptico, com informações do relevo oriundas das imagens de radar (Souza Filho & Paradella, 2002).

A combinação de imagens do sistema óptico e de radar para a identificação de estruturas geológicas tem sido empregada por vários autores (Alvarenga *et al.*, 2005; Freitas, 2005; Souza & Ebert, 2005; Justo, 2006; Roldan, 2007; Silva *et al.*, 2007; Soares *et al.*, 2007; Strugale *et al.*, 2007, entre outros). Os padrões diferenciados de estruturas obtidos são atribuídos à resolução espacial diferente das imagens LANDSAT (30 metros) e SRTM (90 metros). Freitas (2005), por exemplo, utiliza imagens LANDSAT e SRTM para extrair estruturas geológicas lineares e compara os resultados obtidos de cada tipo de imagem com o uso de modelagem fractal. Apesar das limitações impostas pela resolução espacial das imagens (30 e 90 metros) e do uso de apenas dois tipos de sensores (LANDSAT e SRTM), estas imagens permitem gerar uma gama variada de dados que, ao serem utilizados isoladamente ou combinados entre si, produzem informações relevantes acerca das estruturas rúpteis superficiais.

Com base na análise multiescala de imagens LANDSAT e do Projeto SRTM, o presente estudo objetiva avaliar o padrão espacial dos lineamentos estruturais em quatro províncias geológicas do Estado de Santa Catarina (de leste para oeste): (i) Escudo Catarinense, (ii) Sequência Gondwânicas da Bacia do Paraná e, (iii) Planalto Serra Geral. Utiliza-se aqui o conceito de lineamentos segundo O'Leary *et al.* (1976) e para a sua diferenciação nas imagens seguiu-se a classificação de Strider & Amaro (1997), onde foram mapeadas as estruturas do tipo 2. Não foram objetos deste estudo a interpretação do significado geológico desses lineamentos e sua cronologia relativa.

2. Área de Estudo

2.1. Localização da área

Em termos tectônicos, a área estudada acha-se inserida na borda leste da Bacia do Paraná entre duas importantes estruturas regionais: o Arco de Ponta Grossa, a norte, e o Sinclinal de Torres, a sul (Fig. 1).

Em termos regionais, a área investigada localiza-se na porção centro-sul do Estado de Santa

Catarina (Fig. 2). Trabalhos recentes (Horn Filho & Diehl, 1994, 2001; Horn Filho, 2003) dividem a geologia de Santa Catarina em cinco províncias geológicas (de leste para oeste com suas respectivas idades): (i) Província Costeira com sedimentos quaternários, (ii) Escudo Catarinense (Arqueana, Proterozóica e Cambriana - até 550 Ma), (iii) rochas sedimentares da Bacia do Paraná (entre 500 e 180 Ma), (iv) Planalto Serra Geral com os basaltos da Formação Serra Geral (± 130 Ma) e (v) Complexo Alcalino do Domo de Lages ($\pm 65-70$ Ma) e Anitapólis.

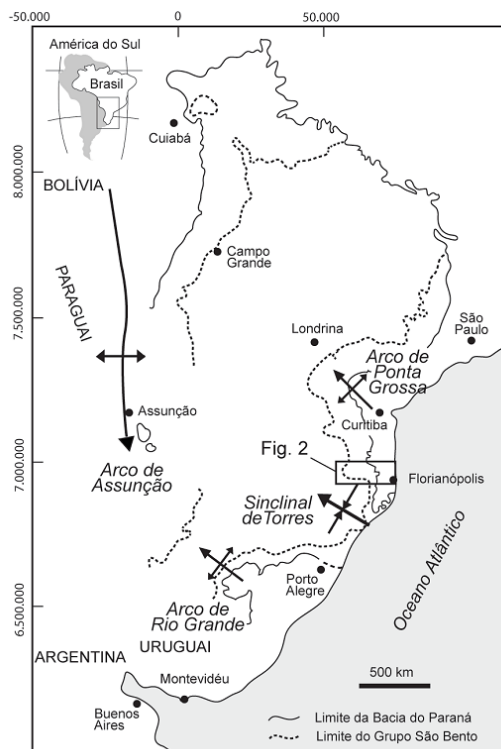


Figura 1. Localização da área estudada e as principais feições estruturais da borda leste da Bacia do Paraná (modificado de Strugale *et al.* 2007).

Foi escolhida, para estudo, uma seção E-W na porção centro-sul do Estado que abrange estas cinco províncias geológicas (Fig. 2), que são mais antigas a leste e mais novas a oeste, com exceção das coberturas cenozóicas que ocorrem na sua parte leste (ver mapa geológico 1:1.000.000 de Perrota *et al.*, 2004).

A dimensão da área investigada é de aproximadamente 12.950 km², sendo 19% correspondente ao Escudo Catarinense, 41% à Sequência

Gondwânica da Bacia do Paraná, 37% às rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, 2% às coberturas do Cenozóico e cerca de 1% às rochas alcalinas (Domo de Lages e Anitapólis). Estes valores foram calculados com base no mapa de Perrota *et al.* (2004).

2.2. Geologia

No contexto geológico regional de Santa Catarina, destacam-se dois compartimentos geológicos distintos: o Escudo Catarinense e a Bacia do Paraná. O primeiro é constituído das seguintes rochas: (i) Complexo Granulítico de Santa Catarina (ou Microplaca Luís Alves), que ocorre na parte norte do Estado, com idades arqueanas/paleoproterozóicas, (ii) vulcanossedimentares do limite Cambriano-Vendiano (bacias de Itajaí, Campo Alegre, Corupá e Quebaça), contendo granitos intrusivos (Suíte Subida) com idades ao redor de 560 Ma, (iii) Complexo Metamórfico Brusque, constituído por metavulcanossedimentares meso a neoproterozóicas, contendo granitos intrusivos (Suíte Subida) com idades ao redor de 560 Ma, (iv) Complexo Metamórfico Brusque, constituído por metavulcanossedimentares meso a neoproterozóicas, contendo granitos intrusivos (suítes São João Batista, Valsungana e Nova Trento), (v) Batólito Florianópolis, de idade neoproterozóica, que ocorre na parte centro-sul do Estado (Basei, 1985; Bitencourt, 1996; Basei *et al.*, 1992, 2000; Bitencourt *et al.*, 2008).

O segundo compartimento, representado pela Bacia do Paraná, é constituído pela sequência gondwânica na parte central da área e pela Formação Serra Geral na parte ocidental. A Bacia do Paraná é caracterizada por três ciclos sucessivos de subsidência, sedimentação e magmatismo ocorridos no intervalo do Ordoviciano ao Cretáceo, sendo interrompidos pelos movimentos relacionados com a "Reativação Wealdeniana" e abertura do Atlântico Sul (Almeida, 1969).

2.2.1. Arcabouço estrutural do Escudo Catarinense

A figura 2B ilustra o arcabouço tectônico do Escudo Catarinense, que é caracterizado por dois padrões estruturais principais: (i) um com *trend* NNE, correspondente ao domínio tectônico situado a sul do paralelo 27° 30', que engloba rochas do Complexo Camboriú e do Batólito Florianópolis, e

(ii) outro com *trend* NE, correspondente ao domínio tectônico situado a norte de Florianópolis, que engloba o Complexo Metamórfico Brusque e suítes graníticas intrusivas (suítes São João Batista, Valsungana e Nova Trento), a Bacia do Itajaí, o Com-

plexo Granulítico de Santa Catarina com granitos intrusivos (Suíte Subida), e as bacias de Campo Alegre e Corupá (Basei *et al.*, 2000; Bitencourt *et al.*, 2008).

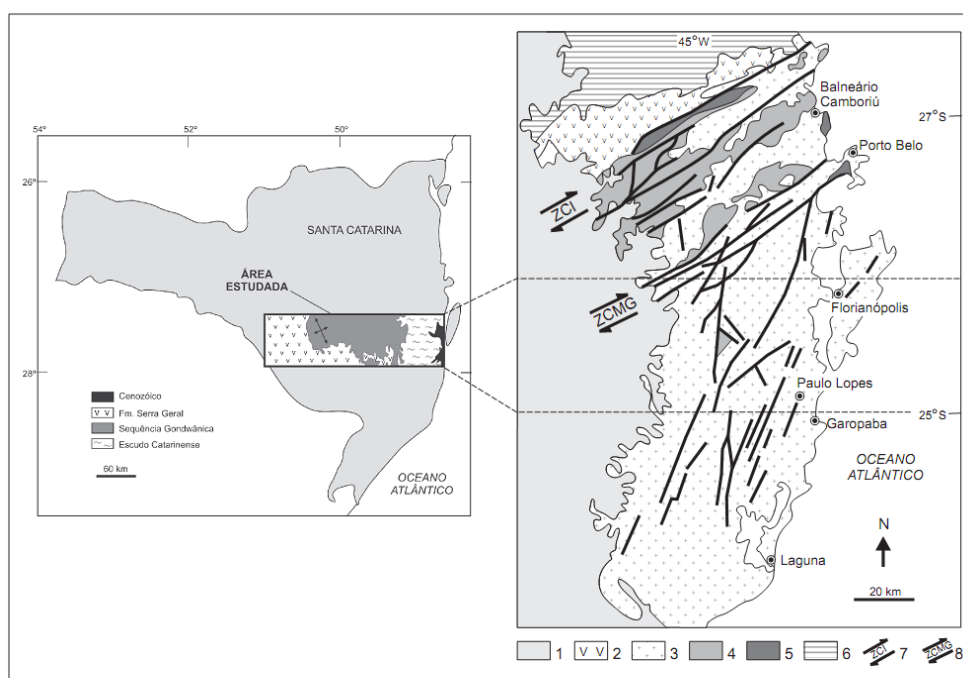


Figura 2. Esboço tectônico do Escudo Catarinense (extraído e modificado de Bitencourt *et al.*, 2008). Legenda: (1) Borda da Bacia do Paraná, (2) Bacia do Itajaí, (3) Granitos Neoproterozóicos, (4) Complexo Metamórfico Brusque, (5) Complexo Camboriú, (6) Complexo Granulítico de Santa Catarina, (7) Zona de Cisalhamento Itajaí- ZCI, (8) Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG).

Destaca-se, na parte meridional do último domínio, uma região fortemente deformada com orientação N55E. Esta região é limitada a noroeste pela Zona de Cisalhamento Itajaí, ou Itajaí-Perimbó, e a sudeste pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, ambas do Neoproterozoico e com cinemática dextral (Passarelli, 1996; Bitencourt *et al.*, 2008). Os granitoides associados a essa região possuem idade entre 650 e 580 Ma (Basei *et al.*, 2000; Bitencourt & Nardi, 2000; Bitencourt *et al.*, 2008).

Segundo Bitencourt (1996), a Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó constitui uma Zona de Cisalhamento de 10 a 15 km de espessura ao longo da qual ocorre milonitização transcorrente dúctil a dúctil-rúptil sobre rochas granulíticas e metavulcanossedimentares, com geração de milonitos, ultramilonitos e filonitos, enquanto a Zona de Cisalhamento Major Gercino faz parte do Cinturão de

Cisalhamento Sul-brasileiro.

Estudos com a utilização de imagens LANDSAT no domínio tectônico sul do Escudo Catarinense, na região do distrito fluorítico no sudeste de Santa Catarina, realizados por Ferreira & Almeida (1989), evidenciaram lineamentos com direções dominantes N10E e, subordinados, N60E. Tais lineamentos controlam a mineralização de fluorita na região e caracterizam-se como falhas transcorrentes, com as primeiras tendo cinemática dextral e as últimas, sinistral. Caracterizaram também falhas normais abertas N20-40E e falhas mineralizadas N30-40E. Estas estruturas são consideradas como de idade mesozoica e reativaram zonas de cisalhamento dúcteis pré-cambrianas.

Estudos de imagens LANDSAT-5/TM e aerogeofísicos (gamaespectrométricos e magnetométricos) realizados na região das zonas de cisalhamento, usando dois intervalos de escalas (1:50.000

a 1:100.000 e 1:50.000 a 1:250.000) mostram lineamentos de relevo negativo com quatro intervalos de direções: N00-05E, N65-75E, N70-85W e N40-45W (Castro *et al.*, 2003). Os autores salientam que os três primeiros intervalos são, também, identificados na sucessão sedimentar da Bacia do Paraná, e os últimos são aproximadamente paralelos ao enxame de diques básicos do Arco de Ponta Grossa. O primeiro intervalo é ainda concordante com a direção de diques básicos e de mineralização de fluorita e barita situadas a sul da região estudada.

2.2.2. Bacia do Paraná

De acordo com Zalán *et al.* (1987, 1991), destacam-se no arcabouço estrutural da bacia três direções estruturais preferenciais: N45-65W, N50-70E e E-W (Fig. 3). As orientações NW e NE são consideradas mais antigas e foram originadas a partir da reativação de zonas de fraqueza presentes em seu embasamento, recorrentemente ativas durante o Fanerozoico. Estas zonas de fraqueza influenciaram fortemente a paleogeografia, sedimentação e distribuição de fácies na bacia, bem como o desenvolvimento de estruturas tectonosedimentares, ou mesmo de estruturas de liquefação relacionadas a sismos, a exemplo do que tem sido descrito na Formação Corumbataí no estado de São Paulo (Riccomini *et al.*, 1992, 2005). Os lineamentos E-W foram desenvolvidos durante a separação do Gondwana, ativos, portanto, a partir do Triássico, assim como muitas das falhas com orientação NW, enquanto aquelas de direção NE teriam permanecido inativas (Zalán *et al.*, 1987).

Soares *et al.* (2007) comparam os lineamentos estruturais da Bacia do Paraná, traçados por diversos autores e diferentes fontes de dados (SRTM, LANDSAT, imagens geofísicas de magnetometria e gravimétricas). Segundo os autores, as direções NW (N45±15W) e NE (N45±15E) possuem alto índice de concordância entre eles, enquanto as direções NNE, NNW, N-S e E-W apresentam índices muito baixos, possivelmente relacionados com a dificuldade na discriminação entre lineamentos reais e artefatos produzidos pela geometria de aquisição.

As estruturas de orientação NW foram reativadas no Eocretáceo e preenchidas por diques de diabásio, a exemplo do Arco de Ponta Grossa (Strugale *et al.*, 2007), enquanto as estruturas de

orientação NE, na região do Domo de Lages, em SC, encontram-se associadas à falhas transcorrentes sinistrais e dextrais (Roldan, 2007). Alguns autores consideram as transcorrências sinistrais como sendo mais antigas, permio-triássicas, enquanto as dextrais seriam mais recentes, eocretácicas, sendo preenchidas por corpos ígneos intrusivos e extrusivos da Formação Serra Geral (Rostirolla *et al.*, 2000; Machado & Rostirolla, 2005; Mezzomo & Rostirolla, 2005).

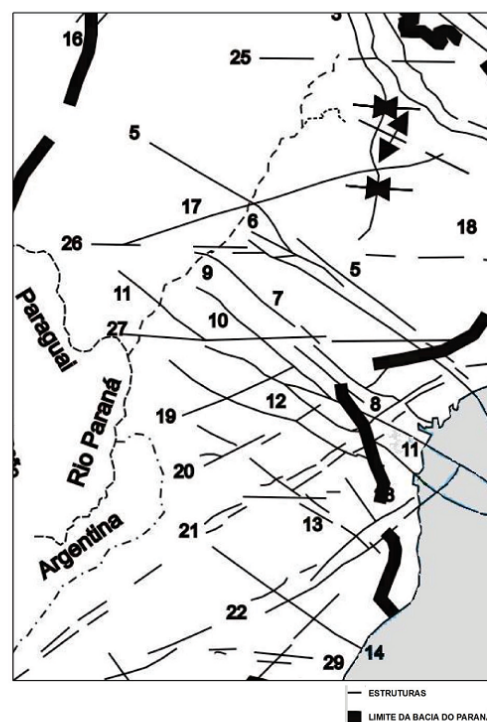


Figura 3. Principais estruturas tectônicas lineares da Bacia do Paraná (extraído de Zalán *et al.*, 1991) subdivididas em sistemas preferenciais: Direção NW: (1) Arco Alto Paranaíba; (2) Flexura de Goiânia; (3) Eixo depocentro Ipiacú / Arco Verde; (4) Alto do Cardoso; (5) Zona de Falha Guapiara; (6) Falha de Santo Anastácio; (7) Falha de São Jerônimo / Curiúva; (8) Arco de Ponta Grossa; (9) Zona de Falha Curitiba / Maringá; (10) Falha do Rio Alonzo; (11) Zona de Falha Candido de Abreu / Campo Mourão; (12) Lineamento Rio Piquiri; (13) Zona de Falha Caçador; (14) Sinclinal Torres e (15) Arco do Rio Grande; Direção NE: (16) Zona de Falha Transbrasiliana; (17) Lineamento Araçatuba; (18) Falha Guaxupé; (19) Falha Jacutinga; (20) Zona de Falha Taxaquara; (21) Zona de Falha Lancinha / Cubatão; (22) Zona de Falha Blumenau / Soledade; (23) Falha Leão e (24) Falha Açotea; Direção E-W: (25) Lineamento Cassilândia; (26) Lineamento Mogi-Guaçu / Dourados; (27) Lineamento São Sebastião; (28) Lineamento Taquara Verde e (29) Lineamento Bento Gonçalves; Direção N-S: (30) Arco de Assunção.

Na região do Arco de Ponta Grossa são definidos dois eventos deformacionais rúpteis relacionados à abertura do Atlântico Sul (Strugale *et al.*, 2007). O primeiro (D₁) foi um evento extensional que controlou a intrusão dos diques eocretácicos do referido arco e foi também responsável pelo soerguimento de blocos na sua parte central e geração de falhas tipo tesoura com direção NW-SE. O segundo (D₂) foi um evento transtrativo que reativou as paredes dos diques e gerou bandas de deformação em arenitos.

Com o rifteamento do Gondwana, que levou à formação do Oceano Atlântico Sul no Mesozoico (reativação Wealdeniana ou Sul-Atlantiana), muitas estruturas pré-cambrianas do território brasileiro foram reativadas e afetaram sucessões estratigráficas mais jovens, incluindo a reestruturação e criação de novas bacias (interiores e exteriores), conforme tem sido assinalado por vários autores (Almeida, 1983, 1986; Zalán *et al.*, 1987; Bizzi *et al.*, 2003, entre outros).

2.2.3. Domo de Lages

O Domo de Lages foi definido originalmente como um domo vulcânico de forma circular, tipo perfurante, onde as rochas alcalinas penetraram e arquearam as rochas sedimentares gondwânicas (carboníferas e permianas) e elevaram no centro da estrutura as camadas do Supergrupo Tubarão por cerca de 1100 a 1200 m (Loczy, 1968).

Almeida (1983) chama a atenção para a maior incidência de rochas alcalinas nas margens da Bacia do Paraná ou no embasamento pré-siluriano adjacente, e relaciona estas rochas com os arcos ativos durante o magmatismo (básico ou alcalino) ou em tempos mais antigos, a exemplo dos arcos de Assunção e Ponta Grossa. Relaciona, ainda, as rochas alcalinas de Lages e de outras regiões de Santa Catarina à reativação de falhas tardibrasilianas situadas no sul do estado.

O Domo de Lages acha-se claramente evidenciado no mapa geológico em escala 1:100.000 da Folha Lages (SG.22-Z-C-V), apresentado por Scheibe (1986). Além da cartografia de inúmeras ocorrências de rochas alcalinas da região, o autor separou dois grupos de rochas: alcalinas leucocráticas (fonolitos, analcima traquitos e nefelina sienitos) e alcalinas ultrabásicas (olivina melilitos e lamprófiros, geralmente na forma de diques). As idades (K/Ar e Rb/Sr) obtidas para essas rochas situam-se no intervalo de 63 a 81 Ma (Scheibe *et*

al., 1985; Scheibe, 1986).

Roldan (2007) descreve pela primeira vez a presença de falhas transcorrentes que afetam as rochas alcalinas associadas ao Domo de Lages e apresenta o seguinte modelo evolutivo para a região: (1) esforços distensivos NW-SE no fim do Cretáceo e geração de falhas normais de direção NE-SW; (2) esforços compressivos NE-SW contemporâneos ao magmatismo alcalino, à estruturação do Domo de Lages e à geração de falhas transcorrentes destrais NNE-SSW e NE-SW e sinistrais E-W; (3) erosão e denudação do domo e remoção de camadas acima da cota atual de 1200 m; (4) período de estabilidade tectônica e aplainamento de toda a região e geração de uma paleossuperfície que hoje se encontra nesta cota; (5) desenvolvimento de falhas normais NW-SE no Mioceno, geração do lineamento do Rio Canoas, inversão da drenagem principal para o interior do continente e início da dissecação da superfície aplainada e, (6) segue-se nova extensão na direção NW-SE com geração de falhas normais NE-SW e reativação das falhas transcorrentes.

Comin-Chiaromonti *et al.* (2002) associam o magmatismo alcalino de Lages ao estágio mais avançado do processo de rifteamento continental do sudeste do Brasil, ocorrido no Cretáceo Superior (~72 Ma). A ocorrência de Anitápolis, situada mais a leste, inserida em rochas pré-cambrianas do Escudo Catarinense, é associada ao estágio inicial do referido processo, antes da separação América do Sul - África no Cretáceo Inferior (~132 Ma).

3. Materiais e métodos

3.1. Geoprocessamento

O geoprocessamento pode ser definido como um conjunto de tecnologias voltadas à coleta e tratamento de informações espaciais para um objetivo específico (http://www.dsr.br/intro_sr.htm). Diversos tipos de dados podem ser utilizados em geoprocessamento. Câmara & Monteiro (2001) os agrupam em cinco classes: Temáticos, Cadastrais, Redes, Modelos Numéricos de Terreno (MNT) e Imagens. No presente trabalho, serão empregados dados de imagens (LANDSAT ETM⁺ 7) e dados de MNT (SRTM).

As cenas do satélite Landsat ETM⁺ 7 utilizadas neste trabalho das órbitas 220_079, data

10/03/2002 e 221_079 data 12/112002, foram obtidas gratuitamente no endereço eletrônico do *United States Geological Survey USGS* (<http://glovis.usgs.gov>).

As bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 têm resolução espacial de 30 metros e a banda 8 (pancromática) tem resolução espacial de 15 metros. As bandas 6L (ganho baixo) e 6H (ganho alto), de resolução espacial de 60 metros, não foram utilizadas por se tratarem de bandas do termal.

A fase de pré-processamento das imagens consistiu, inicialmente, na realização da correção atmosférica, pois os padrões de reflectância dos objetos ou alvos registrados pelos sensores sofrem interferências produzidas por moléculas de gases da atmosfera. Os efeitos desta interferência variam de acordo com o comprimento de onda da radiação incidente (Turner *et al.*, 1971). Foi utilizado o método da subtração, também denominado de método do *pixel* escuro, utilizando-se para calibração um alvo escuro, ou regiões de sombra (Chavez, 1988). Após confeccionar o mosaico das cenas, foi feita a fusão da banda pancromática (banda 8) com as bandas multiespectrais R1G2B3 e depois R3G5B7, para que todas as bandas multiespectrais obtivessem 15 metros de resolução espacial. O algoritmo utilizado foi o *merge* do *software* ENVI, com opção de 30% da composição RGB e método matemático bilinear. Foram também utilizados filtros “passa alta” nas imagens, a fim de realçar as estruturas lineares extraídas nas escalas 100.000 e 500.000.

O Modelo Digital de Elevação (MDE) da área investigada foi construído a partir dos dados do Projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), disponíveis gratuitamente em: <http://seamless.usgs.gov>, com resolução espacial de 90 metros. Este MDE foi reamostrado pelo método da convolução cúbica para a resolução espacial de 30 metros e posteriormente foram geradas imagens de relevos sombreados com elevação solar de 45° para os seguintes azimutes: 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270° e 315°. Para essa operação, utilizou-se o *software* ENVI. Nas interpretações para extrações de estruturas nas escalas 100.000 e 500.00, foram utilizadas apenas imagens de relevos sombreados nas seguintes direções: 0°, 45°, 90° e 315°. Estas quatro direções destacam morfoestruturas de relevo negativo (vales, drenagens, sulcos, etc.) e de relevo positivo (cristas, montanhas, domos, etc.).

Com a finalidade de aumentar a capacidade de discriminar as variações topográficas e de feições estruturais, foram utilizadas diversas técnicas

que buscam associar estas variações aos diferentes matizes de cores, uma vez que o olho humano consegue discriminar muito mais matizes de cores do que tonalidades de cinza. Uma destas técnicas consiste em criar uma composição colorida (RGB) a partir das imagens do relevo sombreado com diferentes valores de ângulo azimutal. Um exemplo utilizado foi a associação do canal Vermelho (R) à imagem sombreada com azimute de 0°, e a imagem sombreada com azimute de 90° aos canais verde (G) e azul (B). Nessa combinação as encostas voltadas para sudeste apresentam-se coloridas em tons verde-azulado e as encostas voltadas para noroeste, em tons avermelhados, possibilitando a visão estereoscópica.

Segundo Crepani & Medeiros (2004), os melhores resultados de composições coloridas são obtidos entre as cores verde (G) e azul (B) à imagem sombreada com um determinado azimute e a cor vermelha (R) à imagem sombreada com outro azimute perpendicular ao utilizado nos canais G e B, ambos com elevação de 45° e exagero de relevo igual a 10. No presente trabalho, foram utilizadas as combinações de azimute (R=315, G=45 e B=45) e (R=90, G=0 e B=0). Para extração de estruturas lineares utilizaram-se óculos estereoscópicos.

3.2. Lineamentos Estruturais

Os lineamentos estruturais foram extraídos através da interpretação visual sobre imagens LANDSAT e imagens do Projeto SRTM. No total, foram obtidos quatro mapas de lineamentos, sendo dois referentes às imagens LANDSAT (Fig. 4A, escala 1:100.000; Fig. 4C, escala 1:500.000) e dois referentes às imagens do Projeto SRTM (Fig. 4B, escala 1:100.000; Fig. 4D, escala 1:500.000). Cada um destes mapas foi avaliado em sua totalidade separadamente, em suas diferentes escalas, e também de acordo com as unidades litoestratigráficas da área de estudo, divididas por era geológica, a saber: Paleo-Neoproterozoica, Paleozoica e Mesozoica.

Após a avaliação isolada de cada um dos quatro mapas obtidos agrupou-se os resultados dos dois tipos de imagens em um arquivo único e eliminou-se a superposição dos lineamentos para ambas as escalas. As estruturas traçadas a partir das imagens correspondem à estruturas rúpteis e referem-se a quebras negativas de relevo (vales), expressas por drenagens retilíneas e vales encaixados, segundo a concepção de Strider & Amaro (1997).

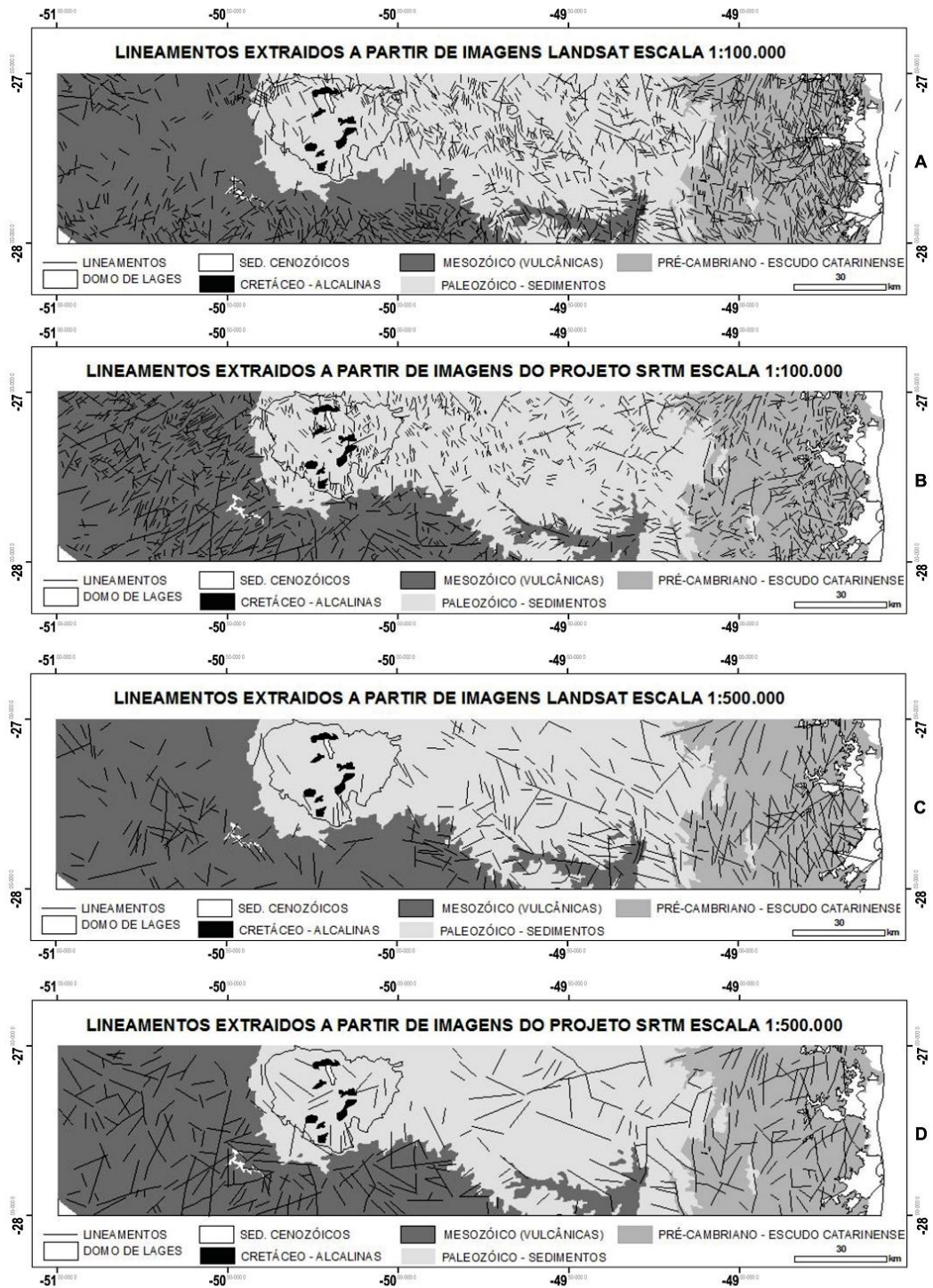


Figura 4. Lineamentos extraídos a partir das imagens LANDSAT nas escalas 1:100.000 (A) e 1:500.000 (C); e a partir de imagens do Projeto SRTM nas escalas 1:100.000 (B) e 1:500.000 (D). Domínios geológicos agrupados por idades a partir do mapa 1:1.000.000 de Perrota *et al.* (2004).

4. Resultados

A figura 5 apresenta os diagramas de roseta confeccionados a partir das estruturas lineares extraídas sobre imagens do Projeto SRTM nas escalas 100.000 e 500.000, com resultados totais agrupados por era geológica, de acordo com as suas unidades litoestratigráficas principais. Ressalta-

se, inicialmente, a diferença de padrões de densidades entre os diagramas de roseta das duas escalas estudadas. O resultado total dos lineamentos extraídos na escala 1:500.000 (Fig. 5E) mostra duas direções principais: uma N-S $\pm 5^\circ$ e outra N65E. Os lineamentos extraídos na escala 1:100.000 (Fig. 5A) evidenciam direção principal N45E.

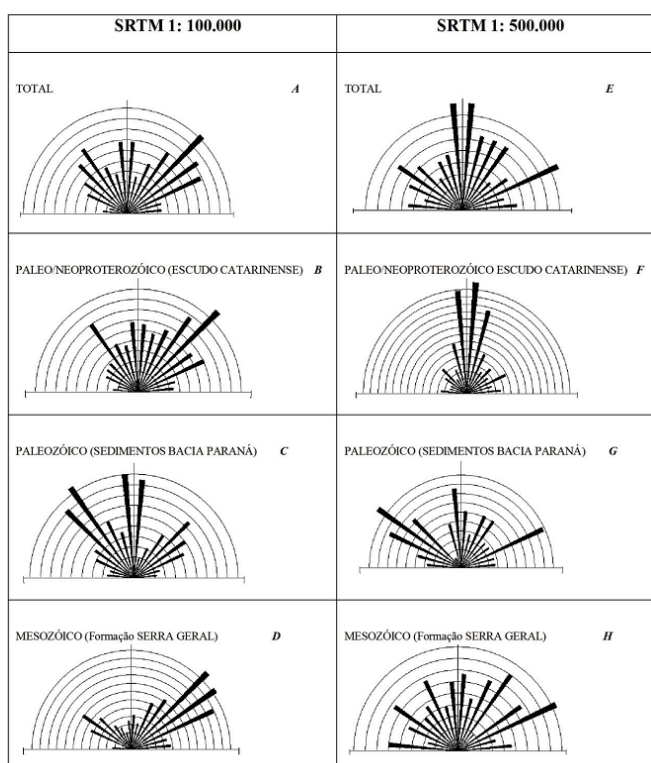


Figura 5. Diagramas de roseta dos lineamentos extraídos a partir de imagens do Projeto SRTM nas escalas 1:100.000 (A, B, C e D) e 1:500.000 (E, F, G e H).

Quando se considera os lineamentos das unidades do Escudo Catarinense, relacionados ao pré-cambriano, a escala 1:500.000 ressalta a direção N-S $\pm 5^\circ$ (Fig. 5F), enquanto a escala 1:100.000 (Fig. 5B), a direção N45E. Isto mostra que existe uma relação entre a escala da imagem analisada e a direção de realce do lineamento. Portanto, esta diferença está relacionada com a extensão dos lineamentos extraídos das imagens, uma vez que a escala 1:500.000 (média de $4,9 \pm 2,6$ km) destaca estruturas NS mais extensas e, provavelmente, mais profundas. Já a escala 1:100.000 (média de $2,5 \pm 1,4$ km) ressalta as estruturas NE, de menor extensão, que são, portanto, mais rasas.

Os diagramas de roseta dos lineamentos das unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná, representativas do Paleozoico, nas escalas 1:500.000 (Fig. 5G) e 1:100.000 (Fig. 5C), evidenciam três direções principais: N45W $\pm 10^\circ$, N-S $\pm 5^\circ$ e N45E $\pm 10^\circ$. O padrão disperso nos dois diagramas de roseta sugere que as ocorrências são independentes da escala, ou seja, nas rochas sedimentares não é possível relacionar a escala com as extensões e profundidade das estruturas.

As unidades sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná e as rochas alcalinas do Cretáceo apresentam padrões distintos nos diagramas de roseta, em função da escala analisada. Na escala

1:500.000 (Fig. 5H), com exceção do destaque da direção N65E, as demais apresentam grande dispersão das frequências das direções, enquanto na escala 1:100.000 (Fig. 5D) destacam-se duas direções preferenciais: N45E ± 10° e N45W ± 10°. Este resultado da escala 1:100.000 é concordante com o apresentado por Freitas *et al.* (2002), na escala 1:250.000, para as rochas da Formação Serra Geral do oeste de Santa Catarina, cujos diagramas de roseta também ressaltam o padrão de lineamentos NE.

A figura 6 mostra os diagramas gerados a partir dos lineamentos estruturais extraídos das imagens LANDSAT. Nota-se uma boa correlação

das direções dos lineamentos nas duas escalas analisadas, com destaque para as direções N-S ± 5°, NW e WNW. A primeira é realçada no Escudo Catarinense, a segunda, nas unidades paleozoicas, e a terceira, nas unidades mesozoicas. As estruturas NE são pouco evidentes nas unidades paleozoicas e mesozoicas. Entretanto, as estruturas NNE-SSW são realçadas nas unidades do Escudo Catarinense. Cabe ressaltar que as interpretações sobre imagens LANDSAT foram realizadas em uma direção azimutal, enquanto que as das imagens SRTM foram efetuadas com base em quatro direções azimutais diferentes, o que explica a falta de realce de estruturas de direção NE nas imagens LANDSAT.

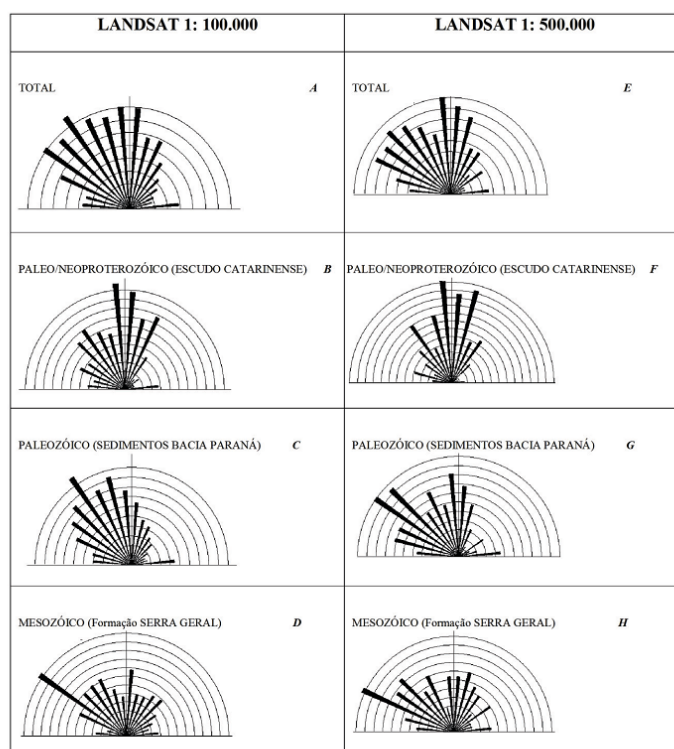


Figura 6. Diagrama de roseta dos lineamentos extraídos a partir de imagens do satélite LANDSAT nas escalas 1:100.000 (A, B, C e D) e 1:500.000 (E, F, G e H).

A figura 7 mostra o mapa de lineamentos estruturais resultado da integração nas duas escalas (1:500.000 e 1:100.000), a partir da análise dos lineamentos estruturais extraídos das imagens LANDSAT e do Projeto SRTM. A figura 8 mostra os diagramas de roseta correspondentes. A maior diferença observada entre as duas escalas é a não detecção das estruturas NE na escala 1:500.000

(Fig. 8E), que são muito evidentes na escala 1:100.000 (Fig. 8A). Este mesmo padrão se repete para as unidades do Escudo Catarinense (Fig. 8F e 8B) e do Mesozoico (Fig. 8H e 8D). Por outro lado, nota-se uma boa correlação entre as estruturas NW, ressaltando-se, no entanto, maior dispersão das direções nas rochas sedimentares paleozoicas na escala 1:500.000.

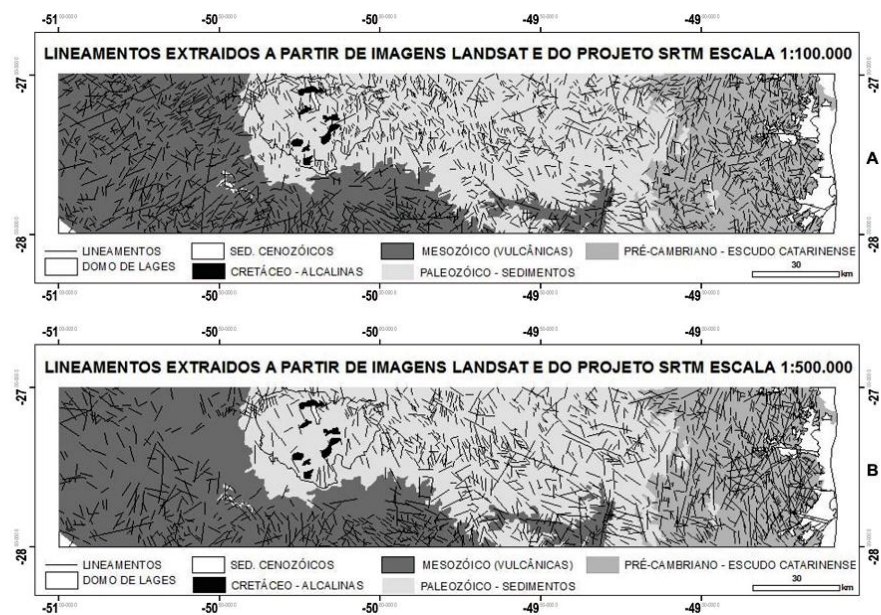


Figura 7. Integração dos lineamentos extraídos a partir das imagens LANDSAT e do Projeto SRTM nas escalas 1:100.000 (A) e 1:500.000 (B).

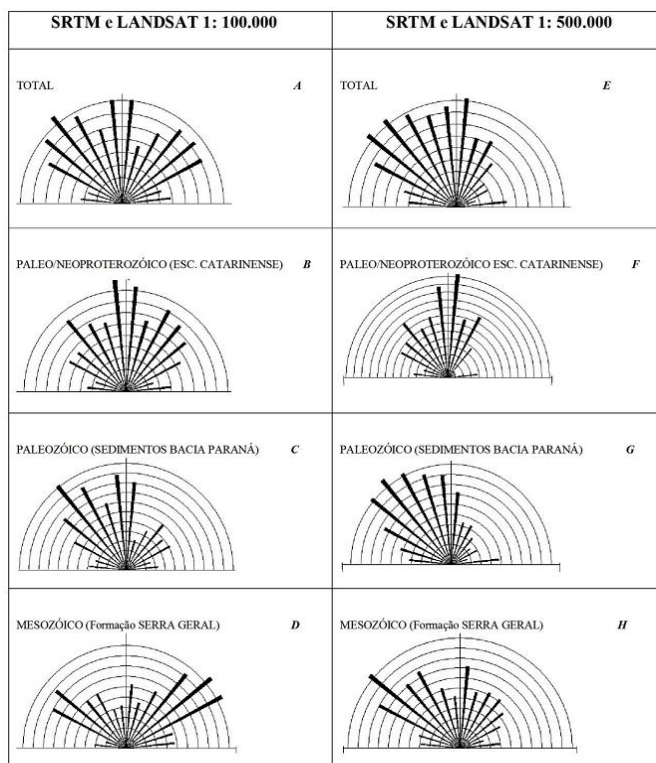


Figura 8. Diagramas de roseta dos lineamentos extraídos a partir de imagens do Projeto SRTM e Landsat nas escalas 1:100.000 (A, B, C e D) e 1:500.000 (E, F, G e H).

5. Discussão dos resultados

Os dados obtidos a partir das imagens LANDSAT e do projeto SRTM são eficazes na identificação de lineamentos rúpteis nas escalas 1:100.000 e 1:500.000. No entanto, os dados obtidos a partir do projeto SRTM proporcionam maior diversidade de direções de lineamentos estruturais. O projeto SRTM, cujo produto é um MDE (Modelo Digital de Elevação), pode gerar imagens de relevo sombreado em várias direções determinadas pelo usuário em função do conhecimento estrutural da área a ser analisada.

A análise obtida a partir das imagens LANDSAT é dependente da elevação solar do azimute solar e na data da passagem do satélite sobre a área de estudo, evidenciando estruturas perpendiculares à iluminação solar. Sendo, portanto, uma imagem que realça apenas uma determinada orientação estrutural. Este problema poderia ser minimizado com imagens obtidas em diferentes estações do ano (verão e inverno); porém, em altas latitudes, não há diferença significativa no azimute de iluminação solar ao longo do ano (Andrades Filho & Fonseca, 2009). Em função disto, os lineamentos de direção NE-SW extraídos das imagens LANDSAT são pouco evidenciados nos diagramas de roseta quando comparados com os obtidos das imagens de relevo sombreado do Projeto SRTM.

Ressalta-se, também, o padrão semelhante dos dados obtidos a partir das imagens LANDSAT, entre as escalas 1:100.000 e 1:500.000. Isto sugere que as observações visuais dos lineamentos independem da escala de análise e, portanto, as imagens LANDSAT destacam os grandes traços lineares de forma contínua (intensidade) e não segmentados em escalas maiores. A variável intensidade, analisada através do comprimento total dos lineamentos, neste tipo de imagem, sugere estruturas mais profundas, que refletem, em superfície, uma geometria linear independente de escala.

Por outro lado, a variável densidade reflete o número de segmentos lineares por unidade de área e representa lineamentos mais rasos. Esta característica é observada nos diagramas de roseta obtidos a partir das imagens do Projeto SRTM em escala 1:100.000. Devido ao aumento da escala, uma mesma estrutura que, na escala 1:500.000, é representada por um único traço, na escala 1:100.000 aparece segmentada e, conseqüentemente, modifica o padrão estatístico do diagrama de roseta. Na escala 1:500.000, a intensidade dos lineamentos é

marcante, destacando-se estruturas mais profundas, enquanto na escala 1:100.000 representam a densidade dos lineamentos e refletem estruturas mais rasas.

Em função dos diferentes resultados obtidos pelos dois sensores, foram integrados os dois produtos e consideradas as variáveis intensidade e densidade em conjunto nas escalas 1:500.000 (Fig. 8E-H) e 1:100.000 (Fig. 8A-D).

A análise dos lineamentos na escala 1:500.000, na área correspondente ao Escudo Catarinense (Paleoproterozoico e Neoproterozoico), exhibe direções preferenciais N-S $\pm 5^\circ$, representativas da intensidade dos lineamentos. Nas unidades paleozoicas e mesozoicas, as direções preferenciais são NW-SE e, secundariamente, N-S $\pm 5^\circ$. No contato da Formação Serra Geral com as rochas sedimentares gondwânicas, na região do Domo de Lages, foram identificados poucos lineamentos (Fig. 7). Uma explicação para isso é o comportamento reológico distinto de unidades contendo proporção elevada de rochas pelíticas (Grupos Itararé e Guatá), que foram soerguidas pela estrutura dômica e encontram-se hoje praticamente no mesmo nível topográfico da unidade permiana (Fm. Rio do Rasto) da Bacia do Paraná. Outra explicação possível é que o alojamento das rochas alcalinas e a estruturação do domo tenham ocorrido em regime tectônico extensional e do tipo passivo, não deformando de forma efetiva as rochas encaixantes nas imediações do contato com a Formação Serra Geral. Nas unidades litológicas mais antigas da bacia, que afloram na porção central do domo (grupos Itararé e Guatá), seriam esperadas estruturas mais profundas (de maior intensidade), porém isto não ocorre nesta escala, e a explicação poderia ser a mesma dada acima.

Na escala 1:100.000, os lineamentos, em geral, apresentam intensidade e densidade mais homogêneas nas unidades litológicas analisadas. Isto mostra que a escala em questão é a mais apropriada para a identificação das estruturas rúpteis mais rasas (Fig. 7).

6. Conclusões

Os dados obtidos a partir do projeto SRTM proporcionam maior diversidade de direções de lineamentos estruturais do que as imagens LANDSAT. Além disso, a partir do Modelo Digital de Elevação pode-se gerar imagens de relevo som-

breado em várias direções determinadas pelo usuário em função do conhecimento estrutural da área a ser analisada. As imagens do projeto SRTM geram dados diferentes em função da escala analisada. As imagens em escala 1:500.000 destacam estruturas mais profundas da crosta, enquanto, na escala 1:100.000, destacam estruturas mais rasas.

Uma das limitações das imagens LANDSAT é que elas realçam apenas as estruturas perpendiculares à iluminação solar, embora isto possa ser minimizado, em regiões de baixas latitudes, com uso de imagens obtidas em diferentes estações do ano (verão e inverno). Observou-se que os padrões estruturais obtidos a partir destas imagens, entre as escalas 1:100.000 e 1:500.000, são semelhantes. No entanto, as escalas menores favorecem o realce de estruturas mais profundas na crosta, de forma análoga às imagens do Projeto SRTM.

A integração dos lineamentos obtidos das imagens (Projeto SRTM e LANDSAT) na escala 1:100.000 mostra, em geral, para os diferentes compartimentos analisados, intensidade e densidade mais homogêneas do que na escala 1:500.000. Como resultado, os compartimentos estudados possuem os seguintes padrões de direções preferenciais: Escudo Catarinense - N-S \pm 5° e, secundariamente, NNE-SSW; Sequência Gondwânica da Bacia do Paraná - NW-SE e, secundariamente, N-S \pm 5° e Formação Serra Geral - NE-SW e NW-SE.

Agradecimentos - Os autores agradecem à CPRM - Serviço Geológico do Brasil, à Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia do Instituto de Geociências da USP; à Petrobrás e UFPR, por intermédio do Projeto Falhas Campo de Esforços e Fluxo de Fluidos, convênio UFPR/PETROBRAS-CENPES, coordenado pelo prof. Dr. Alberto Pio Fiori, pelo suporte financeiro para realização das atividades de campo e pela possibilidade de usufruir de uma bolsa de doutorado (Patricia Düringer Jacques) durante um período do convênio. Um dos autores (Rômulo Machado) agradece, ainda, ao CNPq, pela concessão de uma Bolsa de Produtividade em Pesquisa (Proc. 300423/82-9). Os autores agradecem ainda a dois revisores anônimos pelas melhorias sugeridas ao manuscrito.

Referências

Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plata-

forma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1969, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1969, p. 29-46.

Almeida, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(3): 139-158.

Almeida, F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4): 325-349.

Alvarenga, R.S., Saldanha, D.L., Sommer, C.A., Sommer, J.A., Lima, E.F & Pierosan, R. 2005. Aplicação comparativa dos produtos dos sensores TM - LANDSAT 5, CCD - CBERS2 e ASTER - TERRA no mapeamento geológico na região do Platô da Ramada, RS. In: *SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 12, 2005, Goiânia, *Anais...*, INPE, p. 4537-4544.

Andrades Filho, C.O. & Fonseca, L.M.G. 2009. Lineamentos estruturais a partir de imagem LANDSAT TM e dados SRTM. In: *SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 12, 2009, Natal, *Anais...*Natal, INPE, p. 3151-3158

Basei, M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. São Paulo, 190p. Tese de doutoramento, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Machiavelli, A. & Mancini, F. 1992. Evolução Tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2): 216-221.

Basei, M.A.S, Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M. & Preciozzi, P.F. 2000. The Dom Feliciano Belt and Rio de la Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani *et al.* (Ed.) *Tectonic evolution of South America*, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, p. 311-334.

Bitencourt, M.F.A.S. 1996. *Granitoides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: Uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento*. Porto Alegre, 310p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic Setting and Sources of Magmatism Related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 186-189.

Bitencourt, M.F., Bongioiolo, E.M., Philipp, R.P., Morales, L.F.G., Rubert, R.R., Melo, C.L. & Luft Jr., J.L. 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom

- Feliciano, na Região de Garopaba - Paulo Lopes, S.C. *Pesquisas em Geociências*, 35(1): 109-136.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. & Gonçalves, J.H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. 1ª. ed., Brasília, Universidade de Brasília. v. 01, 674 p.
- Câmara, G. & Monteiro, A.M.V. 2001. Conceitos básicos da ciência da informação. In: Câmara, G., Davis, C. & Monteiro, A.M.V. (Ed.). *Introdução à ciência da geoinformação*. São José dos Campos: INPE. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/cap2-conceitos.pdf>>. Acesso em: 03 dez. 2009.
- Castro, N.A., Crósta, A.P., Ferreira, F.J., Basei, M.A.S. & Pascholati, M.E. 2003. Quadro geológico regional da porção do Embasamento Pré-Ordoviciano de Santa Catarina com base em imagens Landsat-5/TM e aerogeofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(supl): 161-172.
- Chavez, P.S. 1988 An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, 24: 459-479.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B., Castorina, F., Censi, P., Antonini, P., Furtado, S., Ruberti, E. & Scheibe, L.F. 2002. Geochemistry and geodynamic implications of the Anitápolis and Lages alkaline-carbonatite complexes, Santa Catarina state, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (1): 43-58.
- Crepani, E. & Medeiros, J.S. 2004. Imagens fotográficas derivadas de MNT do projeto SRTM para fotointerpretação na geologia, geomorfologia e pedologia. In: INPE-11238-RPQ/761.
- Ferreira, A.C. & Almeida, T.I.R. 1989. Tectônica transcorrente e imagens TM-Landsat aplicadas à prospecção de fluorita e barita em Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(2): 207-223.
- Freitas, M.A., Caye, B.R. & Machado, J.L.F. 2002. *Diagnóstico dos recursos hídricos subterrâneos do oeste do Estado de Santa Catarina - Projeto Oeste de Santa Catarina*. Porto Alegre, CPRM/SDM-SC/SDA-SC/EPAGRI, 100p.
- Horn Filho, N.O. 2003. Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. *GEOSUL*, 18 (35): 71-98.
- Horn Filho, N.O. & Diehl, F.L. 1994. Geologia da Planície Costeira de Santa Catarina. *Alcance*, 1(1): 95-102.
- Horn Filho, N.O. & Diehl, F.L. 2001. Geologia da Planície Costeira de Santa Catarina. In: CONGRESSO DO QUATERNÁRIO DE PAÍSES DE LÍNGUAS IBÉRICAS, 1, 2001, Lisboa. *Actas...*, Lisboa, SGP, p.203-206.
- Justo, A.P. 2006. *Sistemas orbitais e aéreos aplicados à análise multi-escala de lineamentos na borda sudeste da Bacia do Parnaíba*. Natal, 65p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Lillesand, T.M. & Kiefer, R.W. 1994. *Remote Sensing and Image Interpretation*. John Wiley & Sons, United States. 750p.
- Loczy, L. 1968. Basic and alkalic volcanics of the State of Santa Catarina, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40 (Supl.): 187-193.
- Machado, F.G. & Rostirolla, S.P. 2005. Caracterização estrutural preliminar da área de Jaguaraiá, Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO NACIONAL E ESTUDOS TECTÔNICOS, 10, Curitiba. *Anais...*, Curitiba, v. 1, p. 38-40.
- Mezzomo, E. & Rostirolla, S. P. 2005. Delimitação do arcabouço estrutural na porção centro leste do Paraná, Bacia do Paraná, com base na análise de sensores remotos, estudos de campo e modelagem estrutural tridimensional. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10, e INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 4, Curitiba. *Boletim de Resumos Expandidos*. Curitiba, v. 1, p. 35-37.
- O'Leary, D.W., Friedman, J.D. & Pohn, H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society American Bulletin*, 87: 1463-1469.
- Passarelli, C.R. 1996. *Análise estrutural e caracterização do magmatismo da zona de cisalhamento Major Gercino, SC*. São Paulo, 178 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Perrota, M.M., Salvador, E.D., Lopes, R.C., Dagostino, L.Z., Wildner, W., Ramgrab, G.E., Peruffo, N., Freitas, M.A., Gomes, S.D., Chierregati, L.A., Silva, L.C., Sachs, L.L.B., Silva, V.A., Batista, I.H. & Marcondes, P.E.P. 2004. Folha SG.22-Curitiba. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B. & Jesus, J.D.A. de. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. Brasília, CPRM. 1 CD-ROM.
- Riccomini C., Chamani, M.A.C., Agena S.S., Fambrini G.L., Fairchild T.R. & Coimbra A.M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 64(3): 210.
- Riccomini C., Almeida R.P., Turra B.B., Chamani M.A.C., Fairchild T.R. & Hachiro J. 2005. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no Permian da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE

- ESTUDOS TECTÔNICOS, 10, e INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 4, Curitiba, PR. *Boletim de Resumos Expandidos*, Curitiba, p. 18-20.
- Roldan, L.F. 2007. *Tectônica Rúptil Meso-Cenozóica na região do Domo de Lages, SC*. São Paulo, 121p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Roldan, L.F., Machado, R., Steiner, S.S. & Warren, L.V. 2010. Análise de Lineamentos Estruturais no Domo de Lages (SC) com Uso de Imagens de Satélite e Mapas de Relevô Sombreado. *Geologia USP*, 10 (2): 57-72.
- Rostirolla, S.P., Assine, M.L., Fernandes, L.A. & Artur, P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4): 639-648.
- Scheibe, L.F., Kawashita, K. & Gomes, C.B. 1985. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, 1985, Florianópolis. *Anais...*, Florianópolis, SBG, 1985, p. 299-307.
- Scheibe, L.F. 1986. *Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC*. São Paulo, 224p. Tese de Doutorado, Programa de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Silva, D.R.V., Amaro, E., Souto, M.V.S., Pereira, B.R.B., Souza, D.S. & Souza, A.S. 2007. Imagens SRTM aplicadas à análise do comportamento morfotectônico da paisagem, como auxílio ao monitoramento ambiental no litoral setentrional do Rio Grande do Norte. In: *PDPETRO*, 4, 2007, Campinas, p. 21-24.
- Soares, A.P., Soares, P.C., Bettú, D.F. & Holz, M. 2007. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. *Geociências UNESP*, 26 (4): 297-311.
- Souza, I.A. & Ebert, H.D. 2005. Lineamentos tectônicos do embasamento adjacente às bacias de Espírito Santo, Campos e Santos interpretados a partir de imagens LANDSAT 7 TM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, 3, 1 CD-ROM. Salvador.
- Souza Filho, P.W.M. & Paradella W.R. 2002. Recognition of the main geobotanical features along the Bragança mangrove coast (Brazilian Amazon region) from Landsat TM and RADARSAT-1 data. *Wetlands Ecology and Management*, 10: 123-132.
- Strieder, A.J. & Amaro, V.E. 1997. Structural patterns removed from remotely sensed lineaments. *Revista da Escola de Engenharia*, 25 (4): 109-117.
- Strugale, M., Rostirolla, S.P., Mancini, F., Portela Filho, C.V., Ferreira, F.J.F. & Freitas, R.C. 2007. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 24: 203-227.
- Turner, R.E., Malita, W.A. & Nalepka, R.F. 1971. Importance atmospheric scattering or everything you've always wanted to know about atmospheric scattering but were afraid to ask. In: *International Symposium on Remote Sensing of the Environ*, 20, *Proceeding...* Michigan 3: 1651-1697.
- Zalán, P.V., Wolff, S. & Conceição, J.C.J. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia Sedimentar do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. *Atas...*, Curitiba. p. 441-474.
- Zalán, P.V., Wolf, S., Conceição, J.C., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, C.T., Zanotto, O.A. & Marques, A. 1991. *Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin*. In: International Gondwana Symposium, 30, *Proceeding...*, São Paulo, Brazil, p. 83-117.

Apêndice C - A comparison for a multiscale study of structural lineaments in southern Brazil: Landsat -7 ETM⁺ and shaded relief images from SRTM 3-DEM

(Artigo publicado na revista Anais da Academia Brasileira de Ciências, 2012, 84 (4): 931-942)

A comparison for a multiscale study of structural lineaments in southern Brazil: LANDSAT-7 ETM⁺ and shaded relief images from SRTM3-DEM

PATRICIA D. JACQUES^{1,2}, ROMULO MACHADO^{2,3*} and ALEXIS R. NUMMER^{2,4}

¹CPRM, Serviço Geológico do Brasil - DIGEOP, Av. Pasteur, 404, Urca, 22290-240 Rio de Janeiro, RJ, Brasil

²Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, 05508-080 São Paulo, SP, Brasil

³Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, 05508-080 São Paulo, SP, Brasil

⁴Departamento de Geociências, Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, BR 465, Km 7, 23890-000 Seropédica, RJ, Brasil

Manuscript received on June 16, 2011; accepted for publication on May 31, 2012

ABSTRACT

This paper presents a comparison of descriptive statistics obtained for brittle structural lineaments extracted manually from LANDSAT images and shaded relief images from SRTM 3 DEM at 1:100,000 and 1:500,000 scales. The selected area is located in the southern of Brazil and comprises Precambrian rocks and stratigraphic units of the Paraná Basin. The application of this methodology shows that the visual interpretation depends on the kind of remote sensing image. The resulting descriptive statistics obtained for lineaments extracted from the images do not follow the same pattern according to the scale adopted. The main direction obtained for Proterozoic rocks using both image types at a 1:500,000 scale are close to NS±10, whereas at a 1:100,000 scale N45E was obtained for shaded relief images from SRTM 3 DEM and N10W for LANDSAT images. The Paleozoic sediments yielded the best results for the different images and scales (N50W). On the other hand, the Mesozoic igneous rocks showed greatest differences, the shaded relief images from SRTM 3 DEM images highlighting NE structures and the LANDSAT images highlighting NW structures. The accumulated frequency demonstrated high similarity between products for each image type no matter the scale, indicating that they can be used in multiscale studies. Conversely, major differences were found when comparing data obtained using shaded relief images from SRTM 3 DEM and Landsat images at a 1:100,000 scale.

Key words: Landsat images, remote sensing, SRTM, Santa Catarina, statistics, structural lineaments.

INTRODUCTION

The main objective of this paper is the comparative study of two kinds of products from remote sensing images at two different scales for the identification of structural lineaments.

One type of remote sensing image is obtained using optical systems (LANDSAT 7 ETM⁺), which enhances the physical-chemical characteristics of the targets. The other results from the shaded relief images derived from the Digital Elevation Model (DEM) of an interferometric radar mission (SRTM 3), that is related to the dielectric and geometric properties of the targets.

Correspondence to: Patricia Duringer Jacques
E-mail: patricia.jacques@cprm.gov.br

*Bolsista do CNPq

Although there are limitations imposed by the spatial resolution of the images for the study area (15 meters for LANDSAT and 90 meters for the DEM from SRTM 3) and by the use of only two types of sensor (LANDSAT and synthetic aperture radar), these images allow the generation of a varied range of data that, when used separately or combined, produce excellent information concerning the superficial brittle structures.

In this paper the definition by O'Leary et al. (1976) for lineament is applied, which is "a mappable, simple or composite linear feature of a surface whose parts are aligned in a rectilinear or slightly curvilinear relationship and which differs distinctly from the patterns of adjacent features and presumably reflects a subsurface phenomenon".

Ramli et al. (2010) compared lineaments obtained by two methods: the manual one, based on visual interpretation, and the automatic extraction, based on computer algorithms. They concluded that the user should be aware of the advantages and disadvantages of both methods.

According to Strieder and Amaro (1997), lineaments can be classified into two types. Type-1 lineaments are associated with penetrative structures, such as foliation, schistosity and bedding, and are related to ductile structures. Type-2 lineaments are generally related to brittle structures, expressed by drainage and valley systems.

Lineaments can be positive (*e.g.* ridge trends) or negative (*e.g.* river valleys). For this study, only negative lineaments were manually digitized because they are easier to identify and stressed out by drainage patterns.

The use of remote sensing images promoted advanced knowledge in data processing methodologies applied in the geosciences. Specifically when modeled in Geographic Information System (GIS), improving speed and precision in its execution (*e.g.* Jordan et al. 2005, Guth 2006, Valeriano et al. 2006, Rosseti and Valeriano 2007, Silva et al. 2007, Grohmann et al. 2007).

The extraction of structural lineaments from images derived from SRTM – DEM and LANDSAT has been used separately or together through several methodologies. Masoud and Koike (2006) applied both products for hydrogeological studies, using an automatic acquisition method based on the segment tracing algorithm (Koike et al. 1995). Products derived from SRTM-DEM were applied to identify a large ancient drainage system in Central Amazônia, not identified before in optical or in synthetic aperture radar images (Almeida-Filho and Miranda 2007). Demirkesen (2009) quantified geological structures obtained by on-screen digitizing from SRTM-DEM images derived as: slope, aspect, shaded relief, curvature, DEM segmentation, contours and directional derivatives.

The selected area for this study encompasses three geological domains: the Paleo-Neoproterozoic Catarinense Shield, the Paraná Basin Paleozoic sedimentary rocks and the Mesozoic Serra Geral Formation, which is constituted predominantly of basalts.

For each one of these geological domains, negative lineaments were manually extracted from LANDSAT and shaded relief images from DEM SRTM 3 at 1:500,000 and 1:100,000 scales. The data obtained were compared for each geological domain in order to evaluate the reproducibility of the data independent of scale adopted and to examine the possibility of reactivation of some of these lineaments.

This research tries to answer the following questions:

What are the general directions obtained by each image type at both scales?

Do they belong to the same population?

Can the two types of images be used in multiscale analysis of Type- 2 lineaments?

What are the preferential directions per rock type and sensor?

GEOLOGICAL SETTING

According to Horn Filho and Diehl (1994, 2001) and Horn Filho (2003), the Santa Catarina state, in Southern Brazil, can be divided in five geologic domains (from east to west): the Coastal Province with Quaternary sediments, the Catarinense Shield (Archean, Proterozoic and Cambrian rocks up to 550 Ma.), sedimentary rocks of the Paraná Basin (between 500 and 180 Ma.), the Serra Geral Formation, which is constituted predominantly of basalts (± 130 Ma.), and the Anitápolis and Lages alkaline complexes ($\pm 65-70$ Ma.), besides Cenozoic sediments.

The study area is situated in the southern-central portion of the Santa Catarina state (Fig. 1). The five geological domains are in the study area, thus allowing the analysis of the linear brittle structures and their preferred directions by domain.

The Catarinense Shield consists of granulitic, metavolcanic and metasedimentary rocks and granites. Two major shear zones crosscut the shield, characterized by ductile to ductile-brittle, NE-trending strike-slip faults (Passarelli 1996, Bitencourt et al. 2008).

Another domain, represented by the Phanerozoic sedimentary rocks of the Paraná Basin, consists of the Gondwana sequence in the central part and the Serra Geral Formation in the western part of the study area. The Paraná Basin is characterized by three successive cycles of subsidence, sedimentation and magmatism that occurred from the Ordovician to the Cretaceous, which were interrupted by the movements related to the "Wealdenian Reactivation" and the opening of the South Atlantic (Almeida 1969).

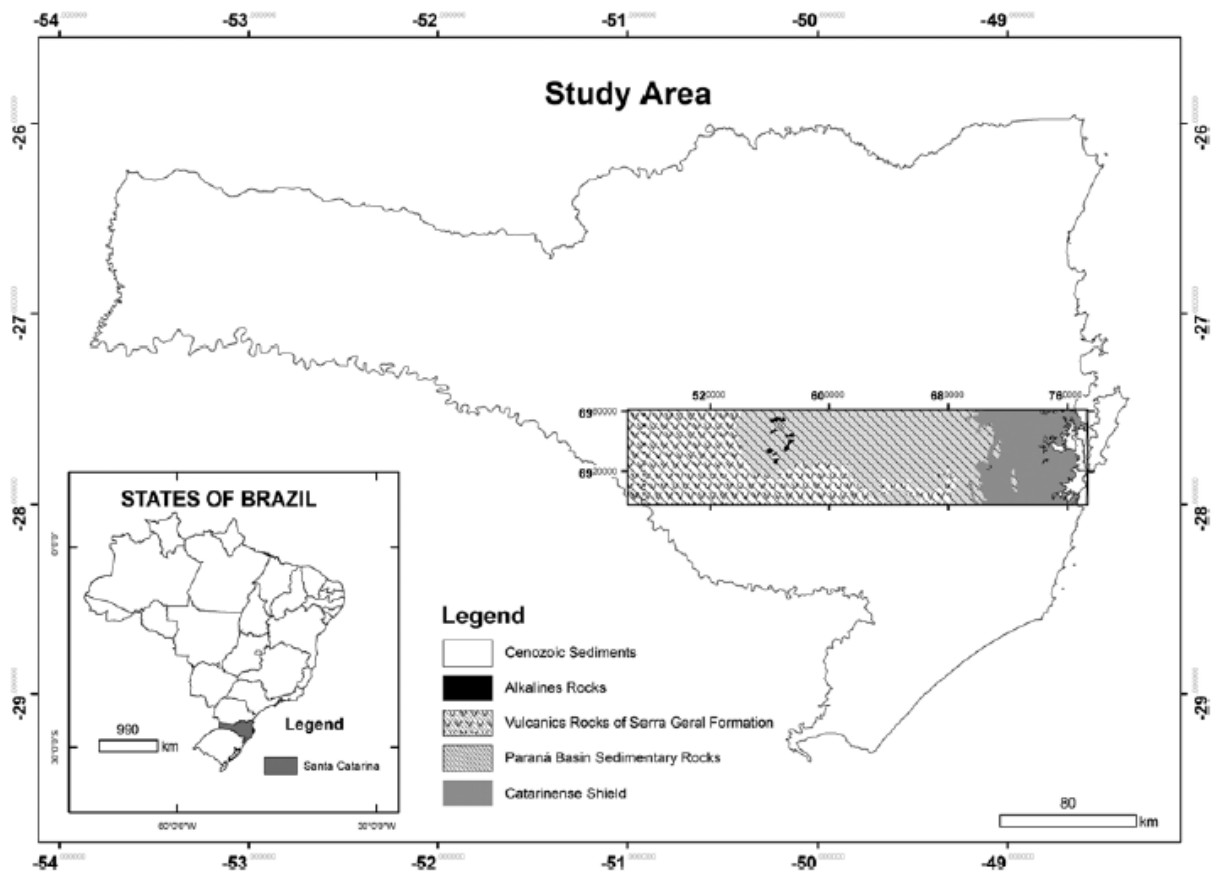


Figure 1 - Study area located in the Santa Catarina State, Brazil. Paraná Basin.

This reactivation was studied by several authors (Almeida 1967, 1986, Piccirillo et al. 1990, Renne et al. 1992) and was responsible for reactivating many structures in the basins and creating new ones. This opening was caused by partial melting of the Tristão da Cunha Plume, which in the Mesozoic would be under the South American Platform (Morgan 1981, O'Connor and Duncan 1990). The effects of lithospheric stretching and the rise of the plume caused distensional igneous activity, generating a significant volume of tholeiitic basalts. The Wealdenian Reactivation started on Neo-Jurassic ending on Eo-Cretaceous and was responsible for the last subsidence of the Paraná Basin allowing the sedimentation of the Bauru Basin, over the Paraná Basin (Almeida 1967).

There are three preferential structural directions in the Paraná Basin: N45-65W, N50-70E and E-W (Zalán et al. 1987, 1991). The first two are older and related to reactivations of its basement. The youngest E-W developed in the Gondwana breakup.

The Lages Dome was the last tectonic structure in the area and is located in the Phanerozoic sedimentary domain, near the volcanic rocks of the Serra Geral Formation. It was an Eo-Cretaceous structure modeled by Roldan (2007) to explain the emplacement of the dome. Two lineament directions (NW and NE) stand out. The NW structures were reactivated in the Eo-Cretaceous and penetrated by dykes. The NE structures are associated with strike-slip faults that affected the alkaline rocks of the Lages Dome (Table I).

MATERIALS AND METHODS

Two types of images were used in this study, one obtained by the LANDSAT ETM⁺ 7 satellite (Level 1G Product Generation System) and the other by the SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) (Farr et al. 2007). All images were freely acquired from the USGS (United States Geological Survey) - <http://glovis.usgs.gov> and <http://seamless.usgs.gov> and from the GLCF (Global Land Cover Facility) - <http://glcf.umd.edu/data>.

The LANDSAT images used are identified as 220_079 (03/10/2002) and 221_079 (11/12/2002). Atmospheric correction was applied to bands 1, 2, 3, 4, 5 and 7 to reduce the influence of the molecules of atmospheric gases. The effects of such interference will vary depending on the wavelength of the incident radiation (Turner et al. 1971). The method applied is the "Simple Dark Pixel Subtraction" (Chavez Jr 1975) which consist in the identification of dark values areas, as shadows or water, and the subtraction of this value for each band. The value for each band used in this study is present in Table II. The scenes were merged in one mosaic through a color balancing, fixing the scene 221_079 (largest size of the study area) and adjusting the scene 220_079 (smaller size of the study area). To perform the fusion of the bands 1, 2, 3, 4, 5 and 7 with the panchromatic band (band 8), to achieve a spatial resolution of 15 meters in all bands, the bilinear algorithm was applied in the HSV (Hue, Saturation, Value) method (Carper et al. 1990). A high-pass filter at a 3x3 window was used before lineament extraction.

The SRTM DEM data are provided in three spatial resolutions: (a) 30 arc second (1 km) SRTM-GTOPO 30 of the world; (b) 3 arc second (90 m) of the world; and (c) 1 arc second (30 m) of the USA. For this study the resolution of the data is 3 arc second (90 m), that was resampled by cubic convolution to 30 m, in order to improve the shaded relief derived images with significant gains for visual interpretation and lineaments extractions. Shadow relief images were produced for the following azimuths: 0°, 45°, 90° and 315°. The inclination used for all the shaded relief was 45° based in the Crepani and Medeiros (1994) publication, which suggests this value for shaded relief interpretations.

Although the planimetric accuracy of the SRTM 3 - DEM is nearly 20 meters (Rodrigues et al. 2011) and the planimetric accuracy of LANDSAT 7 ETM⁺ images ranges from 30-50 meters (<http://landsat.usgs>).

gov/geometric_accuracy.php), no additional geometrical corrections were done, as the data were cluster in groups of main directions for comparison.

The linear brittle structures were manually extracted according to the visual interpretation of 1:500,000 and 1:100,000 scales fixed image, totaling four products (Fig. 2): (a) LANDSAT at 1:100,000 scale; (b) SRTM at 1:100,000 scale; (c) LANDSAT at 1:500,000 scale and (d) SRTM at 1:500,000 scale.

Each product was interpreted separately according to the geological domain and age, namely: Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic (Fig. 2).

The descriptive statistics (mean, mode and circular variance) were calculated according to Mardia (1972), for the comparison of the data, as shown below.

Each group was organized as bidirectional data in 30° intervals and from 0° to 180° (Table III).

The mean is based on the resultant vector, which has as components the mean direction angle (X_0) and the length of the mean vector (R), based on the Pythagoras Theorem.

Equation 1 was used to calculate the mean direction angle (X_0), and Equation 2 to calculate

the length of mean vector (R). The R value reflects the dispersion, so that a high R value indicates low variability.

$$X_0 = \arctan (S/C) \tag{Eq. 1}$$

$$R = (C^2+S^2)^{1/2} \tag{Eq. 2}$$

where: $C = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos \phi_i$ $S = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sin \phi_i$

(C = Distance value of abscissa axis, S = Distance value of ordinate axis)

It is important to mention that for unimodal data the mean can be used, but for multimodal data the ideal is to use the mode as the descriptive statistics. The equation for the mode (Eq. 3) is:

$$Mode = I + \frac{(f_o - f_{-1}) * h}{2f_o - (f_{-1}) - (f_{+1})} \tag{Eq. 3}$$

where: I = lower limit of the modal class, f_0 = frequency of the modal class, f_{-1} = frequency of the preceding class, f_{+1} = frequency of the following class, and h = length of the class-interval.

TABLE I
Synthesis of the structural model proposed by Roldan (2007) related to the emplacement of the Lages Dome.

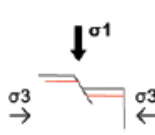


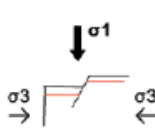
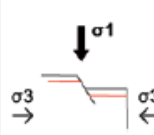
AGE	Cretaceous (After the Serra Geral magmatic event)	Eo-Cretaceous (Dome emplacement)	Paleocene-Eocene (T) (After dome emplacement)	Eocene-Oligocene (T)	Miocene (T)	Pliocene (T) - Q
TECTONIC REGIME	Extensional	Compressive	Transcurrent	Tectonic Stability	Extensional	Extensional
σ_1	Vertical	Horizontal NE-SW	Horizontal NE-SW		Vertical	Vertical
FEATURE	Normal Faults	Major axis of the dome and emplacement of NE-SW dykes	Dextral strike-slip faults NNE-SSW/ NE-SW and sinistral strike-slip faults E-W	Erosion	Rio Canoas Lineament NW-SE	Normal faults NE-SW and strike-slip reactivation
	(Profile) 	(Floorplan) 	(Floorplan) 		(Profile) 	(Profile) 

TABLE II
Value used to subtract the atmospheric influence in the LANDSAT ETM 7⁺ scenes, based on the "Simple Dark Pixel Subtraction" method (Chavez Jr 1975).

SCENE/BAND	221_079	220_079
BAND	67	57
BAND	51	39
BAND	45	30
BAND	19	10
BAND	15	10
BAND	12	9

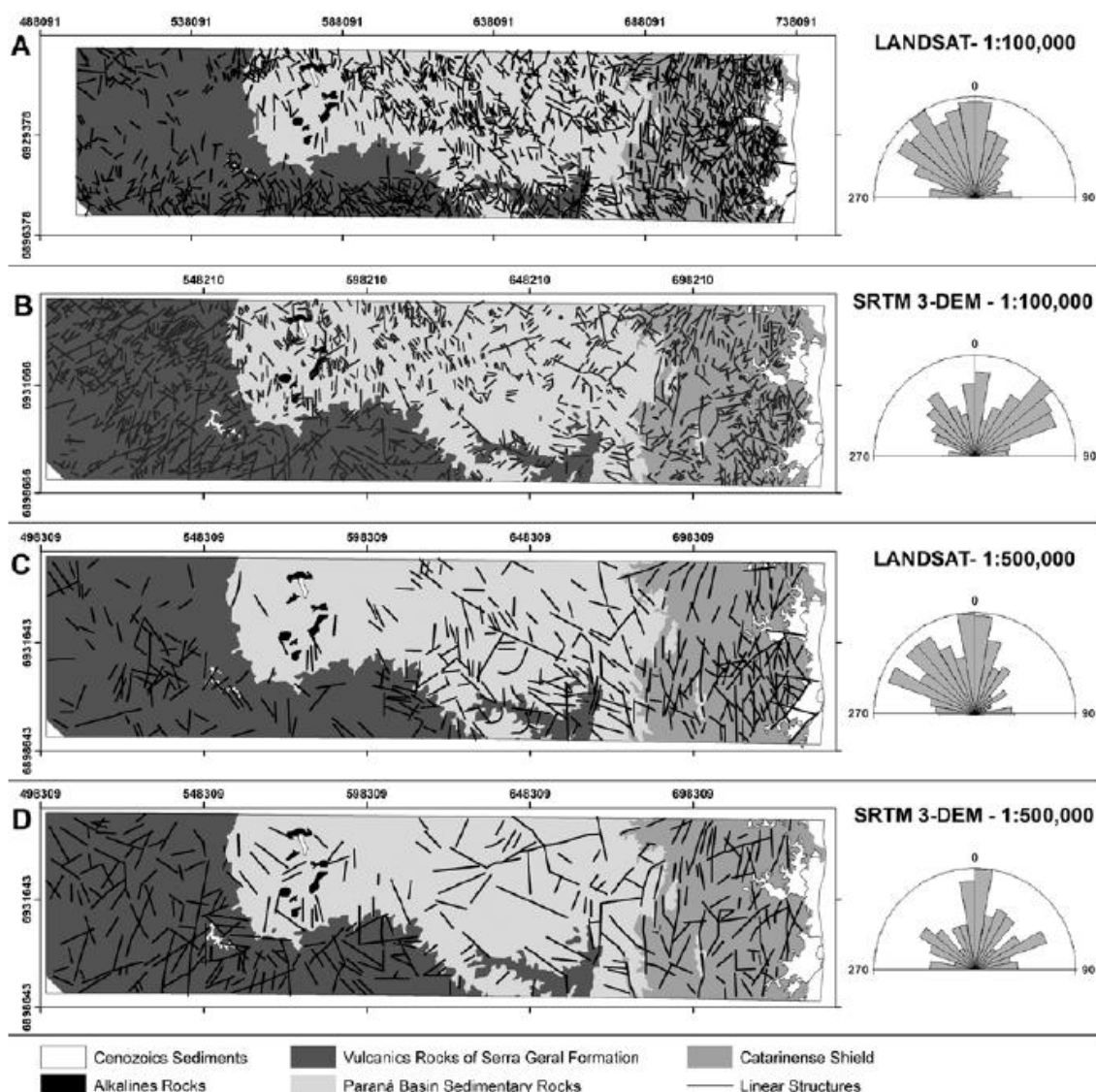


Figure 2 - Products obtained by visual interpretation: (A) LANDSAT at 1:100,000 scale; (B) SRTM at 1:100,000 scale; (C) LANDSAT at 1:500,000 scale and (D) SRTM at 1:500,000 scale and their respective rose diagram for total area.

TABLE III
Intervals of bi-directional data.

Azimuth ϕ	Direction
0°-30°	ENE/WSW
31°-60°	NE/SW
61°-90°	NNE/SSW
91°-120°	NNW/SSE
121°-150°	NW/SE
151°-180°	WNW/ESE

The circular variance (S_0^2) is used to demonstrate how the data are scattered around the mean and to compare the groups: the lower is its value, the smaller is the uncertainty. The variance is calculated based on the R value (Eq. 4) and divided by two since the data are bidirectional.

$$S_0^2 = (1-R)/2 \quad (\text{Eq. 4})$$

The circular standard deviation (s_0) (Eq. 5) is simply the square root of the variance and it is given in degrees.

$$s_0 = (2 * S_0^2)^{1/2} \quad (\text{Eq. 5})$$

The cumulative frequency is used to compare the scales of each one of the images, in order to check whether the data represent the same population and if they can be used in multiscale studies.

RESULTS

The results are presented in Table IV, which shows that the lineaments extracted from the SRTM images are usually multimodal, except for the data related to Mesozoic rocks (1:100,000 scale). However, the 1:500,000 scale LANDSAT images are unimodal, except for the Proterozoic domain. The 1:100,000 scale LANDSAT images are multimodal, except for the Paleozoic rocks.

Comparing both from 1:500,000 LANDSAT and SRTM data scale, the general pattern presents different values for the mean, but the values for mode are closer, except for the Mesozoic data, whose mode values are N70W for LANDSAT and N25E for SRTM.

Examining modes obtained from both 1:100,000 scale LANDSAT and SRTM image we realize the values are completely different, except for the Paleozoic domain, in which main modes are similar.

Analyzing the circular standard deviations for all the data we conclude that lineaments extracted from the SRTM images vary more than those corresponding to LANDSAT images, although it does not happen with SRTM data for the Mesozoic domain (1:100,000 scale).

Considering each mode and circular standard deviation, Figure 3 shows a linear representation of the general lineaments extracted from SRTM and LANDSAT images at both scales. For the 1:500,000 scale the range of mode and circular standard deviation values for SRTM contains the range corresponding to LANDSAT. On the other hand, the same behavior does not happen for the 1:100,000 scale.

Figure 4A synthesizes the comparison between the 1:500,000 scale images by geological domain. For the Proterozoic and Paleozoic domains the range of SRTM data includes those of the LANDSAT images; although the variation of SRTM data is greater, mainly for the Paleozoic domain. However, for Mesozoic rocks the data are totally different.

The comparison of data corresponding to the 1:100,000 scale is shown in Figure 4B. There are no similarities, except for the Paleozoic data. Data obtained from SRTM images are generally dispersed.

The cumulative frequency used to compare the scales (Fig. 5) shows a high similarity between the products obtained for each type of image at both scales, indicating that they can be used in multiscale studies.

DISCUSSION

The comparison between LANDSAT and SRTM data shows that the lineaments extracted from the SRTM shaded relief images display a wide range of directions. This is expected because the final results for the SRTM images were obtained by the interpretation of four different shadow relief images obtained for

TABLE IV
 Synthesis of the descriptive statistics after lineament extraction from LANDSAT and SRTM images at 1:500,000 and 1:100,000 scales. Patterns classified in general, Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic domains. Highlighted cells refer to similar values.

SRTM	500_ general	500_ Proteroz.	500_ Paleoz.	500_ Mesoz.	100_ general	100_ Proteroz.	100_ Paleoz.	100_ Mesoz.
Angular Mean	11 (N11E)	8 (N8E)	129 (N51W)	20 (N20E)	22 (N22E)	22 (N22E)	169 (N11W)	52 (N52E)
Mode	N10E, N10W	N10E, N10W	N50W, N70E	N25E, N65E	N50E, N40W	N45E, N40W	N40W, NS±10	N50E
Length	0.131	0.329	0.014	0.076	0.151	0.226	0.225	0.263
Circular Variance	0.434	0.335	0.493	0.462	0.424	0.387	0.388	0.369
Circular Standard Deviation	57.712°	42.708°	83.806°	64.963°	55.7°	49.374°	49.518°	46.829°
N	312	87	82	150	1441	412	548	524
LANDSAT	500_ general	500_ Proteroz.	500_ Paleoz.	500_ Mesoz.	100_ general	100_ Proteroz.	100_ Paleoz.	100_ Mesoz.
Angular Mean	157 (N23W)	174 (N6W)	144 (N36W)	144 (N36W)	159 (N21W)	168 (N12W)	153 (N27W)	155 (N25W)
Mode	N10E, N10W	N10E, N10W	N60W	N70W	N40W, NS (±10)	N10E, N10W	N40W	N60W, N10E
Length	0.274	0.458	0.338	0.172	0.292	0.353	0.346	0.181
Circular Variance	0.363	0.271	0.331	0.414	0.354	0.323	0.327	0.41
Circular Standard Deviation	46.103°	35.794°	42.175°	53.752°	44.886°	41.336°	41.711°	52.977°
N	366	122	154	142	1573	538	655	478

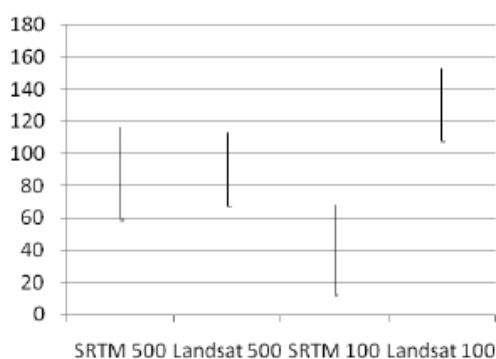


Figure 3 - General representation of lineaments extracted from SRTM and LANDSAT at both scales, based on the mode and circular standard deviation. The value 90 represents NS direction, value from 91 to 180 represents NW/SE directions and value 0 to 89 represents NE/SW directions.

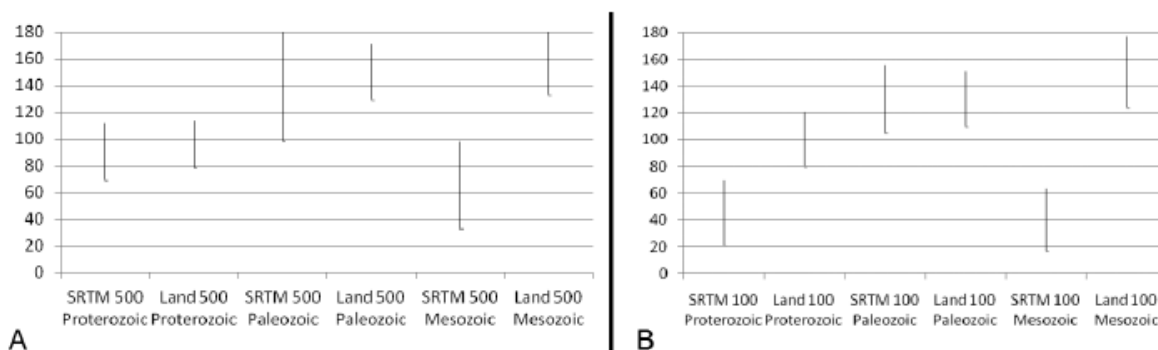


Figure 4 - Linear representation of the structures extracted from SRTM and LANDSAT at a 1:500,000 scale (A) and for 1:100,000 scale (B) for each geological domain, based on the mode and circular standard deviation. Value in ordinate axis represents azimuth.

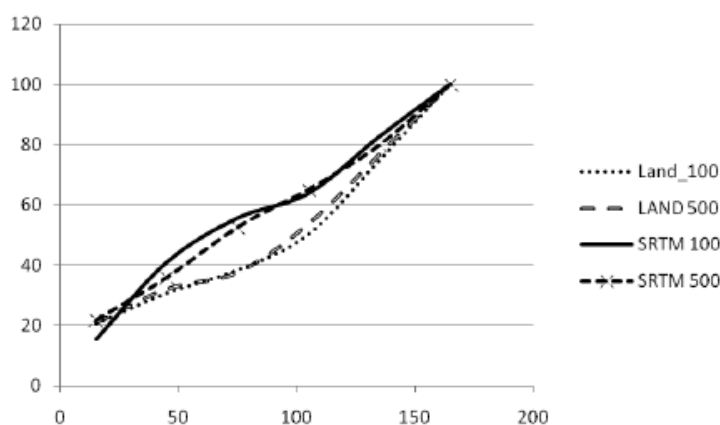


Figure 5 - Accumulated frequency used to compare the scales of the images.

azimuths 0° , 45° , 90° and 315° , whereas the Landsat data were extracted from two images corresponding to their sun azimuths ($220_079 = 62.74$ and $221_079 = 77.3$) which value mean is nearly 70° .

The interpretation of such LANDSAT image depends on the solar azimuth, time and date of the passage of the satellite over the studied area, enhancing structures perpendicular to sunlight. In this case the solar azimuth is close to 48° , implying that lineaments parallel to this angle are concealed and that the structures perpendicular to it are stressed out. The NW-trending lineaments are thus highlighted, whereas the NE-trending lineaments are concealed, specially in the 1:100,000 scale images. The same discussion was made by Riccomini and Crósta

(1988) about Landsat images, that it is dependable of the season. Smith and Wise (2007) pointed that above 20° of solar elevation there is a gradual decrease in the relief effect for the Landsat images.

The similar pattern obtained for LANDSAT images at both scales suggests that the visual observation of lineaments does not depend on the scale, indicating that the LANDSAT images highlight the major features as continuous even at larger scales. This is indicated by the cumulative frequency curves (Fig. 5), that show the best overlap of the two LANDSAT curves, when compared to the SRTM curves. Therefore the LANDSAT images are more appropriate for multiscale studies in the studied area than the SRTM images.

For both 1:100,000 scale LANDSAT and SRTM data, different values were obtained for the geological domains, except for the Paleozoic rocks. One explanation for this difference is related to local tectonic stresses that are not evidenced by the LANDSAT image due to the single azimuth, especially the NE structures. These could be extracted from SRTM shadow relief images corresponding to different azimuths.

The Paleozoic domain is composed of sedimentary rocks, differently from the other domains that are constituted by igneous and metamorphic rocks. The same patterns resulted for each type of image at both scales, suggesting that rheology influences the pattern of the data extracted. For igneous and metamorphic rocks differences are observed and the main directions are dependent on the kind of image used. Conversely, there is no difference in the use of LANDSAT or SRTM images to extract lineaments affecting sedimentary rocks.

Among the geological domains of the studied area, the Mesozoic is more dependent on the type of used image. SRTM images yield the NE direction as the main mode, whereas the LANDSAT images highlighted NW-trending lineations, due to the influence of the solar azimuth.

The circular standard deviation close to 84° for SRTM (1:500,000) data corresponding to the Paleozoic sedimentary rocks may be associated with the Lages Dome. Table I presents a synthesis of the model proposed by Roldan (2007) that shows variations in lineament directions. While in the Miocene the main direction was NW-SE, in the Pliocene it changes to NE-SW. On the other hand, Landsat images could not register the NE directions as well as NW directions.

CONCLUSIONS

The NS \pm 10 general modal direction obtained from the 1:500,000 scale LANDSAT and SRTM images can represent the same population. For the 1:100,000 scale, the results are different and

opposite, indicating that for large scales they represent different populations. This can be caused by the four images derived from SRTM using different azimuths, contrarily to the single solar azimuth LANDSAT image.

The scales of each kind of remote sensing image were compared using the main mode and the circular variation. High similarity between each image product at both scales was observed, representing the same population and indicating that they can be used in multiscale studies.

For the Catarinense Shield the main direction is NS \pm 10 for LANDSAT (1:100,000 and 1:500,000) and for SRTM (1:500,000). The NE direction is shown by the SRTM images (1:100,000) but is not evident in the Landsat images, due to the 48° solar azimuth.

The Paraná Basin sedimentary rocks have similar mode values for both image types and scales, while the Mesozoic data are the most contrasting. Whereas SRTM stresses out NE directions, LANDSAT stresses out NW directions but not NE lineaments, due to the 70° mean solar azimuth, that enhance NW structures.

As a general conclusion both images can be used in lineament extraction at smaller scales (1:500,000), since the same population and the extensive linear structures are represented. However, for larger scales (1:100,000), the use of SRTM images is recommended because shadow relief images can be produced for different azimuths, and lineaments of different directions are thus highlighted.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors wish to thank the Brazilian Geological Survey, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM); the Post-Graduation Program in Minerals Resources and Hydrogeology of the Geosciences Institute of Universidade de São Paulo; the Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro and the Faults and Fluid Flow Project (UFPR/PETROBRAS) for financial support. The

author thanks also the two anonymous reviewers for constructive criticisms of the manuscript and Kathleen Brookfield for the English revision.

RESUMO

Este artigo apresenta a comparação, através da estatística descritiva, de lineamentos de estruturas rúpteis obtidas manualmente sobre imagens Landsat e relevo sombreado do SRTM 3 MDE nas escalas 1:100.000 e 1:500.000. A área selecionada localiza-se no sul do Brasil e engloba rochas do pré-Cambriano e unidades estratigráficas da Bacia do Paraná. A aplicação desta metodologia demonstra que a interpretação visual depende do tipo de imagem do sensor remoto. O resultado da estatística descritiva obtido para os lineamentos extraídos das imagens não apresenta o mesmo padrão em função da escala adotada. A principal direção encontrada nas rochas do Proterozoico em ambas as imagens, na escala 1:500.000, é próxima de NS±10, enquanto que na escala 1:100.000 a direção N45E foi obtida nas imagens de relevo sombreado do SRTM 3 MDE e a direção N10W nas imagens Landsat. Rochas sedimentares Paleozóicas mostraram os melhores resultados para ambas as imagens e escalas (N50W). Por outro lado as rochas ígneas Mesozóicas mostraram as maiores diferenças, realçando as estruturas NE nas imagens SRTM 3 MDE e as estruturas NW nas imagens Landsat. A frequência acumulada demonstrou alta similaridade entre os produtos de cada tipo de imagem, independente da escala, indicando que podem ser utilizadas em estudos multiescala. Entretanto as maiores diferenças foram encontradas quando foram comparados os dados obtidos pelas imagens sombreadas do SRTM 3 MDE e imagens Landsat na escala 1:100.000.

Palavras-chave: imagens Landsat, sensoriamento remoto, SRTM, Santa Catarina, estatística, lineamentos estruturais.

REFERENCES

- ALMEIDA FFM. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 241, 36 p.
- ALMEIDA FFM. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. Congresso Brasileiro de Geologia, 23, 1969, Salvador. Anais. Salvador: SBG, p. 29-46.
- ALMEIDA FFM. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. *Rev Bras de Geoc* 16(4): 325-349.
- ALMEIDA-FILHO R AND MIRANDA FP. 2007. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: Evidences in an SRTM digital elevation model. *Rem Sens Environ* 110: 387-392.
- BITENCOURT MF, BONGIOLO EM, PHILIPP RP, MORALES LFG, RUBERT RR, MELO CL AND LUFT Jr JL. 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Rev Pesq em Geoc (UFRGS)* 35: 109-136.
- CARPER JW, LILLESAND MT AND KIEFER WR. 1990. The Use of Intensity Hue-Saturation Transformations for Merging SPOT Panchromatic and Multispectral Image Data. *Photogram Eng Rem Sens* 56(4): 459-467.
- CHAVEZ JR PS. 1975. Atmospheric, solar and MTF corrections for ERTS digital imagery. *Proceedings of the American Society of Photogrammetry, Fall Technical Meeting, Phoenix, AZ*, 69 p.
- CREPANI E AND MEDEIROS JS. 1994. Imagens fotográficas derivadas de MNT do Projeto SRTM para fotointerpretação na Geologia, Geomorfologia e Pedologia./E. Crepani; J. S. de Medeiros. São José dos Campos: INPE.
- DEMIRKESEN AC. 2009. Quantifying geological structures of the Nigde province in central Anatolia, Turkey using SRTM DEM data. *Environ Geol* 56: 865-875.
- FARR TG ET AL. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev Geophys* 45(2): 21-35.
- GROHMANN CH, RICCOMINI C AND ALVES FM. 2007. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poço de Caldas Alkaline Massif, Southeastern Brazil. *Comput Geosci* 33: 10-19, doi: 10.1016/j.cageo.2006.05.002.
- GUTH PL. 2006. Geomorphometry from SRTM: Comparison to NED. *Photogram Eng Rem Sens* 72: 269-278.
- HORN FILHO NO. 2003. Setorização da Província Costeira de Santa Catarina em base aos aspectos geológicos, geomorfológicos e geográficos. *Geosul, Florianópolis* 18(35): 71-98.
- HORN FILHO NO AND DIEHL FL. 1994. Geologia da Planície Costeira de Santa Catarina. *Alcance. UNIVALI* 1(1): 95-102.
- HORN FILHO NO AND DIEHL FL. 2001. Geologia da Planície Costeira de Santa Catarina. Congresso do Quaternário de países de línguas ibéricas. Lisboa, 2001. *Actas Lisboa: GTPEQ, AEQUA, SGP*, p. 203-206.
- JORDAN G, MEININGER BML, HINSBERGEN DJJV, MEULENKAMP JE AND DIJK PMV. 2005. Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. *Int J Appl Earth Observ Geoinf* 7(3): 163-182.
- KOIKE K, NAGAMO S AND OHMI M. 1995. Lineament analysis of satellite images using a Segment Tracing Algorithm (STA). *Comp and Geosc* 21(9): 1091-1104.
- MARDIA KV. 1972. *Statistics of Directional Data*. Academic Press, London, New York, 357 p.

- MASOUD A AND KOIKE K. 2006. Tectonic architecture through Landsat-7ETM⁺/SRTM DEM - derived lineaments and relationship to the hydrogeologic setting in Siwa region, NW Egypt. *J Afr Earth Sci* 45: 467-477.
- MORGAN WJ. 1981. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans. In: *The Sea*, edited by C. Emiliani, J Wiley & Sons, New York, p. 443-487.
- O'CONNOR JM AND DUNCAN RA. 1990. Evolution of the Walvis Ridge - Rio Grande Rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes. *J Geophys Res* 95(B11): 17475-17502.
- O'LEARY DW, FRIEDMAN JD AND POHN HA. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Bull Geol Soc Am* 87: 1463-1469.
- PASSARELLI CR. 1996. Análise estrutural e caracterização do magmatismo da zona de cisalhamento Major Gercino, SC. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 178 p. (Unpublished).
- PICCIRILLO EM, BELLIENI G, CAVAZZINI H, COMIN-CHIARAMONTI P, PETRINI R, MELFI AJ, PINESE JPP, ZANTADESCHI P AND DE MIN A. 1990. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms in the Ponta Grossa Arch (South East Brazil): petrology, Sr-Nd isotopes, and genetic relationships from Paraná flood volcanic. *Chem Geol* 89: 19-48.
- RAMLI MF, YUSOF N, YUSOFF MK, JUAHIR H AND SHAFRI HZM. 2010. Lineament Mapping and its application in landslide hazard assessment: a review. *Bull Eng Geol Environ* 69: 215-233.
- RENNE PR, ERNESTO M, PACCA IG, COE RS, GLEN JM, PRÉVOT MAND PERRIN M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science* 258: 975-978.
- RICCOMINI C AND CRÓSTA AP. 1988. Análise preliminar de lineamentos em produtos de sensores remotos aplicada à prospecção mineral na área dos granitóides Mandira, SP. *Boletim IG-USP. Série Científica*, São Paulo 19: 23-37.
- RODRIGUES TG, PARADELLA WR AND OLIVEIRA CG. 2011. Evaluation of the altimetry from SRTM-3 and planimetry from high-resolution PALSAR FBD data for semi-detailed topographic mapping in the Amazon Region. *An Acad Bras Cienc* 83: 953-966.
- ROLDAN LF. 2007. Tectônica Ríptil Meso-Cenozóica na região do Domo de Lages, SC. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 121 p. (Unpublished).
- ROSSETTI D AND VALERIANO MM. 2007. Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. *Catena* 70: 253-265.
- SILVA CL, MORALES N, CRÓSTA AP, COSTA SS AND JIMÉNES-RUEDA JR. 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *An Acad Bras Cienc* 79: 693-711.
- SMITH MJ AND WISE SM. 2007. Problems of bias in mapping linear landforms from satellite imagery. *Int J Appl Earth Observ Geoinf* 9: 65-78.
- STRIEDER AJ AND AMARO VE. 1997. Structural patterns removed from remotely sensed lineaments. *Rev Esc Eng* 25(4): 109-117.
- TURNER RE, MALILA WA AND NALEPKA RF. 1971. Importance of atmospheric scattering in remote sensing or everything you've always wanted to know about atmospheric scattering but were afraid to ask. *Proc of the Seventh Int. Symp. on Rem Sens Environ* 3: 1651-1697.
- VALERIANO MM, KUPLICH TM, STORINO M, AMARAL BD, MENDES JR JN AND LIMA DJ. 2006. Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission-90m data. *Comp and Geosc* 32: 1169-1181.
- ZALÁN PV, WOLFF S AND CONCEIÇÃO JC. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia Sedimentar do Paraná. In: *Simpósio Sul-brasileiro de Geologia 3º*, 1987, Curitiba. *Atas* 1: 441-474.
- ZALÁN PV, WOLFF S, CONCEIÇÃO JC, ASTOLFI MAM, VIEIRA IS, APPI CT, ZANOTTO AO AND MARQUES A. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. *Seventh International Gondwana Symposium, Gondwana Seven, Proceeding*. São Paulo, Brazil, p. 83-117.

Apêndice D - Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil

(Artigo submetido na Revista Geomorphology – Carta de submissão no Anexo B)

Patricia D. Jacques ^{a, b}; Elizete D. Salvador ^a; Rômulo Machado ^{b, c}; Carlos H. Grohmann ^b; Alexis R. Nummer ^{b, d}.

- a. CPRM – Geological Survey of Brazil – Divisão de Geoprocessamento. Avenida Pasteur, 404, Urca, Rio de Janeiro (RJ), Brazil. ZIP: 22290-255. patricia.jacques@cprm.gov.br; elizete.salvador@cprm.gov.br
- b. University of São Paulo (USP), Instituto de Geociências– Postgraduate Program in Mineral Resources and Hydrogeology. Rua do Lago, 562, São Paulo (SP), Brazil. ZIP: 05508-080. rmachado@usp.br; guano@usp.br
- c. Research Scholarship Holder from CNPq.
- d. Rural Federal University of Rio de Janeiro (UFRRJ), Instituto de Agronomia – Departamento de Geociências – Rodovia BR.465, km7, Seropédica (RJ), Brazil. ZIP: 23890-000. nummer@ufrj.br

Abstract - The neotectonic evolution of the eastern edge of the Paraná Basin in the Santa Catarina State, Brazil, was investigated using field data and detailed morphometric analysis along an east-west section. Analysis included generation of maps of isobase, hydraulic gradients, hypsometry, incision of drainage basins, drainage asymmetry and anomalous morphological features. All these maps generated results that agreed with field data and helped define recent faults in directions close to N-S and E-W, both probably reactivated faults of the Paraná Basin and the basement. Geomorphological features, related to neotectonic, identified in topographic maps have an agreement of 100% with the observations in the field. The asymmetry of basins as analysed by the T-Index method proved to be compatible with the influence of a E-W compressive tectonic regime and showed a sense from W to E. Application of the hypsometric integral technique helped establish a correlation between the younger basins with N-S ($\pm 30^\circ$) trending structures. The N-S faults were related to a subhorizontal compressional stress field (SH_{max}) close to E-W and SH_{min} (stress minimum) around N-S, also subhorizontal, thereby establishing a tectonic context of structures developed in a transpressive regime. The compressional field was caused by the subduction of the Nazca tectonic plate, below the South American plate, whereas the transcurrent component was installed along pre-existent E-W structures, when the Atlantic Ocean was opening.

Keywords: Neotectonics, morphometry, GIS, remote sensing, South America.

1. Introduction

Morphometric maps were first used in tectonic analysis by Filosofov (1960), and since then methods of construction and assessment of morphometric parameters have been constantly improved with the development of new techniques (Zuchiewicz, 1991; Golts and Rosenthal, 1993; Rodrigues, 1993; Cox, 1994; Salvador and Riccomini, 1995; Grohmann, 2004; Garrote *et al.*, 2008). Particularly in this last

decade, remotely sensed data coupled with Geographical Information System (GIS) have promoted significant improvement of these methods, giving them greater agility and precision in interpretation (Jordan *et al.*, 2005; Guth, 2006; Valeriano *et al.*, 2006; Grohmann *et al.*, 2007). Structural analysis (geometric and kinematic) of brittle faults and prioritization of these structures are essential tools for the interpretation of paleo-stress fields, which are responsible for the generation of brittle structures, and validation of the models obtained in a GIS environment.

The term “neotectonics” is used here in the same original sense introduced by Obruchev (1948, *in* Suguio, 1999, p. 113), who describes it as the study of ...“*tectonic movements which took place at the end of the Tertiary and in the Quaternary periods, which have had a decisive role in the current topographical configuration of the earth’s surface*”... Based on this initial concept, the term was redefined by several different authors, mainly in relation to the geological time involved in the process. However the Neotectonics Commission of INQUA (*International Union for Quaternary Research*) does not use any time limits in the study of movements related to neotectonics, but mentions that they could have had any duration ranging from one instant, produced by earthquakes, up to 10^7 years (Mörner, 1989).

The present study characterises the neotectonic development of the eastern border of the Paraná Basin, Santa Catarina State, southern Brazil (Figure 1A), based on the analysis of the morphometry and structural parameters. Neotectonics studies which involve Santa Catarina State are not easily found in the literature, being restricted to some as Saadi (1993), Assumpção (1998), Reis & Tomazzolli (2010) and Assumpção *et al.* 2011. It is important to emphasize neotectonics studies in the area as it can contribute for mineral and environmental knowledge, because it is limited by the edge of Paraná Basin, a rift basin (Oceano Atlântico) and the fluorite district in the south. This study aims to: (1) evaluate the results obtained by different morphometric techniques and test them with field data; (2) define the systems of faults that were reactivated in the study area; and (3) establish direction of the current maximum horizontal stress (SH_{max}) in the study area.

2. Study Area

The study area (Figures 1A, 1B), located in south-central Santa Catarina State, is part of the Mantiqueira and Paraná tectonic provinces (Almeida *et al.* 1977, 1981)

and is located between two important regional tectonic structures of the eastern margin of the Paraná Basin: the Ponta Grossa Arch, in the north, and the Torres Syncline, in the south (Figure 1A).

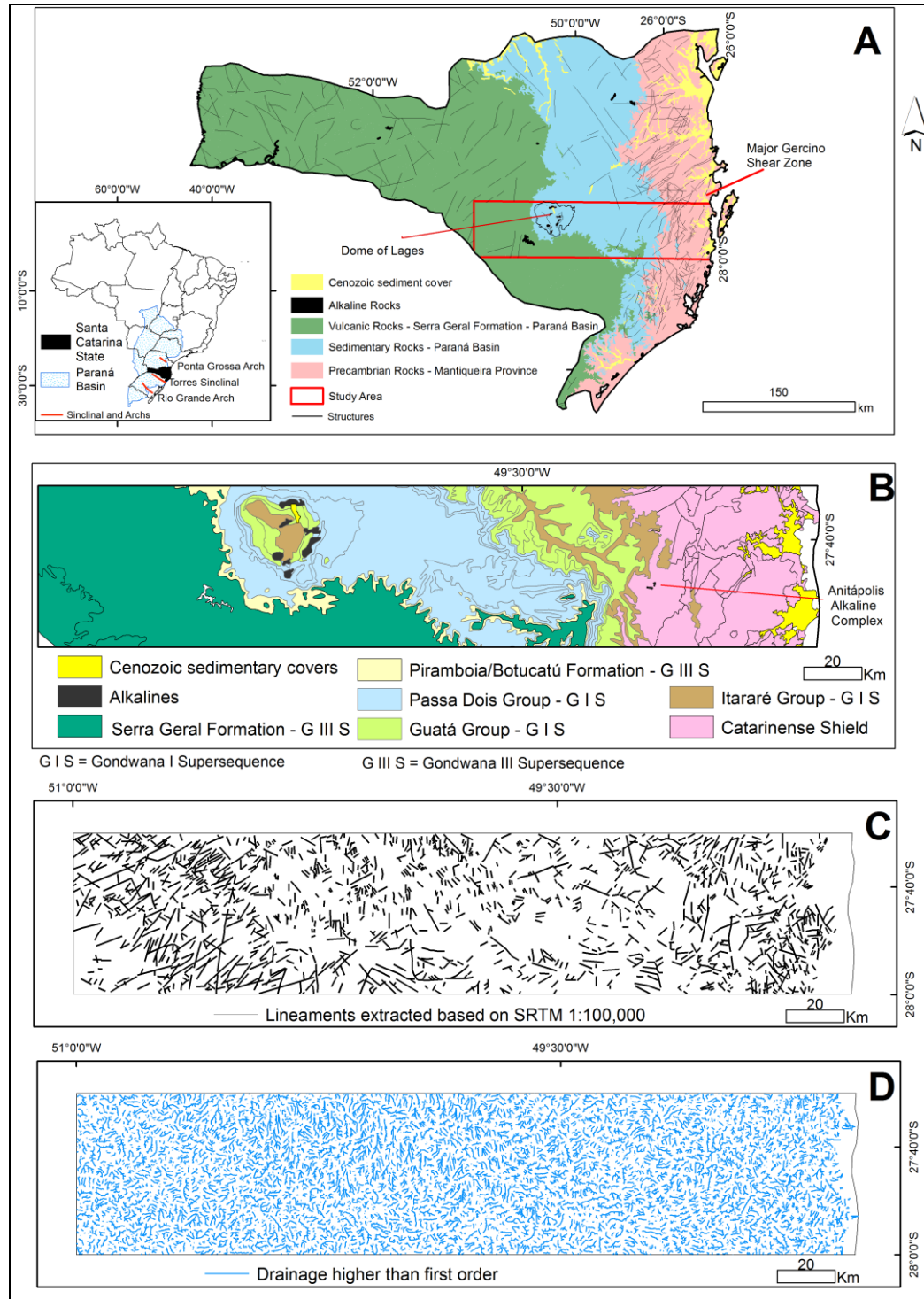


Figure 1 A – Location of the study area based on the Geological Map of Brazil (1:1,000,000 scale) (Perrota *et al.*, 2004; Ramgrab *et al.*, 2004). B - Detail of lithological units in the study area. C – Lineaments extracted from SRTM images (1:100,000 scale) (Jacques *et al.*, 2010, 2012). D – Drainage obtained for the construction of isobase and hydraulic gradient maps.

Regionally, the Mantiqueira Province encompasses Precambrian rocks exposed in the eastern part of the South American Platform. With an approximate area of 700,000 km², it stretches out from the Espírito Santo State in Brazil to Uruguay. According to Hasui (2010), the Mantiqueira Orogenic System had its final process of accretion between 500 Ma and 460 Ma. The trend of the main structures (NE/SW) is related to dextral transcurrent/transpressive shear zones (Heilbron *et al.*, 2004).

The Paraná Province is one of the major tectonic provinces in Brazil and encompasses Paleozoic sedimentary rocks of the Paraná Basin, with an approximate area of 1.6 million km². It is situated entirely within the South American Platform and covers seven Brazilian states and three neighbouring countries: Uruguay, Argentina and Paraguay. The stratigraphic framework of the basin consists of six supersequences, corresponding to the tectono-sedimentary phases (Milani 1997, 2004; Milani *et al.* 1998, 2007). The firsts three supersequences are correlated with major transgressive-regressive cycles of sea level oscillation in the Paleozoic: Ivaí (from Ordovician to Silurian); Paraná (Devonian) and Gondwana I (Carboniferous to Eotriassic). The three younger supersequences are associated with Mesocenozoic sediments of continental origin and volcanic rocks (Milani *et al.*, 2007): Gondwana II (Triassic to Neotriassic), Gondwana III (Neojurassic to Eocretaceous) and Bauru (Neocretaceous).

Zalán *et al.* (1987, 1990) highlight, within the structural framework of the basin, three structural trends: N45-65°W, N50-70°E and E-W. According to the authors, the NW and NE directions are the oldest and originated from the reactivation of the weak zones present in the framework of the basin, which were reactivated during the Phanerozoic. These weak zones had a strong influence on paleogeography, sedimentation and the distribution of facies in the basin, as well as the development of tectonic sedimentary structures including liquefaction related to seismites, as described in relation to the Corumbataí Formation in the State of São Paulo (Riccomini *et al.*, 1992, 2005). The E-W lineaments were developed during the breakup of Gondwana, and therefore have been active since the Triassic period, as have many of the NW-trending faults, whereas the NE-trending faults have apparently remained inactive (Zalán *et al.*, 1987, 1990).

Jacques *et al.* (2010, 2012), studying the structural lineaments along the eastern margin of the Paraná Basin and its basement in Santa Catarina, by means of

digital products (LANDSAT and SRTM images on 1:100,000 and 1:500,000 scales), defined the directions as follows: N-S and NNE-SSW (basement), NW-SE and N-S (Gondwana I supersequence) and NE-SW and NW-SE (Gondwana III supersequence - Serra Geral Formation) and concluded that SRTM 1:100,000 has the best results for the extractions of brittle lineaments (Figure 1C).

In the present study, a transverse segment (E-W) in the southeast of the Paraná basin was selected (Figure 1B), including Precambrian rocks of the Mantiqueira Province (the eastern part of the area) and Paleozoic and Mesozoic rocks from the Paraná Province, respectively in its central and western parts, in order to assess the continuity and the reactivation of structures of the Santa Catarina Shield on the edge of the basin. There are five main geological domains present in the study area:

- a) Catarinense Shield (age older than 550 Ma.) - Consists of granulites, metavolcanic and metasedimentary rocks and granites. The shield is divided in two main tectonics units: the Luis Alves Craton (Granulite Complex of Santa Catarina - Hartman *et al.*, 1979) and the Dom Feliciano Mobile Belt (Fragoso-Cesar, 1980). The main ductile-brittle shear zone that cross-cuts the shield, in the study area, is the NE-trending, 20 km wide Major Gercino Shear Zone (MGSZ). Its kinematics have been characterized as dextral strike-slip (Bittencourt *et al.*, 1989; Passarelli, 1996) and it separates two distinct geological domains: the Florianópolis Batholith in the south and Brusque Metamorphic Complex in the north. The MGSZ also represents a limit of structural trends: there is a predominance of the NE direction to its north and NNE direction to its south (Bittencourt *et al.*, 2008; Jacques *et al.*, 2010).
- b) Paraná Basin sedimentary rocks (between 500 and 180 Ma.) – In the present study those sedimentary rocks are part of the Gondwana I Supersequence and comprise three stratigraphic groups: Itararé (bottom), Guatá (middle) and Passa Dois (top) (Figure 1B). According to Almeida (1980) the subdivision of those three groups are not uniform for the whole basin, as a result of litofacies variations (horizontal and vertical), caused by tectonic activities that reactivated positives structures (Ponta Grossa Arch, Goiania Flexure and Assunção Arch) and generated a range of paleoenvironments.

- c) Paraná Basin Igneous Rocks (± 130 Ma.) – It is constituted mainly, in the study area, of volcanic rocks of the Serra Geral Formation (Gondwana III Supersequence). The volume generated by magmatic activity of the Paraná Basin together with the Etendeka Basin (Namibia) exceeds 800,000 km² (Peate and Hawkesworth, 1996) and is considered one of the major LIPs (Large Igneous Provinces) in the world.
- d) Alkalines Complexes (Anitápolis ± 130 Ma. and Dome of Lages $\pm 65-70$ Ma.) – The Anitápolis Alkaline Complex is located in the Catarinense shield (eastern part of the study area – Figure 1B) and presents two preferential directions of structural lineaments strongly influenced by the basement: NS direction (related to the main axis of the intrusion) and another trending NE. It can be associated with the tholeiitic magmatism in the Paraná basin and related with an initial rifting, during the Eocretaceous (~ 132 Ma), before the opening of the Atlantic Ocean (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2002). The Dome of Lages (Figure 1A) is intruded into the rocks of the Paraná Basin, with major axis near NW-SE, and is composed of Neocretacic alkaline rocks. Multiscale structural studies in the region around the Lages Dome, along with multiset digital data (satellite images, miscellaneous maps showing roughness, gradient and morphometric features, Digital Elevation Model -DEM of the terrain, etc) reinforce the presence of five main structural directions: WNW, N-S, NNE, ENE and NW (Roldan, 2007; Roldan *et al.*, 2010). Several of these directions have been characterised as transcurrent faults, and two of them (around N-S, dextral, and E-W, sinistral) are more recent than the Lages Dome alkaline rocks (Machado *et al.*, 2012), whose age (Rb/Sr, K/Ar and Ar/Ar) is around 75 Ma (Scheibe *et al.*, 1985; Scheibe, 1986; Machado and Teixeira, 2008).
- e) Cenozoic sedimentary covers - Located in east of the study area, near the coast, and characterized by Quaternary sediments accumulated by diverse environments as rivers, lagoons, wind and sea.

The total area investigated is about 13,000 km², of which 19% constitute the Catarinense Shield, 41% the Gondwana I Supersequence of the Paraná Basin, 37% the volcanic rocks of the Serra Geral formation, 2% the Cenozoic cover and about 1% the alkaline complexes.

3. Material and Methods

The assessment of the influence of Cenozoic tectonics on the current landscape of the study area was based on the analysis of the correlation between morphometric maps of isobase, hydraulic gradient, hypsometry, the incision of drainage basins, drainage asymmetry, lineaments and geomorphological features supported by structural data collected in the field. The main source of information and data for the preparation of the morphometric maps was the DEM, with a horizontal spatial resolution of 90 meters, available at the *Consortium for Spatial Information* (CGIAR-CSI) and produced based on original SRTM data (*Shuttle Radar Topography Mission, Farr et al., 2007*). A synthesis of the morphometric techniques applied in this study is presented in Table 1.

Table 1 – Morphometric techniques applied.

Morphometric Parameter	Significance	Restriction	Selected sources
Isobase	Abrupt deviations in isobase values may reflect tectonic dislocations	It can reflect lithological changes too. It is important to observe together with others informations (litology, faults, fractures)	Golts and Rosenthal (1993), Grohmann <i>et al.</i> (2007, 2011)
Hydraulic Gradient	Hight values indicates nick points which can be associated to neotectonic	Nick points can be associated to changes in lithology	Rodriguez, 1993; Modenesi-Gauttieri <i>et al.</i> , 2002; Grohmann, 2004, 2005
Hypsometry	Most tectonically active areas shows value > 0.6	It is sensitive to erosional resistance of different lithological units and is scale dependent	Strahler (1952), Walcott and Summerfield (2007)
T-Index	Preferential direction to the asymmetry can be associated to tectonic forces	If the directions have a randomic pattern is associated to fluvial process. If the pattern changes with the lithology it can be related to it	Cox, 1994; Cox et al., 2001; Salvany, 2004; Garrote et al., 2008; Ibanez and Riccomini, 2011
Features	Suspended basins (hanging valley), interrupted drainage alignments, structural highs, significant breaks in drainage with angles close to 90°, abnormal routes taken by the drainage network	Important to minimize the subjectivity of the manual interpretation	
Data Field	Observations of faults on soil (pedogenetic)	It is not easy to find soil with slicken sides	

Geomorphological features, related to neotectonics events, were identified over Topographical maps at 1:50,000 and 1:100,000 scales produced by the Brazilian Institute for Geography and Statistics (*Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE*) between 1974 and 1980. In addition, optical remote sensing images (LANDSAT ETM+ and ASTER – Table 2) were useful in the extraction of linear features related to relief and geomorphology. Further information about the image processing applied in LANDSAT ETM+ and SRTM images can be find in Jacques *et al.* (2012).

Table 2 – Scenes and date of Landsat and Aster images used in this study.

Landsat	Aster
220_079 (10/mar/2002)	17730, 17732 (9/dec/2003)
221_079 (16/mar/2002)	17905 (21/oct/2000)
	18141 (13/apr/2006)
	17894 (04/feb/2007)

The Isobase map is a “simplified” version of the original topographic surface without the influence of the first order streams erosion (Grohmann *et al.*, 2007; 2011) and the abrupt deviations in isobase values may reflect tectonic dislocations or severe lithological changes (Golts and Rosenthal, 1993). It was generated following the concept described by Filosofov (1960) and Golts and Rosenthal (1993), which assumes that the isobase lines delimit erosional surfaces related to tectonic-erosional events, mainly the most recent ones. The concept of isobase map, used in this paper, is the same as “*Base-level maps*” (Dury, 1952; Filosofov, 1960; Pannekoek, 1967) which express a relationship between base-level surface and erosional stages. First-order drainage (with characteristics of more recent carving caused by river erosion) was eliminated to reinforce and allow the analysis of characteristics controlled by recent structures. Grohmann *et al.* (2011) disregard 1ST order streams with the aim of obliterate the effects that may mask the identification of a scarp or other topographic feature related to erosional-tectonics events.

The automatic extraction of the drainage network (Figure 1D), based on DEM, was done using D8 method (O`Callaghan and Mark, 1984) in ArcGIS software, with a threshold higher than 100 (related to flow accumulation), which according to the spatial resolution of SRTM produces a drainage network compatible with a 1:100,000 scale (Grohmann *et al.*, 2007). The establishment of the hierarchy followed the

concept proposed by Strahler (1952). The values of the altitude from the SRTM-DEM were incorporated into the drainages of the second and higher orders, generating a file with points that were interpolated using the inverse distance weighted (IDW) method (Philip & Watson, 1982), at the second power, with a variable search radius and considering the 12 closest points. According to Binh and Thuy (2008) for hilly and flat areas, IDW or ordinary kriging with exponential model of variogram are recommended, however the IDW is much faster than kriging.

The Hydraulic Gradient (HG) map (Rodriguez, 1993; Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002; Grohmann, 2004, 2005) was generated to determine areas with similar hydraulic behaviour with the aim of relating them to structural lineaments. It was constructed based on drainage of second and higher orders (as indicated by Grohmann, 2004) and for each component a pair of points was assigned, at the source and at the drainage mouth, which combined with DEM, allowed the generation of a network with the values of the different altitudes. Each drainage section had its length calculated, and then the value of the hydraulic gradient was calculated using equation [1] and assigned to its midpoint. The midpoints were then interpolated, considering the 12 closest points and a variable search radius using the IDW method at the second power, thereby generating the HG map.

$$HG = [(h_c - h_f) / d] * 100 \quad [1]$$

Where:

HG = Hydraulic Gradient; h_c = Height at source; h_f = Height at mouth;

d = Distance from source to drainage mouth

The extraction of brittle linear relief features was done manually based on the visual interpretation of shaded relief images, with the application of artificial lighting to the SRTM DEM with a scale of 1:100,000 (Jacques *et al.*, 2010, 2012). Those data were compared with the features obtained by the isobase and HG maps and the common lineaments to both type of data (SRTM x isobase or SRTM x HG) were interpreted as possibly associated to recent tectonic events.

Geomorphological features that suggest possible neotectonic activities have been identified on digitized topographical maps at scales of 1:50,000 and 1:100,000 and features were considered corresponding to (1) suspended basins (hanging valley); (2) interrupted drainage alignments; (3) structural highs responsible for the deviation and capture of drainages; (4) significant breaks in drainage with angles

close to 90 degrees; and (5) abnormal routes taken by the drainage network (Figure 2).

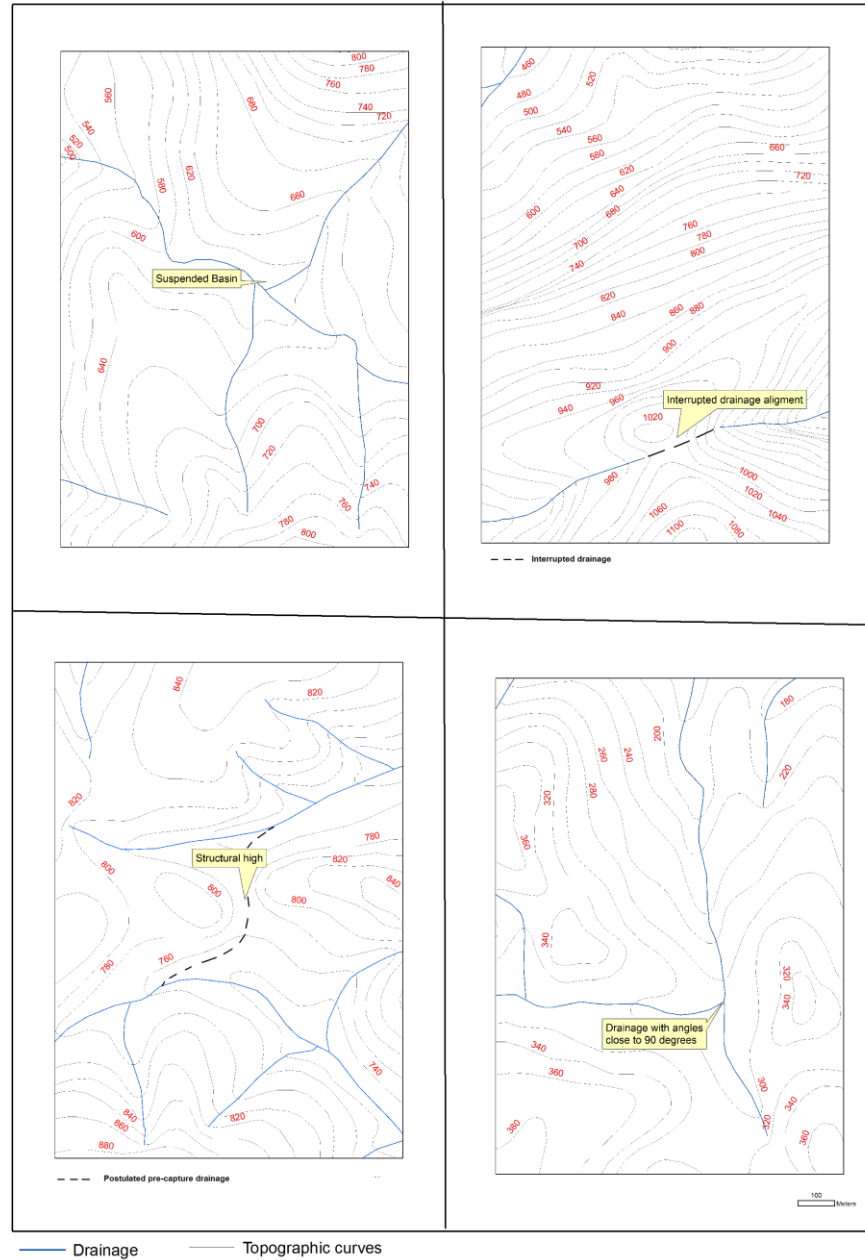


Figure 2. Geomorphological features that could be related to recent tectonics: (A) suspended basin, (B) interrupted drainage alignment, (C) structural high with possible deviation and capture of drainage and (D) significant break in drainage, with an angle close to 90 degrees.

Seeking the correlation of these features with the lineaments extracted from the morphometric maps, buffer maps showing distances from the lineaments were generated, considering both the total lineaments and the lineaments grouped into six range direction classes: NNE (1° to 30°), NE (31° to 60°), ENE (61° to 90°), WNW (91° to 120°), NW (121° to 150°) and NNW (151° to 180°). Due to the different

information sources used in this study, with a variety of scales and hence associated location errors, we considered that features up to 1,000 meters away from the linear structures can be correlated.

The analysis of the drainage asymmetry (Cox, 1994), known as Transverse Topographic Symmetry (T-index), has been applied in several different works related to studies of Neotectonic deformations in the Quaternary (Cox *et al.*, 2001; Salvany, 2004; Garrote *et al.*, 2008; Ibanez and Riccomini, 2011). The T-index method (Figure 3) allows the quantification of the direction of the average migration of drainage courses and also the discovery of the cause of this migration, which can be a consequence of fluvial processes (the asymmetry drainage pattern is random) or due external tectonic forces (imposing a preferential direction to the asymmetry). In drainage basins of higher orders, this asymmetry reflects regional morphological and structural trends, while in basins of lower orders they reflect more recent tectonic movements (Garrote *et al.*, 2008). The results of T-index may reflect deep crustal blocks bounded by active faults or flexures and can reflect the regional subsurface structural grain (Garrote *et al.* 2006). For this analysis, 417 second-order drainage basins were used, distributed in the area as to represent the geological domains that have been studied. The basins were calculated automatically in the software TecDEM (Shahzad and Gloaguem, 2011) for the whole study area, based on second-order drainage and resulting in 417 basins. The mean T-index and also the direction of the asymmetry were calculated for each basin, based on segments of about 2 km (Cox *et al.*, 2001; Salvany, 2004), with TecDEM.

The hypsometric integral (Strahler, 1952) was calculated for the selected 417 drainage basins, with the purpose of analysing the different stages of maturity (younger, mature and older). The hypsometric integral (equation 2) is obtained through the integral of the absolute hypsometric curves (X,Y) where the elevations (h) and areas (a) are relative to the maximum height (H) and the total area (A) of each basin.

$$\int_0^1 X.dY \quad [2]$$

Where: X = a/A and Y = h/H

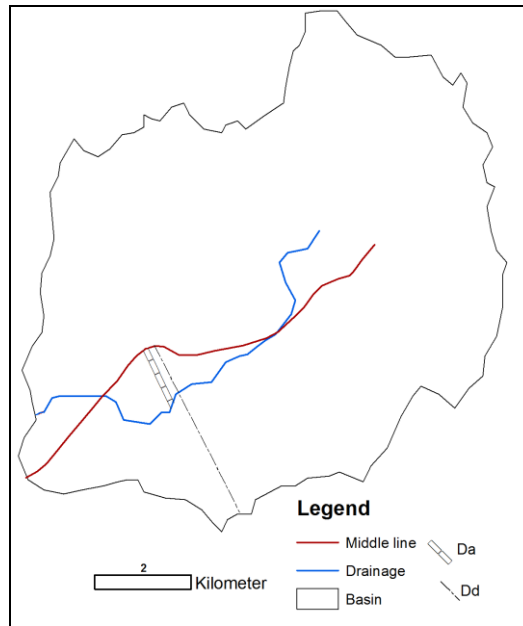


Figure 3 – An example of TecDEM in obtaining the T-Factor. D_a = Distance from the basin bisector to the current drainage. D_d = Distance from the basin bisector to the border of the basin. Distances are measure perpendicular to the trunk drainage channel.

Values close to one (100%) represent younger terrain, in apparent imbalance, whose declivity undergoes rapid transformation; values close to 0.5 (50%) are mature terrain, with an erosion balance; and values close to 0 are older areas, where erosion is dominant. The value of the Hypsometric Integral (HI) was extracted automatically through the program Cal-Hypso (Pérez-Peña *et al.*, 2009) and the results were classified according to the limits proposed by Strahler (1952), in the following manner: young basins with HI values $> 60\%$, mature basins with $35\% \leq HI \leq 60\%$ and old basins with values of HI $< 30\%$.

4. Analysis and Results

In this study the morphometric data obtained were analysed in order to relate them to neotectonic structures. These results were compared to structural data obtained in the field for the confirmation of the areas affected by recent tectonic movements (Neotectonic) and the tectonic processes involved. The preferential structure trends as obtained from the isobase and HG maps can be seen in the rose diagrams shown in Figure 4. A rose diagram is a circular histogram plot which displays directional data with the frequency of each class.

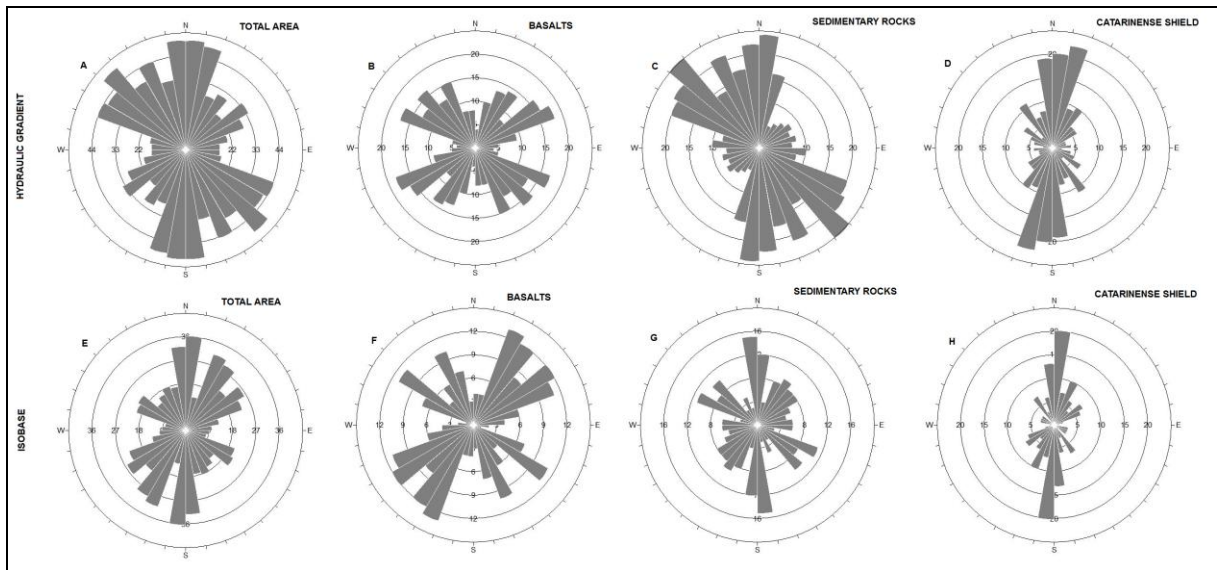


Figure 4 – Rose Diagrams of the lineaments obtained from hydraulic gradient (A-D) and isobase (E-H) of the study area.

4.1 Isobase

The isobase map, constructed based on second and higher order drainages, allowed to depict the features controlled by recent structures as an inflexion in the faultline area or a lineament (Figure 5). As a first analysis, it shows three large domains in the study area: High (A), Medium (B) and Low (C), and isobase lineaments were interpreted over this map (Figure 5).

High values occur in the central-southern portions of the area and include mainly igneous rocks of the Serra Geral Formation. Isobase lineaments in this domain have NW and NE directions (Figure 4F). Medium values occur in the central-west part of the area, over sedimentary rocks and alkaline intrusions (Lages Dome). Isobase lineaments in the sedimentary rocks have N-S orientation (Figure 4G), whereas in the Lages Dome area lineaments are oriented to NW, according to the main axis of the dome. Low isobase values occur over metamorphic and igneous rocks of the Catarinense Shield, as well as on the coastal Cenozoic cover, in the eastern part of the area. Isobase lineaments have a NNE orientation (Figure 4H).

The main morphological difference between isobase (Figure 5) and the original topographic surface is the removed of the noises of the low-order streams erosion which allow the identification of possible tectonic influence.

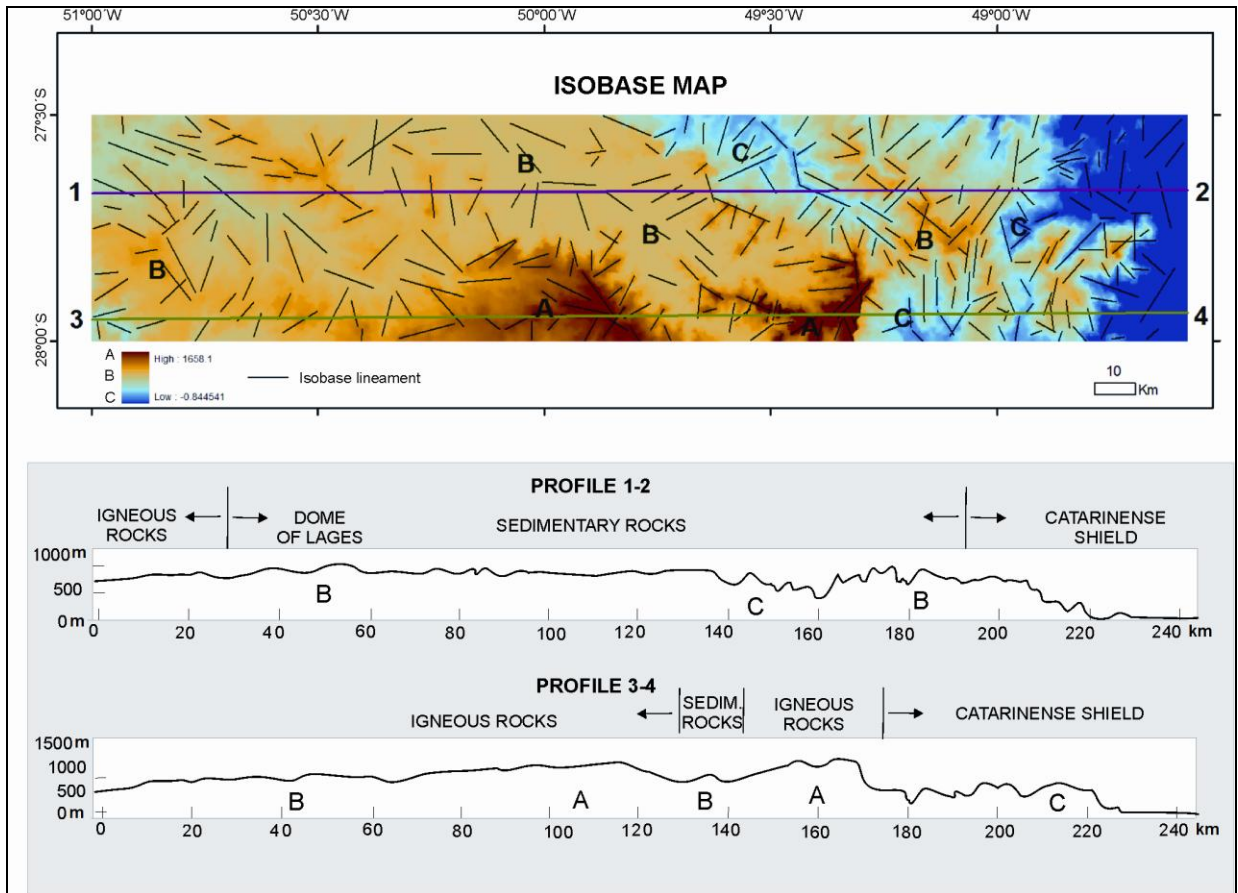


Figure 5 – Isobase map, interpreted lineaments and domains: (A) High, (B) Medium and (C) Low. Two morphological profiles show the relation between the isobase domains. Units = meters

4.2 Hydraulic gradient

The distribution pattern of the hydraulic gradients values in the study area allows the identification of three major domains (Figure 6). High values occur mainly in the east area, related to the Catarinense Shield. Lineaments in this domain are oriented NE and NW in the basalts (Figure 4B), NW in the sedimentary rocks (Figure 4C) and NNE in the Catarinense Shield (Figure 4D).

Medium values are associated mainly with the Catarinense Shield, with NNE lineaments, and with sedimentary rocks, with NE lineaments.

Low values occur in coastal areas (east) and in sedimentary rocks (centre). The transition to medium values is associated with NW and NNE structures (Figures 4C and 4D, respectively).

The main morphological difference between hydraulic gradient map (Figure 6) and original topographic surface is the value of the hydraulic gradient map, since it is

calculated from the ratio of the difference between altimetry source and the mouth of each drain of the second order, with the length in plant.

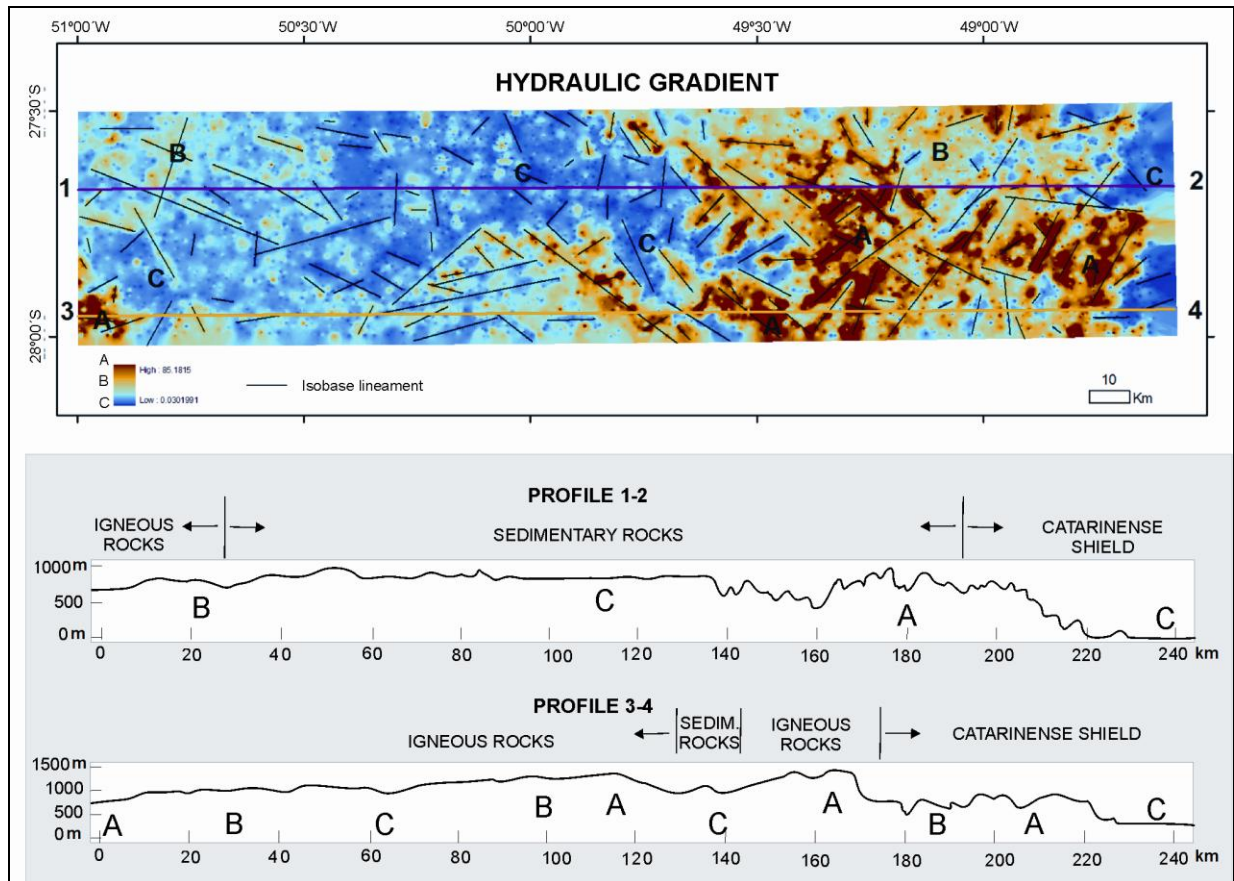


Figure 6 – Hydraulic Gradient map, interpreted lineaments and domains: (A) High, (B) Medium and (C) Low. Two morphological profiles show the relation between the domains.

4.3 Basin Asymmetry

The T-Index method identified a main direction of fluvial migration and a possible cause of this migration. An analysis of 417 second-order hydrographical basins (Figure 7) showed drainage asymmetry in the ESE direction, with average T-Index of dislocation being 0.25 and largest asymmetry indices of the basins (T-Index > 0.5) well distributed between the units of the different geological domains (Figure 8). The combined analysis of these basins with the structures selected from the isobase and HG curves shows a good correlation with structures oriented N-S $\pm 30^\circ$ (46% for isobase and 41% for HG). Figure 9 shows the migration of the Caeté River Basin from west to east. Being a fourth-order basin, it was not considered in the analysis of basin asymmetry, but the migration is clearly visible, with deposits in

terraces and coarse-grained conglomerates from the old river bed located in the west, and those of the current river bed in the east. Although the inherent fluvial processes operate in this case, the coincidence of the migration from west to east of the Caeté River and in the T-index draws attention to a possible tectonic cause.

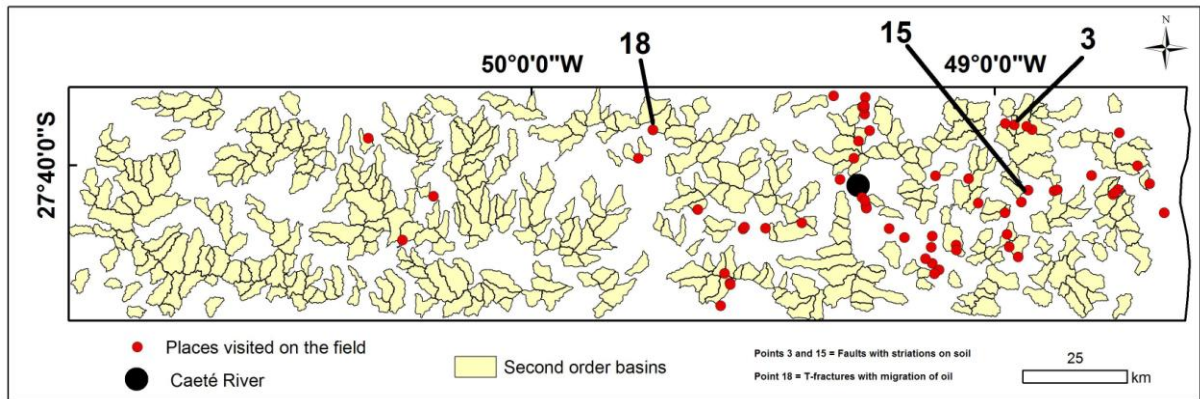


Figure 7 – Location of the points showing drainage anomalies confirmed in the field (red), and indicated by numbers when they are referred to in the text, and second-order drainage basins analysed by the T-Index method.

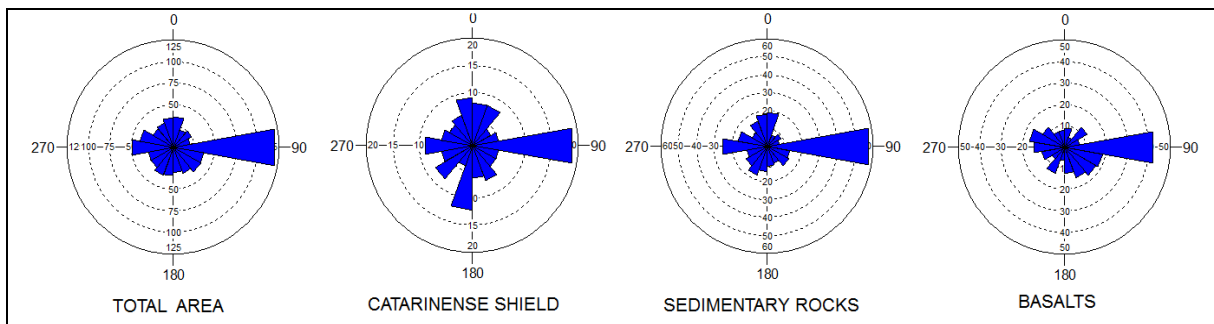


Figure 8 – Rose Diagrams for drainage asymmetries from left to right: Total area, Precambrian rocks (Catarinense Shield), Paleozoic sedimentary rocks (Paraná Basin) and Mesozoic igneous rocks (Serra Geral Formation - Paraná Basin).

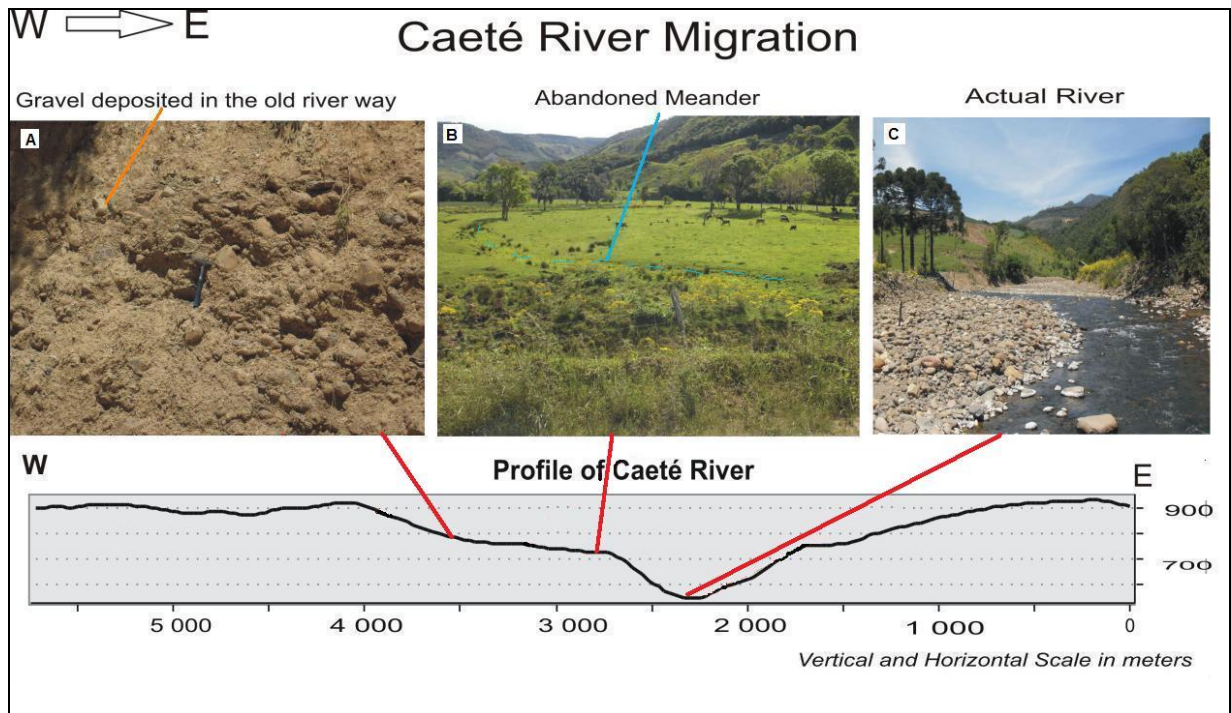


Figure 9 – Migration of the Caeté River drainage (shown in Figure 7) from West to East. A) Conglomerates of the old river channel. B) River plain with an abandoned meander. C) Current channel of the Caeté River. Location of photographs shown on profile.

4.4 Hypsometry

The results of hypsometric integral were compared against the structures selected from isobase and HG maps. Basins with younger hypsometric profiles are located mostly in the domain of igneous and sedimentary rocks of the Paraná Basin. Only two of these basins, out of a total of 41 classified, are within the domain of Precambrian rocks. These young basins seem to be related to ENE, NNE and WNW structures, which control the isobase and HG curves (Figure 10)

Mature basins occur mainly on Catarinense Shield rocks and on igneous rocks of the Serra Geral Formation. There is no correlation between these basins and preferential directions of isobase or HG lineaments.

Older (senile) basins in the study area are mainly in the domain of Paleozoic sedimentary rocks of the Paraná Basin and show a good correlation with NNE and NE isobase lineaments and with NW and NNW HG lineaments.

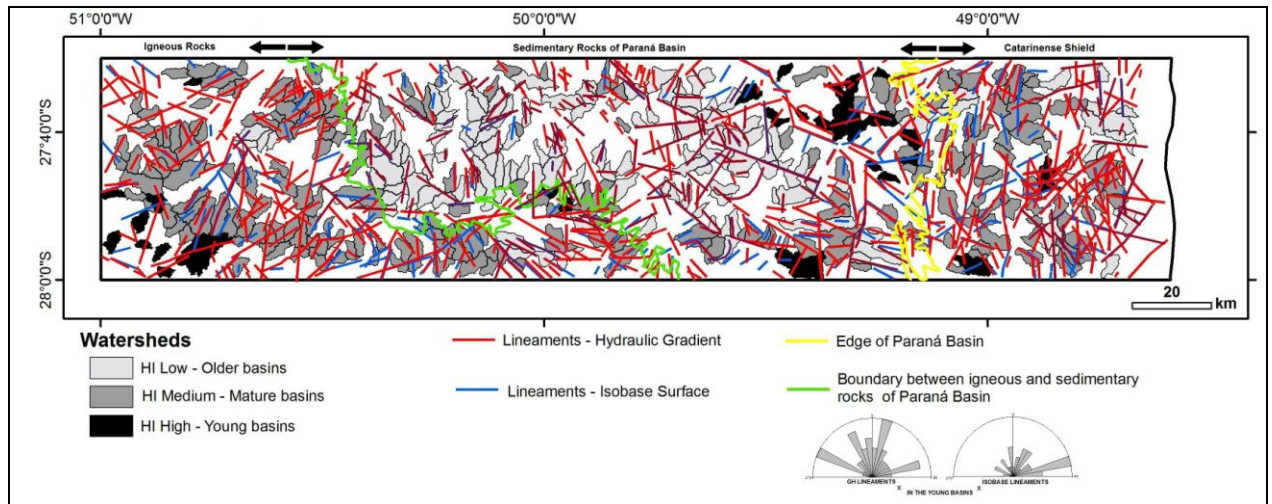


Figure 10 – Hydrographical basins considered old (light grey), mature (dark grey) and young (black), based on hypsometric integral values overlaid by isobase and HG lineaments.

4.5 Geomorphological characteristics

Geomorphological features that can be related to recent tectonic activities were identified and compared against isobase and HG lineaments (Figure 11). The quantification of this data shows that, out of a total of 129 features indicated on the map (Figure 11), 81% of these are related to some lineament direction, considering a distance of up to 1,000 meters. Out of these, 37% are related to the ENE direction and 31% to the NNE direction (Figure 11). It is important to observe that most of those anomalies are located in the same lithologies and sometimes they are aligned, showing they are not related to the differences in resistance of bedrock but with recent structures.

In an additional analysis, relating these features to hypsometric data, out of 129 morphometric anomalies identified, 17% occur in the basins with younger profiles, 67% in mature basins, and 16% in older basins. Considering that the area of occurrence of younger basins is only 9% of the total area and that 17% of the anomalies occur in these basins, the probability of occurrence of features related to neotectonic activities in these younger basins is 1.9 ($17/9 = 1.9$), whereas it is 1.1 ($67/63 = 1.1$) for mature basins and 0.6 ($16/28 = 0.6$) for older basins.

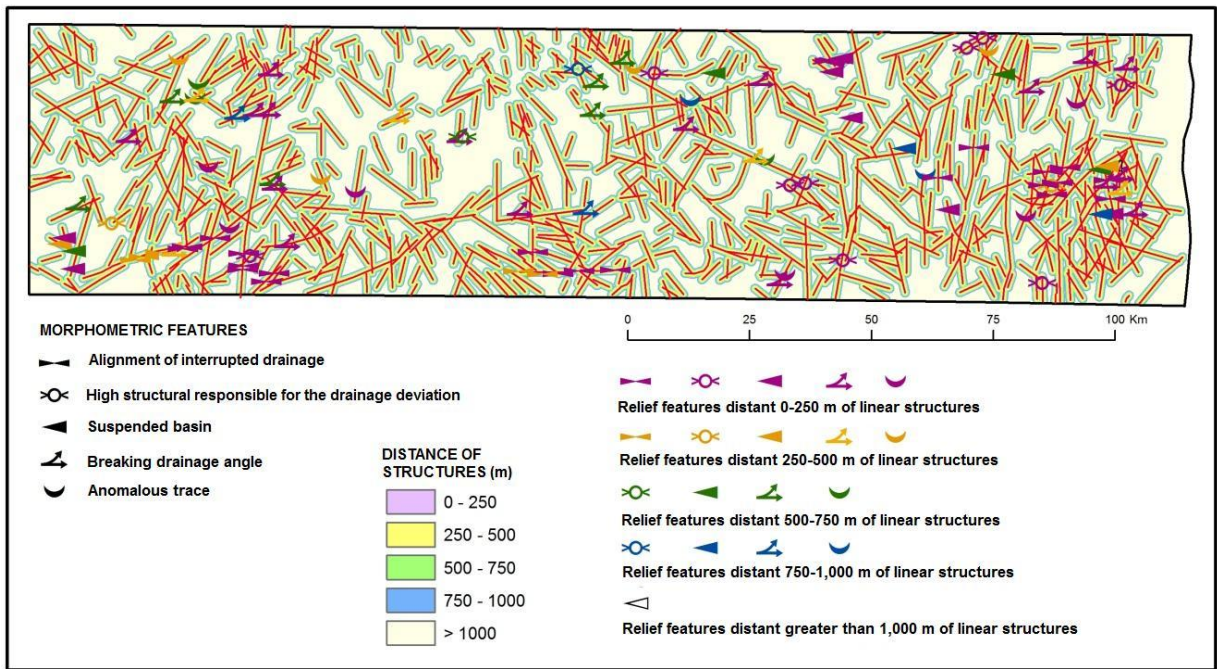


Figure 11- Geomorphological features suggesting recent tectonic activities and their relationship with selected isobase and hydraulic gradient lineaments.

4.6 Structural and geomorphological field data

In the field, were observed fractures and faults with the presence of striations (slikenside) in soil (pedogenetic profile) at two different points (3 and 15, Figure 7). Those fractures (total of 35) are represented in Figure 12 A and the faults in Figure 12B. Although the numbers of faults presents in soil are very small, only 4, they can show a maximum main stress (σ_1) near E-W ($285^\circ/10^\circ$) (Figure 12C).

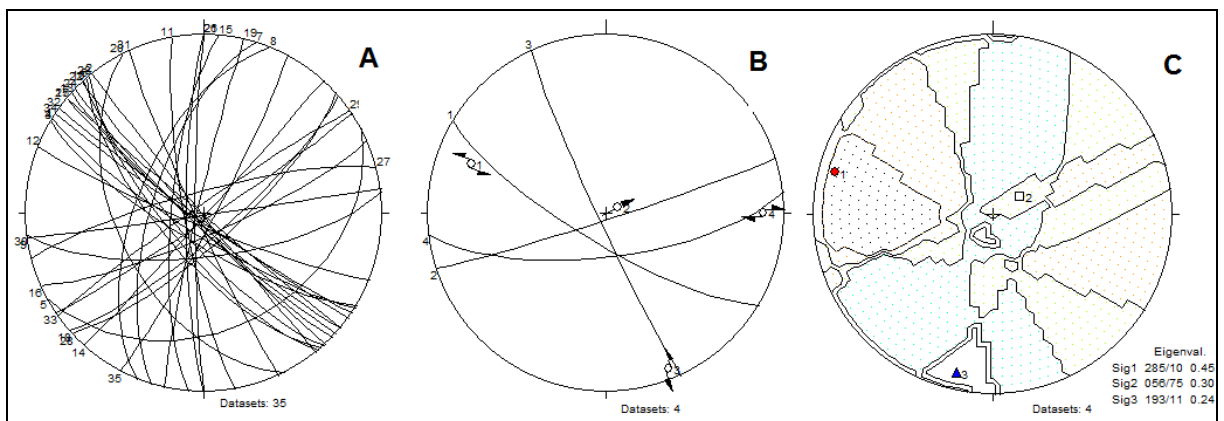


Figure 12- (A) Great circle plots of fractures present in soil. (B) Angelier plots of five faults observed in soil. (C) Dihedra calculation based on five faults.

In the field, priority has been given to identify and characterize extensional structures (for example, T-Fractures or tension fractures), as these fractures are formed parallel to the maximum main stress (σ_1) and perpendicular to the minimum

main stress (σ_3). At outcrop 18 (Figure 7) transcurrent, normal and oblique faults, with directions close to E-W were observed, along which there is oil migration (evidence of extensional structures). These structures affect sedimentary rocks of the Serra Alta Formation (Paleozoic - shale) and also a Mesozoic basic dyke. In the same outcrop were observed N-S faults but it was not possible to determine the relative chronology between the E-W structures and the N-S faults, as they crosscut one each other. These opposing relationships were interpreted as the result of reactivation of both families of faults and allow the suggestion of the presence of T-Fractures in the E-W direction.

Field work also confirmed the existence of morphometric anomalies previously identified on topographic maps. All 40 morphometric features selected for field inspection were coherent with the initial interpretation.

5. Discussion

Brittle deformations in transcurrent and extensional regimes present vertical traction (T) fractures. In compressional regimes, these same structures are horizontal and strike parallel to the main maximum stress (σ_1) and perpendicular to the main minimum stress (σ_3) (Fernandes, 2008). The probable E-W T-fractures within the Paraná Basin rocks, including those with oil migration, are coherent with a horizontal E-W maximum compressional axis σ_1 and a N-S minimum extensional stress σ_3 , also horizontal. In the field, the oil migration planes (E-W) are vertical, a situation which is compatible with tectonics developed in a transcurrent or extensional regime.

Prevalence of N-S structures observed in rose diagrams of isobase lineaments may be associated with the reactivation of the structures present in the basement rocks in the Catarinense Shield and which are reflected, partially, in the Paraná Basin sediment (Figure 4). Dispersion of isobase and HG lineaments observed in the rocks of the Serra Geral Formation can be related to the columnar joint pattern of the basalts.

Analysis of hypsometric integral shows that the younger basins are mostly located in the western part of the study area, within the domain of the igneous rocks of the Serra Geral Formation and also in the central region, within the domain of the sedimentary rocks of the Paraná Basin (Figure 10). The main linear structures related to isobase and HG which affect these basins strike N-S ($\pm 30^\circ$), suggesting a

compressional stress with an E-W ($\pm 30^\circ$) main axis. Another main direction is E-W ($\pm 30^\circ$) that could be associated with T-Fractures.

The Transversal Topographic Symmetry method (T-Index) proved to be an excellent technique to analyse the origin of the asymmetry of the basins, whether of tectonic origin or caused by internal river processes (Figure 8). In the studied region, there was an indication of asymmetry of the hydrographic basins from W to E, caused by tectonic movements, which were confirmed in the field by observing the migration of river channels eastwards.

The eastern portion of the study area, in the Catarinense Shield, shows a strong element of drainage asymmetry pointing ESE, also shown in the Paraná Basin rocks. However, the rose diagrams (Figure 8) show greater dispersion for the rocks of the Catarinense Shield than for those of the Paraná Basin, a factor that could be related to the greater proximity of the eastern part of the area with the passive margin of the South American Plate, which would have a stronger influence on the drainage network configuration.

The data collected in this study revealed the role played by compressive stresses in the area oriented E-W, suggesting a transpressive tectonic model. The compressive component could be related to the subduction of the Nazca plate under the South American Plate (Riccomini & Assumpção 1999, Lithgow-Bertelloni & Guynn 2004, Assumpção *et al.* 2011, Cogné *et al.* 2013).

According to Assumpção *et al.* (2011) all earthquakes in the sub-Andean region show reversing faulting mechanisms, with the principal major compression (σ_1) near E-W. The authors presented a updated compilation of earthquake focal map in Brasil and sub-Andean region (Figure 13) and the fews earthquake focal mechanisms data near the study area are related to a compression near E-W.

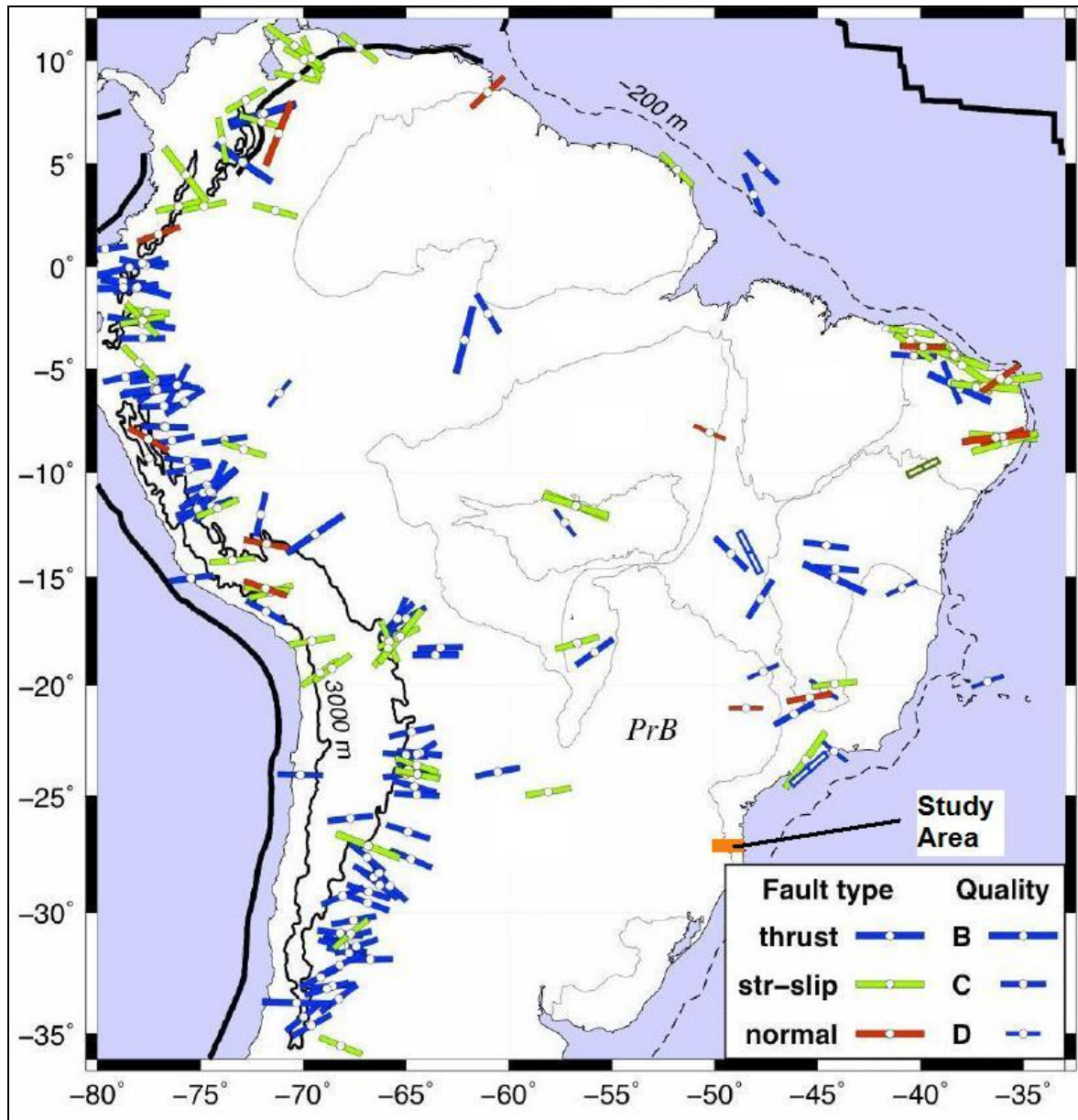


Figure 13- Focal mechanism data for intraplate South America, modified from Assumpção *et al.* 2011. PrB = Paraná Basin. The study area is in orange.

6. Conclusions

Based on the data as discussed in this study, particularly when comparing the results obtained by morphometric techniques and those obtained in the field, the conclusions are:

- 1) Structures taken from isobase maps are coherent with a tectonic model of reactivation of N-S ($\pm 10^\circ$) structures, possibly related to the compression from west to east caused by the subduction of the Nazca Plate under the South American Plate;

- 2) Selected structures from the hydraulic gradient maps, representing the rocks of the Catarinense Shield, are coherent with this same model;
- 3) Geomorphological features identified in topographic maps have proved to be very useful as “a guide to points to be visited in the field” and the index of correspondence between them and the observation in the field was 100%; this showed a correlation of 37% with ENE trending structures and 31% with NNE trending structures, occurring with greater frequency in the basins with younger hypsometric profiles;
- 4) Asymmetry of basins as analysed by the T-Index method proved to be compatible with the influence of a E-W compressive tectonic regime. This can be confirmed by the migration of river beds from west to east, and also by the greater dispersion of the asymmetry of the shield rocks, interpreted as a greater tectonic influence related to the passive margin of the South American Plate when compared to its active margin, where there is prevalence of a compressive tectonic regime;
- 5) Application of the hypsometric integral technique helped establish a correlation between the younger basins with N-S ($\pm 30^\circ$) trending structures, suggesting the reactivation of the N-S, NE and NW trending structures of the Paraná Basin, and structures trending close to N-S of the Santa Catarina Shield.

It is also possible to suggest for the study area a modern stress field with SH_{max} oriented close to E-W, with a subhorizontal compression axis, and N-S SH_{min} , also subhorizontal. Faults close to N-S are attributed to the compressive tectonic interaction between the Nazca and South American plates, and the faults around E-W are interpreted as extensional structures reactivated by the expansion of the Mid-Atlantic ridge, configuring a tectonic context of structures developed in a transpressive regime.

Acknowledgments

The authors express their gratitude to the Brazilian Geological Survey (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM); the Post-Graduation Program in Mineral Resources and Hydrogeology (Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo) and to Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.

The first author thanks CAPES for an abroad scholarship (Process number – BEX 6375/11-1) and Romulo Machado for a scholarship (Proc. 300423/82-9).

References

Almeida F.F.M. 1980. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: 3^o. *Simp Reg Geol.*, Curitiba, PR, p. 1-20.

Almeida F.F.M.; Hasui Y.; Neves B.B.B.; Fuck R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: *Simpósio de Geologia do Nordeste, 8.*, Campina Grande, 1977. *Atas...* Campina Grande: SBG, 1977. p. 363–391.

Almeida F.F.M.; Hasui Y.; Neves B.B.B.; Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *EarthScience Reviews*, v. 17 (1/2), p. 1-29, Amsterdam.

Assumpção M. 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 88, n1, 160-169.

Assumpção M.; Loper A.E.V.; Zevallos I.; Ferreira J.M.; Nascimento A. 2011. Intraplate Stress Field in Brazil from Earthquake Focal Mechanisms. *Conferencia Internacional en Homenaje a Alberto Giesecke*, CERESIS, Lima, Peru.

Binh T.Q.; Thuy N.T. 2008. Assessment of the influence of interpolation techniques on the accuracy of digital elevation model. *VNU Journal of Science, Earth Sciences* 24 (2008) 176-183.

Bitencourt M.F.; Bongioiolo E.M.; Philipp R.P.; Morales L.F.G.; Rubert R.R.; Melo C.L.; Luft Jr. J.L. 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Rev Pesq em Geoc (UFRGS)* 35: 109-136.

Bitencourt, M.F., Hackspacher, P.C., Stoll, L.V., 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. In: *Simp. Nac. Est. Tect*, 2. Fortaleza, 11, 214-215.

Cogné, N.; Cobbold, P.R.; Riccomini, C.; Gallagher, K. 2013. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data. *Journal of South American Earth Sciences* 42, 194-204.

Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B., Castorina, F., Censi, P., Antonini, P., Furtado, S., Ruberti, E., Scheibe, L.F., 2002. Geochemistry and geodynamic implications of the Anitápolis and Lages alkaline-carbonatite complexes, Santa Catarina state, Brazil. In: *Rev. Bras. de Geoc.* 32(1): 43-58

Cox R.T. 1994. Analysis of drainage and basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *GSA Bulletin*, v. 106, n. 5, p. 571-581.

Cox R.T.; Van Arsdale R.B.; Harris J.B. 2001. Identification of possible Quaternary deformation in the northeastern Mississippi Embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry. *GSA Bulletin*, v. 113, n. 5, p. 615-624.

Dury, G. H.: *Map Interpretation*, Arnold, London, 1952. 91

Farr T.G.; Rosen P.A.; Caro E.; Crippen R.; Duren R.; Hensley S.; Kobrick M.; Paller M.; Rodriguez E.; Roth L.; Sea L D.; Shaffer S.; Shimada J.; Umland J.; Werner M.; Oskin M.; Burbank D.; Alsdorf D. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Review of Geophysics*, v.45, n. 2, p. 21-35.

Fernandes A.J. 2008. Aquíferos fraturados: uma revisão dos condicionantes geológicos e dos métodos de investigação. *Revista do Instituto geológico, São Paulo*, 29 (1/2), 49-72.

Filosofov, V. P. 1960. Brief guide to morphometric methods in search of tectonic structures, Saratov, Saratov Univ. Publ. House (in Russian).

Fragoso-Cesar A.R.S. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 31, Balneário Camboriú, 1980. *Anais*, 2879-2892.

Garrote J.; Cox R.T.; Swann C.; Ellis M. 2006. Tectonic geomorphology of the southeastern Mississippi Embayment in northern Mississippi, USA, GSA Bulletin, pp. 1160–1170.

Garrote J.; Heydt G.G.; Cox R.T. 2008. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: a tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). *Geomorphology*, v. 102, n. 1, p. 130-144.

Golts S.; Rosenthal E. 1993. A morphotectonic map of the Northern Arava in Israel, derived from isobase lines, *Geomorphology*, 7, 305–315, doi:10.1016/0169-555X(93)90060-F.

Grohmann C.H. 2005. Trend-surface analysis of morphometric parameters: A case study in southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, 31 (8):1007-1014.

Grohmann C.H. 2004. Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, 30 (9-10):1055-1067.

Grohmann, C. H.; Riccomini, C.; Chamani, M. A. C. 2011. Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 1493-1504.

Grohmann C.H.; Riccomini C.; Alves F.M. 2007. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poço de Caldas Alkaline Massif, Southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*, 33 (1): 10-19.

Guth P.L. 2006. Geomorphometry from SRTM: Comparison to NED. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v.72, p.269-278.

Hartmann, L.A., Silva, L.C., Orlandi Filho, V., 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e Implicações Genéticas. *Acta Geol. Leopold.* 6, 93-112.

Hasui Y. 2010. A Grande colisão pré-Cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências*, v. 29, n.2, p.141-169.

Heilbron M.; Pedrosa-Soares A.C.; Campos Neto M.; Silva L.C.; Trouw R.A.J.; Janasi V.C. 2004. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B; Brito Neves (eds.) *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234.

Ibanez D.M.; Riccomini C. 2011. O uso da assimetria de bacias para o estudo neotectônico na Amazônia Central. *Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE.* p. 3467-3474.

Jacques, P.D., Machado, R., Nummer, A.R. 2012. A comparison for a multiscale study of structural lineaments in southern Brazil: LANDSAT-7 ETM+ and shaded relief images from SRTM3-DEM. *An. Acad. Bras. Cienc.* 84 (4): 031-942.

Jacques P.D.; Machado R.; Nummer A.R. 2010. Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens LANDSAT e SRTM. *Pesquisas em Geociências* vol. 37 (2): 117-131.

Jordan G.; Meijninger B.M.L.; Hinsbergen D.J.J.V.; Meulenkamp J.E.; Dijk P.M.V. 2005. Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for studyareas in Hungary and NW Greece, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 7(3), 163–182.

Lithgow-Bertelloni C.; Guynn J. 2004. Origin of lithospheric stress field. *J. Geophys. Res.*, 109, B01408, doi: 10.1029/2003JB002467.

Machado R.; Teixeira W. 2008. Idades ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) do Magmatismo Alcalino do Distrito Alcalino de Lages, SC. In: *Simp. Vulc. e Amb. Assoc*, 4, Bol Res., SBG, Foz do Iguaçu, PR.

Machado R.; Roldan L.F.; Jacques P.D.; Fassbinder E.; Nummer A.R. 2012. Tectônica transcorrente mesozoica-cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina. *Rev Bras Geoc.*, 42 (4):799-811.

Milani E. J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana Sul-Occidental*. 2 v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

Milani E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Montesso-Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Becca, p.265-279.

Milani E. J. ; Faccini U. F. ; Scherer C. M. ; Araújo L. M. ; Cupertino, J. A.1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP: Série Científica*, v. 29, 1998 p. 125 – 173.

Milani E.J.; Melo J.H.G.; Souza P.A.; Fernandes L.A.; França A.B 2007. Bacia do Paraná. *Bol Geoc Petrobras* 15(2):265-287.

Modenesi-Gauttieri, M. C.; Hiruma, S. T.; Riccomini, C. 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. *Geomorphology*, 43, 257-271.

Mörner N.A.1989. Paleoseismicity and neotectonics. *Bull. INQUA Neotectonics Comission*, 12:104p.

O'Callaghan, J. F.; Mark, D. M. 1984. The Extraction of Drainage Networks from Digital Elevation Data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*, 28, 323-344.

Pannekoek, A. F.: Generalized contour maps, summit level maps and streamline surface maps as geomorphological tools, *Z. Geomorph.*, 11, 169–182, 1967. 91

Passarelli, C.R. 1996. Análise estrutural e caracterização do magmatismo da zona de cisalhamento Major Gercino, SC. São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 178p.

Peate, D.W.; Hawkesworth, C.J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil, *Chemical Geology* 127, 1-24.

Pérez-Peña J.V.; Azañón J.M.; Azor A. 2009. CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosciences*, v. 35, n. 6, p. 1214–1223.

Perrota M.M.; Salvador E.D.; Lopes R.C.; Dagostino L.Z.; Wildner W; Ramgrab G.E.; Peruffo N.; Freitas M.A.; Gomes S.D.; Chierigati L.A.; Silva L.C.; Sachs L.L.B.; Silva V.A.; Batista I.H.; Marcondes P. 2004. Folha SG.22-Curitiba. In: Schobbenhaus C.; Gonçalves J.H.; Santos J.O.S.; Abram M.B.; Leão Neto R.; Matos G.M.M.; Vidotti R.M.; Ramos M.A.B.; Jesus J.D.A. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. CPRM, Brasília. CD-ROM.

Philip G.M.; Watson D.F. 1982. A precise method for determining contoured surfaces. *Australian Petroleum Exploration Association Journal*, v. 22, n. 1, p. 205-212.

Ramgrab G.E.; Wildner W.; Lopes R.C.; Favilla C.A.C.; Silva M.A.S.; Sachs L.L.B.; Silva V.A. ; Batista I.H. 2004. Folha SH.22 - Porto Alegre. In: Schobbenhaus C.; Gonçalves J.H.; Santos J.O.S.; Abram M.B.; Leão Neto R.; Matos G.M.M.; Vidotti R.M.; Ramos M.A.B.; Jesus J.D.A. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.

Reis, J., & Tomazzoli, E. (2010). Evidências de neotectônica na Bacia do Rio Vargem do Braço, SC. *Revista de Geografia (Recife)*, 27(1.Esp).

Riccomini C.; Assumpção M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, Vol. 22, no. 3:221-225.

Riccomini C.; Chamani M.A.C.; Agena S.S.; Fambrini G.L.; Fairchild T.R.; Coimbra A.M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 64(3): 210.

Riccomini C.; Almeida R.P.; Turra B.B.; Chamani M.A.C.; Fairchild, T.R. ; Hachiro J. 2005. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no Permian da Bacia do Paraná. In: SBG, X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e IV International Symposium on Tectonics. Bol Res Exp., Curitiba, PR. p. 18-20.

Rodriguez S.K. 1993. Neotectônica e sedimentação quaternária na região da "Volta Grande" no Rio Xingú, Alta Mira, Pará. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências USP. 106p.

Roldan L.F. 2007. Tectônica Rúptil Meso-Cenozóica na região do Domo de Lages, SC. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 121p.

Roldan L.F.; Machado R.; Steiner S.S.; Warren L.V.; 2010. Análise de Lineamentos Estruturais no Domo de Lages (SC) Com Uso de Imagens de Satélite e Mapas de Relevo Sombreado. *Geologia USP* 10(2), 57-72.

Saadi A. 1993. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, 1(1): 1-15.

Salvador E.D. ; Riccomini C. 1995. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 3, p. 151-164.

Salvany J.M. 2004. Tilting neotectonics of the guadiamar drainage basin, SW Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 29, n. 2, p. 145-160, 2004.

Scheibe L.F. 1986. Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 224p.

Scheibe L.F.; Kawashita K.; Gomes C.B. 1985. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 2, Atas, Florianópolis, p.299-307.

Shahzad F.; Gloaguen R. 2011. TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: Drainage network preprocessing and stream profile analysis. *Computers & Geosciences* 37. p. 250–260.

Strahler A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, Boulder, 63: 1117-1142.

Suguió K. 1999. Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais (Passado + Presente = Futuro?). São Paulo, SP: Paulo's Editora. 366 p.

Valeriano M.M; Kuplich T.M.; Storino M.; Amaral B.D.; Mendes Jr. J.N.; Lima D.J. 2006. Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission-90m data. *Computers & Geosciences*, v.32, p.1169-1181.

Walcott R. C., Summerfield, M.A. 2007. Scale dependence of hypsometric integrals: An analysis of southeast African basins. *Geomorphology*, 96, 174-186.

Zalán P.V.; Wolf S.; Conceição J.C.J.; Vieira I.S.; Astolfi M.A.M.; Appi V.T.; Zanotto O. A. 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(3):242-252.

Zalán P.V.; Conceição J.C.; Marques A.; Astolfi M.A.M.; Vieira I.S.; Zanotto O.A. 1990. A Bacia do Paraná. *In: Gabaglia G.P.R.; Milani E.J. (coords.) Origem e evolução de bacias sedimentares.* Petrobras, p.135-168.

Zalán P.V.; Wolf S.; Conceição J.C.J.; Astolfi M.A.M.; Vieira I.S.; Appi C.T.; Zanotto O.A.; Marques A. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. *In: Seventh International Gondwana Symposium, Gondwana seven: proceeding.* São Paulo, Brazil, p. 83-117.

Zuchiewicz W. 1991. On different approaches to neotectonics: a Polish Carpathians example. *Episodes*, v.14, p. 116-124.

Apêndice E - Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina

(Artigo publicado na Revista Brasileira de Geociências, 2012, 42 (4): 799-811)

Revista Brasileira de Geociências

42(4): 799-811, dezembro de 2012

Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina

Rômulo Machado^{1*}, Luis Fernando Roldan², Patricia Durringer Jacques³, Elvo Fassbinder⁴, Alexis Rosa Nummer⁵

RESUMO Este trabalho apresenta o estudo multiescala dos lineamentos estruturais que afetam as rochas alcalinas associadas ao Domo de Lages, situado na borda Leste da Bacia do Paraná, em Santa Catarina. Foram analisadas imagens de satélite (Landsat-TM) e do projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e realizados estudos estruturais em pedreiras de rochas alcalinas do domo. Os resultados obtidos mostram correlação entre os fotolineamentos extraídos das imagens e as falhas analisadas nas pedreiras, com destaque para as direções N-S (NNE a NNW) e E-W (ENE a ESE) e, secundariamente, NE e NW. Estas estruturas são relacionadas, em grande parte, com a reativação de descontinuidades do embasamento. As duas primeiras direções correspondem a falhas transcorrentes dextral e sinistral, respectivamente. A formação destas estruturas é compatível com um campo de tensão σ_1 orientado NE-SW, cuja idade situa-se entre Eocretáceo e o Terciário.

Palavras-chave: Domo de Lages; estudo multiescala; falhas transcorrentes; geoprocessamento.

ABSTRACT *Mesozoic-Cenozoic transcurrent tectonics in the Lages Dome, Santa Catarina.* This work presents the multiscale study of structural lineaments that affect alkaline rocks associated to the Lages Dome, situated in the Eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina state, Brazil. We analyzed satellite images (Landsat-TM) and Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) project and carried out structural studies of alkaline rocks in quarries of the dome. The results show correlation between the lineaments extracted from the images and faults analyzed in quarries, especially around the NS directions (NNE to NNW) and EW (ENE to ESE) and, secondarily, NE and NW. These structures are largely related to reactivation of basement discontinuities. The first two directions correspond to dextral and sinistral transcurrent faults, respectively. Formation of these structures is compatible with a field of tension with axis oriented NE-SW, whose age ranges from the Late Cretaceous and Tertiary.

Keywords: Lages Dome; multiscale study; transcurrent faults; geoprocessing.

INTRODUÇÃO O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é significativamente controlado pela reativação de estruturas presentes no seu embasamento (Northfleet *et al.* 1969), em particular aquelas geradas durante o ciclo Brasileiro, com a sua configuração sendo influenciada diretamente pelos arqueamentos e flexuras desse embasamento (Almeida 1986, 2000, Zalán *et al.* 1987, 1990).

Os arqueamentos e flexuras influenciaram a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná provavelmente ao longo de toda a sua história (Almeida 2000). Tais estruturas, no entanto, se manifestaram de forma mais vigorosa a partir do Mesozoico, particularmente junto à borda Leste da bacia, quando houve a ruptura do continente Gondwana e a formação do Atlântico Sul, culminando, no Cretáceo Inferior, com a geração do magmatismo básico, ligado à Formação Serra Geral.

Este magmatismo afetou toda a bacia, com espessura superior a 1,5 mil m, atingida em um poço perfurado na região de Porto Epitácio (SP).

Alguns arcos parecem ser feições estruturais bastante novas na história da bacia, com atividade já evidenciada a partir do final do Paleozoico e início do Mesozoico, a exemplo dos arcos de Ponta Grossa e Alto Parnaíba e do Sinclinal de Torres, enquanto outros, como os do Rio Grande e de Campo Grande, parecem ser mais antigos, com atuação já manifesta a partir do Devoniano Médio e início do Carbonífero Superior (Almeida 2000). O Arco de Ponta Grossa assumiu a configuração que hoje se apresenta somente no Triássico-Jurássico, separando as bacias Piramboia e Rosário do Sul (Almeida 1983, Zalán *et al.* 1990). Durante a Reativação Wealdeniana (Almeida 1967),

¹Universidade de São Paulo - USP, São Paulo (SP), Brasil. E-mail: rmachado@usp.br

²Tratch-Mundi Gerenciamento Ambiental Ltda, São Paulo (SP), Brasil. E-mail: lfrolan@gmail.com

³Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, Rio de Janeiro (RJ), Brasil. E-mail: patricia.jacques@cprm.gov.br

⁴Universidade Federal do Paraná - UFPR, Curitiba (PR), Brasil. E-mail: elvo@ufpr.br

⁵Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro - UFRJ, Itaguaí (RJ), Brasil. E-mail: nummer@ufrj.br

*Autor correspondente

entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior pré-Aptiano, houve o soerguimento desta estrutura (mínimo de 7,5 km: IPT 1980), acompanhado de expressiva intrusão de enxames de diques básicos da Formação Serra Geral, paralelos ao eixo do arco.

O Sinclinal de Torres, com direção subparalela ao Arco de Ponta Grossa, é considerado uma estrutura nova na história da bacia. O mapa de isópacas da Formação Rio do Rasto sugere atividade no fim do Permiano Superior, que se intensificou durante o Mesozoico (Northfleet *et al.* 1969, Almeida 2000). No Triássico, a subsidência foi pouco importante, pois a Formação Botucatu apresenta-se na região com espessura inferior a 100 m (Northfleet *et al.* 1969), porém no Jurássico Superior ele experimentou uma subsidência notável (Cordani & Vadoros 1967).

O Arco de Assunção, situado na divisa do Brasil com o Paraguai, divide as bacias do Paraná e do Chaco-Paraguai e é considerado uma estrutura desta época ou mais antiga, do Eodevoniano (Zalán *et al.* 1990), com sua atividade sendo refletida no caráter arenoso da Formação Ponta Grossa (Almeida 2000). Trata-se de uma feição positiva originada pela sobrecarga litosférica imposta ao continente pelo cinturão andino (Milani 2004).

Almeida (1983), ao discutir as relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas na porção meridional da Plataforma Sul-Americana, considera a possibilidade da intrusão de Lages estar associada à reativação tectônica de falhas tardibrasilianas situadas na parte Sul de Santa Catarina, bem como ressalta o fato do Domo de Lages estar localizado na região de inflexão entre duas grandes estruturas tectônicas, o Arco de Ponta Grossa e o Sinclinal de Torres (Fig. 1). Vários trabalhos têm ressaltado a importância da reativação de falhas transcorrentes já existentes no embasamento da Bacia do Paraná e sua influência na formação de altos estruturais nas unidades fanerozoicas (Soares *et al.* 1982, 1996, Zalán *et al.* 1987, 1990, Almeida 1983, 2000, Riccomini 1995a, Rostirolla *et al.* 2000, dentre outros).

O magmatismo básico da Formação Serra Geral, por exemplo, se desenvolveu preferencialmente em áreas de consolidação tardia do Brasiliano, assim como o fenômeno de reativação tectono-magmática e evolução tectono-sedimentar mesozoica, incluindo também o magmatismo alcalino, que não deixam dúvidas quanto à sua correlação com os processos que levaram à ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul (Almeida 1983, 2000; Zalán *et al.* 1987, 1990).

O flanco Leste da Bacia do Paraná corresponde à região crustal que foi profundamente afetada pelo rifteamento do Atlântico Sul e abertura do oceano (Zalán *et al.* 1987, Milani & Thomaz Filho 2000). O levantamento e erosão ocorridos desde o início do Cretáceo foram responsáveis pela remoção de importantes quantidades de sedimentos paleozoicos da região. Foi nesse ambiente tectônico que se processou o extenso vulcanismo basáltico toleítico e ácido associado, bem como a colocação de enxames de diques básicos e a primeira fase do magmatismo alcalino disposto às bordas da referida bacia (Almeida 1983).

O Domo de Lages, região do presente estudo, trata-se de uma estrutura alongada na direção NO (~ 35 km x 25/30 km), que se insere no contexto das feições estruturais mais novas da borda da Bacia do Paraná no Leste do Planalto Catarinense, cuja estruturação associa-se à intrusão de rochas alcalinas com idade ao redor de 75 Ma (Scheibe 1986, Scheibe *et al.* 1985, Machado & Teixeira 2008).

Este trabalho apresenta o estudo geométrico e cinemático de falhas que afetam rochas alcalinas associadas ao Domo de Lages, bem como avalia o quadro de tensões vigentes e as possíveis idades de geração dessas estruturas. Apresenta também os padrões de fotolinesamentos obtidos a partir da análise de imagens de satélite (Landsat e SRTM) e os compara com as direções das estruturas analisadas em campo.

CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

Bacia do Paraná A evolução tectônica da Bacia do Paraná teve uma estreita relação com o desenvolvimento dos cinturões móveis paleozoicos na porção Sul-ocidental do Gondwana, onde os ciclos orogênicos exerceram influência decisiva na criação de espaço para a acomodação das pilhas sedimentares e história deformacional da bacia (Ramos *et al.* 1986, Milani 1997, Milani & Ramos 1998, Milani & Thomaz Filho 2000).

O eixo principal de deposição da Bacia do Paraná esteve orientado próximo da direção N-S, com ligeira mudança para NO durante o Devoniano. Daí em diante apresentando tendência para N-NE, direções estas que são claramente evidenciadas nos mapas de isópacas disponíveis sobre as diferentes unidades estratigráficas que compõem a bacia (Northfleet *et al.* 1969). Nota-se, já a partir da deposição da Formação Ponta Grossa, a divisão da bacia em duas sub-bacias, uma a Norte, com depocentro na altura de Alto Garças (MT), e outra a Sul, com depocentro entre Londrina e Ponta

Grossa (PR), separados por um alto do embasamento situado na região de Três Lagoas, divisa de Mato Grosso do Sul com São Paulo (Fig. 7 em Northfleet et al. 1969, Fig. 9 em Zalán et al. 1990).

Segundo Loczy (1968), a estrutura tectônica da Bacia do Paraná é o resultado direto de movimentos verticais vinculados a falhas normais, não havendo relação com compressões tangenciais. Ele chama a atenção para as falhas principais com direção NNE, no Sul do Paraná e em Santa Catarina, e salienta sua coincidência com as direções do embasamento. Ainda menciona falhas NW e WNW geralmente preenchidas por diques de diabásio.

Estudos geofísicos (aeromagnéticos) realizados na bacia mostram a existência de alinhamentos estruturais NW-SE (Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonso e Rio Piquiri), associados ao Arco de Ponta Grossa, que se estendem até a altura da calha do Rio Paraná, com extensão superior a 600 km (Ferreira 1982).

Zalán et al. (1987, 1990) destacam, no arcabouço estrutural da Bacia do Paraná, três orientações principais: NW-SE, NE-SW e E-W. As duas primeiras são as mais importantes e representam zonas de fraqueza antigas que foram recorrentemente

ativas durante a evolução da bacia. Estruturas em flor, dobras e falhas inversas escalonadas, ou extensas falhas normais, estão associadas a esses lineamentos. As falhas NW foram fortemente reativadas durante a quebra do Gondwana no Juro-Cretáceo, enquanto as NE permaneceram inativas durante esse evento. As falhas NE têm sido amplamente reconhecidas no embasamento da bacia e encontram-se relacionadas a movimentações transcorrentes tardibrasilianas. Ao contrário das anteriores, estas não se acham preenchidas pelos diques básicos do Eocretáceo. Os lineamentos E-W são detectados em mapas aeromagnéticos e em imagens Landsat e foram ativos provavelmente a partir do Triássico.

Freitas et al. 2002, ao estudarem os lineamentos estruturais em escala 1:250.000 na região Oeste de Santa Catarina, com uso de imagens Landsat e mosaicos de radar do Projeto RADAMBRASIL, destacam as direções N30-50E e N40-60W e, secundariamente, N-S e E-W. Descrevem ainda falhas verticais N70E com cerca de 135 km de extensão, e possíveis falhas N-S, sugeridas pela presença de fontes de poços hipotermiais ao longo do Rio das Antas.

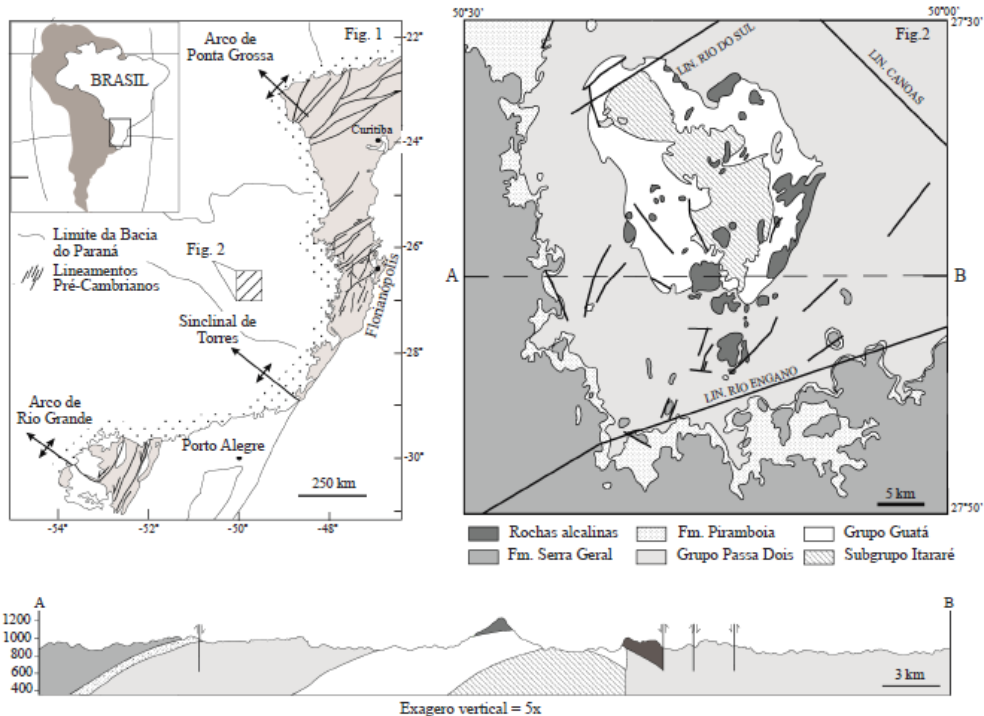


Figura 1 – Contexto geológico regional da área estudada com indicação das principais feições estruturais da borda Leste da Bacia do Paraná no Sul do Brasil e dos escudos Catarinense, Paranaense e Sul-Rio-Grandense (modificado de Schobbenhaus Filho et al. 1984, Bitencourt 1996, Almeida 2005).

Figura 2 – Mapa geológico da região do Domo de Lages, SC (simplificado de Roldan 2007, Roldan et al. 2010).

Estudos de lineamentos estruturais no Domo de Lages, incluindo análise integrada de diferentes produtos digitais (imagens de satélite, mapas diversos, de rugosidade, declividade, morfométrico, modelo digital de terreno, etc.), destacam cinco direções principais: WNW N-S, NNE, ENE e NW (Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010). As três primeiras apresentam maiores frequências acumuladas, e as três últimas, maiores comprimentos acumulados. Os lineamentos mais extensos são ENE (4 a 40 km) e, secundariamente, N-NE e NW. Ocorrem falhas transcorrentes destrais N-S, NNE e NE, e sinistrais WNW e E-W, ambas afetando as rochas alcalinas associadas ao domo (Roldan 2007).

Jacques *et al.* 2010 estudam os lineamentos estruturais na borda Leste da bacia em Santa Catarina e no seu embasamento com o uso de produtos digitais (imagens Landsat e do projeto *Shuttle Radar Topography Mission* — SRTM, escalas 1:100.000 e 1:500.000) e definem as direções N-S e NNE-SSW (embasamento), NW-SE e N-S (Seqüência Gondwânica) e NE-SW e NW-SE (Formação Serra Geral).

Escudo Catarinense e Sul-Rio-Grandense
O arcabouço estrutural do Escudo Catarinense evidencia dois padrões principais: um N55E (porção central e setentrional do escudo) e outro ao redor de N20E (porção meridional). O primeiro é bem evidente no domínio do Grupo Brusque, com os granitos das suítes São Valsungana, São João Batista e Nova Trento, com idades entre 650 e 580 Ma (Bitencourt & Nardi 2000, Bitencourt *et al.* 2008, Basei *et al.* 2000). Este domínio acha-se limitado a NW pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó e a sudeste pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, ambas do Neoproterozoico e com cinemática dextral (Passarelli 1996, Bitencourt *et al.* 2008). Este mesmo padrão estrutural é encontrado no pré-cambriano paranaense, com realce para as orientações N30-40E e N60E (Schobbenhaus Filho *et al.* 1984).

O segundo padrão evidencia-se no domínio do Batólito Florianópolis (ou Pelotas) e do Complexo Metamórfico Camboriú de idades, respectivamente, neoproterozoica e paleoproterozoica (Basei *et al.* 2000, Bitencourt *et al.* 2008).

Lineamentos estruturais N10E e N60E, evidenciados em imagens de satélite Landsat e em campo no distrito fluorítico do Sudeste de Santa Catarina, foram reativados durante o Mesozoico como falhas transcorrentes, destrais e sinistrais, com a mineralização de fluorita sendo encontrada em falhas N30-40E (Ferreira & Almeida 1989).

Almeida (2005) caracteriza na Bacia do Camaquã quatro grupos de falhas com idades e campos de esforços distintos: três deles transcorrentes (ENE, ESE, NNE e NNW), dois mais antigos (Neoproterozoico/Cambriano e Cambriano) e um mais novo (Triássico), e um grupo de falhas normais (ESE), de idade pós-triássica. As falhas transcorrentes triássicas são de cinemática não definida; têm direção ESE e relacionam-se a um evento compressivo NE. As falhas normais pós-triássicas apresentam aproximadamente a mesma direção das anteriores, sendo ligadas a um campo de esforço distensivo próximo de N-NE, possivelmente relacionado ao evento Eocretáceo da Formação Serra Geral e ao soerguimento do Alto Estrutural de Rio Grande.

A análise comparativa de lineamentos de áreas do embasamento e da bacia, realizada a partir de sensores remotos e geofísicos (mapas magnetométricos e gravimétricos), na porção Norte de Santa Catarina e Sul do Paraná, confirma as estruturas regionais delineadas anteriormente e realça os lineamentos NE (N60-70E e N30-40E), NW, NNW e E-W, sendo este último de continuidade regional, porém restrito a “corredores” (Freitas 2005, Freitas & Rostirolla 2005).

Estruturas transcorrentes na bacia Os estudos estruturais e geofísicos realizados no Paraná (Quatiguá, Prudentópolis e Jaguariaíva), incluindo a divisa com Santa Catarina, evidenciam falhas transcorrentes no NE, sinistral e dextral, e falhas distensionais no NW, estas exibindo cinemática sinistral (Rostirolla *et al.* 2000, Machado & Rostirolla 2005, Freitas 2005, Freitas & Rostirolla 2005). As primeiras são consideradas mais antigas (Permo-Triássico) e as duas últimas, mais novas (Mesozoico), tendo sido reativadas, ou neoformadas, no Eocretáceo, condicionando o magmatismo básico da Formação Serra Geral (Rostirolla *et al.* 2000, Machado & Rostirolla 2005, Mezzomo & Rostirolla 2005). As transcorrências sinistrais E-W da região de Jaguariaíva são, provavelmente, posteriores às estruturas descritas acima (Machado & Rostirolla 2005).

A tectônica transcorrente (dextral, ENE e WSW; e sinistral, NNW e NW), caracterizada no Alto Estrutural de Pitanga — borda NE da Bacia do Paraná em São Paulo — é comparável ao que foi descrito para a estrutura de Quatiguá no Paraná (Soares 1976, Soares *et al.* 1996, Riccomini 1995a, Rostirolla *et al.* 2000, Souza 1997, 2002).

Estudos integrados (estruturais, sensores remotos, aerogeofísicos — gravimétricos e magnetométricos) realizados na divisa do Paraná com Santa Catarina evidenciam cinco direções principais de estruturas regionais:

N60-70E, N30-40E, NNE, NNW e NW (Freitas 2005). Foram definidos dois eventos deformacionais: um mais antigo (σ_1 -I), com tensão máxima principal (σ_1) orientada N-NW-S-SE; e outro mais novo (σ_1 -II), com tensão máxima principal (σ_1) orientada ENE-WSW. Estas direções (σ_1 -I e σ_1 -II) são semelhantes às fases deformacionais D_1 e D_2 , com idades, respectivamente, do Eocretáceo e do Eocretáceo ao Terciário, definidas no Arco de Ponta Grossa (Strugale 2002, Strugale et al. 2007). O primeiro evento foi em regime extensional e o segundo, transtensional. O evento D_1 , com rotação horária (20 a 30°) do (σ_1) entre NNW a N-S, controlou a intrusão do enxame de diques NW-SE do arco, soergueu blocos na sua parte central e gerou falhas tipo tesoura na mesma direção dos diques. Já o evento D_2 , com (σ_1) próximo de E-W, promoveu a reativação das paredes dos diques e gerou bandas de deformação em arenitos.

DOMO DE LAGES O Domo de Lages, localizado a cerca de 120 km da borda Leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina, situa-se entre duas importantes feições tectônicas da bacia: o Arco de Ponta Grossa, a Norte, e o Sinclinal de Torres, a Sul (Fig. 1). O primeiro, com direção NW, já manifestava tendência ao soerguimento desde o Paleozoico, com possíveis reflexos na Formação Furnas (Northfleet et al. 1969, Fúlfaro 1971), configurando-se claramente como uma área positiva no Permiano Médio/Permiano Superior, quando separou as sub-bacias de São Paulo e de Santa Catarina (Almeida 1983, 2000).

O Domo de Lages, localizado imediatamente a Norte da cidade homônima, corresponde a uma das estruturas tectônicas mais espetaculares da borda Leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina, diferenciando-se das demais estruturas dômicas da bacia pela sua associação com rochas alcalinas. Estas rochas ocorrem principalmente na forma de soleiras e apresentam maior incidência nas partes Sul e Sudeste da estrutura. Na sua parte Central são expostas as unidades mais antigas da bacia (Subgrupo Itararé), e em direção à periferia, as unidades sucessivamente mais novas (grupos Guatá e Passa Dois, e Formações Piramboia e Serra Geral) (Fig. 2).

Os grupos acima são de idade permocarbônica e, juntamente com a Formação Piramboia do Eotriássico, fazem parte da Supersequência Gondwana I de Milani (1997) e Milani et al. (2007). Já a Formação Serra Geral integra a Supersequência Gondwana II destes mesmos autores, com idade entre 137 a 127 Ma (Milani et al. 2007).

Trabalhos anteriores As primeiras pesquisas geológicas realizadas na região de Lages remontam à década de 1930 e foram voltadas à pesquisa de petróleo. Nesta ocasião já se identificou a estrutura de um grande domo, o Domo de Núcleo Vulcânico (Paiva 1933), com um núcleo de rochas intrusivas alcalinas (Morro do Tributo) circundado por rochas sedimentares mais antigas (folhelho Irati). Verificou-se que, a partir do Morro do Tributo, as camadas possuíam mergulhos de 10 a 15° e direções variáveis (Paiva 1933). Três sondagens realizadas na região com profundidades de 290 m (3 km a NE de Lages), 130 m (35 km a Oeste de Lages) e 500 m (Correia Pinto), respectivamente, evidenciaram a presença de soleiras de fonólito, relacionadas a um *stock* central (Tributo, Seringa, Cêro Alto) alimentador (Paiva 1933).

Barbosa (1933) fez a primeira descrição pormenorizada das rochas alcalinas de Lages e classificou os sienitos nefelínicos da intrusão do Morro do Tributo, descritos por Paiva (1933) como fonólitos típicos, e identificou *sölvbergito* e tinguaito em amostras de sondagem, estes últimos com textura traquítica e contendo aegerina. Descreveu ainda lamprófito de monchiquito típico, brecha fonolítica com alteração hidrotermal e augítico de Capão Alto.

Scorza (1937), ao descrever a petrografia de amostras de rochas ígneas coletadas por Loczy na década de 1960, denominou de microfoiatio as rochas do Morro do Tributo e classificou como olivinamelilito uma rocha melanocrática com fenocristais de olivina serpentinizada e cristais de biotita de até 12 mm. Descreveu, na ocasião, uma rocha efusiva porfírica com fenocristais de plagioclásio (até 1,5 cm), aegerina-augita, nefelina e kersurtita (kaersutita), da família dos essexitos, que classificou como dancalito.

As rochas alcalinas associadas ao domo têm despertado grande atenção de pesquisadores brasileiros e estrangeiros, havendo na literatura inúmeros trabalhos que abordam principalmente os aspectos mineralógicos, geoquímicos e petrológicos (Scheibe 1980, 1986, Furtado & Scheibe 1989, Traversa et al. 1994 e 1996, Comin-Chiaramonti et al. 2002, Barabino et al. 2007).

Estudos específicos destas rochas conduzidos por Scheibe (1980, 1986) permitiram separá-las em alcalinas leucocráticas (fonólitos, analcima traquitos e nefelina sienitos) e ultrabásicas alcalinas (olivina melilitos e lamprófitos, geralmente na forma de diques), além de carbonatitos, kimberlitos e brechas de chaminé, compondo o que então foi denominado Distrito Alcalino de Lages. Os dados radiométricos

disponíveis mostram idades entre 78 Ma a 63 Ma (K/Ar), entre 76 a 73 Ma (Ar/Ar) e de 81 ± 8 Ma (Rb/Sr) (Scheibe *et al.* 1985, Scheibe 1986, Machado & Teixeira 2008).

Loczy (1966), ao realizar estudos sistemáticos na região do Domo de Lages, definiu a estrutura como um domo vulcânico, do tipo perfurante, com formato circular. Segundo o autor, as camadas dos grupos Itararé e Guatá, do Supergrupo Tubarão (concepção de Schneider *et al.* 1974), integrantes da Supersequência Gondwana I de Milani *et al.* (2007), juntamente com o Grupo Passa Dois, foram elevadas de cerca de 1,1 mil a 1,2 mil m. Considerou o magmatismo alcalino como posterior à deposição do Membro Morro Pelado (Formação Rio do Rasto) e dos arenitos. Descreveu, na parte central da estrutura, uma cobertura sedimentar intensamente fraturada, com falhas de empurrão associadas, que exhibe rochas mais antigas no núcleo e mais novas na parte externa. Esta cobertura (grupos Itararé e Guatá) foi elevada como um bloco único, formando uma capa sub-horizantal (8 km x 3-4 km de largura) acima da massa de microfaiato e dancalito (Loczy 1968).

A cartografia geológica em escala de semidetalle desenvolvida na região mostrou que algumas dessas ocorrências de rochas alcalinas, descritas inicialmente como corpos intrusivos do tipo *stocks*, a exemplo do Morro do Tributo (o ponto culminante da região, com 1.220 m), correspondem a corpos estratoides do tipo soleiras, intrusivos preferencialmente na parte superior da Formação Serra Alta. Estes corpos têm espessura em geral não superior a 100 m e possuem depósitos de bauxita associados a eles.

Estudos multiescala de fotolineamentos com base em imagens Landsat e do projeto SRTM, realizados no Domo de Lages, destacam cinco direções estruturais: WNW, N-S, NNE, ENE e NW (Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010). A estruturação do domo foi relacionada a um regime de esforços compressivos NE-SW, que permaneceu ativo após a intrusão e resfriamento das alcalinas e foi ainda responsável pela geração de falhas transcorrentes destrais (NNE-SSW e NE-SW) e sinistrais (E-W), que afetam as rochas da região (Roldan 2007).

MATERIAIS E MÉTODOS

Geoprocessamento Com base em ferramentas de Sistemas de Informações Geográficas (SIG) foi implementado um banco de dados georreferenciados visando à sistematização dos dados disponíveis (mapas, fotos e imagens) e à incorporação dos dados de

campo. Para essa tarefa foi utilizado o programa de computador ArcGis, versão 9.0. As imagens de satélite foram tratadas no programa ENVI, versão 4.2, e foram georreferenciadas e incorporadas ao banco de dados. Utilizou-se como base geológica o mapa geológico em escala 1:100.000 de Scheibe (1986), com atualizações de cartografia geológica inéditas feitas por Steiner e Roldan (2007).

Foram utilizadas neste trabalho as cenas do satélite Landsat-TM, fornecidas gratuitamente pelo (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE), e o Modelo Digital de Elevação (MDE) da missão espacial SRTM, disponíveis gratuitamente no link <http://seamless.usgs.gov>, com resolução espacial de 90 m. A imagem de satélite usada corresponde à cena 221/79, de 12 de outubro de 2002 (azimute solar 41,1 g e inclinação solar 34,1 g), banda 8, pancromática, com resolução espacial de 15 m. Para realçar as estruturas lineares foram utilizados filtros “passa alta”. O pré-processamento da imagem incluiu a correção atmosférica, visando eliminar o efeito da reflectância dos objetos ou alvos registrados pelos sensores, em função das interferências produzidas por moléculas de gases da atmosfera (Turner *et al.*, 1971). Com o objetivo de eliminar esses efeitos foi utilizado o método da subtração, também conhecido como o método do pixel escuro, segundo calibração descrita por Chavez (1988).

A partir do Modelo Digital de Elevação (MDE-SRTM) da NASA, com resolução espacial de 90 m, foi realizada a reamostragem do MDE para 30 m da área investigada. Para uma análise mais detalhada utilizou-se o método de reamostragem *Short Distance-Low Nugger Kriging* (SDLN), com interpolação por médias móveis, segundo Grohmann & Steiner (2006), aumentando, com isso, a definição do modelo. Em seguida, foram geradas as imagens de relevo sombreado em oito direções diferentes de iluminantes (N, S, E, W, NE, SE, SW e NW), todas posicionadas com ângulo de elevação solar a 35°, com o intuito de realçar os lineamentos ortogonais e oblíquos aos mesmos. Para esse procedimento, utilizou-se o software ENVI. Os melhores resultados foram obtidos com os iluminantes orientados nas posições N, E, NE e NW, os quais utilizaram-se para extração dos lineamentos. Nas imagens de relevo sombreado foram feitas composições coloridas (RGB), seguindo os procedimentos descritos por Crepani & Medeiros (2004).

Fotolineamentos O termo lineamento foi usado de acordo com O’Leary *et al.* (1976), que o consideram

uma feição de expressão regional mapeável na superfície terrestre de forma linear, retilínea ou suavemente encurvada, simples ou composta. A sua presença reflete fenômenos de subsuperfície que podem estar relacionados a falhas, fraturas ou outras morfoestruturas. Os lineamentos podem representar altos topográficos (lineamentos positivos, como cristas alinhadas) e baixos topográficos (lineamentos negativos, como drenagens e vales).

Considerou-se ainda a proposta de Strieder & Amaro (1997), que dividem os lineamentos em dois tipos: 1 e 2. O primeiro é associado a estruturas penetrativas, tais como foliação, xistosidade e acamamento. E o segundo é associado geralmente a estruturas rúpteis, expressas por feições como drenagens retilíneas e vales encaixados.

A análise dos fotolineamentos foi realizada segundo o método multiescala (ao redor de 1:50.000 e menor do que 1:300.000) e a sua extração foi feita por meio da interpretação visual das imagens (Landsat-TM e MDE-SRTM) na tela do computador.

Os resultados obtidos pelos dois métodos foram integrados e são aqui apresentados numa mesma imagem, com os fotolineamentos sendo mostrados de forma estatística em diagramas de roseta, considerando o seu comprimento e a frequência.

Análise estrutural A análise estrutural foi realizada a partir do levantamento de falhas e estrias de duas pedreiras situadas no interior do Domo de Lages: uma delas na parte Sul da estrutura (pedreira Porto Belo) e a outra na parte Norte (pedreira Rio do Deserto).

Nestas pedreiras foram analisadas a geometria e cinemática das diferentes famílias de falhas, seguindo os procedimentos descritos e sumarizados em diversos trabalhos e livros, como os de Mercier & Vergeley (1992), Vialon *et al.* (1976), Petit (1987), Doblás (1998), dentre outros. Tomou-se o cuidado de separar as falhas preenchidas e analisou-se o crescimento mineral, sintaxial ou antitaxial (Petit 1987, Doblás 1998).

Os dados estruturais obtidos são apresentados em diagramas de projeção ciclográfica Schmidt-Lambert, com os elementos estruturais projetados no hemisfério inferior. Eles foram, inicialmente, sistematizados em planilhas digitais (Excel) e separados por famílias de falhas. Depois geraram-se os estereogramas usando os programas *TectonicsFP* (Reiter & Acs 1995) e *OpenStereo* (Grohmann & Campanha 2010), este disponível gratuitamente para *download*.

RESULTADOS

Fotolineamentos O mapa de fotolineamentos obtido (Fig. 3A) evidencia feições lineares principais orientadas próximas de N-S e NW (N30-45W) e, secundariamente, ao redor de N15E e N80E. As feições lineares N-S são penetrativas no domo, sendo caracterizadas por traços curtos e retilíneos, rigorosamente paralelos entre si, exibindo, sobretudo na parte central da área, um padrão de estruturas em *relay* (traços mais curtos paralelos a mais longos). As feições lineares NW correspondem a lineamentos no sentido de O'Leary *et al.* (1976). São marcadas por traços longos e mais ou menos contínuos, subparalelos e espaçados, sendo mais expressivos na porção Centro-Sudeste da área (Fig. 3A).

As feições lineares ao redor de N15E, presentes particularmente na extremidade Sul da área, são marcadas por traços curtos e retilíneos, sendo truncadas aparentemente pelas estruturas NW (Fig. 3A). Já as estruturas próximas de N80E, mais expressivas na parte Sul da área, mostram um padrão de traços mais longos e descontínuos, que truncam aparentemente os padrões N-S e N15E.

Os lineamentos em diagramas de roseta mostram distribuição semelhante em comprimento e frequência, com máximos ao redor de N-S, sendo este melhor expresso no diagrama de frequência, NNW (N20-30W) e NW (N40-50W) (Figs. 3B e C). A análise regional desses lineamentos, apenas em termos de comprimento, evidencia duas direções principais: N40-50W e N60-70E (Fig. 3B), que correspondem a lineamentos com extensão de ordem quilométrica na imagem (> 18 km).

Análise estrutural A Fig. 4A mostra os dados estruturais obtidos na pedreira Porto Belo (301 medidas). Os dados foram separados em dois grupos: um com 141 medidas que apresentava indicador cinemático (estrias com estepes, crescimento de fibras e, mais raramente, estruturas 'R') no plano de falha; e outro com 201 medidas, no qual este indicador não foi observado ou era de confiabilidade baixa. Apesar da dispersão dos dados nos estereogramas, é possível reconhecer os seguintes padrões de direções de falhas: NE-SW, NNE-SSW, N-S e E-W (ENE-WSW a ESE-WNW). Os três primeiros padrões de falhas são igualmente representados no diagrama de roseta (Figs. 3B e C). São falhas em geral de alto ângulo, exceto as de direção NE-SW que apresentam mergulhos moderados para NW e SE. A relação das estrias com o plano de falha evidencia a presença de falhas transcorrentes (dextral e sinistral), normais e oblíquas. As primeiras ocorrem nas

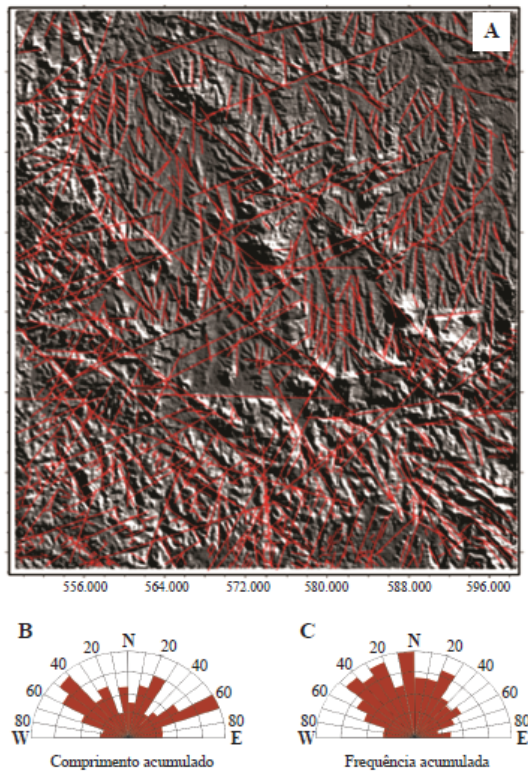


Figura 3 – Mapa com a somatória dos lineamentos extraídos dos mapas de relevo sombreado e da imagem de satélite (A) e diagramas de roseta de comprimento e frequência acumulados (B e C).

quatro direções acima, e as duas últimas são mais comuns na direção NE-SW.

A Fig. 4B apresenta os dados estruturais obtidos na pedreira Rio do Deserto (201 medidas). Assim como na pedreira anterior, os dados foram separados em dois grupos: um (60 medidas) com o indicador cinemático no plano de falha e outro (141 medidas) no qual o indicador não foi observado ou era de confiabilidade baixa.

A análise integrada dos dados em projeção cilíndrica evidencia três padrões principais de falhas transcorrentes: ENE-WSW, N-S/NNE-SSW e, subordinadamente, NE-SW. Tais padrões aparecem também no diagrama de roseta (Figs. 3B e C). O primeiro apresenta cinemática sinistral, e os dois últimos, dextra. Ao padrão N-S/NNE-SSW associam-se também falhas oblíquas e, subordinadamente, falhas normais (Fig. 4B).

DISCUSSÃO Os fotolineamentos com direções ao redor de N-S, NNE, NW e ENE acham-se também representados nos diagramas das duas pedreiras (Figs. 4A e

B). As estruturas NE, claramente evidenciadas na pedreira Porto Belo, aparecem como secundárias nos diagramas de roseta de comprimento e frequência acumulados (Figs. 3B e C). Este diagrama realça melhor os fotolineamentos N-S, N20-30W e N40-50W.

As duas direções de falhas transcorrentes (N-S, dextra, e ESE-WSW, sinistral) da pedreira Porto Belo são compatíveis com um mesmo campo de esforço com eixo de tensão máximo (σ_1) ao redor de NE-SW, conforme já sugerido por Roldan (2007). O baixo caimento das estrias (em geral, $< 10^\circ$) sugere (σ_1) em posição sub-horizontal. Este evento tectônico é posterior à colocação das rochas alcalinas, de idade (K/Ar, Rb/Sr, Ar/Ar) ao redor de 75 Ma (Scheibe *et al.* 1985, Machado & Teixeira 2008).

As falhas normais NE-SW sugerem mudanças no campo de tensão e podem estar associadas ao colapso da estrutura dômica, uma vez que mostram mergulhos altos e moderados, respectivamente para NW e SE, e associam-se à falhas oblíquas com componente distensional. Estas falhas parecem reativar estruturas pré-existent da bacia e do seu embasamento (Fig. 1). São reportadas na região de Lages falhas reativadas no Plioceno que cortam as bauxitas (Dani 1998, Dani *et al.* 2001).

As falhas transcorrentes N-S a N-NE (dextra) e ENE-WSW (sinistral) da pedreira Rio do Deserto podem ser explicadas segundo o mesmo campo de tensão das transcorrências da pedreira anterior. Aqui ocorrem também falhas normais NE-SW com mergulhos moderados para NW e SE, sugerindo extensão nestas duas direções.

O campo de tensão NE-SW é compatível com a direção dominante (NE-SW) de diques alcalinos e de lamprófiros, cartografados no domo (em Roldan 2007), cujo magma teria sido alojado ao longo de fraturas T, segundo o modelo de Riedel (Roldan 2007). Exposições destas rochas são encontradas em Lages e arredores, como na pedreira Morro Grande, ao Sul da cidade, na rodovia Lages-São José do Cerrito (BR-262), localidade de Boqueirão, em um corte próximo ao trevo (~ 1 km) com a BR-116. Um evento distensivo mais novo NW-SE reativa as transcorrências anteriores como falhas normais NE-SW, e diques de rochas alcalinas reaproveitam tais estruturas (Roldan 2007).

As transcorrências aqui discutidas são compatíveis, em termos cinemáticos e campos de tensão, com as estruturas descritas no distrito fluorítico de Santa Catarina por Ferreira & Almeida (1989). Tratam-se de falhas transcorrentes dextrais N0-10E e sinistrais N50-60E, identificadas, respectivamente, como estruturas R e

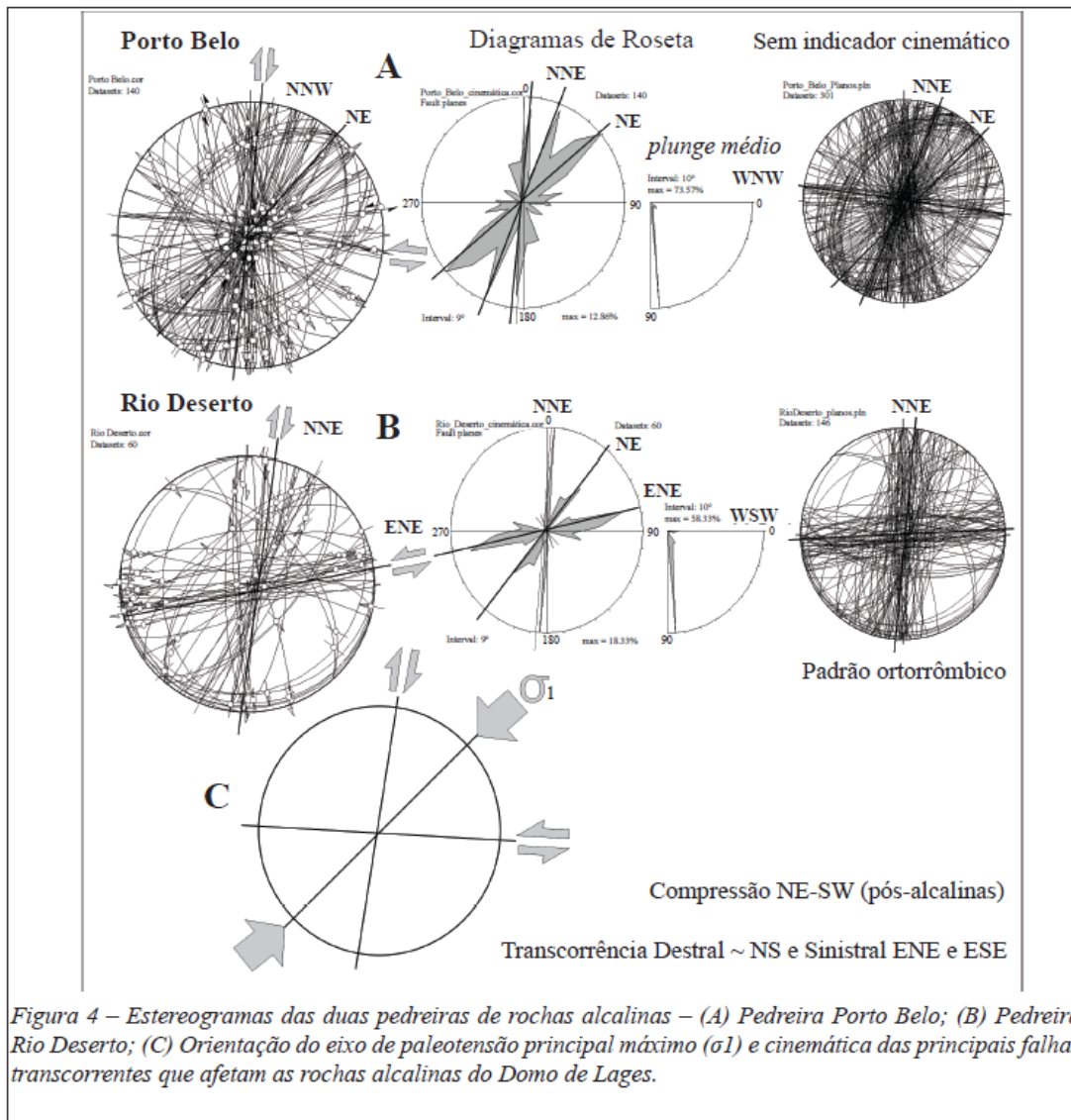


Figura 4 – Estereogramas das duas pedreiras de rochas alcalinas – (A) Pedreira Porto Belo; (B) Pedreira Rio Deserto; (C) Orientação do eixo de paleotensão principal máximo (σ_1) e cinemática das principais falhas transcorrentes que afetam as rochas alcalinas do Domo de Lages.

R' de Riedel e normais N20-40E (mineralizadas ou não), relacionadas, respectivamente, a eventos compressivos (regime transtensivo) e distensivos (mais novo). Tais falhas são estruturas reativadas durante o Mesozoico.

O campo de tensão aqui sugerido é similar ao das transcrrências WSW-ENE da fase deformacional D_2 , provavelmente de mesma idade, descritas no Arco de Ponta Grossa, no Sul do Paraná e Norte de Santa Catarina (Strugale et al. 2003 e 2007, Freitas & Rostirolla 2005).

A tectônica transcorrente aqui descrita é registrada em altos estruturais da Bacia do Paraná (Quatiguá, no Paraná, e Pitanga, em São Paulo) e nas bacias terciárias associadas ao *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, com idade entre o Cretáceo Superior e o Neógeno (Mioceno?) (Riccomini 1989,

1995a, 1995b, Riccomini et al. 2004, Rostirolla et al. 2000). As falhas transcorrentes N40-60E, associadas ao Alto Estrutural de Quatiguá, de caráter inicialmente sinistral e depois destal, foram relacionadas à reativação de falhas do embasamento (Zona de Falha de Jacutinga) na cobertura paleozoica da bacia (Rostirolla et al. 2000). Falhas transcorrentes sinistrais N-NW e NW foram descritas no Alto Estrutural de Pitanga, em São Paulo (Riccomini 1995a).

As estruturas discutidas neste trabalho têm orientação similar à do embasamento que contorna a borda da bacia no Sul do Brasil — escudos catarinense, paranaense e sul-rio-grandense — em particular os padrões NNE e NE, que representam zonas de fraqueza antigas reativadas que controlaram a formação de falhas mais

novas (Zalán *et al.* 1987, 1990, Ferreira & Almeida 1989, Almeida 2005, Roldan *et al.* 2010). Estas mesmas direções estruturais foram registradas em outras regiões da bacia, afetando os sedimentos fanerozoicos, conforme sugerem os dados geofísicos (Milani 1997, Rostirolla *et al.* 2000, Freitas & Rostirolla 2005, dentre outros).

CONSIDERAÇÕES FINAIS Os dados aqui apresentados evidenciam correlação entre os fotoloteamentos obtidos a partir das imagens integradas (Landsat-TM e SRTM) e as falhas analisadas nas pedreiras de rochas alcalinas, em particular as estruturas ao redor de N-S (NNE a NNW), ENE e, secundariamente, NE e NW. As direções N-S são realçadas no diagrama de frequência acumulada, e as direções NW e ENE, no diagrama de comprimento acumulado.

As transcorrências caracterizadas neste trabalho — destal com direção ao redor de N-S (NNW a NNE), e sinistral com orientação próxima de E-W (ENE a ESE), juntamente com a orientação dominante NE-SW dos diques de lamprófito e de rocha alcalina presentes na região domo — são compatíveis com um evento compressivo com eixo de tensão principal máximo (σ_1) orientado ao redor de NE-SW (Fig. 4C). Tais falhas são zonas de fraqueza antigas da bacia e do seu embasamento que foram reativadas após e provavelmente durante a colocação dos lamprófitos e das rochas alcalinas.

As transcorrências de Lages são, certamente, mais novas do que as rochas alcalinas (~ 75 Ma), com idade entre o Neocretáceo e o Terciário. No entanto, o evento que originou tais estruturas poderia estar ativo um pouco antes das falhas e ter sido também responsável pela estruturação do Domo de Lages.

As falhas aqui discutidas são semelhantes (em orientação, cinemática e, provavelmente, em idade) às transcorrências destrais N0-10E e sinistrais N50-60E definidas no distrito fluorítico de Santa Catarina.

O campo de tensão definido neste trabalho é compatível com o das transcorrências sinistrais E-W de idade paleocênica/eocênica ou neogênica (Mioceno?), que afetaram o Maciço Alcalino de Cananeia e controlaram a instalação de bacias de afastamento de pequenas dimensões (Formação Itaquaquecetuba), bem como responderam pela geração de dobras cônicas na Bacia de Taubaté (Riccomini 1989, 1995a, Riccomini *et al.* 2004). Este evento precederia ao de distensão crustal com direção NNW-SSE, responsável pela instalação das bacias tectônicas do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, com

idade do Paleógeno (Eoceno-Oligoceno) (Riccomini 1989, 1995b, Riccomini *et al.* 2004).

Este campo de tensão assemelha-se ao das transcorrências mais novas da Bacia do Camaquã, embora a idade lá seja considerada mais antiga, do Triássico (Almeida 2005). A fase deformacional (ou evento) — D2, caracterizada no Arco de Ponta Grossa e Sul do Paraná com o Norte de Santa Catarina, tem idade similar (Cretáceo ao Terciário) à definida para a região de Lages, diferindo quanto à orientação (20 a 40° no sentido horário) do eixo do campo de tensão principal (σ_1). Tais variações do campo de tensão regional podem relacionar-se com a partição da deformação induzida por heterogeneidades das estruturas do embasamento (falhas e zonas de cisalhamento anastomosadas, interferência de outras direções estruturais, descontinuidades, arcos e flexuras do embasamento, etc.), combinada com o movimento de rotação da placa Sul-Americana para Oeste.

O Domo de Lages está inserido no contexto tectônico de estruturas regionais NW reativadas na borda Leste da Bacia do Paraná no Juro-Cretáceo, a exemplo do Arco de Ponta Grossa, que condicionou a colocação de diques básicos ligados à Formação Serra Geral. No entanto, o referido domo se constitui numa estrutura NW de reativação mais nova, nucleada somente no Neocretáceo.

A atividade tectônica da Bacia do Paraná, no Mesozoico e Cenozoico, tem sido considerada em parte como o reflexo, no interior da placa Sul-Americana, de fenômenos ocorridos às suas bordas: a Oeste com a subducção da Placa de Nazca, e a Leste, com a abertura do Oceano Atlântico Sul, expansão da Dorsal Meso-Atlântica e migração da placa Sul-Americana para Oeste (Riccomini 1989, 1995b, Riccomini *et al.* 2004). Portanto, é neste contexto geodinâmico geral que se insere o Domo de Lages — estruturação, magmatismo alcalino e tectônica transcorrente — e estruturas similares de mesma idade (Neocretáceo/Terciário) associadas à borda Leste da Bacia do Paraná, no Sul do Brasil. Contudo, outros aspectos devem ter contribuído para o desenvolvimento das transcorrências aqui estudadas, pois, em termos mecânicos, torna-se difícil, com uma tensão compressiva horizontal E-W, considerada para a Placa Sul-Americana durante o Cenozoico (Assumpção 1992, Lima *et al.* 1997), ativar (ou reativar) lineamentos subortogonais com orientação próxima de N-S, a não ser que isso ocorra em um sistema com partição de deformação relativamente complexo.

AGRADECIMENTOS Os autores externam seus agradecimentos à Prefeitura Municipal de Lages (SC) pelo apoio de infraestrutura fornecido para o desenvolvimento das atividades de campo, bem como ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

(CNPq), processo 300423/82-9, de R. Machado, pela concessão de uma bolsa de Produtividade em Pesquisa, e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), por uma bolsa de doutorado.

Referências

- Almeida F.F.M. 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNP/MDGM, Boletim 241, 36 p.
- Almeida F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**(3):139-158.
- Almeida F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):325-349.
- Almeida F.F.M. 2000. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SBG, Simp. Reg. Geol., 3, Curitiba, PR, Atas, v. 1, p. 1-20.
- Almeida R.P. 2005. *Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 203 p.
- Almeida R.P., Janikian L., Frago-Cesar A.R.S., Fambriani G.L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic Implications. *Journal of Geology*, **118**:145-161.
- Assumpção M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, **97**:11889-11903.
- Chavez P.S. 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, **24**:459-479.
- Barabino G., Gomes C.B., Traversa G. 2007. The Lages diatremes: mineral composition and petrological implications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(3):473-501.
- Barbosa O. 1933. *Eruptivas de Lages, Santa Catarina*. Ministério da Agricultura, Serviço Geológico Mineralógico, Boletim 69, p. 15-18.
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Masquelin H., Harara O.M., Reis Neto J.M., Preciozzi P.F. 2000. The Dom Feliciano Belt and Rio de la Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomas Filho A., Campos D.A., Intern. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, *Tectonic evolution of South America*, p. 311-334.
- Bitencourt M.F. 1996. *Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: Uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 310 p.
- Bitencourt M.F. & Nardi L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):184-187.
- Bitencourt M.F., Bongioiolo E.M., Philipp R.P., Morales L.F.G., Rubert R.R., Melo C.L., Luft J.L. 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Pesquisas em Geociências*, **35**(1):109-136.
- Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B., Castorina F., Di Censi P., Antonini P., Ruberti E., Scheibe L.F. 2002. Geochemistry and geodynamic implications of the Anitápolis and Lages alkaline-carbonatite complexes, Santa Catarina State. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(1):43-58.
- Cordani U.G. & Vândoros P. 1967. Basaltic rocks of the Paraná basin. In: Bigarella J.J., Pinto I.D., Becker R.D. *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, UFPR, p. 207-229.
- Crepani E. & Medeiros J.S. 2004. Imagens fotográficas derivadas de MNT do projeto SRTM para fotointerpretação na Geologia, Geomorfologia e Pedologia. São José dos Campos, Inpe, 39 p.
- Dani N. 1998. *Petrologia das alterações pós-magmáticas e meteóricas das rochas alcalinas de Lages, SC – Brasil*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 228 p.
- Dani N., Formoso M.L.L., Lisboa N.A. 2001. Evolução da Plataforma Sul-Brasileira e o posicionamento estratigráfico da bauxita de Lages, SC, Brasil. In: Congr. Latinoamer. Geol., **11**, v. 1, p. 45.
- Doblas M. 1998. Sliken-side kinematic indicators. *Tectonophysics*, **295**(1-2):187-197.
- Ferreira A.C. & Almeida T.I.R. 1989. Tectônica transcorrente e imagens. TM-Landsat aplicadas à prospecção de fluorita e barita em Santa Catarina. *Revista de Brasileira de Geociências*, **19**(2):207-223.
- Ferreira F.J.F. 1982. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 170 p.
- Freitas M.A., Caye B.R., Machado J.L.F. 2002. *Diagnóstico dos recursos hídricos subterrâneos do oeste do Estado de Santa Catarina – Projeto Oeste de Santa Catarina*. Porto Alegre, CPRM/SDM-SC/SDA-SC/EPAGRI, 100 p.

- Freitas R.C. 2005. *Análise estrutural multitemática do sistema petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 98 p.
- Freitas R.C. & Rostirolla S.P. 2005. Análise comparativa entre estruturas do embasamento e resposta em superfície na Bacia do Paraná, região entre os Estados do Paraná e Santa Catarina. In: SBG, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 10; Int. Symp. on Tectonics, 4, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, v. 1, p. 41-44.
- Fúlvaro V.J. 1971. Evolução tectônica e paleogeográfica da bacia sedimentar do Paraná pelo "Trend surface analysis". Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 224 p.
- Furtado S.M.A. & Scheibe L.F. 1989. Ocorrências de lamprófitos associados aos distritos alcalinos de Lages e Anitápolis. *Geochimica Brasiliense*, 3:149-160.
- Grohmann C.H. & Campanha G.A.C. 2010. *OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, xx. Abstract presented at 2010 Fall Meeting, *American Geophysical Union (AGU)*, San Francisco, Califórnia, EUA, 13-17 Dec.
- Grohmann C.H. & Steiner S.S. 2006. SRTM resample with Short Distance-Low Nugget Kriging. In: *Proceedings of International Symposium on Terrain Analysis and Digital Terrain Modelling*. Nanjing, China, editor, CD-Rom.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 1980. *Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo, IPT, Relatório Técnico 91, 187 p.
- Jacques P., Machado R., Nummer A. 2010. Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens Landsat e SRTM. *Pesquisas em Geociências* 37(2):117-131.
- Lima C., Nascimento E., Assumpção M. 1997. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South American plate. *Geophysical Journal International*, 130(1):112-124.
- Loczy L. 1966. *Evolução paleogeográfica e geotectônica da Bacia Gondwânica do Paraná e seu embasamento*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 234 p.
- Loczy L. 1968. Basic and alkalic volcanics of the State of Santa Catarina. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 40:187-193.
- Milani E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana Sul-Occidental*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 225 p.
- Milani E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Cameiro C.D.R., Neves B.B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: a evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Cameiro C.D.R., Neves B.B.B. (eds.) Ed. Beca, São Paulo, p.265-279.
- Milani E.J. & Ramos V. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira Geociências*, 28(4):473-484.
- Milani E.J. & Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary basins of the South America. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, International Geological Congress, 31, p. 389-449.
- Milani E.J., Melo J.H.G., Souza P.A., Fernandes L.A., França A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2):265-287.
- Machado F.G. & Rostirolla S.P. 2005. Caracterização estrutural preliminar da área de Jaguaíva, Bacia do Paraná. In: SBG, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 10, Int. Symp. on Tectonics, 4, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 38-40.
- Machado R. & Teixeira W. 2008. Idades ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) do Magmatismo Alcalino do Distrito Alcalino de Lages, SC. In: SBG, Simp. Vulc. e Amb. Assoc., 4, *Boletim de Resumos*. CD-Rom.
- Mercier J. & Vergely P. 1992. *Tectonique*. Paris, Dunod, 214 p.
- Mezzomo E. & Rostirolla S.P. 2005. Delimitação do arcabouço estrutural na porção centro leste do Paraná, Bacia do Paraná, com base na análise de sensores remotos, estudos de campo e modelagem estrutural tridimensional. In: SBG, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 10, Int. Symp. on Tectonics, 4, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 35-39.
- Northfleet A.A., Medeiros R.A., Müllmann H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobras*, 12(3):291-346.
- O'Leary D.W., Friedman J.D., Pohn H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87:1463-1469.
- Paiva T.G. 1933. *Geologia do município de Lages, Santa Catarina*. Ministério da Agricultura, Serviço Geológico Mineralógico, Boletim 69, p. 3-14.
- Passarelli C.R. 1996. *Análise estrutural e caracterização do magmatismo da zona de cisalhamento Major Gercino, SC*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 178 p.
- Petit J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6):597-608.
- Ramos V.A., Jordan T.E., Allmendinger R.W., Kay S.M., Cortes J.M., Palma M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5(6):855-880.
- Reiter F.G. & Acs P. 1995. Programa demo para tratamento de dados estruturais. Disponível em www.uibk.ac.at/homepage/Franz.Reiter, consultado acessado em 08/02/2012.
- Riccomini C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.
- Riccomini C. 1995a. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-Gondwânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*.

- Tese de Livre-Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 100 p.
- Riccomini C. 1995b. Padrão de fraturamentos do maciço alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóica-cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(2):79-84.
- Riccomini C., Sant'Anna L.G., Ferrari A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Cameiro C.D.R., Brito Neves B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 383-405.
- Roldan L.F. 2007. *Tectônica ríptil Meso-Cenozóica na região do Domo de Lages, SC*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 121 p.
- Roldan L.F., Machado R., Steiner S.S., Warren L.V. 2010. Análise de lineamentos estruturais no Domo de Lages (SC) com uso de imagens de satélite e mapas de relevo sombreado. *Geologia USP*, 10(2):57-72.
- Rostirolla S.P., Assine M.L., Fernandes L.A., Artur P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):639-648.
- Scheibe L.F. 1980. Distrito alcalino de Lages-SC. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, *Boletim de Resumos Expandidos*, vol. 3, p. 25-31.
- Scheibe L.F. 1986. *Geologia e petrologia do distrito alcalino de Lages, SC*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 224 p.
- Scheibe L.F., Kawashita K., Gomes C.B. 1985. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 2, *Anais*, p. 299-307.
- Schneider R.L., Mühlmann H., Tommasi E., Medeiros R.A., Daemon R.F., Nogueira A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 28, *Anais*, v. 1, p. 41-65.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília, DNPM-MME, 501 p.
- Scorza E.P. 1937. Olivinamelitito – uma rocha rara e até agora desconhecida no Brasil continental. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, XLII (252):235-237.
- Soares P.C., Barcellos P.E., Csordas S.M. 1982. *Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (Radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná*. São Paulo, Paulipetro, Consórcio CESP/IPT, Relatório RT-342/82.
- Soares P.C., Rostirolla S.P., Ferreira F.J.F., Stevanato R. 1996. O alto estrutural Pitanga-Quatiguá-Jacutinga na Bacia do Paraná: uma estrutura litosférica. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, *Anais*, 5:411-414.
- Soares P.C. 1976. Elementos estruturais da parte NE da Bacia do Paraná: classificação de gênese. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 28, *Anais*, 1:107-121.
- Souza M.O.L. 1997. Caracterização estrutural do Domo de Pitanga. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 116 p.
- Souza M.O.L. 2002. Evolução tectônica dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia – Centro do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 206 p.
- Strieder A.J. & Amaro V.E. 1997. Structural patterns removed from remotely sensed lineaments. *Revista da Escola de Engenharia*, 25(4):109-117.
- Strugale M. 2002. *Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 154 p.
- Strugale M., Rostirolla S.P., Kulevicz M.B., Mancini F. 2003. Evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Cretáceo a partir da análise de estruturas rípteis no Grupo São Bento (Bacia do Paraná). In: Simp. Nac. Est. Tect., 9, *Boletim de Resumos*, p. 320-323.
- Strugale M., Rostirolla S.P., Mancini F., Portela Filho C.V., Ferreira F.J.F., Freitas R.C. 2007. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 24:203-227.
- Traversa G., Schelbe L.F., Barbieri M., Beccaluva L., Coltorti M., Conte A.M., Garbarino C., Gomes C.B., Macciotta G., Morbidelli L., Ronca S. 1994. Petrology and mineral chemistry of the alkaline district of Lages, SC, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 8:179-214.
- Traversa G., Barbieri M., Beccaluva L., Coltorti M., Conte A.M., Garbarino C., Gomes C.B., Macciotta G., Morbidelli L., Ronca S., Scheibe L.F. 1996. Mantle sources and differentiation of alkaline magmatic suite of Lages, SC, Brazil. *Eur. J. Mineral*, 8:193-208.
- Turner R.E., Malita W.A., Nalepka R.F. 1971. Importance atmospheric scattering or everything you've always wanted to know about atmospheric scattering but were afraid to ask. In: Intern. Symp. Remote Sensing of the Environ, 20, *Proceeding*, 3:1651-1697.
- Vialon P., Ruhland M., Grolier J. 1976. *Eléments de tectonique analytique*. Paris, Masson, 118 p.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi C.T., Zanotto O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 3, *Atas*, v. 1, p. 441-447.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C., Marques A., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., 1990. A Bacia do Paraná. In: Gabaglia G.P.R. & Milani E.J. (eds.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobras/SEREC/CEN-SUD, p. 135-168.

Manuscrito ID 12076
 Recebido em: 25/08/2008
 Aprovado em: 01/02/2010

Apêndice F - Análise estrutural da Formação Serra Geral na porção centro-sul do Estado de Santa Catarina, Brasil

(Artigo à ser submetido)

Patricia D. Jacques ^{a, b}; Rômulo Machado ^b; Alexis R. Nummer ^{b, c}

^a CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Divisão de Geoprocessamento. Rio de Janeiro (RJ) - Brasil

^b Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências – Programa de Recursos Minerais e Hidrogeologia. São Paulo (SP) – Brasil

^c Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica (RJ) – Brasil.

RESUMO

A análise estrutural (geométrica e cinemática) realizada em pedreiras de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, na porção centro-sul do Planalto Catarinense, permitiu caracterizar direções de falhas transcorrentes (puras e oblíquas), que foram agrupadas em três eventos: o primeiro com eixo de tensão principal máximo (σ_1) orientado ao redor de N-S, o segundo, orientado NE-SW, e o terceiro, orientado na direção próxima de E-W. O primeiro evento possui idade entre o Cretáceo Inferior e Superior, o segundo, entre o fim do Cretáceo e início do Terciário, e o terceiro, entre o Neógeno e o Quaternário. Este último evento possui campo de tensão principal máximo (σ_1) com a mesma orientação do *stress* atual submetido à borda leste da Placa Sul-Americana.

ABSTRACT

Structural analysis (geometric and kinematic) obtained from volcanic rocks quarries of the Serra Geral Formation, in south-central portion of Santa Catarina Plateau, allowed to characterize transcurrent faults directions (pure and oblique), which were grouped into three events: the first maximum principal stress (σ_1) oriented around the NS direction, the second, oriented NE-SW, and the third, oriented near E-W. The first event has age between the Lower and Upper Cretaceous, the second between the end of the Cretaceous and early Tertiary, and the third between the Neogene and Quaternary. This last event has a maximum principal stress field (σ_1) with the same orientation as the current stress subjected to the eastern edge of the South American Plate.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho de pesquisa se baseia na análise de estruturas rúpteis (juntas e falhas) e de indicadores cinemáticos (estrias de atrito e de crescimento mineral) coletados a partir de pedreiras em exploração nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, localizadas nos arredores da cidade de Lages, porção centro-sul do Estado de Santa Catarina (Figura 1). Foram estudadas as estruturas de natureza rúptil, geradas em condições de pressão e temperatura relativamente baixas, em geral entre 0 a 4 Kbar e 0 a 300 °C, respectivamente, condições estas que correspondem aos dez primeiros quilômetros da crosta (Ramsay & Huber 1987).

Estudos de lineamentos estruturais da Formação Serra Geral com uso de imagens LANDSAT/MSS e de Radar (escala 1: 250.000), realizados ao longo de uma faixa norte-sul, entre São Paulo e o norte do Rio Grande Sul, evidenciam seis direções principais de lineamentos: (1) N45

$\pm 5W$ (Médio Ivaí); (2) $N65 \pm 5 W$ (Médio Piquiri), (3) $N25 \pm 5W$ (Goioxim), (4) $N35 \pm 5E$ (Médio Paraná), (5) $N05 \pm 5E$ (Tapiracuí) e (6) $N60 \pm 5E$, (Pitanga). A primeira direção é a que possui a mais alta frequência (30%), seguida pelas três direções seguintes (entre 19 e 22%), enquanto as duas últimas direções possuem baixa frequência, respectivamente, 8 e 6% (Soares *et al.* 1982). Várias destas direções estruturais têm sido reconhecidas em diversas regiões da Formação Serra Geral com base em diferentes tipos de produtos digitais (Imagens LANDSAT, de Radar e SRTM), geológicos (mapas) e geofísicos (mapas gravimétricos, magnetométricos, gamaespectrométricos), particularmente os lineamentos nas direções NW e NE e, subordinadamente, nas direções E-W (entre WSW a ESE) e N-S (Ferreira 1982, Paiva *et al.* 1982, Freitas *et al.* 2002, Zalán *et al.* 1987 e 1991).

A análise comparativa dos lineamentos de áreas do embasamento e da bacia, realizada com base em sensores remotos e em dados geofísicos (mapas magnetométricos e gravimétricos), na porção Norte de Santa Catarina e Sul do Paraná, confirma as estruturas regionais delineadas anteriormente e destaca os lineamentos NE ($N60-70E$ e $N30-40E$), NW, NNW e E-W, com este último de continuidade regional, porém restrito a “corredores” (Freitas 2005, Freitas & Rostirolla 2005).

A análise de lineamentos estruturais realizada por Sensoriamento Remoto (Imagens LANDSAT/MSS e de radar e de fitas CCT no sistema I-100 do INPE) e com controle de campo na Formação Serra Geral no Sul do Brasil (Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul) evidenciou arqueamentos regionais (negativos e positivos) com eixos WNW, que afetam as unidades desta formação. Estas estruturas foram formadas aparentemente pelos esforços resultantes da elevação das antéclicas (arcos) de Ponta Grossa e do Rio Grande do Sul (Paiva *et al.* 1982).

Estudos em multiescala de lineamentos estruturais efetuados com base em produtos digitais (imagens Landsat e do projeto SRTM), realizados ao longo de um segmento E-W na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina, destacam na Formação Serra Geral duas direções principais, uma NE-SW e outra NW-SE (Jacques *et al.* 2010).

Estudos de lineamentos estruturais no Domo de Lages, incluindo análise integrada de diferentes produtos digitais (imagens de satélite, mapas diversos, de rugosidade, declividade, morfométrico, modelo digital de terreno, etc.), destacam cinco direções principais: WNW N-S, NNE, ENE e NW (Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010). As três primeiras apresentam maiores frequências acumuladas, e as três últimas, maiores comprimentos acumulados. Estudos estruturais realizados em pedreiras de rochas alcalinas evidenciaram três direções principais de falhas transcorrentes: (1) ~ N-S (NNE a NNW), (2) ~ NE-SW e (3) ~ E-W (ENE a ESE). As duas primeiras apresentam cinemática dextral e a última, sinistral (Machado *et al.* 2012).

Em vista da quantidade de informações publicadas sobre dados de estruturas rúpteis na borda leste da Bacia do Paraná, o objetivo geral deste trabalho é definir o quadro estrutural da tectônica rúptil transcorrente pós Formação Serra Geral na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina, a partir da análise geométrica e cinemática de falhas de quatro pedreiras (Figura 1) de rochas vulcânicas da referida unidade geológica.

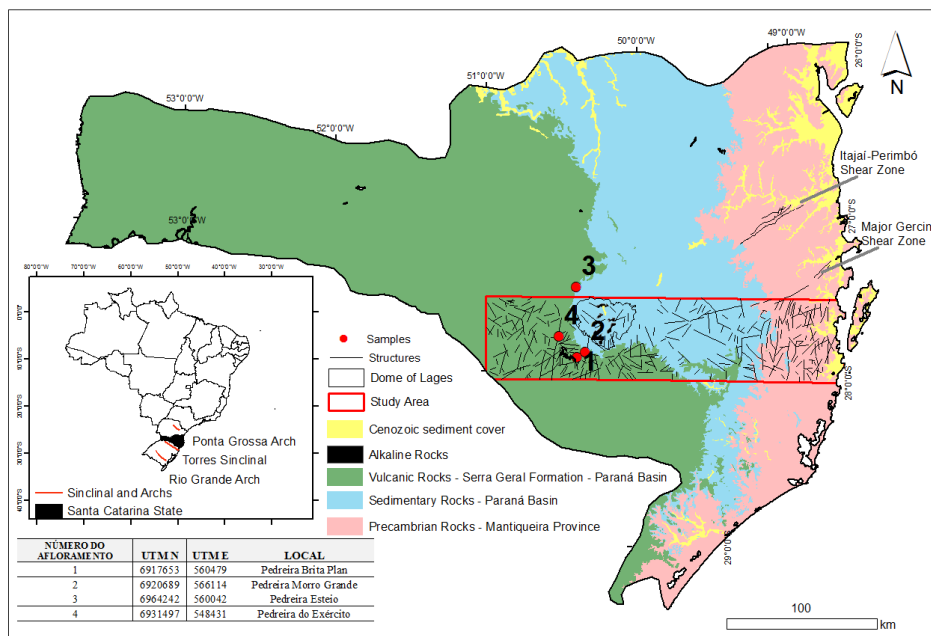


Figura 1. Localização dos afloramentos analisados no Estado de Santa Catarina. Tabela com as coordenadas em projeção cartográfica (UTM, Zona 22, Hemisfério Sul, datum WGS-84) das pedreiras visitadas.

BACIA DO PARANÁ

Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral, juntamente com a Formação Botucatu, integram a Supersequência Gonwana III da Bacia do Paraná (Milani 1997 e 2004, Milani *et al.* 1998 e 2007). Trata-se de uma unidade constituída essencialmente por rochas vulcânicas, básicas e intermediárias, de idade cretácica, e que pertencem ao Grupo São Bento (White, 1908). A Formação Serra Geral encontra-se sobreposta à Formação Botucatu ou mesmo diretamente sobre o embasamento cristalino da Faixa Brasília na porção nordeste da Bacia do Paraná, onde tais rochas extrapolam os limites da bacia. São também incluídos nela os enxames de diques do Arco de Ponta Grossa, além de inúmeras ocorrências na costa sul e sudeste do Brasil, nas bacias marginais (bacias *offshore*) e na costa oeste africana (Machado *et al.* 2009). O volume gerado pelo magmatismo da Bacia do Paraná em conjunto com o da Bacia Etendeka (Namíbia) excede a 800.000 km² (Peate & Hawkeswrth, 1996), sendo assim considerada uma das grandes LIPs (*Large Igneous Provinces*) existentes no mundo. De acordo com Melfi *et al.* (1988), cerca de 90% das lavas da Bacia do Paraná é de basalto toleítico,

7% de andesitos toleíticos e 3% de riocacitos e riolitos. Os autores classificam as rochas ácidas em dois grupos: Tipo Palmas e Tipo Chapecó. O primeiro grupo ocorre principalmente no Rio Grande do Sul e, subordinadamente, em Santa Catarina. O segundo grupo ocorre em São Paulo, Paraná, e, também, associado ao Tipo Palmas no Rio Grande do Sul e em Santa Catarina.

Estudos geoquímicos realizados por Bellieni *et al.* (1983), Piccirillo & Melfi (1988), Nardy (1995), dentre outros, mostraram dois grupos distintos de basaltos toleíticos: um alto titânio ($\text{TiO}_2 > 2\%$), e outro com baixo titânio ($\text{TiO}_2 < 2\%$). O primeiro localiza-se preferencialmente a norte da província (norte do Lineamento do Rio Piquiri), e o último, a sul (sul do Lineamento do Rio Uruguai). Na região central da província ocorrem os dois tipos (entre os lineamentos do Rio Piquiri e do Rio Uruguai). Peate *et al.* (1992), com base em dados geoquímicos, dividiram a Província Magmática do Paraná em seis tipos distintos: Urubici, Pitanga, Paranapanema, Gramado, Esmeralda e Ribeira. Os três primeiros são alto-Ti, e os três últimos, baixo-Ti. As pedreiras estudadas neste trabalho pertencem ao distrito de Urubici com alto Titânio.

Datações U-Pb (SHRIMP) recentes em zircão de quatro amostras (basaltos, quartzos latitos e riocacitos) localizadas ao sul do Lineamento do Rio Piquiri, realizadas por Pinto *et al.* (2011), indicam idades ao redor de 135 Ma e sugerem que a duração do magmatismo foi de 1 Ma, modificando substancialmente a interpretação anterior, baseada em dados radiométricos menos robustos (K-Ar, Rb-Sr e Ar-Ar), que consideravam um intervalo de cerca de 30 Ma e propunham uma migração do magmatismo de norte para sul (Rocha-Campos *et al.* 1988, Stewart *et al.* 1996, Ernesto *et al.* 1999).

Arcabouço Estrutural

De acordo com Cordani *et al.* (1984), as estruturas Brasileiras que influenciaram a forma atual da bacia do Paraná são: Arco da Canastra ou Flexura de Goiânia, Arco de Assunção, Arco Pampeano e Arco Martin Garcia. Existe consenso comum de que a evolução da Bacia do Paraná está relacionada ao Ciclo Brasileiro e mais tarde pela abertura do Atlântico Sul. Porém a origem das estruturas que favoreceram a sedimentação inicial da bacia é um tema ainda discutido por vários autores. Segundo Fúlfaro *et al.* (1982), a subsidência inicial da bacia está relacionada a *rifts* abortados (aulacógenos) de direção NW-SE, que possibilitaram a sua implantação. Para Soares (1991) esta subsidência está relacionada com a flexura litosférica e formação de grabens. Zalán *et al.* (1990) propõem que a Bacia do Paraná é o produto final da superposição de três bacias diferentes separadas por discordâncias, que representam três fases distintas de subsidência. A primeira fase (Siluro-Devoniana) seria o resultado do peso dos sedimentos depositados no início da bacia aliado ao contínuo resfriamento da litosfera devido ao término da Orogênese Brasileira. Esta

primeira estruturação de bacia encerraria seu ciclo de sedimentação com o soerguimento do Arco de Assunção no Devoniano, causado pela Orogenia Eoherciniana ou Oclóyica (Assine 1996, Milani e Ramos 1998, Milani *et al.* 2007). O segundo evento de subsidência (Permo-Carbonífero) seria o resultado da sobrecarga de sedimentos glaciais (Grupo Itararé) associado à uma fase de reativação distensional ou à consequência da Orogenia Sanrafaélica (Milani e Ramos 1998). Esta segunda bacia encerraria sua sedimentação com a Orogenia Finiherciniana. A terceira e última subsidência da bacia (Neojurássico-Eocretáceo) estaria relacionada ao peso das lavas de rochas básicas da Formação Serra Geral. A modelagem termomecânica da Bacia do Paraná realizado por Quintas *et al.* (1997) mostra que as maiores taxas de subsidência da bacia ocorreram em três eventos: no primeiro evento distensivo (440 M.a. - fase inicial de estruturação da bacia); o segundo evento foi também distensivo, porém de maior magnitude do que o anterior e ocorreu no Permiano (296 Ma); e o terceiro evento ocorreu no Juro-Cretáceo (144 Ma) e foi devido principalmente ao peso do material ígneo gerado na bacia.

Para Milani (1997) a tectônica formadora da bacia está ligada a um regime transtensivo, que promoveu a geração de um sistema de rifts de direção próxima à NE-SW implantado sobre um embasamento cratônico, a partir da reativação de estruturas preexistentes. A reativação das estruturas do embasamento estaria relacionada com a compressão ocorrida na borda da placa no Neo-Ordoviciano pela Orogenia Oclóyica do Neo-Ordoviciano (Milani e Ramos 1998). Alguns autores sugerem que o modelo de topografia dinâmica seria o mecanismo inicial de subsidência de grandes bacias continentais (Mitrovica *et al.* 1989, Pysklywec & Mitrovica 1998, Pysklywec & Mitrovica 2000, Heine *et al.* 2008). Heine *et al.* (2008) calcularam a Subsidência Tectônica Anômala – STA (*Anomalous Tectonic Subsidence*) de 229 bacias intracratônicas no mundo, dentre as quais a Bacia do Paraná, e mostraram que STA é o resultado da subsidência tectônica total de uma determinada bacia sedimentar em função de fluxo de calor mantélico de uma placa subductada que pode estar até a 600 km de distância.

O rifteamento do Oceano Atlântico Sul no Mesozoico, relacionado com a Reativação Wealdeniana (Almeida 1967) ou Sul-Atlantiana (Schobbenhaus *et al.* 1984), estudada por vários autores (Asmus 1983, Almeida 1986, Piccirillo *et al.* 1990, Renne *et al.* 1992, Bizzi *et al.* 2003, entre outros), foi responsável pela reativação de muitas estruturas no território brasileiro, incluindo a reestruturação de bacias já existentes e criação de novas bacias (interiores e exteriores). Esta abertura teria sido causada pela fusão parcial gerada por pluma mantélica (Tristão da Cunha), que no Mesozoico estaria sob a Plataforma Sul-Americana (Morgan 1981, O'Connor & Duncan 1990). Os efeitos do estiramento litosférico e da ascensão da pluma mantélica, causados pela anomalia termal, condicionaram atividade ígnea distensional, com geração de volume expressivo de basaltos

toleíticos, subordinadamente andesitos, dacitos e riodacitos (Rostirolla *et al.* 2000). Segundo Castro *et al.* (2003), a região do Arco de Ponta Grossa seria o braço abortado da junção tríplice causada pela pluma de Tristão da Cunha, que não evoluiu para uma bacia sedimentar, mas serviu de conduto para as lavas da Formação Serra Geral.

Salamuni *et al.* (2004), ao estudarem a Bacia de Curitiba, caracterizam dois eventos deformacionais: um evento D1, extensional, e um evento D2, compressivo. O primeiro evento foi instalado a partir do Cretáceo ao Paleoceno, e o segundo, a partir do Neógeno. O evento D1 foi responsável pelo desenvolvimento de falhas normais NE-SW, que foram depois reativadas pelo evento D2 como falhas direcionais e inversas oblíquas, inicialmente em regime transtensional (D2') e depois em regime transpressional (D2'').

Strugale *et al.* (2007) caracterizam dois eventos deformacionais rúpteis que afetaram o Arco de Ponta Grossa e relacionaram tais eventos à abertura do Atlântico. O primeiro (D₁) é o evento extensional que controlou as intrusões de diques eocretácicos do referido arco e foi também responsável pelo soerguimento da sua parte central como blocos e falhas “tipo tesoura” de direção NW-SE. O segundo evento (D₂), caracterizado como transtensional, foi responsável pela reativação de estruturas registradas nas paredes dos diques e de bandas de deformações em arenitos.

Chavez-Kus e Salamuni (2008), ao realizarem estudos em rochas do embasamento da Bacia de Curitiba (Complexo Atuba), descrevem falhas transcorrentes com direções N20-30E e N20-35W que deslocam diques de diabásio e lamprófiros e sugerem a alternância da posição da direção do campo de tensão compressional (atual ou pré-atual) de N-S para E-W na Placa Sul-Americana, configurando assim um modelo tectônico de deformação intraplaca diferente dos anteriores (Chavez-Kus e Salamuni *op cit.*). Os autores consideram que, embora o continente sul-americano se encontre sob compressão dominante E-W, o alívio de tensão da placa pode resultar na alternância do esforço principal (σ_1) para a posição na direção N-S. Esta situação é compatível em regiões em que os domínios estruturais do embasamento apresentam grandes falhas transcorrentes que são reativadas posteriormente.

METODOLOGIA

Para o estudo das fraturas foram utilizados critérios de classificação geométricos e genéticos, descritos por vários autores (Price 1966, Hancock 1985, Ramsay & Huber 1987, Pollard & Aydin 1988, Hancock & Engelder 1989, Dune & Geiser 1994, dentre outros). Na presença de falhas relacionadas à tectônica transcorrente, particularmente desenvolvidas em níveis crustais rasos, foi priorizada a observação e registro de estruturas previstas no modelo de Riedel (Riedel 1929, Tchalenko 1970, Zalán 1986, Sylvester 1988), tais como: falhas sintéticas (estruturas R);

falhas antitéticas (estruturas R'); fraturas de distensão (fraturas T); falhas inversas ou de empurrão e falhas *en échelon*; além de outro tipo de falha sintética (estruturas P) simétrica às estruturas R; e às estruturas Y, paralelas ao binário e relacionadas com altas taxas de deformação. Os estudos de paleotensão foram baseados na aplicação dos métodos dos diedros retos de Angelier & Melcher (1977), para determinar os campos compressivos (tensão máxima) e trativos (tensão mínima), correspondendo, respectivamente aos eixos de tensões σ_1 e σ_3 para cada afloramento.

Os procedimentos de coleta de dados de campo foram seguidos de acordo com as recomendações de Sperner & Zweigel (2010), tendo sido observados e medidos os planos de fraturas, os planos de falhas, as estrias de atrito (com orientação no plano de falha e sentido de movimento), os planos de crescimento mineral (orientação do plano e sentido de crescimento) e o grau de confiança para cada medida (0 – não registrado, 1 – excelente, 2 – bom e 3- pobre). Os dados foram sistematizados em tabelas de planilha Excel® e utilizados no programa Tectonics FP (Reiter & Acs, 2000) para o tratamento de dados das falhas.

Durante a fase de organização e sistematização dados estruturais, particularmente das falhas transcorrentes, optou-se em dividir estas estruturas, com base no caimento das estrias, em dois grupos: um com caimento entre 1° a 15° (transcorrência pura) e outro entre 16° a 75° (transcorrência simples). Falhas com estrias de caimento (*plunge*) acima de 76° são consideradas falhas normais ou inversas, dependendo do tipo de movimento relativo ocorrido entre os blocos, porém este tipo de falha é pouco representativo na área estudada. A transcorrência oblíqua pode ser formada em um regime tectônico transpressivo ou transtensivo. No primeiro caso, além de ocorrer movimento direcional ao longo do plano de falha, ocorre também movimento inverso, enquanto no segundo caso, este último movimento ao longo do plano de falha é de caráter normal.

RESULTADOS

A Figura 2 (A-B-C-D) mostra os estereogramas das quatro pedreiras analisadas em rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, cujos padrões estruturais preferenciais são descritos a seguir:

- **Pedreira Brita Plan** (Figura 2A) – A análise do conjunto de dados (133 medidas) em projeção estereográfica evidencia falhas transcorrentes sinistrais com direção NNE-SSW a NE-SW (43 medidas, com indicadores cinemáticos) e destrais NNW-SSE, que formam entre si um ângulo de aproximadamente 50 a 60°. Estas orientações de falhas podem ser explicadas por um campo de tensão principal máximo (σ_1) orientado entre N-S a NNE. Cabe destacar que as falhas NNW-SSE foram reativadas recentemente, uma vez que elas afetam o horizonte de solo da rocha vulcânica (Figura 3A).

- **Pedreira Morro Grande** (Figura 2B) – A análise do conjunto de falhas da pedreira (116 medidas) apresenta dispersão dos dados no quadrante NE. Nota-se, no entanto, três direções com maior frequência de dados: NE-SW, principal, ENE-SSW e NNW-SSE, secundárias. Nestas três direções de falhas foram observadas estrias de caimento alto, e apenas nas duas primeiras direções de falhas (NE-SW e ENE-SSW) foram registradas estrias de caimento baixo (em geral inferior a 10°), indicativas de falhas transcorrentes. Destaca-se ainda a presença de falha inversa, com direção ENE e mergulho para SSW, e um dique de lamprófiro de direção NE-SW, subvertical, cortando rochas da Formação Serra Geral. Estes dados sugerem um campo de tensão principal máximo (σ_1) orientado também entre N-S a NNE, que corresponde a um campo de esforços provavelmente anterior à colocação do lamprófiro, uma vez que esta direção de tensão máxima mostra-se compatível com a geração das falhas transcorrentes sinistras NE-SW e a falha de empurrão ENE. A colocação do dique sugere um segundo campo de esforços (σ_1) orientado ao redor de NE-SW, onde o lamprófiro ocuparia fraturas T, segundo o modelo de Riedel, que é compatível com o campo de tensão sugerido para as rochas alcalinas (Machado *et al.* 2012).
- **Pedreira Esteio** (Figura 2C) – O conjunto de dados estruturais obtidos (195 medidas de falhas) na pedreira Esteio evidencia duas direções preferenciais de falhas transcorrentes, uma ENE-WSW dextral, e outra NW-SE sinistral e dextral, e duas direções secundárias, NNE-SSW e NE-SW, ambas sinistras, com esta última apresentando também componente oblíqua. Diferencia das pedreiras anteriores, particularmente pela presença das transcorrências NW, sinistras e dextrais, e ENE dextrais. Das pedreiras analisadas na Formação Serra Geral, esta é a que apresenta um arranjo estrutural mais complexo, sugerindo pelo menos dois eventos de deformação para explicar o quadro cinemático das estruturas lá encontradas. Deste modo, o sistema de falhas transcorrentes NE dextral e NW sinistral podem ser explicadas por um campo de esforços com tensão máxima (σ_1) ao redor de N-S. Este campo de tensão, no entanto, não é compatível para a formação das transcorrências NW sinistras, sendo necessária uma compressão ao redor de E-W, para gerar este tipo de estrutura. Ressalte-se que as transcorrências WNW-ESE mostram padrão anastomosado na escala de afloramento (Figura 3B), sugerindo tratar-se de falhas desenvolvidas em nível crustal pouco mais profundo do que as transcorrências NE- ENE.

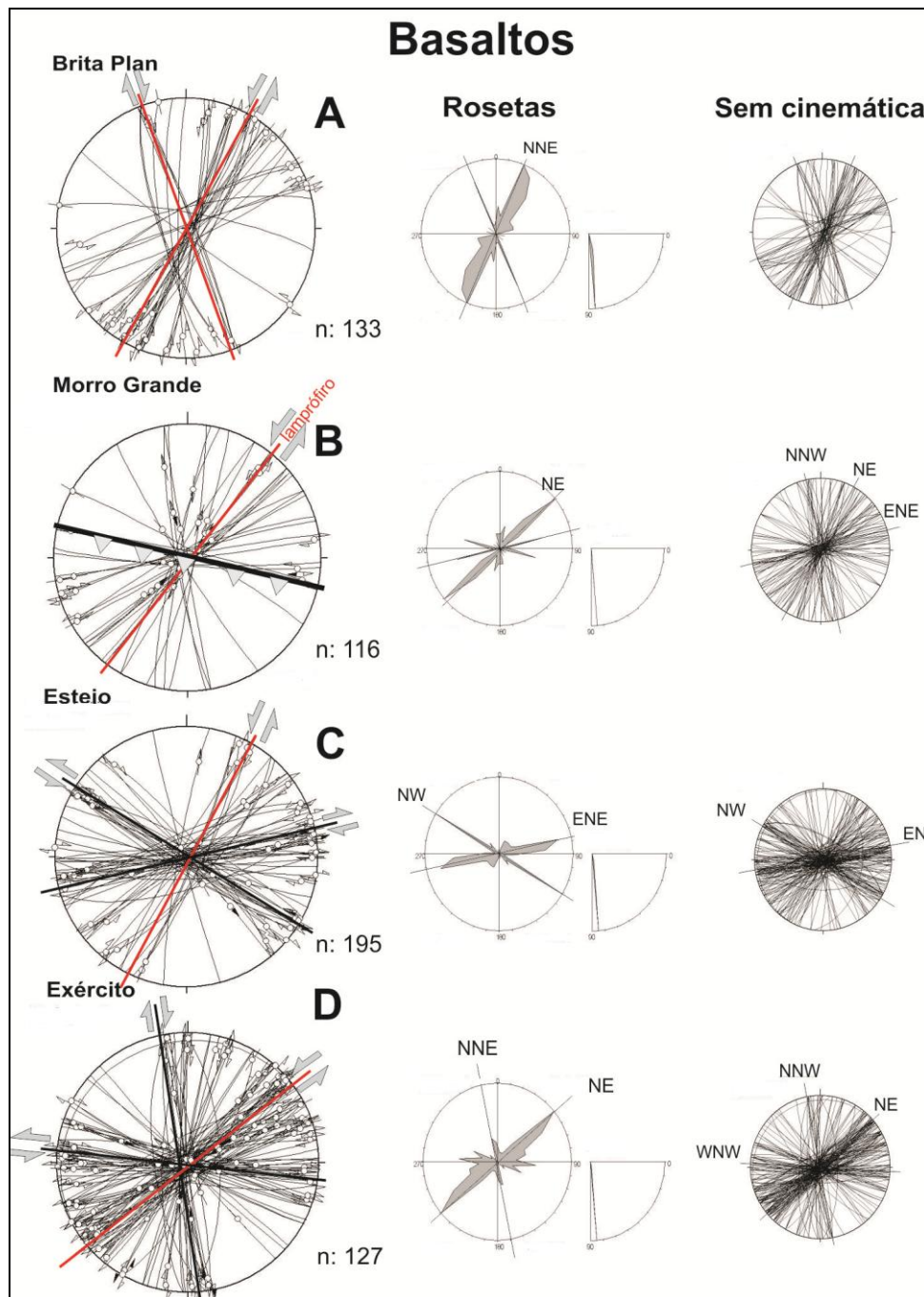


Figura 2 – Estereogramas das falhas nas rochas básicas da Formação Serra Geral: (A) Pedreira Brita Plan; (B) Pedreira Morro Grande; (C) Pedreira Esteio e (D) Pedreira do Exército.

- **Pedreira do Exército** (Figura 2D) – Nesta pedreira foram obtidas 432 medidas de planos de falhas, com 127 delas contendo estrias com crescimento mineral, o que confere um alto grau de confiabilidade na definição cinemática destas estruturas. No entanto, em 205 casos não foi possível definir a cinemática das falhas, pois os indicadores cinemáticos não eram suficientemente claros nas superfícies de falhas analisadas. Os dados obtidos mostram três direções principais de falhas transcorrentes: NE (sinistral), E-W (sinistral) e NNW (dextral). Observa-se ainda no estereograma, duas direções com menor frequência de falhas transcorrentes:

ENE-WSW e NNE-SSW. O arranjo cinemático deste conjunto de falhas transcorrentes sugere um campo de esforços com tensão principal máxima (σ_1) ao redor da direção NNE-SSW, que compatibilizaria as transcorrências NE-SW sinistral e NNW-SSE dextral. Este campo de tensão não explica a formação das transcorrências sinistrais E-W, sendo necessário outro campo de tensão orientado ao redor de NE-SW, para geração deste tipo de estrutura. Esta pedreira apresenta padrão de falhas anastomosadas nas direções NE-SW e NNW-SSE, semelhante ao que foi observado na pedreira Esteio.

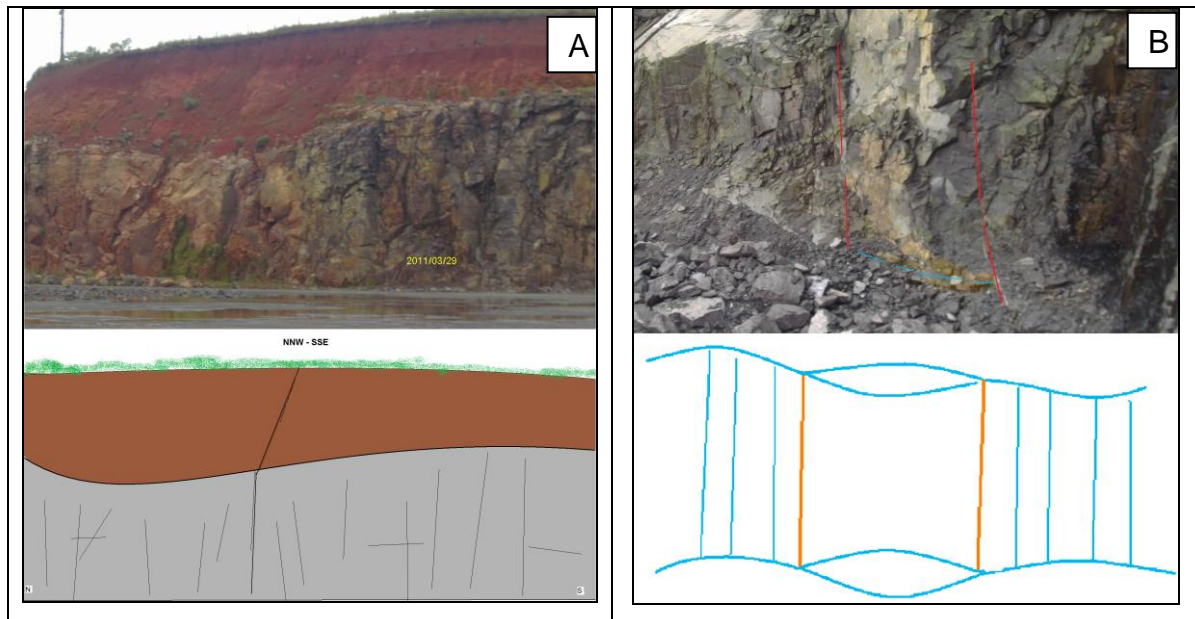


Figura 3 – (A) Fotografia e esboço de falha NNW-SSE, cortando o solo na Pedreira Brita Plan. (B) Fotografia e esboço do padrão anastomosado na pedreira de basalto Esteio.

Transcorrências puras e transcorrências oblíquas

O resultado referente às transcorrências puras e oblíquas, de acordo com a divisão adotada: transcorrência pura (caimento entre 1° a 15°), transcorrência oblíqua (caimento entre 16° a 75°) e falha normal (ou de gravidade) ou inversa (caimento $> 75^\circ$), é apresentado na Figura 4, que sintetiza as falhas transcorrentes por pedreira.

Na pedreira Brita Plan, as transcorrências puras sugerem campo de tensão máxima orientado aproximadamente NNE-SSW, enquanto nas transcorrências oblíquas o campo de tensão máxima orienta-se ao redor NNW-SSE, mostrando superposição parcial dos mesmos. Na pedreira Morro Grande, as transcorrências puras sugerem um campo de tensão máxima NW-SE, enquanto as transcorrências oblíquas podem ser explicadas por um campo de tensão NNW-SSE, diferindo assim do caso anterior, embora haja uma superposição dos referidos campos no setor NNW do diagrama. A pedreira Esteio mostra comportamento semelhante de campo de tensão ao da pedreira Morro Grande para as transcorrências puras diferindo para as transcorrências oblíquas. O campo de tensão

máxima mostra uma boa superposição nos dois grupos de falhas, apresentando, porém, diferença na orientação dos campos de tensão mínima. A pedreira do Exército mostra para as transcorrências puras um campo de tensão máxima orientado na direção NE-SW, coincidente com o campo de tensão sugerido para as transcorrências oblíquas.

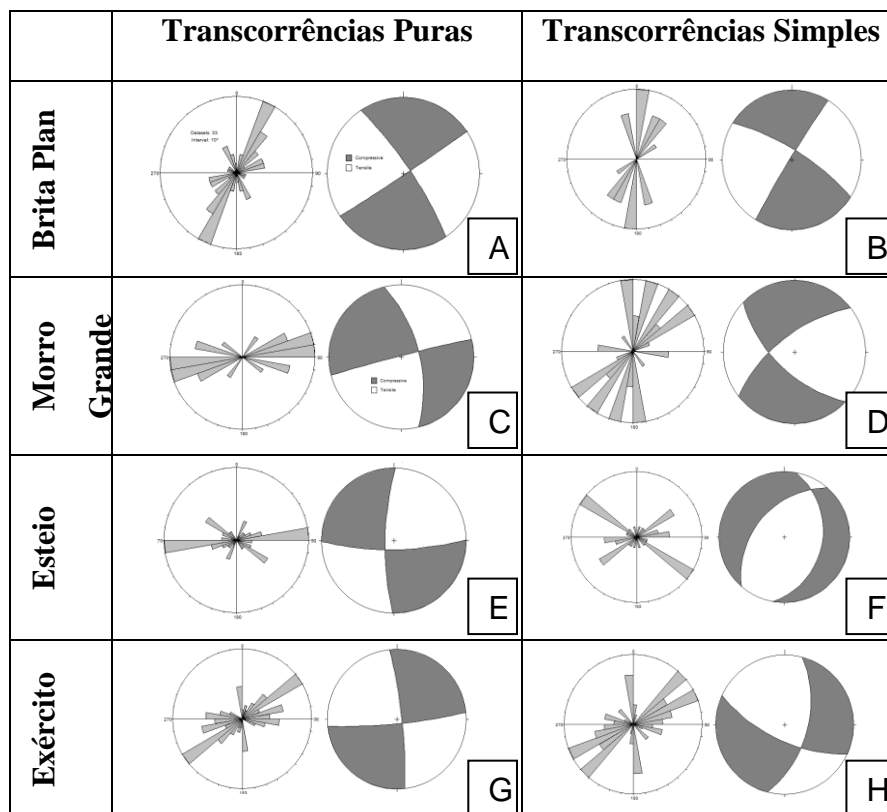


Figura 4 – Transcorrências Puras e Simples, respectivamente para as pedreiras: Brita Plan (A e B), Morro Grande (C e D), Esteio (E e D) e Exército (G e H).

DISCUSSÃO

Os dados estruturais das transcorrências puras mostram uma boa correlação entre as pedreiras Brita Plan e do Exército, com a tensão principal máxima orientada ao redor de NNE-SSW, podendo variar entre N-S a NE-SW, quando se considera as tensões máximas sugeridas para as transcorrências oblíquas. Este último campo de tensão também é sugerido a partir de um dique de lamprófito com orientação NE-SW encontrado na pedreira Morro Grande e em outros locais do Domo de Lages, posicionando esta orientação de campo de tensão no fim do Cretáceo início do Terciário (Roldan 2007, Machado *et al.* 2012).

O mesmo tipo de correlação acima se repete para as transcorrências puras caracterizadas nas pedreiras Morro Grande e Esteio, porém nelas a tensão máxima orienta-se ao redor de NW-SE. Campo de tensão similar é sugerido para as transcorrências oblíquas da pedreira Esteio, porém estas

transcorrências na pedreira Morro Grande, sugerem o mesmo campo de tensão definido para as estruturas da pedreira Brita Plan.

As falhas transcorrentes (puras e oblíquas) discutidas neste trabalho dificilmente podem ser explicadas segundo um mesmo evento de deformação regional. Os campos de tensões sugeridos para a geração destas estruturas sugerem três eventos deformacionais: o primeiro orientado ao redor de N-S, o segundo ao redor de NE-SW e o terceiro orientado ao redor de E-W (Figura 5).

A comparação dos resultados aqui obtidos com os das transcorrências da mesma região que afetam as rochas alcalinas do Domo de Lages mostra correspondência com o campo de tensão NE-SW, definido anteriormente por outros autores, cuja idade é considerada entre o fim do Cretáceo e o início do Terciário (Roldan 2007, Machado *et al.* 2012). Este campo de tensão aparentemente já estava ativo durante a intrusão das rochas alcalinas associado ao referido domo, conforme sugerido pela presença de diques de lamprófiros com orientação NE-SW, alojados ao longo de fraturas T no modelo de Riedel (Roldan 2007).

O campo de tensão ao redor de N-S, definido neste estudo para um dos eventos de deformação, é compatível com o campo de tensão definido na região do Arco de Ponta Grossa para o evento deformacional mais antigo (σ_1 -I), atribuído ao Eocretáceo, cuja tensão máxima principal (σ_1) orienta-se ao redor de NNW-SSE (Strugale 2002, Freitas 2005, Strugale *et al.* 2007). Campo de tensão com orientação similar (NNW-SSE a N-S), porém com idade mais nova (Pleistoceno a atual), é sugerido também para transcorrências com direções N20-30E e N20-35E que deslocam diques de diabásio e de lamprófiros, encaixados no Complexo Atuba, nos arredores de Curitiba (Chavez-Kus e Salamuni 2008). As falhas associadas a este campo de tensão apresentam sistematicamente um padrão anastomosado e sugerem tratar-se de estruturas ligeiramente mais profundas do que as geradas pelos campos de tensão NE-SW e E-W.

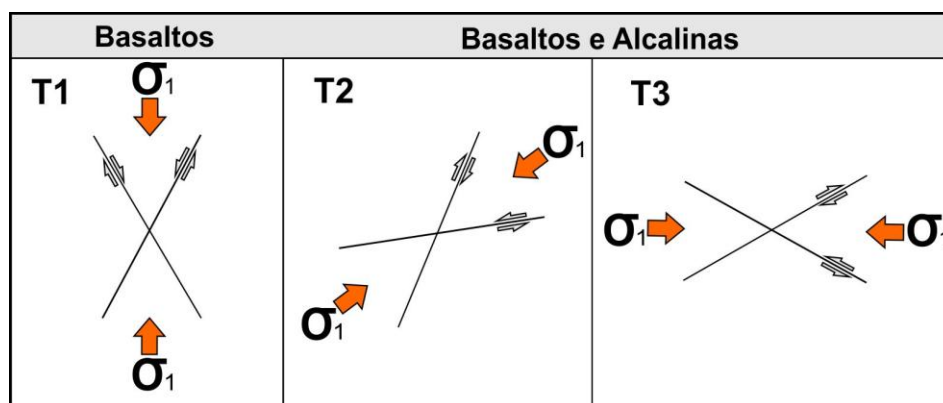


Figura 5 – Campos de esforços máximos compressoriais para falhas transcorrentes, interpretados a partir dos dados levantados nas pedreiras das rochas da Formação Serra Geral e das rochas alcalinas da região de Lages, SC. T1= Tempo pós-Formação Serra Geral e pré-magmatismo alcalino; e T2 e T3 = sin e pós-colocação do magmatismo alcalino.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As falhas transcorrentes (puras e oblíquas) discutidas neste trabalho dificilmente podem ser explicadas segundo um mesmo evento de deformação regional. Os campos de tensões sugeridos para a geração destas estruturas sugerem três eventos deformacionais compressivos com idade pós Formação Serra Geral: o primeiro com eixo de tensão principal máximo (σ_1) orientado ao redor de N-S, o segundo orientado próximo à NE-SW, e o terceiro com eixo de tensão principal máximo (σ_1) na direção próxima de E-W.

Conclui-se, como base nos dados apresentados neste trabalho, que o primeiro evento deformacional é, provavelmente, um pouco mais novo do que o evento deformacional (σ_1 -I ou D1, do Eocretáceo) proposto para a região do Arco de Ponta Grossa (Strugale 2002, Freitas 2005, Strugale *et al.* 2007) e mais antigo do que o evento D2 (transtensional -D2' e transpressional -D2''), instalado a partir do Mioceno na Bacia de Curitiba e no Complexo Atuba (Salamuni *et al.* 2004, Chavez-Kus & Salamuni 2008). Um campo de tensão com orientação similar (NNW-SSE a N-S), porém com idade mais nova (Pleistoceno a atual), é sugerido também para transcorrências com direções N20-30E e N20-35E que deslocam diques de diabásio e de lamprófiros, encaixados no Complexo Atuba, nos arredores de Curitiba (Chavez-Kus e Salamuni 2008).

O segundo evento compressivo, com idade provável entre o Cretáceo Superior e o Terciário, corresponde provavelmente ao mesmo evento de deformação que afeta as rochas alcalinas associadas ao Domo de Lages e que foi responsável pela geração de transcorrências destrais NNE-SSW e sinistrais ao redor de E-W (Roldan 2007, Machado *et al.* 2012). O terceiro evento, com idade entre o fim do Terciário e início do Quaternário, relaciona-se à uma compressão ao redor de E-W, é aparentemente mais novo do que o evento deformacional (σ_2 -II ou D2, do Eocretáceo ao Terciário) caracterizado na região do Arco de Ponta Grossa (Strugale 2002, Freitas 2005, Strugale *et al.* 2007) e ao evento D2 (regimes transtensional D2' a transpressional D2'') de mesma idade descrito em rochas da Bacia de Curitiba e em rochas do seu embasamento (Salamuni *et al.* 2004, Chavez-Kus e Salamuni 2008). O campo de tensão E-W é compatível com o *stress* E-W a WNW-ESE submetido à crosta superior da borda leste da Placa Sul-Americana no Quaternário, particularmente do Holoceno, conforme sugerido pelas falhas desta idade registradas em quase todas as províncias geológicas brasileiras (Assumpção 1998, Riccomini & Assumpção 1999).

Conclui-se com base nos dados aqui expostos que o campo de tensão E-W corresponde ao evento de deformação mais novo evidenciado na área estudada, enquanto o campo de tensão N-S (a NNW-SSE) corresponde aparentemente ao evento deformacional mais antigo. Já o campo de deformação NE-SW corresponde a um evento de deformação com idade entre estes dois eventos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradem às instituições de pesquisa das quais possuem vínculo empregatício: CPRM (Serviço geológico do Brasil), USP (Universidade de São Paulo) e UFRRJ (Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro). Estendem seus agradecimentos à CAPES (Bolsista de doutorado da CAPES de P.D. Jacques) e ao CNPq (Proc. 300423/82-9 de R. Machado).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F. F. M. 1954. Botucatu, um deserto triássico da América do Sul. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, v. 86, p. 1-21.

Almeida F. F. M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. DGM/DNPM,

Almeida F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**: 325-349.

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

Asmus, H.E. 1983. A Bacia de Pelotas no esquema evolutivo da margem continental brasileira. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, Porto Alegre. **Anais. P. 245-252.**

Assine M. L. 1996. Correlação entre as sequências pré-cambrianas pré-carboníferas da Bacia do Parana e as orogêneses pré-andinas. In: SBG, Congr Bras Geol., Salvador, *Bol Res.*, v. 5, p.399-48.

Assumpção, M. 1998. Seismicity and stress in the Brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**(1), 160-169.

Bellieni G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti P., Ernesto M.; Melfi A.J., Pacca I.G.; Piccirilo E.M, Stolva D. 1983. Petrological and Paleomagnetic Data on the Plateau Basalts to Rhyolite sequencies of the Southern Paraná Basin (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 55, p. 355-383.

Bizzi L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti R. M., Goncalves J.H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. 1ª. ed. Brasília: Editora Universidade de Brasília. vol. 01, 674 p.

Castro N.A., Crósta A.P., Ferreira F.J., Basei M.A.S., Pascholati M.E. 2003. Quadro geológico regional da porção do Embasamento Pré-Ordoviciano de Santa Catarina com base em imagens Landsat-5/TM e aerogeofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **33** (supl): 161-172.

Chavez-Kus L., Salamuni E. 2008. Evidência de tensão N-S intraplaca no Neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba. *Rev. Bras. Geoc.*, **38**(3):439-454

Cordani U.G., Neves B.B.N., Fuck R.A., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Boletim Ciência-Técnica-Petróleo*, **15**, 70p.

Dunne W.M., Geiser P.L. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p.101-120.

Ernesto M., Raposo M. I .B., Marques L.S., Renne P.R.; Diogo L.A., De Min A. 1999. Paleomagnetism, Geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the North-eastern Paraná Magmatic province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, v. **28**, p. 321-340.

Ferreira F.J.F. 1982. *Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 170 p.

- Freitas M.A., Caye B.R., Machado J.L.F. 2002. Diagnóstico dos recursos hídricos subterrâneos do oeste do Estado de Santa Catarina – Projeto Oeste de Santa Catarina. Porto Alegre, CPRM/SDM-SC/SDA-SC/EPAGRI, 100 p.
- Freitas R. C. 2005. *Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati – Rio Bonito, Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 98 p.
- Freitas R.C. & Rostirolla S.P. 2005. Análise comparativa entre as estruturas do embasamento e resposta em superfície na Bacia do Paraná, região entre os Estados do Paraná e Santa Catarina. *In: Simp. Nac. Est. Tect. 10 e Int. Symp. on Tectonics*, 4, Curitiba, *Bol. Res. Exp.*, p. 41-44.
- Freitas R.C, Rostirolla S.P., Ferreira F.J.F. 2007. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná. *Bol. Geoc. Petrobras*, Rio de Janeiro, **14**(1): 71-93.
- Fúlfaro V.J, Saad A.R., Santos M.V., Vianna R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev.Bras. Geoc.*, **12**: 590-611.
- Hancock P.L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, Vol. **7**, p.435-457.
- Hancock P.L. & Engelder T. 1989. Neotectonic jointe. *In: Geological Society of America Bulletin*, vol **101**, p. 1197-1208.
- Heine C., Müller R.D., Steinberger B., Torsvik T.H. 2008. Subsidence in intracontinental basins due to dynamic topography. *Phys. Earth Planet. Inter.* **171**, 252–264.
- Jacques P.D., Machado R., Nummer A.R. 2010. Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens LANDSAT e SRTM. *Pesquisa em Geociências* **37** (2): 117-131.
- Krebs A.S.J., Silva M.A., Dias A.A.; Camozzato E., Lopes R.C. 1990. O Grupo Itajaí na folha Botuverá (SC) - Modelo geométrico/cinemático e relações com o cinturão granulítico e cinturão metavulcanosedimentar Brusque: instalação, preenchimento e inverso da bacia. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 36, Natal. *Anais*, v. 6, Natal.,p. 2966-2975.
- Machado F.B., Nardy A.J.R., Rocha Júnior E.R.V., Marques L.S., Oliveira M.A.F. 2009. Geologia e litogeoquímica da Formação Serra Geral nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. **28**, n. 4, p. 523-540.
- Machado R., Roldan L.F., Jacques P.D., Fassbinder E., Nummer A.R. 2012. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina. *Rev. Bras. Geoc.*, **42** (4):799-811.
- Melfi A.J., Piccirillo E.M., Nardy A.J.R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin an introduction. *In: Piccirillo EM, Melfi AJ (Eds.) The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. São Paulo, IAG-USP. p. 1-13.
- Milani E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental*. 2v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.
- Milani E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In: Montesso-Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Becca, p. 265-279.
- Milani E.J., Faccini U.F., Scherer C.M., Araújo, L.M., Cupertino J.A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP: Série Científica*, v. **29**, p. 125 – 173.
- Milani E.J., Melo J.H.G., Souza P.A., Fernandes L.A., França A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Bol Geoc Petrobras* **15** (2): 265-287.
- Milani E.J., & Ramos V. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **28** (4): 473-484.

- Mitrovica J., Beaumont C., Jarvis G. 1989. Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. *Tectonics* **8**, p.1079–1094.
- Morgan W.J. 1981. Hot spot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans. In: *The Sea*, edited by C. Emiliani, p. 443-487, John Wiley & Sons, New York, 1981.
- Nardy A.J.R. 1995. *Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozoico da Região Central da Bacia do Paraná*. Rio Claro, 316 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- O'Connor J.M. & Duncan R.A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge - Rio Grande Rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research*, **95**(B11), p. 17475-17502, 1990.
- Paiva Filho A., Crósta A.P., Amaral G. 1982. Utilização de dados de sensoriamento remoto no estudo estratigráfico e estrutural da Formação Serra Geral. In: *Simp Bras Sens Remoto*, v. 2, p. 135-140, Brasília,
- Peate D.W., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M., 1992. Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55(1-2): 119-139.
- Peate D.W. & Hawkesworth C.J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil. *Chemical Geology* 127, 1-24.
- Piccirillo E.M. & Melfi, A.J. (Coords.) 1988. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. São Paulo, Brasil: IAG-USP, 600 p.
- Piccirillo E.M., Bellieni G., Cavazzini H., Comin-Chiaramonti P., Petrini R., Melfi A.J., Pinese J.P.P., Zantadeschi P., De Min A. 1990. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms in the Ponta Grossa Arch (South East Brazil): petrology, Sr-Nd isotopes, and genetic relationships from Paraná flood volcanic. *Chemical Geology* **89**, 19-48.
- Pinto V.M., Hartmann L.A., Santos J.O.S., Mc Naughton N.J., Wildner W. 2011. Zircon U-Pb geochronology from the Parana bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~ 135 Ma, *Chemical Geology*, Vol. 281, Issues 1-2, p93-102.
- Pysklywec R.N. & Mitrovica J.X. 1998. [A mantle flow mechanism in the long-wavelength subsidence of continental interiors](#). *Geology*, **26**: 687–690.
- Pysklywec R.N. & Mitrovica J.X. 2000. Mantle flow mechanisms of epeirogeny and their possible role in the evolution of the Western Canada Sedimentary Basin. *Can. J. Earth Sci.*, **37**(11), 1535 – 1548.
- Pollard D.D. & Aydin A. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, vol **100**, p. 1181-1204.
- Price N.J. 1966. *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock*. Oxford: Pergamon Press, 175p.
- Quintas M.C.L., Mantovani M.S.M., Zalán P.V. 1997. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Rev Bras Geoc.*, v. **29**, n. 2, p. 217-226.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 1: (Strain Analysis) e Vol. 2 (Folds and Fractures). Academic Press, London.
- Reiter F. & Acs P. 2000. TectonicsFP – A computer program for structural geology.
- Renne P.R., Ernesto M., Pacca I.G., Coe R.S., Glen J.M, Prévot M., Perrin M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, **258**: 975-978.
- Riccomini, C. and Assumpção, M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes* **22**(3): 221-225.
- Riedel W. 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Ein beitrag zum problem der fiederspaltten. *Zentralblatt für Mineralogie*, **1919b**: 354-368.

- Rocha-Campos A. C., Cordani U. G., Kawashita K., Sonoki H., Sonoki I. 1988. Age of the Paraná flood volcanism. In: E.M. Piccirillo; A.J. Melfi. (Org.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenic and geophysical aspects*. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico - USP, p. 157-178.
- Roldan L. F. 2007. *Tectônica Rúptil Meso-Cenozóica na região do Domo de Lages, SC*. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007. 121p.
- Roldan L.F., Machado R., Steiner S.S., Warren L.V. 2010. Análise de Lineamentos Estruturais no Domo de Lages (SC) Com Uso de Imagens de Satélite e Mapas de Relevo Sombreado. *Geologia USP* **10** (2): 57-72.
- Rostirolla S.P., Assine M.L., Fernandes L.A., Artur P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Rev. Bras. de Geoc.*, **30**(4): 639-648.
- Salamuni E., Ebert H.D., Hasui Y. 2003. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(4):469-478.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. Brasília, DNPM-MME, 501 p.
- Stewart, K., Turner, S., Kelley, S; Hawkesworth, C.J., Kirstein L., Mantovani, M.S.M. 1996. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters* **143**, 95-109, 1996.
- Sylvester W. 1988. Strike-Slips Faults. *Geological Society of America Bulletin*, **100**: 1666-1703.
- Soares P.C. 1991. *Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles*. Tese (Professor Titular) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 148 p.
- Soares P.C., Barcellos P.E., Csordas S.M., Mattos J.T., Balieiro M.G., Meneses P.R. 1982. Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: *Simp Sens Remoto, 2, Atas*, Brasília, p.143-156.
- Soares A.P., Soares P. C., Bettú D. F., Holz M. 2007. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. *Geociências UNESP*, São Paulo, **26** (4): 297-311.
- Sperner B.& Zweigel P. 2010. A plea for more caution in fault-slip analysis. *Tectonophysics* **482**, 29-41.
- Strugale M., Rostirolla S.P., Mancini F., Portela Filho C.V., Ferreira F.J.F., Freitas, R.C. 2007. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **24**, p. 203–227.
- Tchalenko J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of American Bulletin*. V.**81**: 1625-1640.
- White I.C. 1908. *Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil*. Rio de Janeiro: DNPM, 1988. Parte I, p. 1-300; Parte II, p. 301-617. (ed. Fac-similar).
- Zalán P.V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Rev. Bras. . Geoc.*, **6** (3): 245-257.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O. A. 1987 Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: *Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 3, Atas*, Curitiba: SBG, 1987, p. 441-474.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C., Marques A., Astolfi, M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T. 1990. Bacia do Paraná. In: *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro, p. 135-164.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O.A., Marques A. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: *Seventh International Gondwana Symposium, Gondwana seven: Proceeding*. São Paulo, Brazil, p. 83-117.

Apêndice G - Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Escudo Catarinense: análise estrutural mesoscópica

(Artigo à ser submetido)

Rômulo Machado ^{a*}, Patricia D. Jacques ^{a, b}, Alexis Rosa Nummer ^c

^a Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências – Programa de Recursos Minerais e Hidrogeologia. São Paulo (SP) – Brasil

^b CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Divisão de Geoprocessamento. Rio de Janeiro (RJ) – Brasil

^c Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica (RJ) – Brasil

*Autor correspondente

RESUMO

A análise estrutural (geométrica e cinemática) de estruturas rúpteis (juntas e falhas) e indicadores cinemáticos (estriais e crescimento mineral) em rochas pré-cambrianas do Escudo Catarinense evidenciou quatro direções principais de falhas: NE-SW, NW-SE e ao redor de N-S e de E-W. São falhas de alto e médio ângulo, de componentes direcionais a levemente oblíquos, dextral (NE e NNE) e sinistral (NW, NNW e E-W), com a maioria destas direções de falhas mostrando evidências de reativações como falhas transcorrentes e normais. As transcorrências dextrais ao redor de N-S e sinistrais próximas de E-W, mais antigas, são explicadas por um campo de tensão orientado aproximadamente NE-SW. Já as transcorrências dextrais NE-SW e sinistrais NW-SE, mais novas, são compatíveis com um campo de tensão com orientação ao redor de E-W, induzido pelo deslocamento da Placa Sul-Americana para oeste. Considera-se o evento mais antigo com idade entre o fim do Cretáceo e o início do Terciário, e o evento mais novo com idade entre o Neógeno e o Paleógeno.

Palavras chave: Análise estrutural, falhas transcorrentes, Escudo Catarinense, tectônica Cenozoica .

INTRODUÇÃO

No arcabouço estrutural do Escudo Catarinense são distinguidos dois domínios tectônicos principais: (i) um domínio com padrão dominante NE-SW, situado a norte de Florianópolis, e (ii) outro domínio com padrão dominante NNE, situado a sul de Florianópolis (Figura 1C). O primeiro domínio engloba principalmente rochas dos complexos metamórficos Brusque (ou Cinturão Meta-vulcanossedimentar ou Cinturão de Xisto) e Camburiú, as suítes graníticas intrusivas (suítes São João Batista, Valsungana e Nova Trento), a Bacia do Itajaí e o Complexo Granulítico de Santa Catarina (Basei *et al.* 2000, Bitencourt *et al.* 2008).

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) corresponde a uma faixa de direção NE-SW, com extensão de cerca de 75 km e largura máxima de 45 km, separada em dois segmentos pelo Batólito Valsungana (Basei *et al.* 2000). Apresenta limites tectônicos a noroeste com a Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó (ZCIP) e a sudeste com a Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) (Philipp *et al.* 2004). São zonas de cisalhamento dúcteis com alto ângulo, de alta deformação, com cinemática dextral (Passarelli 1996,

Philipp *et al.* 2004 Bitencourt *et al.* 2008, Passareli *et al.* 2010). A ZCIP corresponde a uma Zona de Transcorrência de 10 a 15 km de espessura, ao longo da qual ocorreu milonitização transcorrente em condições dúctil a dúctil-rúptil sobre rochas granulíticas e metavulcanossedimentares, com geração de milonitos, ultramilonitos e filonitos (Bitencourt 1996).

Nos contatos norte e sul do Complexo Metamórfico Brusque são descritas falhas de cavalgamento, ambas com transporte tectônico para NW (Basei 1990, Basei *et al.* 1993). As falhas do contato norte foram responsáveis pelo cavalgamento sobre rochas do Grupo Itajaí e do Complexo Granulítico de Santa Catarina, e as falhas do contato sul, pelo cavalgamento dos granitoides do domínio interno sobre as rochas do referido complexo (Basei 1990).

O Complexo Metamórfico Camboriú, constituído por rochas de caráter migmatítico, incluindo gnaisses tonalíticos, gnaisses calci-silicáticas, gnaisses pelíticos e rochas metamáficas cortadas por corpos graníticos de composições diversas, ocorre entre as cidades de Camboriú e Itapema formando uma faixa alongada na direção NE (Philipp *et al.* 2001). Possui estruturação NE-SW, definida pela orientação dos elementos lineares (eixos) e planares (superfície axial e clivagem de crenulação) de dobras relacionadas à terceira fase de dobramento (Philipp *et al.* 2001). A atitude média da superfície axial destas dobras é N40E, com mergulhos entre 60° a 80° para NW e SE. Os eixos desta fase possuem orientação média N40E e caimento entre 10° a 15° para NE e SW.

O segundo domínio engloba rochas do Batólito Florianópolis (ou Cinturão Granitoide) (Figura 1C) e pequenas porções do Complexo Metamórfico Camboriú na parte norte do domínio. O Batólito de Florianópolis corresponde ao prolongamento do Batólito de Pelotas que aflora no leste do Rio Grande do Sul e continua no Uruguai com o nome de Batólito de Aiguá. Este batólito em Santa Catarina é dividido em três suítes principais: Águas Mornas, São Pedro de Alcântara e Pedras Grandes. Na suíte Águas Mornas ocorrem granitos deformados (Paulo Lopes), incluindo protomilonitos e *augen* granitos com foliação dominante N10°-30°E/45°-50° SE (Basei *et al.* 2000).

As estruturas dúcteis (essencialmente) pré-cambrianas NE e NNE do Escudo Catarinense foram reativadas recorrentemente durante o Fanerozoico e o seu reflexo pode ser evidenciado na mudança do padrão dos mapas de isópacas das unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná (ver Northfleet *et al.* 1967, Zalán *et al.* 1990), bem como a partir das estruturas rúpteis (lineamentos e falhas) que deformam a sucessão estratigráfica da bacia e o seu embasamento, conforme descrito por vários autores

(Soares *et al.* 1982 e 1996, Ferreira & Almeida 1989, Zalán *et al.* 1990 e 1991, Riccomini 1995a, Rostirolla *et al.* 2000, Castro *et al.* 1993, Freitas *et al.* 2007, dentre outros). Há estruturas rúpteis de reativação que possuem a mesma orientação do padrão estrutural pré-cambriano, e há também estruturas com orientações diferentes, que foram desenvolvidas de forma independente das estruturas anteriores, com as mais novas tendo sido geradas a partir da ruptura continental do Gondwana no Juro-Cretáceo.

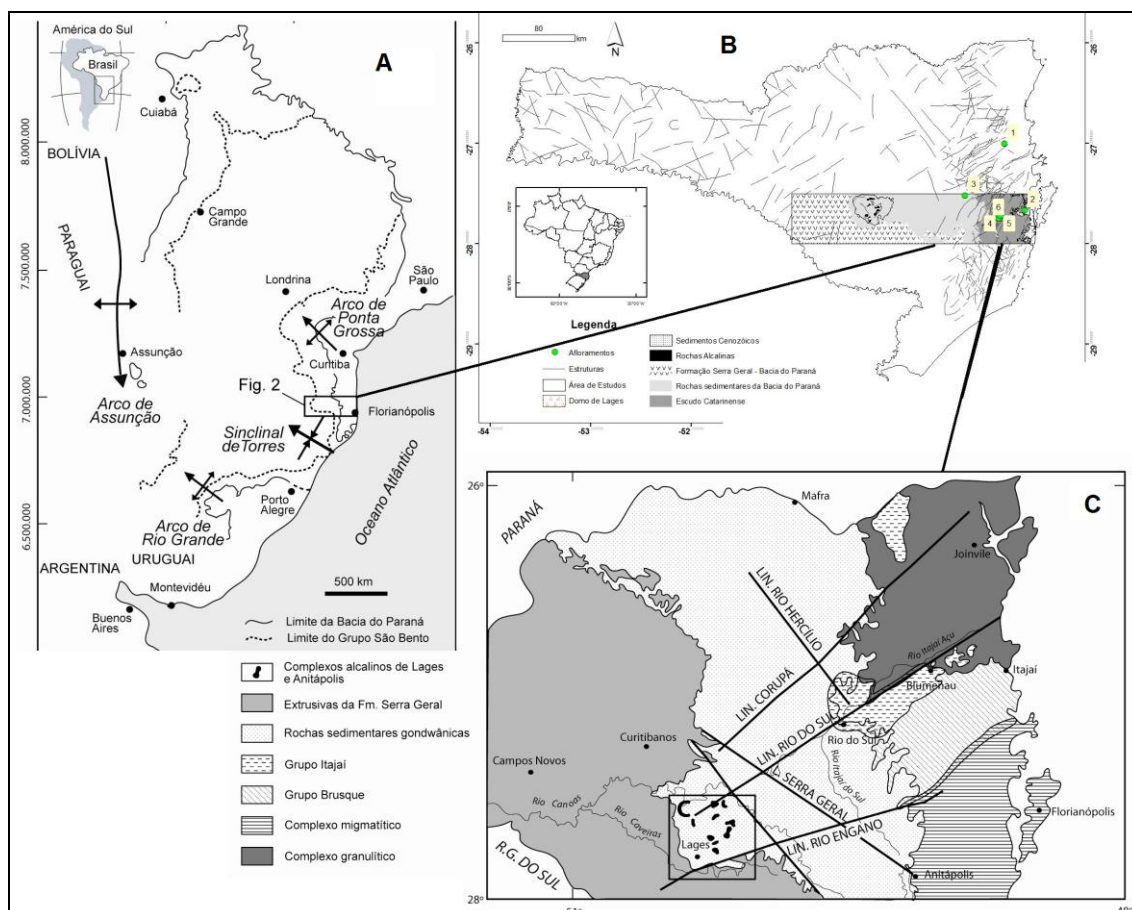


Figura 1. (A) Localização da área de estudos entre o Sinclinal de Torres e o Arco de Ponta Grossa. (B) Síntese das principais unidades geológicas que afloram na área estudada e lineamentos estruturais (Modificado de Perrota *et al.* 2004) com destaque para a área de estudos. Os números correspondem aos afloramentos selecionados para análise estrutural. (C) Detalhe do Escudo Catarinense

Em função da ausência de marcadores estratigráficos fanerozoicos no Escudo Catarinense, que permitissem estabelecer um posicionamento mais preciso de idade das estruturas estudadas neste trabalho, buscou-se fazer uma correlação com estruturas similares e melhor conhecidas em termos estratigráficos na Bacia do Paraná, razão pela qual será apresentada inicialmente uma breve introdução de evolução geológica da bacia e mais adiante, uma síntese das principais orientações estruturais que controlaram a sua evolução tectono-sedimentar e a tectônica deformadora.

A implantação da Bacia do Paraná deu-se ao longo de depressões alongadas na direção NE-SW, segundo a trama estrutural do substrato pré-cambriano, que se consitui

em uma zona de fraqueza reativada sob o campo compressional originado na borda do continente pela Orogenia Oclóyica no Neo-Ordoviciano, com a bacia experimentando ciclos de subsidência acelerada induzidos por episódios orogênicos (Assine 1996, Milani & Ramos 1998, Milani *et al.* 2007). Novo ciclo de subsidência ocorreu durante o Neopermiano, em decorrência da Orogenia Sanrafaélica (Milani & Ramos 1998). No registro sedimentar da bacia são reconhecidos três ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico, que são recobertos por pacotes sedimentares continentais com rochas ígneas associadas (Milani *et al.* 2007).

A tectônica deformadora da Bacia do Paraná, ao contrário do que pensavam muitos pesquisadores, não foi apenas ligada a movimentos verticais, mas também a movimentos horizontais capazes de gerar falhas transcorrentes em ambiente intraplaca, cuja origem é um tema ainda em debate. Algumas dessas falhas correspondem a reativações de zonas de fraquezas presentes no embasamento pré-cambriano da bacia, enquanto outras são estruturas novas, desenvolvidas em um ambiente essencialmente rúptil, que cortam claramente o padrão estrutural anterior. No trabalho apresentado por Moulin *et al.* (2010) os autores modelaram a abertura do Atlântico Sul e concluíram que esta só foi possível com a segmentação de nove grandes blocos limitados por falhas transcorrentes intracontinentais, dentre as quais o Bloco de Santos (ao norte) estaria limitado do Bloco Rio de La Plata (ao sul) pelo sinclinal de Torres (transtensão com componente dextral).

Com a ruptura do Gondwana, a partir do Juro-Cretáceo, as estruturas do embasamento da Bacia do Paraná foram fortemente reativadas e injetadas por volume colossal de magmatismo básico, que se instalou como diques e soleiras entre as unidades paleozoicas ou alcançou à superfície na forma de derrames (Milani *et al.* 2007). Essa reativação tectônica foi responsável também pela formação de arcos e flexuras, particularmente junto à borda leste da bacia, como os arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande, o Sinclinal de Torres, o Domo de Lages, dentre outros (Almeida 1983, 1986 e 2000, Zalán *et al.* 1987 e 1990, Machado *et al.* 2012) (Figura 1A).

O último ciclo subsidência na história evolutiva da Bacia do Paraná ocorreu durante o Neocretáceo, com a deposição de sedimentos continentais por sobre as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, relacionados ao Grupo Bauru ou Supersequência Bauru (Milani 2004, Milani *et al.* 2007).

Este trabalho apresenta os resultados dos estudos estruturais (geometria e cinemática) realizados em escala mesoscópica de estruturas rúpteis planares (juntas e

falhas) e lineares (estrias e fibras de crescimento mineral) a partir de pedreiras em rochas pré-cambrianas da porção centro-sul do Escudo Catarinense. Os estudos foram realizados em afloramentos situados na porção centro-sul do estado de Santa Catarina, aproximadamente entre as cidades de Joinville e Florianópolis (Figura 1B). Paralelamente é feita uma tentativa de posicionamento temporal dessas estruturas com base na correlação geológica de estruturas similares (orientação, geometria e cinemática) descritas, particularmente nas regiões do Domo de Lages (SC), no Arco de Ponta Grossa e no Alto Estrutural de Quatiguá (PR), onde essas estruturas são relativamente bem conhecidas em termos de idade, em função da existência de marcadores estratigráficos do Cretáceo Superior ao Terciário (Rostirolla *et al.* 2000, Freitas & Rostirolla 2005, Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010, Machado *et al.* 2012).

ARCABOUÇO TECTÔNICO REGIONAL

Escudo Catarinense

Putzer (1952) foi provavelmente um dos primeiros autores a descrever as estruturas rúpteis do Escudo Catarinense e atribuir-lhes uma idade pós-paleozoica, quando de seus estudos sobre o comportamento das camadas de carvão no sul de Santa Catarina. São descritas fraturas N0-30E e N60E, associadas, respectivamente, com fraturas conjugadas N60W e N30W. O primeiro grupo de fraturas (N0-30E e N60W) foi denominado de *Sistema Riograndense* e o segundo (N60E e N30W), de *Sistema Catarinense*. Tais estruturas foram depois confirmadas com os estudos realizados na região do distrito fluorítico de Santa Catarina, onde as fraturas N60E são associadas com fraturas E-W e preenchidas por diques básicos que cortam as rochas Paleozoicas (Horbach & Marimon 1980). São falhas expressas por lineamentos retilíneos e contínuos por dezenas de quilômetros, recortados por falhas N0-30E, ocorrendo também fraturas de tensão N-S e de cisalhamento (sinistral) N15-25E. As ocorrências de fluorita preenchem falhas de direção N10-30E e são truncadas por estruturas N60E, localizadas geralmente próximas aos lineamentos WNW (Horbach & Marimon 1980).

Na porção oceânica em frente à área estudada há um extenso lineamento E-W, definido como Zona de Fratura de Florianópolis (Asmus 1978). Esta estrutura, paralela ao Platô de São Paulo, marca o limite Sul deste platô e continua oceano adentro, onde passa a constituir-se no limite Norte da Elevação (Platô) do Rio Grande. Na área continental, o Alinhamento do Rio Uruguai representaria a continuidade desta estrutura. Uma feição estrutural e magmática da margem continental – a Plataforma Estrutural de Florianópolis -

corresponderia a conexão entre as duas estruturas acima e, ao mesmo tempo, o limite entre as bacias de Santos e do Rio Grande (Asmus 1978).

No Distrito Fluorítico de Santa Catarina, situado no Sul do Escudo Catarinense, são reconhecidos regionalmente três principais lineamentos: Garopaba (NE-SW), Urussanga (NW-SE) e Canela Grande (NE-SW). Aos dois primeiros lineamentos associam-se rochas cataclásticas, veios de quartzo, rochas subvulcânicas ácidas e diques de diabásio (Jelinek *et al.* 2003). As regiões situadas ao sul destes lineamentos foram rebaixadas em relação às regiões situadas ao norte (Bastos Neto 1990).

Castro *et al.* (1993), com base em estudos geofísicos (gamaespectrométricos e magnetométricos) e de imagens de satélite (LANDSAT-5/TM) e usando dois intervalos de escalas (1:50.000 a 1:100.000 e 1:50.000 a 1:250.000), caracterizam numa área norte-sul no Complexo Metamórfico Brusque, situada entre as zonas de cisalhamento de Itajaí-Perimbó e Major Gercino, quatro direções principais de lineamentos: N00°-05°E, N65°-75°E, N70°-85°W e N40°-45°W. Ressaltam que as três primeiras direções são também identificadas na Bacia do Paraná, com a primeira delas sendo concordante com os diques básicos e a mineralização de fluorita e barita da parte sul de Santa Catarina, enquanto a última direção (NW) é aproximadamente paralela ao enxame de diques básicos do Arco de Ponta Grossa.

Estudos com uso dos métodos de Traços de Fissão em apatita e de inclusões fluídas, realizados no Distrito Fluorítico de Santa Catarina, evidenciaram a presença de uma anomalia térmica regional a partir de aproximadamente 70 Ma, responsável por uma atividade de hidrotermalismo regional, que promoveu a formação dos depósitos de fluorita da região (Horbach & Marimon 1980, Jelinek *et al.* 2002). Este fenômeno foi relacionado ao magmatismo associado ao lineamento de Florianópolis.

Os dados de Traços de Fissão acima indicam uma típica história de denudação regional, que teria se iniciado a partir de 90 Ma, com as idades centrais variando de 67 a 46 Ma. Pouco antes disso, no início do Cretáceo Superior (Senoniano), teria ocorrido um soerguimento da margem continental do Sudeste do Brasil, acompanhado por um processo erosivo intenso, que arrasou o relevo então surgido, com a superfície Japi sendo considerada como término do referido processo (Almeida & Carneiro 1998).

Estudos multiescala de lineamentos estruturais, na borda Leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina e no seu embasamento (Escudo Catarinense), com base em imagens *Landsat* e do projeto SRTM - escalas 1:100.000 e 1:500.000- realizados por Jacques *et al.* (2010), definem várias direções estruturais: (1) N-S e NNE-SSW (no embasamento); (2)

N-S e NW-SE (na Sequência Gondwânica) e, (3) NE-SW e NW-SE (na Formação Serra Geral). Na região do Domo de Lages, algumas destas direções estruturais foram caracterizadas como falhas transcorrentes (NNE-SSW, NE-SW e E-W), que afetam as rochas alcalinas associadas ao referido domo, cuja idade situa-se entre o fim do Cretáceo e início do Terciário (Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010, Machado *et al.* 2012).

Estruturas da Bacia do Paraná

Os arcos de Assunção e de Goiânia são estruturas positivas mais antigas, provavelmente ativas desde o Devoniano (Zalán *et al.* 1990, Almeida 1981). O primeiro arco, com direção N-S e extensão de cerca de 800 km, separava desde então as bacias do Paraná e do Chaco-Paraguai. Já o segundo arco constitui-se no limite NE da bacia, provavelmente desde o Devoniano Inferior (Emsiano), tendo limitado a partir deste momento a grande transgressão marinha do Grupo Paraná (Almeida 1981).

Zalán *et al.* (1991) destacam no arcabouço estrutural da bacia três direções estruturais preferenciais: N50-70E, N45-65W e E-W. As duas primeiras direções correspondem, respectivamente, as direções Pitanga (ou Médio Paraná) e Médio Ivaí (Soares *et al.* 1982). As direções NE e NW, quando considerados os mapas gerados por diferentes autores e fontes de dados (SRTM, LANDSAT, mapas magnéticos e gravimétricos), são também aquelas que apresentam o maior índice de concordância (Soares *et al.* 2007). São registradas ainda outras direções estruturais na bacia (Tapicuruí ~N-S e Goioxim N25W \pm 5), porém são direções que possuem muito baixos índices de concordância (Soares *et al.* 2007).

As estruturas NW e NE são provavelmente mais antigas. As primeiras teriam sido ativas na parte central da bacia pelo menos a partir do Permo-Carbonífero, a julgar pela orientação do eixo maior de depocentro no mapa de isópacas da Formação Itararé na região a ser ocupada depois pelo Arco de Ponta Grossa (ver Nortfleet *et al.* 1969). Outra estrutura com esta mesma orientação é o Arco de Goiânia, limite NE da bacia durante o Paleozoico, o qual teria se manifestado já como um elemento positivo desde o Devoniano Inferior (Emsiano), e que foi um obstáculo para a expansão da sedimentação do Grupo Paraná naquela direção (Almeida 1981).

Os lineamentos NW (direção Médio Ivaí N45W \pm 5) com falhas associadas da região de Guapiara-Fartura, detectáveis por diferentes métodos (em imagens Landsat, de Radar e magnéticas), foram interpretados como uma estrutura profunda que, pelo menos desde o Devoniano, vem manifestando como uma estrutura ativa, conforme demonstram

seus reflexos nas unidades sedimentares da Bacia do Paraná (Northfleet *et al.* 1969, Soares *et al.* 1982, Almeida 1986). Fulfaro *et al.* (1982) postulam a existência de calhas aulacogênicas NW-SE, localmente E-W, na altura do Arco de Ponta Grossa (Guapiara-Presidente Prudente-Paranapanema, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonso e Rio Piquiri), que foram preenchidas pela sequência Devoniana. As direções NW e NE foram recorrentemente ativas na bacia durante o Fanerozoico, com muitas falhas NW sendo desenvolvidas durante a separação do Gondwana, assim como as estruturas E-W (Zalán *et al.* 1991).

No Arco de Ponta Grossa são reconhecidas falhas extensionais NW mais antigas reativadas como transcorrências sinistrais. Estas estruturas são explicadas em um contexto tectônico segundo dois eventos deformacionais distintos: um mais antigo (σ 1-I ou D1), com idade do eocretáceo, e outro mais novo (σ 1-II ou D2), com idade entre o eocretáceo e o Terciário (Rostirolla *et al.* 2000, Strugale 2002 e Strugale *et al.* 2007).

As estruturas NW, em várias regiões da bacia (em Guapiara-Fartura SP, no Arco de Ponta Grossa PR, Antônio Prado RS e Águas de Chapecó SC), são marcadas por fortes alinhamentos magnéticos, preenchidos por diques de diabásio e associados com falhas verticais na mesma direção e também com estruturas dômicas (Soares *et al.* 1982). Foi nesta mesma direção que se processou o magmatismo alcalino no Arco de Ponta Grossa, sendo conhecidas pelo menos quinze intrusões simples, ou complexos múltiplos, como o maciço de Jacupiranga (com 65 km²) sendo o maior deles (Almeida 1983). No Alto de Guatiguá, PR, são descritas falhas extensionais NW do Eocretáceo que foram reativadas como falhas transcorrentes sinistrais entre o Cretáceo e o Terciário (Rostirolla *et al.* 2000).

O padrão estrutural N-S mostra influência na deposição da Formação Furnas, sendo substituído pelas estruturas NW e NNW por ocasião da deposição da Formação Ponta Grossa, oportunidade em que a bacia foi então dividida em duas sub-bacias, condição que persiste durante a deposição do Grupo Itararé e da Formação Aquidauana, apesar da notável inversão ocorrida ao longo da zona de falha Curitiba-Maringá (Zalán *et al.* 1990). O padrão estrutural NE passa a ter forte influência na deposição da Formação Rio Bonito, sendo notável seu controle nas linhas de isópacas ao longo da zona de falha Lancinha-Cubatão.

O padrão estrutural NNE teve grande influência na evolução tectono-sedimentar da bacia, notadamente a partir da deposição das formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, conforme sugerem os mapas de isópacas acumuladas. Esta influência torna-se

mais evidente quando se analisa individualmente os mapas das referidas formações (ver Northfleet *et al.* 1969).

Falhas normais com direções próximas de E-W (N70-80W) e NW-SE (N15-60W) são descritas como estruturas de reativação que afetam as unidades do Triássico de Santa Maria, no Rio Grande do Sul (Zerfass *et al.* 2005). As primeiras, consideradas do Triássico Inferior e relacionadas a uma extensão NNE-SSW, afetam a Supersequência Sanga do Cabral e não se propagam na Supersequência acima (Santa Maria). Estas estruturas deram origem a um *rift* que foi preenchido pela última unidade. Já as falhas NW-SE, consideradas do Cretáceo Inferior, afetam as unidades sedimentares anteriores e as formações Botucatu e Serra Geral (Zerfass *et al.* 2005). No litoral de São Paulo são caracterizadas falhas transcorrentes sinistrais com esta mesma direção, porém de idade mais jovem (paleocênica/eocênica ou neogênica - Mioceno). Tais falhas afetam rochas alcalinas do Maciço de Cananéia e as rochas sedimentares da Bacia de Taubaté e foram também responsáveis pelo controle e desenvolvimento de bacias sedimentares menores, como a Bacia de Itaquaquecetuba, nos arredores da cidade de São Paulo (Riccomini 1989, 1995a; Riccomini *et al.* 2004). Este evento tectônico foi precedido por um evento de distensão crustal com direção NNW-SSE, entre o Paleógeno e o Neógeno, que foi responsável pela instalação da Bacia de Taubaté, e de outras bacias tectônicas associadas ao *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini 1989 e 1995b, Riccomini *et al.* 2004).

Sistema de *Rifts* do Sudeste do Brasil

Coube a Almeida (1976) a designação do Sistema de *Rifts* da Serra do Mar, para se referir a um complexo de depressões tectônicas, blocos montanhosos e pequenas bacias sedimentares de origem tectônica. Os movimentos verticais opostos que ocorreram nesta região desde o Jurássico tardio foram de grande magnitude, devendo exceder 11 km o desnível entre as mais altas montanhas e o embasamento da Bacia de Santos (Almeida 1976). O autor considera o gráben do Paraíba do Sul como uma estrutura que colapsou ao longo do eixo de uma grande elevação arqueada, onde a Superfície Japi foi elevada cerca de 900m (Almeida 1964).

Riccomini (1989) propôs designar a mesma feição de *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, justificando que a expressão Sudeste do Brasil é de maior abrangência geográfica do que Serra do Mar e que o termo Continental enfatiza o *rift* como entidade tectônica da área continental emersa, diferenciando-o da Bacia de Santos, na porção

continental adjacente, com a qual guardaria relações em parte de sua evolução Cenozoica. Ao propor esta nova definição do *rift*, o autor incluiu outras bacias não englobadas anteriormente por Almeida (1976).

Riccomini (1989), com base em estudos estruturais na parte central do *rift*, propôs também a seguinte sucessão de eventos deformadores: (1) transcorrência sinistral de direção E-W, com distensão NW-SE e, localmente, compressão NE-SW, de idade neogênica (Miocênica?), (2) transcorrência dextral, com compressão NW-SE, de idade quaternária (Pleistoceno Superior a Holoceno), (3) distensão de direção WNW-ESE e idade holocena e, (4) compressão E-W, que causou reativação inversa de falhas próximas de N-S e geração de juntas conjugadas de cisalhamento em depósitos colúvio-aluviais (Salvador & Riccomini 1995). Um evento distensivo NNW-SSE, responsável pela instalação das bacias, teria precedido o evento deformador transcorrente sinistral.

Estudos geomorfológicos e geológicos realizados na costa Sudeste brasileira sugerem que o sistema montanhoso das serras do Mar e da Mantiqueira originou-se no Paleoceno, e que a escarpa da Serra do Mar se encontrava bem mais a leste da sua posição geográfica atual, tendo havido um recuo principalmente por erosão diferencial condicionada pelas estruturas e unidades litológicas pré-cambrianas (Almeida & Carneiro 1998). Zalán & Oliveira (2005), no entanto, pensam de maneira diferente. Consideram que as escarpas atuais recessivas devem estar muito próximas das falhas normais transtensionais cenozoicas que lhes deram origem. Argumentam com base no padrão retilíneo e nos desníveis abruptos da Serra do Mar. Ressaltam que as falhas acima foram responsáveis pelo abatimento de todo o embasamento raso situado entre estas escarpas e a linha de charneira cretácea, situada em frente à Bacia de Santos, mais próxima da linha de costa do que do talude continental. Esta estrutura, com desnível de até 5 km entre os blocos alto e baixo, é evidenciada pelas anomalias dos mapas magnéticos, assim como pelas principais variações litológicas do embasamento (Zalán & Oliveira 2005).

A presença de uma superfície de erosão regional que aplainou e nivelou toda a área do Planalto Atlântico, denominada de Superfície Japi (Almeida 1958), apresenta evidências em muitas regiões do Sudeste do Brasil, com a sua idade sendo razoavelmente bem conhecida, pois ela nivela as intrusões alcalinas do Cretáceo Superior (Senoniana) do oeste de Minas Gerais, sudeste de Goiás e na Serra da Mantiqueira, onde os maciços alcalinos não chegaram a ser arrasados completamente e acham-se elevados até cerca de 800 metros acima da referida superfície (Almeida & Carneiro 1998). Os edifícios alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro, datados do final do Cretáceo, já haviam sido

erodidos pela Superfície Japi à época de deposição dos sedimentos terciários (Almeida 1983, Riccomini *et al.* 2004). Considera-se esta superfície como do final do Cretáceo, reforçada por uma idade do Eoceno ($65,65 \pm 0,05$ Ma), obtida pelo método K-Ar, em uma lava alcalina (ankaramíticas) encontrada na Bacia de Volta Redonda, que teria extravasado sobre a Superfície Japi, indicando assim a primeira idade absoluta obtida para o preenchimento das bacias do tipo *riffts* da região (Riccomini *et al.* 1983, Riccomini *et al.* 2004, Zalán & Oliveira 2005). Isto mostra que houve uma fase de erosão generalizada, que atuou até o limite do Cretáceo-Paleoceno, anterior à instalação dos riftes (Riccomini *et al.* 2004). Grande parte desse material erodido foi depositada nas calhas receptoras das bacias de Santos/Campos/Espírito Santo (Zalán & Oliveira 2005).

Um evento tectônico que se iniciou no Paleoceno e foi mais abrangente no Eoceno (Zalán & Oliveira 2005) deformou - por flexura e falhamento - a Superfície Japi e deu origem às bacias tafrogênicas do Sudeste e a formação das serras do Mar e da Mantiqueira, com a primeira situando-se na área da atual plataforma continental que, por soerguimento do bloco oriental da falha de Santos e abatimento do oriental, foi ocupada por sedimentos marinhos cenozoicos (Almeida & Carneiro 1998). Este processo foi acompanhado pelo quebramento e colapso gravitacional da Serra do Mar Cretácea (entre 58-20 Ma, clímax entre 48-40 Ma), de forma escalonada, da Serra da Mantiqueira até a linha de charneira cretácea da Bacia de Santos (Zalán & Oliveira 2005). Esta tectônica foi responsável ainda pela reativação de câmaras magmáticas alcalinas na parte terrestre (lavas ankaramíticas e diques de fonolitos), entre 55-40 Ma (Zalán & Oliveira 2005).

Ab'Sáber & Bigarella (1961) distinguem no Estado do Paraná dois compartimentos geomorfológicos distintos: (1) a Superfície Alto Iguaçu (Maack 1947, Almeida 1955), que corresponde à Superfície Sul-Americana do Terciário Inferior de King (1956), e (2) a Superfície de Curitiba, que corresponde às superfícies aplainadas (entre 750 e 980 m de altitude) do Primeiro Planalto do Paraná (Bigarella *et al.* 1965, Salamuni *et al.* 2004). Foi neste último compartimento geomorfológico - situado entre a escarpa devoniana da Bacia do Paraná a oeste e a da Serra do Mar a leste - que se desenvolveu entre o Mioceno e o Oligoceno a Bacia de Curitiba, segundo dois eventos: um evento D1, extensional, com geração de falhas NE-SW, e um evento D2, transtensional (D2') a transpressional (D2''), que reativou estruturas anteriores como falhas direcionais e inversas oblíquas (Chavez-Kus & Salamuni, 2008). Tais eventos ocorreram a partir do Paleógeno e definiram a geometria da bacia, iniciada como um meio-gráben (half graben) e reativada depois como uma bacia tipo *pull-apart*. Durante o Mioceno ocorreu uma mudança no quadro de

tensões regionais, passando de extensional (D1) para compressional (D2) na mesma direção E-W e NW-SE.

Estruturas N-S e falhas transcorrentes NE-SW e NW-SE, que afetam rochas pré-cambrianas (Complexo Atuba) e diques básicos e lamprófiros nos arredores de Curitiba, são atribuídas à uma compressão intraplaca N-S no Neógeno, em um modelo de alternância do quadro de tensão principal E-W induzido na Placa Sul-Americana (Chavez-Kus & Salamuni 2008). Segundo os autores, este tipo de configuração pode ser esperado também em outras regiões com quadro tectônico similar. Estes autores, ao integrar o conhecimento da geologia neocretácica e cenozoica do Sudeste do Brasil, consideram que no Neocretáceo entre 89-65 Ma (clímax entre 85-65 Ma) ocorreu o soergimento do embasamento cristalino, indicado pela ampla extensão dos centros intrusivos alcalinos (diques, *plugs* e *stocks*), com idades de 82 Ma e 70 a 60 Ma, coincidentes com a área de distribuição das grandes serras atuais e cujos cimos acham-se nivelados pela Superfície Japi (final do Cretáceo). Isto é corroborado não apenas pelas espessas ocorrências de pacotes de rochas sedimentares do Cretáceo Superior (conicianas/maastrichtianas) adjacentes a tal soergimento, depositados respectivamente, nas bacias do Paraná (de um lado) e de Santos (de outro), como também datam precisamente a formação de um extenso planalto Neocretáceo (Zalán & Oliveira 2005). A movimentação relativa gradual da Placa Sul-Americana, de leste para oeste, sobre a Pluma de Trindade, mencionada por diversos autores, é aceita por estes autores como a causa principal deste soergimento e magmatismo.

O regime tectônico instalado durante o Cenozoico foi distensional, predominantemente perpendicular (mecanismo de deformação por cisalhamento puro) a ligeiramente oblíquo (mecanismo de deformação por cisalhamento simples de 15°), que acabou implantando uma suave transtensão sinistral que moldou rombo-grábens e escalonou sutilmente à direita os grábens mais orientais e mais *offshore* (Zalán & Oliveira 2005).

Falhas transcorrentes sinistrais E-W têm sido relacionadas a um regime transcorrente E-W implantado ao sul do Cráton do São Francisco ligado à movimentação da Placa Sul-Americana para oeste, com partição da deformação em domínios morfotectônicos direcionais, transpressivos e transtensivos (Morales 2005, Hasui *et al.* 2000, Hasui 2010).

MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados discutidos neste trabalho foram obtidos a partir da análise de campo (geométrica e cinemática) de estruturas rúpteis (fraturas e falhas) realizada em seis pedreiras do Escudo Catarinense (Figura 1B), seguindo-se os procedimentos descritos e sumarizados em diversos trabalhos e livros textos que versam sobre o assunto (Mercier & Vergeley 1992, Vialon *et al.* 1976, Petit 1987, Doblás 1998, dentre outros). Os dados estruturais pareados (plano e estria) medidos em campo foram organizados em planilhas Excel™ e depois analisados em diagramas de Angelier, baseado no método gráfico dos Diedros Retos (Angelier & Melcher 1977). Os diagramas foram gerados a partir do programa Tectonics FP™ e determinados os campos compressivos (tensão máxima - σ_1) e distensivos (tensão mínima - σ_3) para cada família de falhas. Durante os trabalhos de campo foram coletadas 366 medidas de estrias de atrito e de crescimento mineral em planos de falhas.

As falhas e fraturas usadas na definição das paleotensões foram inicialmente hierarquizadas em diferentes famílias de estruturas, segundo critérios geométricos e aspectos genéticos associados, a saber: arquitetura do sistema, simetria, morfologia da superfície, ângulo diedro e características microscópicas em seções delgadas (Hancock 1985). Com base no modelo de Riedel, vários autores propuseram critérios para a determinação cinemática de falhas associadas a regime de deformação por cisalhamento simples (Petit *et al.* 1983, Petit 1987, Petit & Laville 1987). Tais critérios baseiam-se na relação geométrica entre a superfície de deslocamento/ruptura principal (superfície Y ou M) e as superfícies secundárias associadas (estruturas P, T, R e R'). Doblás (1998) resume as classificações anteriores e adiciona novos parâmetros de análise cinemática e estabelece três níveis de confiabilidade: bom, aceitável e fraco. Estes parâmetros foram utilizados no presente trabalho.

Paralelamente foi feita uma tentativa de posicionamento temporal dessas estruturas com base em correlações geológicas de estruturas desenvolvidas em nível crustal similar (orientação, geometria e cinemática) e relativamente bem conhecidas, que têm sido estudadas na borda leste da Bacia do Paraná, nas bacias sedimentares terciárias e nas rochas alcalinas cretácicas associadas ao Sistema de *Rifts* da Serra do Mar ou *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Almeida 1976, Riccomini 1989). Tais estruturas são relativamente bem conhecidas em termos de idade, uma vez que elas afetam unidades estratigráficas bem conhecidas destas bacias, a exemplo dos estudos realizados nas regiões do Arco de Ponta Grossa e do Alto Estrutural de Quatiguá, no Paraná, no Domo de Lages, em Santa Catarina, nas bacias de Taubaté e

Itaquaquecetuba, em São Paulo, Resende e Volta Redonda, no Rio de Janeiro, e no Maciço Alcalino de Cananéia, em São Paulo (Almeida 1976, Almeida & Carneiro 1998, Riccomini 1989 e 1995b, Riccomini *et al.* 1983 e 2004, Zalán & Oliveira 2005, Rostirolla *et al.* 2000, Freitas & Rostirolla 2005, Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010, Machado *et al.* 2012).

RESULTADOS

A Figura 2 mostra um quadro sinótico dos dados estruturais das falhas analisadas para cada pedreira, contendo o estereograma, a orientação dos eixos de tensão máximo, mínimo e intermediário, o diagrama dos diedros retos e o tipo de falha observada. As pedreiras analisadas (seis) do Escudo Catarinense apresentam, em geral, o predomínio das direções NNE (transcorrente, oblíqua com empurrão para WNW e normal), NE (transcorrente dextral a levemente oblíqua, com movimentos inverso e normal) e NW (transcorrência sinistral). Ocorrem ainda transcorrências secundárias de orientação próxima de E-W com predomínio de cinemática sinistral, havendo também falhas com cinemática dextral. Tais estruturas podem ser explicadas, alternativamente, segundo dois quadros de tensão distintos: um com eixo de tensão principal orientado próximo de NE-SW (para E-W, sinistral) e outro ao redor de NW-SE (para E-W, dextral).

O Ponto 1 (Figura 1B), localizado na Pedreira Britagem Barracão, faz parte do contexto geológico da Suíte Intrusiva Valsungana, encaixada em rochas metamórficas do Complexo Metamórfico Brusque. Apresenta falhas com direção principal próxima de N-S e, secundariamente, ENE-WSW. As falhas N-S são cortadas em geral pelas ENE-WSW, e podem ser explicadas no mesmo quadro de tensão acima sugerido para as falhas transcorrentes sinistrais E-W (Figura 3A).

O Ponto 2, localizado em afloramento de granito da Suíte Gabiruba, reconhece-se duas faciologias distintas do granito: uma fanerítica grossa, não deformada, e outra mais fina, deformada, com cataclasitos contendo porfiroclastos de plagioclásio e hornblenda imersos em uma matriz muito fina, recristalizada. A família principal de falhas tem direção E-W, com cinemática transcorrente sinistral. Esta mesma situação foi observada nos pontos 3 e 6, localizados próximos ao contato do Escudo Catarinense com a Bacia do Paraná (Figura 1B), sugerindo que tais falhas sejam estruturas jovens, desenvolvidas certamente no Fanerozoico, uma vez que elas cortam as unidades sedimentares da bacia e, ao contrário de outras direções de falhas aqui descritas, não reativam direções estruturais pré-cambrianas.

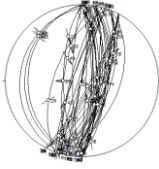
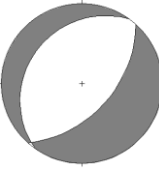
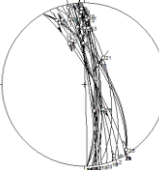
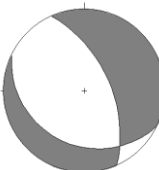
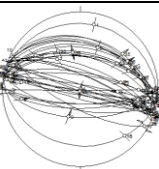
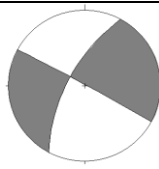
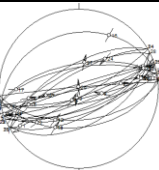
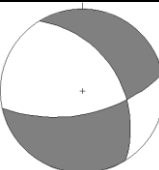
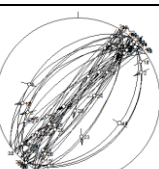
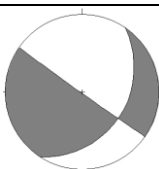
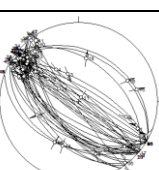
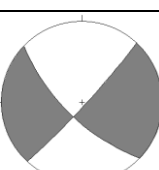
Sistema / Número de Medidas	Estereogramas	Orientação dos eixos de tensão	Diagrama dos Diedros Retos	Tipo de falhas
NNE 50		σ_1 – 130/14 σ_2 – 220/03 σ_3 – 321/75		Transcorrente, oblíqua e normal
NNW 25		σ_1 – 051/16 σ_2 – 146/19 σ_3 – 282/65		Transcorrente a oblíqua
ESE 41		σ_1 – 072/12 σ_2 – 303/72 σ_3 – 165/14		Transcorrente sinistral levemente oblíqua e normal
ENE 29		σ_1 – 200/09 σ_2 – 102/43 σ_3 – 299/45		Transcorrente sinistral a levemente oblíqua e normal
NE 48		σ_1 – 248/31 σ_2 – 126/42 σ_3 – 001/33		Transcorrente dextral a levemente oblíqua
NW 46		σ_1 – 090/09 σ_2 – 210/73 σ_3 – 357/15		Transcorrente sinistral

Figura 2. Quadro sinótico das falhas de afloramentos localizados no Escudo Catarinense.

No afloramento do contato do Escudo Catarinense com a Bacia do Paraná (Ponto 3) foi possível obter apenas um número pequeno de dados de falhas (8), porém o suficiente para sugerir um regime transtensional com compressão na direção NW-SE, evidenciando um contato tectônico da Bacia do Paraná com o Escudo Catarinense (Figura 3B).

Nos Pontos 4 e 5, localizados próximos um do outro, foram identificadas falhas com orientação geral ESE e mergulhos altos a moderados para norte. No Ponto 5,

representado por gnaiss milonitizado, as falhas orientam-se preferencialmente na direção NW-SE, com mergulhos acentuados para NE e SW. No afloramento do Ponto 6 há falhas de direção próxima de N-S, com cinemática transcorrente destal e sinistral. Há ainda falhas NE-SW com cinemática destal e falhas E-W com cinemática sinistral.

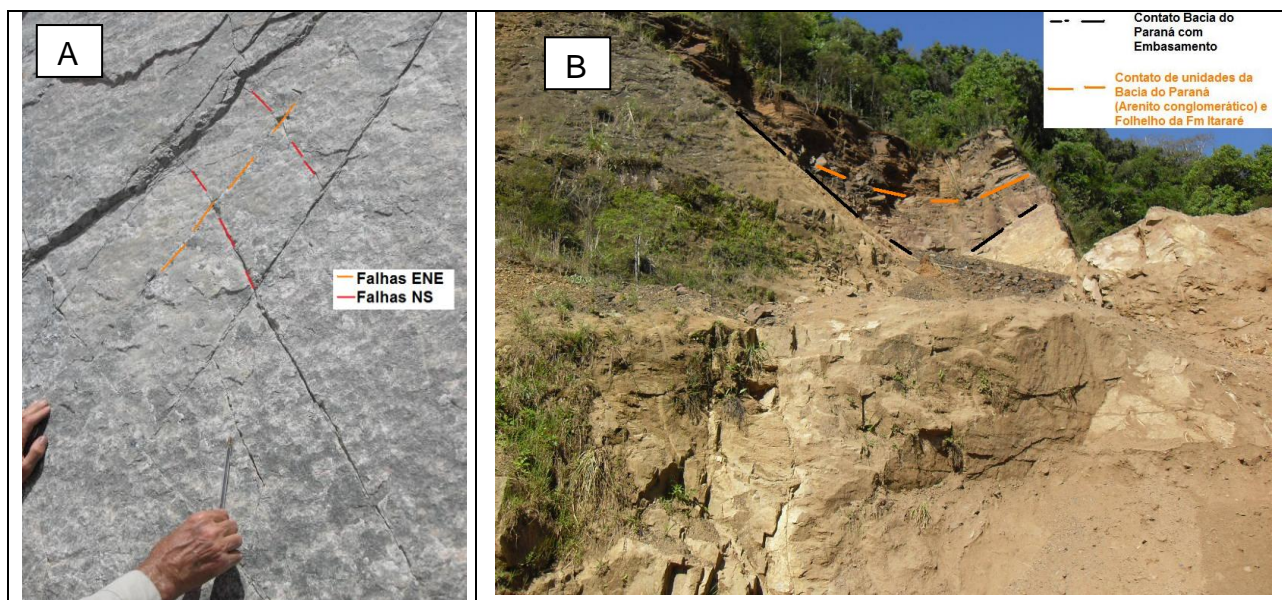


Figura 3. A – Pedreira Britagem Barracão com falhas de direções NS e ENE. B – Contato tectônico da Bacia do Paraná com o Escudo Catarinense.

DISCUSSÃO

Os estudos estruturais (geométricos e cinemáticos) obtidos em estruturas rúpteis (falhas e fraturas) que afetam rochas do Escudo Catarinense (granitos e metassedimentos) permitiram estabelecer as seguintes direções de falhas: N-S, NE-SW, E-W e NW-SE.

Os resultados obtidos neste trabalho são compatíveis com o quadro cinemático regional considerado para o desenvolvimento das falhas do Juro-Cretáceo ao Terciário e Quaternário, descrito por vários autores na borda leste da Bacia do Paraná no Sudeste do Brasil (Ferreira & Almeida 1989; Riccomini 1989, 1995a, 1995b; Rostirolla *et al.* 2000, Castro *et al.* 2003, Riccomini *et al.* 2004, Morales 2005, Freitas & Rostirolla 2005, Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010, Hasui 2010, Machado *et al.* 2012, dentre outros).

Transcorrências destrais NNE, atribuídas ao Mesozoico (pós-Grupo Passa Dois), são descritas na parte sul do Escudo Catarinense, no Distrito Fluorítico de Morro da Fumaça, região de Criciúma, SC (Ferreira & Almeida 1989). As transcorrências acima possuem a mesma orientação do lineamento de Garopaba descrito por Horbach & Marimon (1980). No Domo de Lages são descritas também transcorrências com esta

mesma orientação e cinemática. Tais estruturas afetam rochas alcalinas associadas ao domo, cuja idade situa-se entre o fim do Cretáceo e o Terciário (Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010, Machado *et al.* 2012). Os autores relacionam estas transcorrências a um campo de esforço compressivo com eixo de tensão principal (σ_1) orientado NE-SW, que teria sido também responsável pela estruturação do domo e continuado após a intrusão e resfriamento das rochas alcalinas. Este mesmo campo de tensão teria gerado ainda transcorrências sinistrais ao redor de E-W (ESE a ENE). Ressalte-se também a ocorrência de diques de rochas alcalinas e de lamprófiros com orientação dominante NE-SW, compatível com a orientação o campo de tensão acima referido (Roldan 2007, Machado *et al.* 2012). No Distrito Fluorítico de Santa Catarina são caracterizados lineamentos WNW-ESE (Lineamento Urussanga) associados com rochas cataclásticas, veios de quartzo, rochas subvulcânicas ácidas e diques de diabásio (Horbach & Marimon 1980, Jelinek *et al.* 2003). Na área oceânica destaca-se o Lineamento de Florianópolis e o Alto de São Paulo, ambos orientados na direção E-W, com este último separando as bacias de Pelotas e de Santos.

As transcorrências sinistrais com direção ao redor de E-W, caracterizadas em três afloramentos estudados (pontos 1, 3 e 6), dois deles (pontos 3 e 6) localizados no contato da Bacia do Paraná com o embasamento, possuem a mesma orientação das estruturas/lineamentos existentes na bacia. Tais estruturas foram ativas provavelmente já a partir do Triássico e certamente no Cretáceo, com sua atividade estendida no Terciário (Neógeno), persistindo até o Quaternário (Zalán *et al.* 1987, 1990, Zeffass *et al.* 2005, Morales 2005, Hasui *et al.* 2000, Hasui 2010). Falhas normais com esta mesma direção afetam a Supersequência Sanga do Cabral, de idade triássica, na região de Santa Maria, RS (Zeffass *et al.* 2005). Por outro lado, transcorrências sinistrais de direção similar afetam as rochas alcalinas associadas ao Domo de Lages, com idade ~75 Ma, posicionando assim este evento tectônico entre o final do Neocretáceo e o Terciário (Roldan 2007, Machado *et al.* 2012).

Transcorrências sinistrais E-W foram também registradas no Maciço Alcalino de Cananéia e na Bacia de Taubaté, com idade entre o Paleoceno e o Mioceno (Riccomini 1989, 1995a, Riccomini *et al.* 2004). É desta época também o evento tectônico que promoveu a deformação da Superfície Japi e a formação escalonada das bacias tafrogênicas (continental e oceânica) e do sistema montanhoso (serras do Mar e da Mantiqueira) do Sudeste do Brasil, incluindo a reativação de câmaras magmáticas alcalinas na parte continental e formação de lavas ankaramíticas e diques de fonolitos no

Eoceno (Almeida & Carneiro 1998, Zalán & Oliveira 2005). Segundo os autores, estas estruturas foram também responsáveis pelo controle e instalação de pequenas bacias sedimentares, como a de Itaquaquetuba, localizada nos arredores da cidade de São Paulo. Idade similar foi atribuída ao regime transcorrente E-W, que se instalou ao Sul do Cráton do São Francisco, entre o Neógeno e o Quaternário, relacionado à movimentação da Placa Sul-Americana para oeste (Morales 2005, Hasui *et al.* 2000, Hasui 2010).

As transcorrências NW descritas neste trabalho são coincidentes com os lineamentos de imagens de satélite (Landsat e Radar) e dos mapas magnéticos da região do Arco de Ponta Grossa e os alinhamentos estruturais a ele associados: Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, do Rio Alonso e do Rio Piquiri (Ferreira 1982). Esta orientação corresponde ao das falhas da direção Médio Ivaí (N45W \pm 5) de Soares *et al.* (1982). Diques básicos do Cretáceo Superior com orientação NW e pequenos corpos alcalinos, incluindo kimberlitos, são encontrados ao longo de falhas e fraturas na região central do Arco do Rio Grande, afetando tanto rochas pré-cambrianas como sedimentos da Bacia do Paraná, mostrando atividade desta estrutura no Mesozoico (Almeida 1986). Situação similar é descrita na região do Arco do Alto Paranaíba, onde diques de diabásio com extensão superior a 20 km, alguns orientados na direção N40W, preenchem fraturas e têm a mesma direção das anomalias magnéticas lineares com extensão de até 400 km (Almeida 1986). Neste domínio, as estruturas NW são as mais expressivas regionalmente e ocorrem como grandes lineamentos com extensão de dezenas de quilômetros (20 a 80 km). Estes lineamentos reativam estruturas já reativadas durante o Juro-Cretáceo (Zalán *et al.* 1987, 1990).

Transcorrências NW sinistrais consideradas como reativação de direções estruturais anteriores, têm sido registradas em várias regiões do Sudeste do Brasil, com algumas delas sendo associadas com estruturas dômicas, a exemplo dos altos estruturais de Quatiguá, no Paraná, Pitanga, em São Paulo, e o Domo de Lages, em Santa Catarina (Soares *et al.* 1996, Riccomini 1995a, Rostirolla *et al.* 2000, Souza 1997 e 2002, Roldan 2007, Machado *et al.* 2012). No Paraná, no Alto Estrutural de Quatiguá e no Arco de Ponta Grossa, estas transcorrências são relacionadas a um evento deformacional do Eocretáceo ao Terciário, com campo de tensão principal (σ_1) orientado ENE-WSW (Rostirolla *et al.* 2000, Freitas & Rostirolla 2005, Strugale 2002, Strugale *et al.* 2007). As estruturas NW no Domo de Lages, além de controlar a intrusão das rochas alcalinas associadas a ele no Cretáceo Superior, foram reativadas inicialmente como falhas transcorrentes, provavelmente no Paleógeno, e depois como falhas normais no fim do

Mioceno, que gerou o grande lineamento do Rio Canoas, promoveu a inversão da drenagem principal para o interior do continente e deu início à dissecação da superfície da aplainada (Roldan 2007). No Escudo Catarinense são descritas estruturas NW preenchidas por diques básicos que cortam as rochas Paleozoicas (Putzer 1952). As estruturas NW são bem conhecidas no Arco de Ponta Grossa com algumas delas sendo caracterizadas como falhas transcorrentes destrais, que teriam sido ativas durante a colocação dos diques (Strugale 2002, Strugale *et al.* 2007).

Em função do exposto, evidencia-se que as estruturas rúpteis NE e NW associadas com fraturas/falhas são as mais expressivas na área estudada, ocorrendo ainda de forma subordinada estruturas N-S e E-W, com falhas e fraturas associadas, que ocorrem também na borda da Bacia do Paraná em Santa Catarina, tanto no domínio das rochas sedimentares paleozoicas como no das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

Os resultados aqui obtidos dos estudos estruturais ressaltam para o Escudo Catarinense quatro direções principais de estruturas rúpteis transcorrentes: (1) NE, destal; (2) NW, sinistral; (3) ESE e ENE, sinistral e, (4) NNE e NNW, destal. O primeiro sistema de transcorrências (NE destal e NW sinistral) é compatível com um evento compressivo com eixo de tensão principal máximo (σ_1) orientado ao redor de E-W. Esta mesma orientação de campo de tensão, definida no Arco de Ponta e na Bacia do Paraná - divisa do Paraná com Santa Catarina e foi relacionada a um evento de idade neocretácea a terciária (Strugale 2002, Freitas 2005, Freitas *et al.* 2007, Strugale *et al.* 2007). Porém, este evento pode ser mais novo, e relacionar-se com a compressão E-W imposta à borda sudeste da placa Sul-Americana (Assumpção 1998, Riccomini & Assumpção 1999). O segundo sistema de transcorrência (NNE destal e ESE sinistral) pode ser explicado por um campo de tensão com eixo principal máximo (σ_1) aproximadamente NE-SW, de forma análoga ao que foi proposto para estruturação do Domo de Lages e para um sistema de transcorrência que afeta as rochas alcalinas do mesmo, cuja idade tem sido atribuída entre o Neocretáceo e o Terciário (Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010, Machado *et al.* 2012).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos estruturais (geométrico e cinemático) realizados na escala mesoscópica em rochas do Escudo Catarinense permitiu identificar quatro orientações principais de falhas, desenvolvidas em regime de deformação rúptil, a saber: NE-SW, NW-SE, N-S (NNE a NNW) e E-W (ENE a ESE). São falhas de alto e médio ângulo, de componente direcional a levemente oblíqua, destal (NE e NNE) e sinistral (NW, NNW e E-W), com a maioria destas direções de falhas mostrando também evidências de

reativação como falhas normais.

Os dados estruturais aqui apresentados evidenciam a existência de falhas transcorrentes (a levemente oblíquas) que afetam rochas pré-cambrianas da porção central do Escudo Catarinense. Tais falhas foram desenvolvidas em profundidades onde predominam os processos de deformação rúptil, contrastando assim com as falhas transcorrentes pré-cambrianas que afetam as rochas do referido escudo, tais como Major Gercino e Itajaí-Perimbó, que foram desenvolvidas em profundidades compatíveis com regime de deformação dúctil.

Ficou evidenciado na discussão dos dados estruturais a relação entre as falhas aqui caracterizadas, em termos de orientação, geometria, cinemática e campo de tensão, e o padrão de falhas de idade pós cretácica que afeta a borda da Bacia do Paraná no Sudeste do Brasil, sugerindo tratar-se de estruturas de mesma idade e que foram desenvolvidas pelos mesmos eventos de deformação rúptil regionais. Tais eventos foram desencadeados a partir da ruptura continental do Gondwana e abertura do Atlântico Sul no Juro-Cretáceo, que prosseguiram durante a rotação da placa Sul-Americana de leste para oeste, em decorrência principalmente das tensões impostas à borda placa pela expansão da cadeia meso-oceânica.

As transcorrências caracterizadas neste trabalho são relacionadas a dois eventos de deformação distintos: um mais antigo, com eixo de tensão principal máximo (σ_1) orientado ao redor de NE-SW, que foi responsável pela geração das falhas transcorrentes dextrais NNE e sinistrais ao redor de E-W (entre ENE a ESE); e outro mais novo, com o eixo de tensão principal máximo (σ_1) aproximadamente E-W, que foi responsável pela geração das transcorrências NE (dextra) e NW (sinistral). O primeiro evento possui a mesma orientação do campo de tensão proposto para as transcorrências E-W que afetam as rochas alcalinas do Maciço de Cananéia (SP) e do Domo de Lages (SC), com idades, respectivamente, do Paleógeno ao Neógeno (Mioceno?), e do eocretáceo ao Terciário (Riccomini 1989, 1995b, Riccomini *et al.* 2004, Roldan 2007, Machado *et al.* 2012). Este evento afetou a parte central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil e foi também responsável pela implantação de pequenas bacias ligadas ao referido *rift* (Riccomini 1989, Riccomini *et al.* 2004).

O segundo evento aqui caracterizado possui campo de tensão muito similar ao do evento mais novo (σ_1 -II ou D2), do Eocretáceo ao Terciário, descrito na região do Arco de Ponta Grossa (Strugale 2002, Freitas 2005, Freitas *et al.* 2007, Strugale *et al.* 2007). Este evento, no entanto, pode ser mais novo do que considerado por estes autores, e

relacionar-se com a compressão E-W ligada à movimentação da Placa Sul-Americana para oeste, que se instalou ao Sul do Cráton do São Francisco, com idade neogênica a quaternária, conforme proposto por vários autores (Riccomini 1989, Assumpção 1998, Morales 2005, Hasui *et al.* 2000, Hasui 2010), ou mesmo relacionado com a subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana (Riccomini & Assumpção 1999, Lithgow-Bertelloni & Guynn 2004, Assumpção *et al.* 2011, Cogné *et al.* 2013, Jacques *et al.* no prelo). São também desta mesma idade pequenas bacias sedimentares, como as de Itaquaquetuba, desenvolvidas durante a evolução tectônica do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini 1989 1995b, Riccomini *et al.* 2004).

A compressão E-W, aqui considerada para o segundo evento de deformação rúptil do Escudo Catarinense, além de causar a reativação inversa de falhas com direção ao redor de N-S, reativou ainda estruturas NNE como falhas oblíquas a transcorrentes dextrais, e estruturas NNW como falhas oblíquas a transcorrentes sinistrais. As falhas NNE foram desenvolvidas em regime transpressivo, enquanto as falhas NNW, em regime transtensional.

Conclui-se do exposto que o campo de tensão E-W é o mais recente do que o campo de tensão NE-SW, com sua idade devendo situar-se entre o Neógeno e o Quaternário, enquanto que o campo de tensão NE-SW deve ter-se instalado no final do Neocretáceo e manteve-se provavelmente ativo até o Paleógeno.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos colaboradores institucionais representados pela Universidade de São Paulo – Programa de Pós Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM) - Serviço Geológico do Brasil e UFRuralRJ (Departamento de Geociências). R. Machado agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de uma Bolsa de Produtividade em Pesquisa (processo 300423/82-9) e a segunda autora agradece a CAPES pela bolsa de doutorado.

Referências

- Ab'Sáber A.N. & Bigarella J.J. 1961. Superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná. *Bol. Paranaense Geogr.*, **4/5**:116-125.
- Almeida F.F.M. 1955. As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira. *Bol. SBG*, **4(2)**:23-40.
- Almeida F. F. M. 1958. Vale do Paraíba, Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Relatório Anual, p.87-88.

- Almeida F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. Bol. Inst. Geol. N.41. São Paulo.
- Almeida, F. F. M. 1976. The system of Continental Rift bordering the Santos Basin, Brazil. *An Acad Bras Ciênc.*, 48 (supl.): 15-26.
- Almeida F.F.M. 1981. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. *In: Simp Reg Geol.*, 3, Atas, Curitiba, PR, V. 1, p. 1-20.
- Almeida F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.* **13**(3):139-158.
- Almeida F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(4):325-349.
- Almeida, F.F.M. 2000. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. 3º Simp. Reg. Geol., Curitiba, PR, p. 1-20.
- Almeida F.F.M., Carneiro C.D.R. 1998. Origem e Evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. Geoc.*, **28** (2):135-150.
- Assine M. L. 1996. Correlação entre as sequências pré-cambrianas pré-carboníferas da Bacia do Paraná e as orogêneses pré-andinas. *In: SBG, Congr Bras Geol.*, Salvador, *Bol Res.*, v. 5, p.399-48.
- Angelier J. & Melcher P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.7, p.1309-1318.
- Asmus H.E. 1978. Hipóteses sobre a origem dos sistemas de Zonas de Fraturas Oceânicas/Alinhamentos Continentais que ocorrem nas regiões Sudeste do Brasil. *Aspectos estruturais da margem continental leste de sudeste do Brasil*. Projeto REMAC, no. 4, Rio de Janeiro, p.39-73.
- Assumpção M. 1998. Focal mechanisms of small earthquakes in SE Brazilian shield: a test of stress models of the South American plate. *Geophysical Journal International* v. 133, p. 490-498.
- Assumpção M.; Loper A.E.V.; Zevallos I.; Ferreira J.M.; Nascimento A. 2011. Intraplate Stress Field in Brazil from Earthquake Focal Mechanisms. Conferencia Internacional en Homenaje a Alberto Giesecke, CERESIS, Lima, Peru.
- Basei M.A.S. 2000. *Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano*. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP.
- Basei M.A.S., Hawkesworth C. 1993. O magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (Santa Catarina) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região SulBrasileira. *In: SIMP. INTERN. DEL NEOPROTEROZOICOCAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA*, I. Lãs Palomas-Minas, 1993. Boletim de Resumos Expandidos... Lãs Palomas-Minas, Uruguay, DINAMIGE. resumo n* 41
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Masquelin H., Harara O.M., Reis Neto J.M., Preciozzi, P.F. 2000. The Dom Feliciano Belt and Rio de La Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. *In: Cordani et al. (ed.) Tectonic evolution of South America*. Intern. Geol. Congr. 31, Rio de Janeiro, p. 311-334.
- Bastos Neto A.C. 1990. *Le district à fluorine de Santa Catarina: minéralisations et altérations hydrothermales dans leur cadre géodynamique*. Université d'Orléans, Orléans, France (Tese de doutorado), 420p.
- Bigarella J.J., Mousinho M.R., Silva J.X. 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Bol. Paran. Geogr.*, 71 p.

- Bitencourt M.F.A.S. 1996. Granitoides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: Uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Porto Alegre, 310p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bitencourt M. F., Bongioiolo E. M., Philipp R.P., Morales L. F. G., Rubert R. R., Melo C. L., Luft Jr. J.L. 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. *Pesquisa em Geociências*, **35**: 109-136.
- Castro N.A., Crósta A.P., Ferreira F.J., Basei M.A.S., Pascholati M.E. 2003. Quadro geológico regional da porção do Embasamento Pré-Ordoviciano de Santa Catarina com base em imagens Landsat-5/TM e aerogeofísicas. *Rev. Bras. Geoc.*, **33** (supl.): 161-172.
- Chavez-Kus L. & Salamuni E. 2008. Evidência de tensão N-S intraplaca no Neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba. *Rev. Bras. Geoc.*, **38**(3):439-454.
- Cogné N., Cobbold P.R., Riccomini C., Gallagher K. 2013. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data. *Journal of South American Earth Sciences* **42**:194-204.
- Doblas M. 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics* 295: 187–197.
- Ferreira F.J.F. 1982. *Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 170 p.
- Ferreira A.C., Almeida T.I.R. 1989. Tectônica transcorrente e imagens TM-Landsat aplicadas à prospecção de fluorita e barita em Santa Catarina. *Rev. Bras. Geoc.*, **19** (1): 207-223.
- Freitas R. C. 2005. *Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati – Rio Bonito, Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 98 p.
- Freitas R.C, Rostirolla S.P., Ferreira F.J.F. 2007. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati - Rio Bonito, Bacia do Paraná. *Bol. Geoc. Petrobras*, **14**(1): 71-93.
- Freitas R.C., Rostirolla S.P. 2005. Análise comparativa entre as estruturas do embasamento e resposta em superfície na Bacia do Paraná, região entre os Estados do Paraná e Santa Catarina. In: Simp. Nac. Est. Tect. 10 e Int. Symp. On Tectonics, 4, Curitiba, *Bol. Res. Exp.*, p. 41-44.
- Fulfaro, V. J., Saad, A. R., Santos M. V., Vianna R. B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **12** (4): 233-256.
- Hancock P.L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, **7**: 435-457.
- Hasui Y. 2010. A grande colisão Pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. São Paulo, *Geociências UNESP*, **29**(2): 141-169.
- Hasui Y., Borges M.S., Morales N., Costa J.B.S., Bemerguy R.L., Jimenez-Rueda J.R. 2000. Intraplate neotectonics in South-East Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Abstract, CD-ROM.
- Horbach R., Marimon, R.G. 1980. Esboço da evolução tectônica e seu significado na gênese dos depósitos de fluorita no sudeste catarinense. In: Congr Bras Geol., 31, Camboriú, *Anais*, 3: 1540- 551.
- Jacques P.D., Machado R., Nummer A.R. 2010. Lineamentos estruturais na borda leste da Bacia do Paraná em Santa Catarina: análise multiescala com base em imagens LANDSAT e SRTM. *Pesquisa em Geociências* **37** (2): 117-131.
- Jacques P.D., Salvador E.D., Machado R., Grohmann C.H., Nummer A.R. no prelo. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. *Geomorphology*.

- Jelinek A. R., Bastos Neto, Poupeau G. 2003. Análise por traços de fissão em apatita do Distrito Fluorítico de Santa Catarina: relações entre hidrotermalismo e evolução da margem continental. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**(3): 289-298.
- King, L. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geogr.*, **18**(2):147-263.
- Lithgow-Bertelloni C. & Gynn J. 2004. Origin of lithospheric stress field. *J. Geophys. Res.*, 109,
- Maack, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. Curitiba, Arquivos de Biologia e Tecnologia (IBPT),11:63-154.
- Machado R., Roldan L.F., Jacques P.D., Fassbinder E., Nummer A.R. 2012. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina. *Rev. Bras. Geoc.*, **42** (4):799-811.
- Mercier J. ,Vergely P. 1992. *Tectonique*. Paris, Dunod, 214 p.
- Milani E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução da Bacia do Paraná. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R. Neves B.B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: a evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Neves B.B.B. (eds). Ed. Beca, São Paulo, p.265-279.*
- Milani E.J., & Ramos V. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **28** (4): 473-484.
- Milani E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Bol. Geoc. Petrobras* **15** (2):265-287
- Morales N. 2005. *Neotectônica em ambiente intra-placa: exemplos da região sudeste do Brasil*. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP, 205p.
- Moulin M. M., Aslanian D., Unternehr P. 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean *Earth-Science Reviews* 98 (2010) 1–37
- Northfleet A.A., Medeiros R.A., Mühlmann H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Téc. Petrobrás*, **12**(3):291-346.
- Passarelli C.R. 1996. *Análise estrutural e caracterização do magmatismo da zona de cisalhamento Major Gercino*, SC. São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 178p.
- Passarelli C.R., Basei M.A.S., Siga O., McReath I., Campos Neto M.C., 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research* **17**: 688–703.
- Perrota M.M., Salvador E.D., Lopes R.C., Dagostino L.Z., Wildner W., Ramgrab G.E., Peruffo N., Freitas M.A., Gomes S.D., Chierigati L.A., Silva L.C., Sachs L.L.B., Silva V.A., Batista I.H., Marcondes P.E.P. 2004. Folha SG.22-Curitiba. *In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M, Ramos, M.A.B. & Jesus, J.D.A. de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas*. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Petit J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on faults surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, **9**: 597-608.
- Petit J.P., Laville E. 1987. Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstones. *In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.) Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ. 29: 107–121.
- Petit J.P., Proust F., Tapponnier P. 1983. Critères du sens du mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7, 589–608.

- Philipp R. P., Machado R. 2001. Estratigrafia e Significado Tectônico das Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 3, p. 257-266.
- Philipp R. P., Mallmann G., Bitencourt M. F., Souza E. R., Souza M. M. A., Liz J. D., Wild F., Arendt S., Oliveira A. S., Duarte L., Rivera C., B. Prado M. 2004. Caracterização litológica e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Rev. Bras. Geoc.*, 34 (1): 21-34.
- Putzer, H. 1952. Camada de carvão e seu comportamento nos sul de Santa Catarina. DNPM-DFPM, Rio de Janeiro, *Boletim* 91, 182p.
- Riccomini C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.
- Riccomini C. 1995a. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-Gondwânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 100 p.
- Riccomini C. 1995b. Padrão de fraturamentos do maciço alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóica-cenozóica do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 25(2):79-84.
- Riccomini C., Melo M.S., Almeida F.F.M., Carneiro C.D.R., Mito J.A., Hasui Y. 1983. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 4, São Paulo, *Bol Res.*, p23-24.
- Riccomini C. & Assumpção M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes* 22 (3):221-225.
- Riccomini C., Sant'Anna L.G., Ferrari A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul- Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 383-405.
- Roldan L. F. 2007. *Tectônica Rúptil Meso-Cenozóica na região do Domo de Lages, SC*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 121p.
- Roldan L.F., Machado R., Steiner S.S., Warren L.V. 2010. Análise de lineamentos estruturais no Domo de Lages (SC) com uso de imagens de satélite e mapas de relevo sombreado. *Geol. USP, Série. Cient.* São Paulo, v.10 (2): 57-72.
- Rostirolla S.P., Assine M.L., Fernandes L.A., Artur P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(4): 639-648.
- Salamuni E., Ebert H. D., Borges M. S., Hasui Y., Costa J. B. S., Salamuni R. 2003. Tectonics and sedimentation of the Curitiba Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (8): 901-910.
- Salamuni E., Ebert H. D., Hasui Y. 2004. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Rev. Bras Geoc.*, 34(4):469-478.
- Salvador E.D., Riccomini C. 1995. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz, SP-RJ, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 25 (3): 151-164.
- Soares P.C., Barcellos P.E., Csordas S.M., Mattos J.T., Balieiro M.G., Meneses P.R. 1982. Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: Simp Sens Remoto, 2, Atas, Brasília, p.143-156.
- Soares P.C., Rostirolla S.P., Ferreira F.J.F., Stevanato R. 1996. O alto estrutural Pitanga-Quatiguá-Jacutinga na Bacia do Paraná: uma estrutura litosférica. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, *Anais*, 5:411-414.

- Souza M.O.L. 1997. *Caracterização estrutural do Domo de Pitanga*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 116 p.
- Souza M.O.L. 2002. *Evolução tectônica dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia – Centro do Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 206 p.
- Strugale M. 2002. *Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 154 p.
- Strugale M., Rostirolla S.P., Mancini F., Portela Filho C.V., Ferreira F.J.F., Freitas R.C. 2007. Structural framework and Mesozoic–Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **24**: 203–227.
- Vialon P., Ruhland M., Grolier J. 1976. *Eléments de tectonique analytique*. Paris, Masson, 118 p.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O. A. 1987 Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: SBG, Simp. Sul-bras. Geol., 3, Curitiba. *Atas*, p. 441-474.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Marques A., Astolfi M.A.M, Vieira, I.S., Appi V.T. 1990. Bacia do Paraná. In: *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro, p. 135-164.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O.A., Marques A. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: *Seventh International Gondwana Symposium, Gondwana seven: Proceeding*. São Paulo, Brazil, p. 83-117.
- Zalán P.V.,Oliveira, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Bol. Geoc. Petrobras*, **13**(2): 269-300.
- Zerfass, H., Chemale Junior, F., Schultz, C.L., Lavina, E. 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research*, **8** (2): 163-176.

Apêndice H - The use of microtomography in structural geology: a new methodology to analyse fault faces

(Artigo submetido na Revista Journal of Structural Geology – Carta de submissão no Anexo C)

Patricia D. Jacques*^{a,c,d}, Alexis Rosa Nummer^{b,c,d}, Richard J. Heck^c and Rômulo Machado^d

^a CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Divisão de Geoprocessamento. Av. Pasteur, 404 – Urca — 22290-240- Rio de Janeiro - RJ, Brasil. patricia.jacques@cprm.gov.br

^b Departamento de Geociências, Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. BR 465, Km 7- 23.890-000, Seropédica, RJ, Brasil. nummer@ufrj.br

^c School of Environmental Sciences - Universidade de Guelph. Guelph, Ontario, N1G 2W1, Canadá. rheck@uoguelph.ca

^d Programa de Pós-graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, Instituto de Geociências, USP. Rua do Lago 562- 05508-080, São Paulo, SP, Brasil. rmachado@usp.br

Abstract

This paper describes a new methodology to analyse kinematic faults in microscale dimensions (pixel size = 40 μ m), using images obtained by X-ray computed microtomography (μ CT). It was developed using rocks samples from Santa Catarina State, Brazil, and building micro Digital Elevation Models (μ DEMs) for the fault surface, with the aim of analysing μ brittle structures including striations, roughness and steps. Shaded relief images were created for the μ DEMs, which enabled the generation of profiles to classify the secondary structures associated with the main fault plain. In the case of a sample with mineral growing that cover the fault surface it is possible to detect the both kinematics: with and without the cover. The influence of spatial resolution of the μ DEM was also evaluated and showed that, for different voxel sizes, the data accuracy decreases with coarser resolution, so the result of the research in each spatial resolution can be different. A recommendation is to acquire images with higher spatial resolution (voxel size = 20 μ m or finer). This technique proved to be useful in determining the sense of movement of faults, especially when it is not possible to determine striations in macro or microscopic analysis.

Keywords: X-ray microtomography, microDEM, brittle structures, kinematics

1. Introduction

Brittle structures are generated in an environment of relatively low pressure and temperature, generally ranging from 0 to 4 kbar and 0 to 300 °C, which correspond to the first ten kilometers of the earth's crust (Ramsay and Huber 1987). The characterization of fractures is based on geometric and genetic criteria (Price 1966, Hancock 1985, Ramsay and Huber 1987, Pollard and Aydin 1988, Hancock and Engelder 1989, Dune and Geiser 1994). Faults related to transcurrent tectonic events generates a set of structures explained in the model of Riedel (Riedel 1929,

Tchalenko and Ambraseys 1970, Zalán 1986, Sylvester 1988). Such structures, associated with directional shear zones (main plain of rupture Y) generates the following group of secondary structures: synthetic fault structures (R), antithetical fault structures (R'), another kind of synthetic fault (P) and distension fractures (T). Based on the Riedel model, Petit (1987) proposed several criteria for determining the kinematics of faults associated to a system of simple shear, which consider the intersection of P, T and R structures with the main plane of rupture (Y structures). This criteria is based on secondary structures and is used in this study.

X-ray computed tomography (CT) is a technology that allows the non destructive visualization of the internal structure of objects, developed in the early 1970s originally for medical applications (Hounsfield 1972, 1973). Ketcham and Carlson (2001) proposed a general classification of computed tomography scanners, as a function of the scale of observation and resolution, and grouped them in four categories of ascending order of increasing detail: conventional, high-resolution, ultra-high-resolution and microtomography (μ CT - which voxel sizes can reach micrometers). Since the 1980s, its application has increased in the geosciences (soil and geology) (Arnold *et al.* 1982; Petrovic *et al.* 1982; Hainsworth and Aylmore 1983; Conroy and Vannier 1984; Wellington and Vinegar 1987; Kenter 1989; Grevers *et al.* 1989; Simons *et al.* 1997; Van Geet *et al.* 2000; Mees *et al.* 2003; Geraud *et al.* 2003; Taina *et al.* 2010; Lopes *et al.* 2012). The most important application of μ CT in geosciences is to obtain high quality images and information relevant to the geometry and morphology of the pores, minerals and structures in three dimensions (3D). It has been applied successfully to the analysis of fractures and faults in 3D (Geet and Swennen 2001; Landis *et al.* 2003; Vandersteen *et al.* 2003; Hirono *et al.* 2003; Zabler *et al.* 2008; Renard *et al.* 2009).

Though considerable attention has been given to interpreting the internal structure of geological samples using 3D X-ray CT imagery, the use of this technique to characterize the surface morphology of the sample does not seem to have been explored. Of particular consideration, is the potential to generate micro Digital Elevation Models (μ DEM) of fault surfaces from the high-

resolution imagery. These μ DEM can then be used to analyze micro brittle (μ brittle) structures such as striations, roughness and steps, thereby allowing the characterization of the sample kinematics. In this paper we apply μ DEM, extracted from CT images, to analyse μ brittle structures (voxel size of 40 μ m) present in fault surfaces of rocks, with the aim of comparing the geological faults families (same direction), trying to define the main kinematic model of each direction system of this faults families.

2. Study Area

The study area of this research is situated in the Santa Catarina State in Brazil (Figure 1). There are five main geological domains present: the Catarinense Shield with Archean, Proterozoic and Cambrian rocks; the Paraná Basin sedimentary rocks (between 500 and 180 Ma.); the Paraná Basin volcanic rocks of the Serra Geral Formation, which is constituted predominantly of basalts (\pm 130 Ma.); the alkalines complexes (Anitápolis, \pm 130 Ma., and Lages Dome, \pm 65-70 Ma.); and the Cenozoic sedimentary covers ($<$ 65 Ma.).

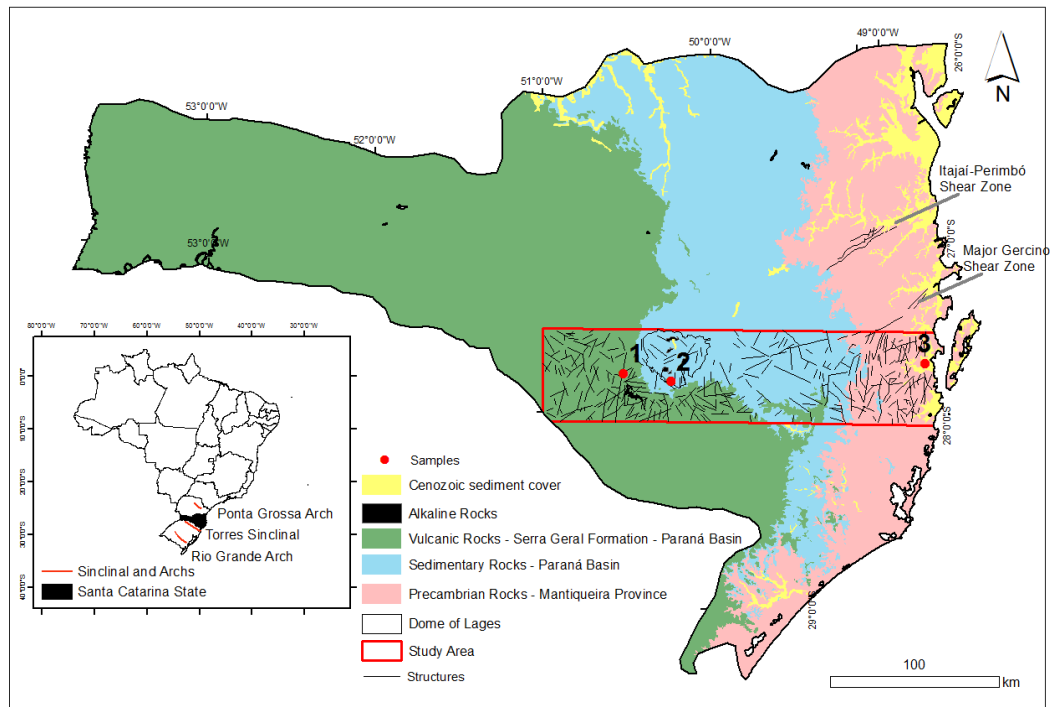


Figure 1. Study area located in the Santa Catarina State (Brazil), showing the main geological rocks, structures and the places of the samples used in this study.

The Catarinense Shield consists of granulites, metavolcanic and metasedimentary rocks and granites. It can be divided into two main tectonic units: the Luis Alves Craton, represented by the Granulite Complex of Santa Catarina, and the Dom Feliciano Mobile Belt (DFMB). The Granulite Complex of Santa Catarina (Hartman *et al.* 1979) refers to a Paleoproterozoic/Archean core, constituted by polydeformed gneisses, predominantly basic, which lie partially covered by volcano-sedimentary associations (Itajaí Group) and is intruded by alkali-feldspar granite (Subida Intrusive Suite). The DFMB (Fragoso-Cesar 1980) is delimited, in the north, by Major Gercino Shear Zone (Trainini *et al.* 1978), and in the south and west by the Paraná Basin. Basei (2000) divide the DFMB into three crustal segments (from SE to NW): a Granitoid Belt (Florianópolis Batholith), a meta-volcanosedimentary belt (Brusque Metamorphic Complex) and a foreland basin (Itajaí Basin, which are interpreted as the result of successive subductions and collisions of different terrains), with a maximum interval of 900 Ma (opening of the ocean) to 530 Ma (deformation of the basins).

The Paraná Basin is the largest intracratonic basin (nearly 1,600,000 km²) in the southern South American Plate, extending three neighboring countries (Uruguay, Argentina and Paraguay). It is characterized by three successive cycles of subsidence, sedimentation and magmatism, which were interrupted by the opening of the South Atlantic (Almeida 1967), which was responsible for creating new structures, and for the reactivation of many older ones in the basin (Almeida 1967, Almeida 1986, Piccirillo *et al.* 1990, Renne *et al.* 1992). The magmatism started in Neojurassic and finished in Eocretaceous, and was responsible for the last subsidence of the Paraná Basin (Almeida 1967), it generates the igneous rocks (mainly basalts) from Serra Geral Formation.

The alkaline complexes of Santa Catarina (Anitápolis Alkaline Complex and Lages Dome Alkaline Complex) are located between the Ponta Grossa Arch and the Torres Syncline. Comin-Chiaromonte *et al.* (2002) consider the Anitápolis Alkaline Complex contemporary with the tholeiitic magmatism in the Paraná Basin, and propose a generation model in two stages: an initial rifting, during the Eocretaceous (~ 132 Ma), before the separation of South America and Africa continents, and the most advanced stage, during the Neocretaceous (~ 72 Ma), when the Lages

Dome was generated. The Lages Dome is a Neocretacic elongated structure (major axis NW-SE), inserted in eastern edge of the Paraná Basin, which has, in its center, the oldest sedimentary rocks and in the periphery of the structure, the youngest rocks (Scheibe 1986, Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010).

3. Methodology

3.1. Samples

A total of 3 oriented samples of rock (Figure 1 and Table 1) were used in this article. Sample 1 has a fault face from the NW family from Cretaceous (basalt from Serra Geral Formation), it has two analysis one with the mineral cover (1M) and one without mineral cover (1R). Sample 2 is an alkaline cretaceous rock from the Dome of Lages (related to NNE fault) and Sample 3 is a Precambrian granite representing the NNE fault system. All samples have a vertical/subvertical fault face with striation or steps, or both, which could be observed in the field. Table 1 shows the number of the sample, fault family (direction of the fault face analysed), field kinematic and age. The Figure 2 shows a picture of samples 1, 2 and 3 in the outcrop, where was possible to identify their kinematics and based on it develop the interpretation of the profiles described on item 3.4 of this article (Micro-brittle Analysis).

Table 1 – Samples and their respective litology, fault family syste, kinematic and age.

Sample_Name	Rock	Fault Family	Field Kinematic	Age
1 -rock	Basalt	NW	Sinistral transcurrent	Cretaceous
1 -Mineral	Basalt	NW		Cretaceous
2	Alkaline	NNE	Transtension	Cretaceous
3	Granite	NNE	Transtension	Precambrian



Figure 2. Picture of the outcrops of the samples 1, 2 and 3 (from left to right). The arrows indicates the kinematics identified in the field.

3.2. μ CT imaging

Samples were placed within an acrylic tube (150 mm fall x 64 mm internal diameter X 3 mm wall) and the empty spaces were filled with sponge (lower density material), so that the samples remain very stationary (Figure 3).

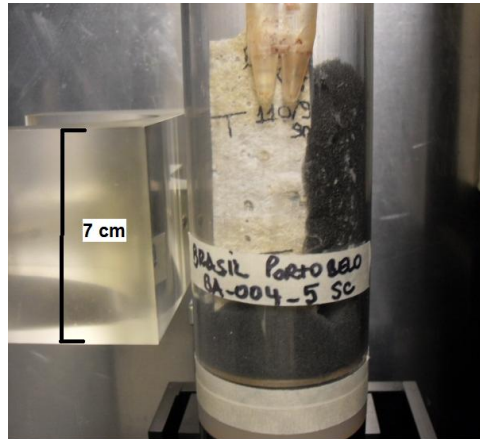


Figure 3. Picture of sample number 2 ready to be scanned

X-ray CT imaging of the rock samples was done on a GE MS8x-130 scanner, maintained in the Soil Imaging Laboratory at the University of Guelph. Established scanning protocols were followed, using 130 keV 190 μ A excitation of the tungsten element, with copper pre-filtering to harden the beam. A total of 720 axial images were collected, integrating for 3300 mS, at a pixel size of 20 μ m. Reconstruction was performed, following standard image corrections (including light and dark field calibration), by back projection using GE Reconstruction Utility. The final 3D imagery had 40 mm isometric voxels, and the attenuation was expressed on the Hounsfield scale, where air = -1000 and water = 0, according to the Equation 1:

$$HU = 1000 \times (\mu - \mu_w) / (\mu_w - \mu_a), \quad \text{Equation 1}$$

where, μ is the linear attenuation coefficient (μ_a and μ_w , representing air and water).

The specific region of interest selected for reconstruction included the fault face. Prior to analysis, the imagery was de-noised using the Gaussian filter (radius 1) of GE Microview®, as recommended by Stonestrom *et al.* (1981), then converted to a stack of tiff formatted axial slices for processing in NIH ImageJ® (Rasband 2005).

3.3 Surface Morphological Analysis

Surface morphological analysis of an object requires a digital elevation model (DEM). A microDEM (μ DEM), with a spatial resolution of 40 μ m, of the fault face of each sample was obtained from the X-ray CT imagery. The first step was to recode all air outside of the samples as NaN (Not-a-Number), by applying masks that isolates the sample preserving the faults faces. The masks for each sample were based on the attenuation histograms curves limits and they have the value 1 for the sample and NaN for the outside of the sample. Then the masks were multiplied by the original data, maintaining the HU values of the sample material (Figure 4). For the basalt rock sample, which has mineral growth in the fault surface (Figure 4C), the analysis was done with the mineral growing (sample 1M) and without it (sample 1R) through a threshold analysis that eliminates the mineral surface (Figure 5).



Figure 4. Application of a threshold to isolate the sample 1 from surrounding air. (A) Original image. (B) Histogram and mask image. (C) Masked image - outside as NaN (Not a Number).

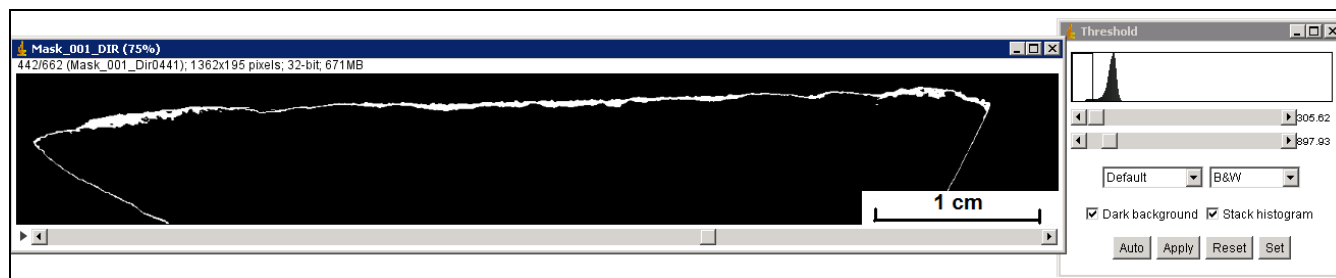


Figure 5. Thresholding in the basalt sample 1 to identify the mineral cover in the fault face.

The second step was to create a binary mask (Figure 6A) and to organize the fault face from the bottom (initial slice) to the top (final slice) (Figure 6B), so the first slice had the lower highest (near zero) of the surface and the last slice the highest surface (Figure 6C). The third step was to create an image with the same dimension (numbers of rows, columns and slices) of the image created in the step two, however each slice needed to have the same value of the number of that slice, for example: the slice 1 had the value 1, the slice 33 had the value 33 and the slice 345 had the value 345. The fourth step was to multiply the image obtained in the step two by the image from step three, and the last step was to project into one image the Z Maximum intensity (Figure 6D). After the μ DEM of the fault surface was obtained, it was oriented according to the vertical fault plane (Figure 6E), so it could be seen in the computer monitor as it was in the outcrop, with the real vertical direction of the samples.

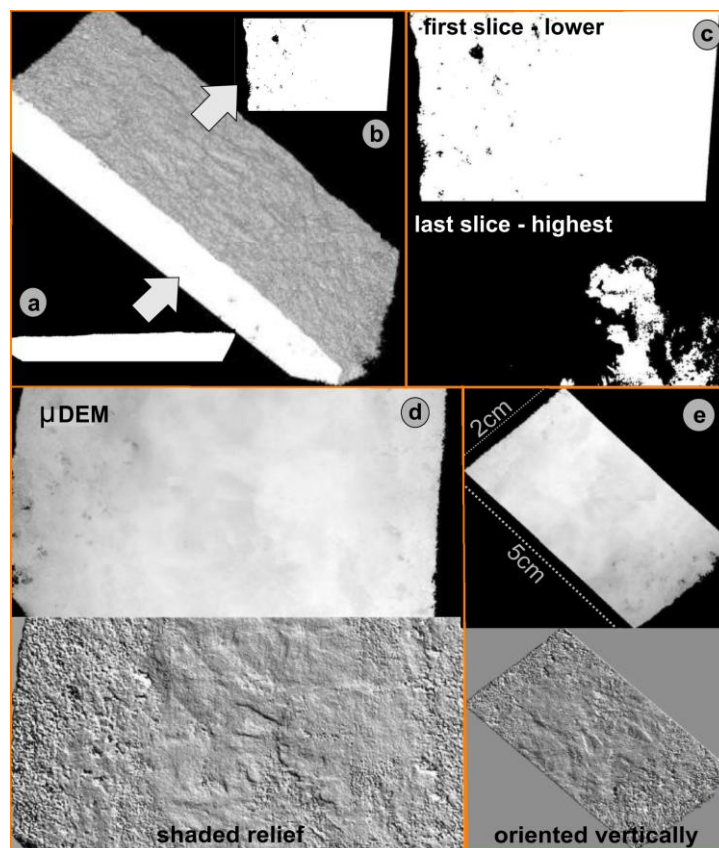


Figure 6. Steps to obtain the μ DEM (Micro Digital Elevation Model) of NW fault face for sample 1. (A) Binary Mask of the sample. (B) Organization of the fault faces in stacks. (C) The lower highest in the first slice (superior figure) and the highest high in the last slice (inferior figure). (D) DEM of a fault face and a shadow relief (azimuth=45/zenith=45). (E) DEM of a fault face oriented vertically as it was in the outcrop.

For this study the spatial resolution of the surface images was 40 μm and shadow relief images were produced for each sample with the azimuths of 45° and 135°, using an inclination of 45°, and building an R (45°) G (135°) B (135°) image (Figures 8, 9, 10 and 11), according to Crepani and Medeiros (1994) recommendation, for not displacement the place of the linear structures. After that the linear structures were manually identified and generated the rose diagrams and profiles. Samples analysed have an average area of 10 cm^2 or 10,000,000 μm^2 .

3.4. Micro-brittle analysis

Manual identification of linear tectonic structures was done for all fault surfaces using the RGB composite images. Those structures included grooves, slickenlines or striations (surface lineations form by physical abrasion), steps and roughness (Figures 8, 9, 10 and 11). The steps normally are perpendicular to the striations and the roughness is parallel. For samples exhibiting bimodal or multimodal distribution, a larger number of profiles were considered than for those with unimodal distribution. These secondary structures, associated with the main fault plain, were classified according to Petit (1987). That author suggested a terminology based on Riedel-type experiments (Tchalenko and Ambraseys 1970, Wilcox *et al.* 1973) which describe the geometrical relation of secondary fractures and steps on fault surfaces. Based on the profile, each fault surface was classified into one of the two groups of secondary fractures (Figure 7): T-fractures (Tension - not striated) or R-fractures (Shear Fractures – Striated, that form an acute angle and deep in the same direction of the movement of the missing block). It was not possible to develop a pattern for R` and P fractures.

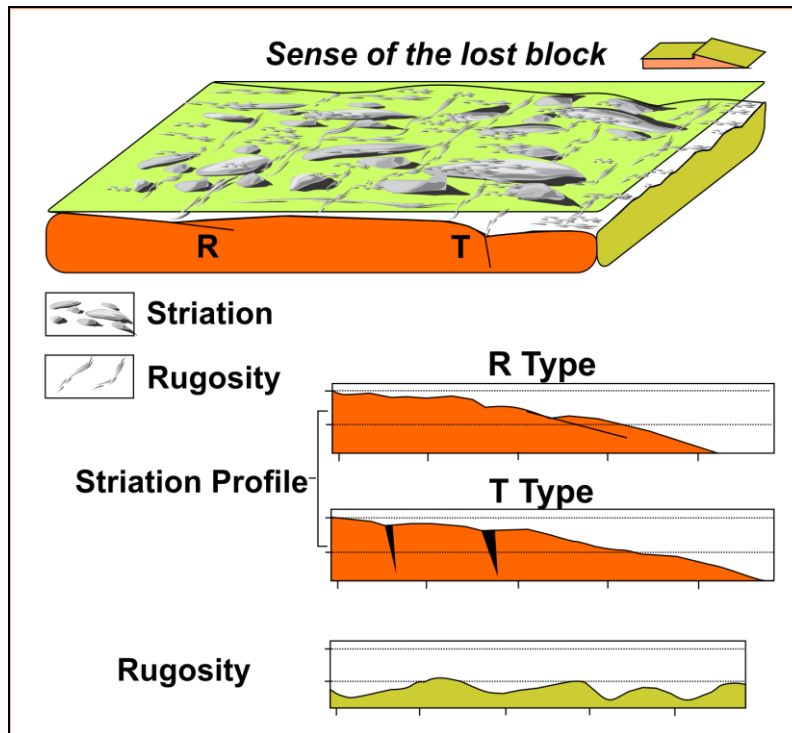


Figure 7. Kinematic criteria along a fault with secondary fractures (based on Petit 1987). The striation profile is more convex and the roughness profile is sinuous.

3.5 Statistics of directional data

Statistic analysis of directional data was done, according to Mardia (1972), to compare the linear structures of the main fault families of the samples (NW to sample 1 and NNE to samples 2 and 3), with the aim of determining if they represent the same population or the same tectonic event. Von Mises distributions (Mardia 1972, 1975) were also determined to study points on a circular distribution, which is analogous to the normal distribution (used to study points on a line).

The linear structures obtained manually of each sample were organized as bidirectional data in 30° intervals, from 0° to 180° (Table 2), then the mean, mode and the circular standard deviation were calculated. The mean is based on the resultant vector of all the directions, which has two main components: the mean direction angle (X_0) and the length of the mean vector (R), based on the Pythagoras Theorem. The greater the length of the mean vector (R), the smaller is the spread of data. It is important to mention that, for unimodal, data the mean can be used, but for multi-modal data the ideal is to use the mode as the descriptive statistics.

Table 2. Intervals of bi-directional data

Azimuth ϕ	Direction
0°-30°	ENE/WSW
31°-60°	NE/SW
61°-90°	NNE/SSW
91°-120°	NNW/SSE
121°-150°	NW/SE
151°-180	WNW/ESE

The circular variance (S_0^2) is used to demonstrate how the data are scattered around the mean and to compare the groups, lower values represents smaller uncertainty. The circular standard deviation (s_0) is simply the square root of the variance, expressed in degrees. In this study the mean, mode and circular standard deviation were used to compare the samples data.

3.6 – Spatial Resolution

Previous studies (Chang and Tsai 1991, Zhang and Montgomery 1994, Elsheikh and Guercio 1997, Kienzle 2004, Zhang *et al.* 2009) emphasized the size of the DEM in the scale of meters and its effect in the derived terrain parameters. For microscale (micrometers) no references were found for 2D spatial resolution (pixel) of rocks, only for 3D (voxel size) of soil (Ketchan 2005, Taina *et al.* 2010). In order to understand the impact of grid resolution on the surface analysis to determine the ideal voxel resolution, the DEMs were resampled (through cubic convolution interpolation) and then compared with the original DEM pixels size (40 μm). The resulting resamples pixels sizes were: 80 μm (2 times original), 160 μm (4 times) and 320 μm (8 times). Differences between resolution were determined by subtracting the original (40 μm) from all the resampled sizes, and then reclassified as 1 (the same value, no changes) or 2 (the value was different, with change).

4. Results

4.1- Surface analysis

The pattern for striations and roughness profiles were considered according to the kinematics defined in the field from the samples in which sense of movement could be clearly

characterized (Table 1). Generally, for the striation profile, it is possible to create a circular convex shape that touches the profile (Figures 7), and for the roughness, present perpendicular to striation, the circular shape that touches the analysed profile is mostly sinuous (Figures 7) or concave.

For the basalt with NW fault family (Sample 1), two variables were considered: one with and other without mineral crust. In the first case (younger) there is one striation, with sense of movement to west, suggesting a sinistral transcurrent movement (Figure 8) and the secondary fractures presents are R type with an average angle near 32° . In the basalt without the mineral cover (older), sample 1R, two striations were observed: one to the west (sinistral transcurrent movement) and other to northwest (transpression) (Figure 9). Two kinematic movements were registered in this basalt, the older being related to a transpression (profile B in the Figure 9) and the younger to a strike slip fault (profile A in the Figure 9), and these striations are related to secondary fractures of Riedel, with the R-fractures having the same sense of movement of the missing block. An important observation in the sample 1 is that for the same striation sense movement to the west (sinistral transcurrent movement) the average angles are near 20° for the rock without mineral cover, and near 30° with the mineral cover, according to the profiles illustrated in Figures 8 (near 32°) and 9B (near 24°).

The Sample 2, related to an alkaline rock from NNE the fault system, shows transtension movement and has the two types of fractures: R with an angle near 18° and T. This sample has as main direction in the rose diagram structures near NS close to the fault direction NNE.

Sample 3 (Figure 11) exhibited a rectilinear profile that was interpreted as related to foliations, perpendicular to a striation, which kinematics is related to a transtension regime, based on the sense of the lowest elevation of the profile, which determine the kinematic movement. In its striation profile is possible to identify the two secondary fractures: R-Type with an angle near 38° and T-Type with an angle near 90° , in this last case symbolizing not striated fractures.

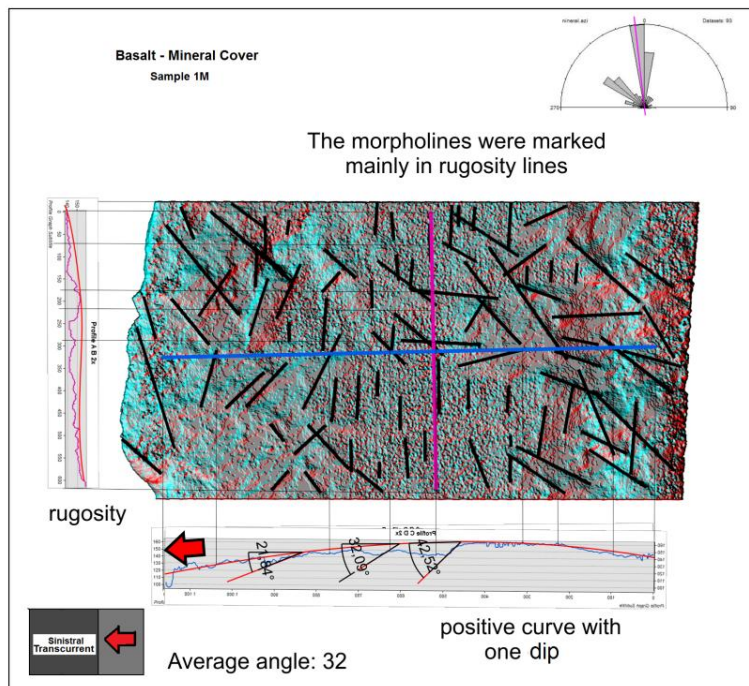


Figure 8. The basalt (NW fault family) with mineral cover, which reveals one striation with sinistral transcurrent sense. Vertical exaggeration = 2X.

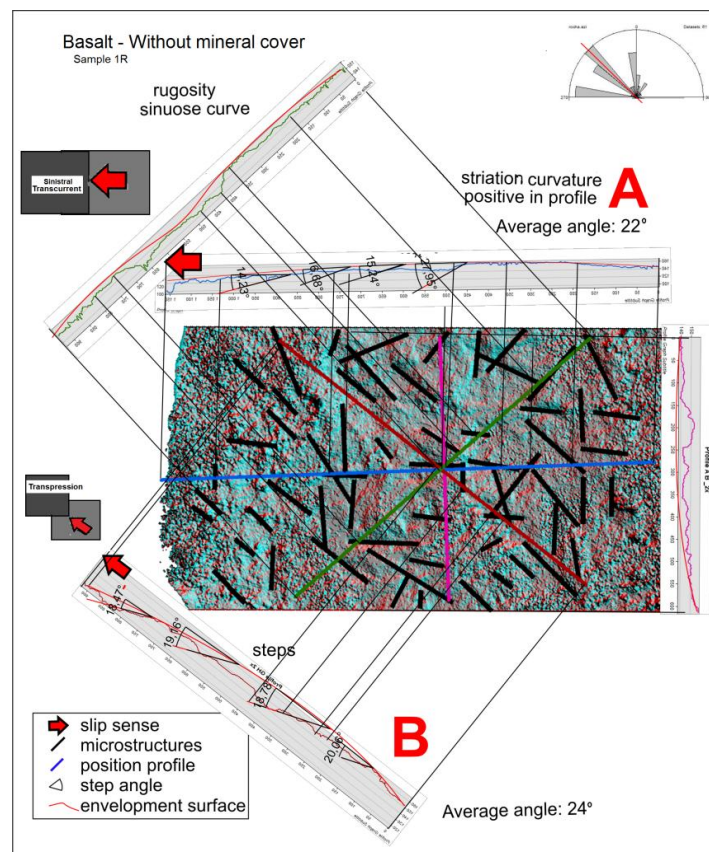


Figure 9. The basalt (NW fault family) without mineral cover that reveals two striations, one with sinistral transcurrent sense and other with a transpression kinematic. Vertical exaggeration = 2X.

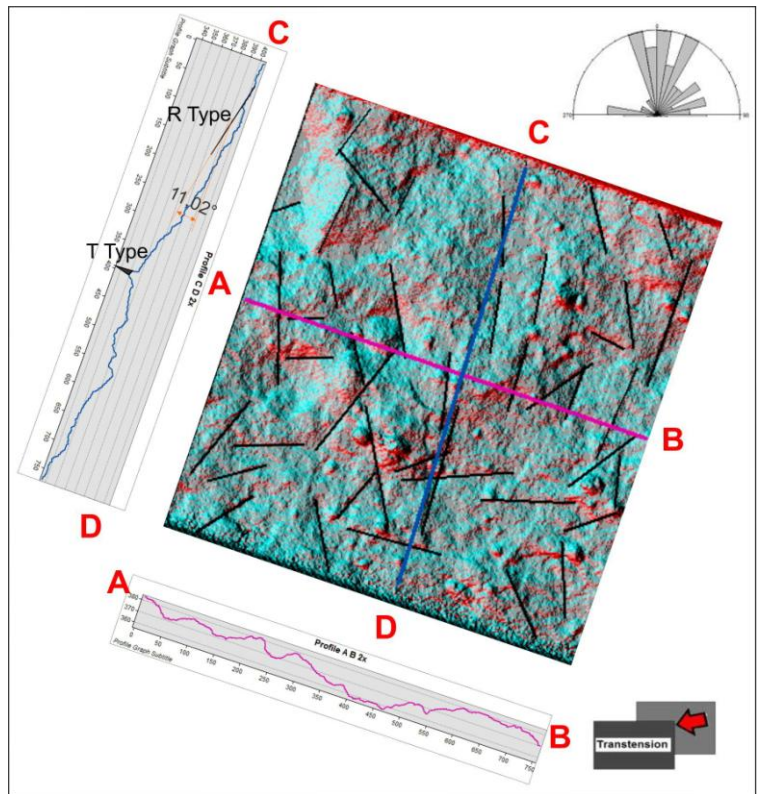


Figure 10 – Sample 2, alkaline from NNE fault system. The striation profile shows two types of fractures (R and T). Vertical exaggeration = 2X.

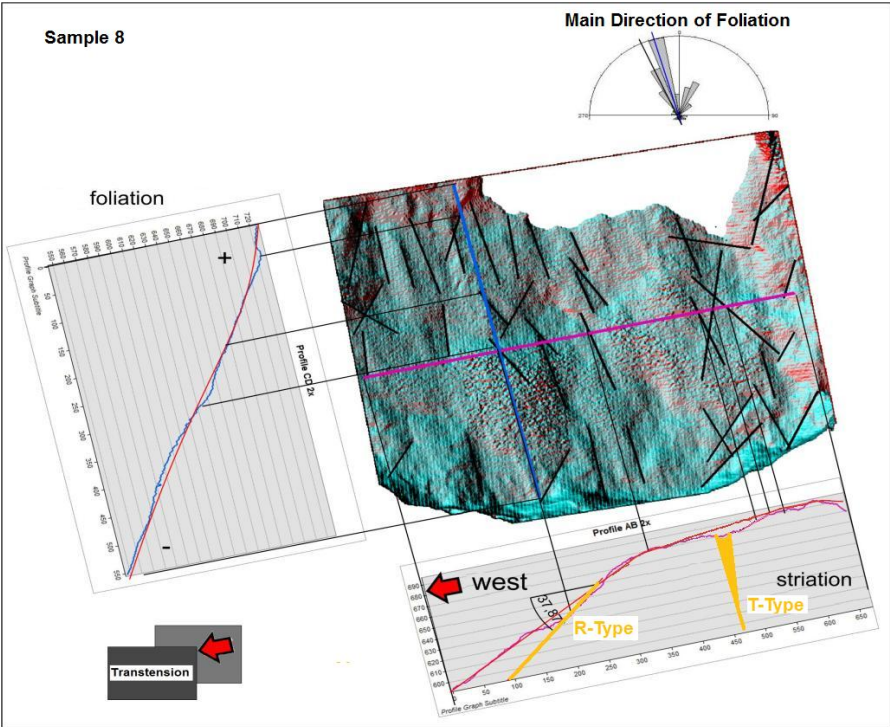


Figure 11 – Example of a sample (number 3) with rectilinear profile that represents fractures, intersection lineations or foliations. Vertical exaggeration = 2X.

The surface analysis, based on the profile of each striation, for the samples, is presented in Table 3. All the samples shows R-fracture type secondary fractures, based on an average angle between 18° and 38°. T-type secondary structure, which presents an angle over 40°, was found in the alkaline and granite both from NNE fault family (samples 2 and 3). Those samples are related to transtension movement and have the normal component related to T fractures.

Table 3 – Classification of the rock samples according to secondary fractures and their respective kinematics movement.

Rock Sample	Rock/Age	Fault Family	Morfo-structures	Average Angle (°)	Secondary fractures type	Sense of movement
1M	Basalt/Cretaceous	NW	Striation	32	R	Sinistral Transcurrent
1R	Basalt/Cretaceous	NW	Striation A	22	R	Sinistral Transcurrent
			Striation B	24	R	Transpression
2	Alkaline/Cretaceous	NNE	Striation	18	R/T	Transtension
3	Granite/Precambrian	NNE	Striation	28	R/T	Transtension

4.2. Statistics

A summary of the statistical data is provided in Figure 12 with the aim of determining if they represent the same population or the same tectonic event. The NW fault family shows one population represented by the Cretaceous basalt (sample 1) without the mineral cover (1R) and with the mineral cover (1M). The NNE fault family shows two populations: one for the Cretaceous alkaline (sample 2) and another for the Precambrian rock (sample 3), although they have an overlap area of the circular standard deviation and both NNE structures are related to transtension tectonic.

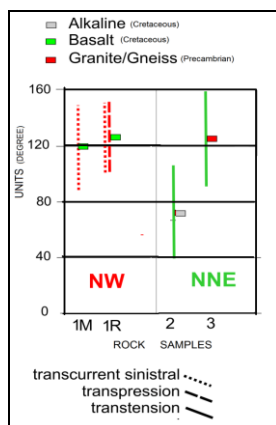


Figure 12 - General representation of lineaments extracted from micro surface analysis of the rock samples, based on the mean, mode and circular standard deviation.

4.3-Spatial Resolution

Pixel size analysis showed that the average and standard deviation of the coincidence between the original (40 μm) data and coarser spatial resolutions of 2x (80 μm), 4x (160 μm) and 8x (320 μm) decreased: $83\pm 4\%$, $67\pm 12\%$ and $52\pm 12\%$. Figure 13 shows the 95% confidence intervals for the mean of each spatial resolution, and emphasizes that the data, for the different spatial resolutions, does not represent the same population.

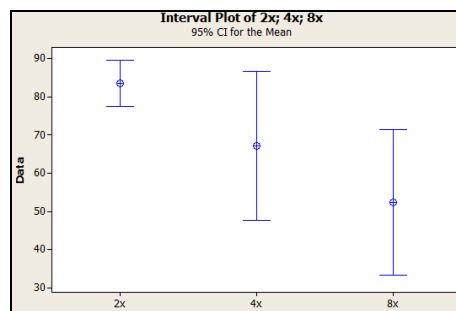


Figure 13. Plot interval of 95% of confidence for the mean of each spatial resolution.

5. Discussion

5.1 Surface Morphological Analysis

The basalt samples for the NW fault family (samples 1R and 1M) presented a sinistral transcurrent kinematic on the mineral cover (1M). For the rock without the mineral cover (1R) two kinematics were observed, one is linked to a transpression component and the other to a sinistral transcurrent movement. Those kinematics are interpreted as first a transpression component, and then a sinistral transcurrent movement. The striation sense to the west (sinistral transcurrent movement), in the basalt, shows average angles near 20° (sample 1R) and near 30° (sample 1M), interpreted as the effect of refraction of the secondary fractures in the rock.

Alkaline rock (sample 2), representing a NNE fault family showed transpression kinematics (with a sinistral transcurrent component). The transcurrent event that affected the alkaline rocks in the Lages Dome Alkaline Complex is widely mentioned (Roldan 2007, Roldan *et al.* 2010, Machado *et al.* 2012, Jacques *et al.* 2012), however the transtension regime are not clearly presented in the literature. Strugale *et al.* (2007) defined two deformational events for the Ponta Grossa Arch and the last one (D2), from Eocretaceous/Tertiary, is characterized as a transtension

regime. The linear structures existent on those faults faces were generated during or after the placement of the alkaline rocks which age is near 72 Ma (K/Ar, Rb/Sr and Ar/Ar, Scheibe *et al.* 1985, Machado and Teixeira 2008).

For the Precambrian rock (sample 3), the sense of movements is identified as transtension and based on the linear structures obtained they do not look to be part of the same population of the sample 2 (representing NNE fault) although they have an overlap area of the circular standard deviation and are related to transtension tectonic movement (Figure 12). Those structures have a high correlation with the population of the NW faults registered in the basalts (Figure 12), suggesting that they could be generated in the same tectonic event and the NNE faults registered in the alkaline rock could be generated latter.

5.2-Spatial Resolution

A comparison of spatial resolutions shows that, for each resolution, the results of μ DEM's is different, and the standard deviation increases as the resolution of images decrease (Figure 13). Chang and Tsai (1991) studied the effect of DEM resolution, in the range of 20 to 80 m, on slope and aspect mapping, and concluded that the accuracy of the data decreased with coarser resolutions. Others authors (Zhang and Montgomery 1994, Elsheikh and Guercio 1997, Kienzle 2004, Zhang *et al.* 2009) did the same comparison, also at the meter scale, and reached the same conclusion; this leads us to suggest that, independent of the unit of measure (meters, centimeters, millimeters or microns), data accuracy always decreases with coarser resolution, and the result of the research can be different.

The vertical accuracy for a DEM of 80 μ m spatial resolution, in comparison with the original is approximately 83%, and the accuracy decreases using coarser spatial resolution. Based on the accuracy of the National Elevation Dataset (NED) of USGS (United State Geological Survey) for vertical accuracy, which uses the value 90% as the inferior limit for acceptable maps of elevation data, it is suggested that the spatial resolution for the μ -brittle analysis used in this study (40 μ m) should not be resampled in lower resolution.

6. Conclusion

Microtomography (μ CT) also can be applied in the analysis of micromorphology of surfaces, obtaining an image in 2D with the value of the relative elevation in the Z component, like a DEM (Digital Elevation Model). For this scale of detail it is possible to build a microDEM (μ DEM) in the fault surface and to analyse μ brittle structures present on it (as striations, roughness and steps), allowing the characterization of the sample kinematics. The spatial resolution of the μ DEM is also evaluated in order to provide the best pixel size for the application of this technique, with the aim of reduce time of sample exposure on X-ray and consequently decrease the image processing time.

The new technique, developed to observe and analyse μ -brittle structures, allowed the characterization of the kinematics on fault faces, based on the construction of a μ DEM, for about 10 cm² of surface area, with a spatial resolution of 40 μ m. This enable the analysis of fault surfaces of rocks (as striations, roughness and steps) to determine the sense of movement, when associated with studies of outcrops, local and regional geology, especially when it is not possible to determine the shear sense of striations with aid of magnifying lens or microscope. This technique also enables the determination of the chronological relationship, of a sample, when it has mineral growing that cover the fault surface, because the 3D X-ray CT data allows virtual removal of layers of different densities. This could be seen in the basalt sample of NW fault family, in which striations related to a transpressive regime before a sinistral transcurrent movement are recorded. For the younger sample (Cretaceous) and for the older sample (Precambrian), it was possible to relate the development of NNE faults to a transpressive regime recorded in the fault face, but it was not able to relate them to the chronology of those events. The recommendation is that the technique needs to be done with a large number of samples from the same type of rock, and from the same direction of fault family, to characterize the sense and kinematics of each fault surface analysed (rock type - fault direction).

The methodology allowed the characterization of R and T types in the striations profiles but it was not possible to identify P and R`types from secondary fractures. In the samples where were detected the T type it was associated with transtension movement, showing the normal stress.

A comparison, between mode and average standard deviation of micro-linear structures of rocks from different ages, allowed the identification of structures that belong to the same population.

Pixel size (spatial resolution) analysis showed that, for different spatial resolutions, the data accuracy decreases with lower resolution, so the result of the research in each spatial resolution can be different. A recommendation is to acquire images with higher spatial resolution (voxel size of 20µm or finer).

Acknowledgments

The authors wish to thank the Brazilian Geological Survey (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM); the Post-Graduation Program in Minerals Resources and Hydrogeology of the Geosciences Institute of Universidade de São Paulo; the Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro and the University of Guelph. The first author thanks CAPES for an abroad scholarship (Process number – BEX 6375/11-1) and Romulo Machado for the scholarship (Proc. 300423/82-9). Also to the Canadian Foundation for Innovation, the Ontario Innovation Trust and NSERC-RTI grant to the third author, for acquisition and upgrading of the X-ray CT instrumentation.

References

- Almeida, F.F.M., 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/DGM Boletim 241, 36p.
- Almeida, F.F.M., 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. *Rev. Bras. de Geoc.* 16(4), 325-349.
- Arnold, J.R., Testa, J.P.J., Friedman, P.J., Mambic, G.X., 1982. Computed tomographic analysis of meteoric inclusions. *Science* 219, 383-384.
- Basei, M.A.S., 2000. Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano. Concurso para obtenção do título de Professor Livre-Docente. Universidade de São Paulo, SP, Brasil.

- Chang, K.T., Tsai B.W., 1991. The effect of DEM resolution on slope and aspect mapping. *Cartogr. Geogr. Info. Sci.* 18(1), 69-77.
- Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B., Castorina, F., Censi, P., Antonini, P., Furtado, S., Ruberti, E., Scheibe, L.F., 2002. Geochemistry and geodynamic implications of the Anitápolis and Lages alkaline-carbonatite complexes, Santa Catarina state, Brazil. In: *Rev. Bras. de Geoc.* 32(1): 43-58.
- Conroy, G.C., Vannier, M.W., 1984. Noninvasive three-dimensional computer imaging of matrix-filled fossil skulls by high-resolution computed tomography. *Science* 226, 456-458.
- Crepani, E., Medeiros, J.S., 1994. Imagens fotográficas derivadas de MNT do Projeto SRTM para fotointerpretação na Geologia, Geomorfologia e Pedologia./E. Crepani; J. S. de Medeiros. São José dos Campos: INPE.
- Dunne W.M., Geiser P. L., 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p.101-120.
- Elsheikh, S., Guercio, R., 1997. GIS topographical analysis applied to unit hydrograph models: sensitivity to DEM resolution and threshold area. In: *Proceedings of the Rabat Symposium on Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems*. International Association of Hydrological Sciences Publ. 242, 245-253.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-riograndense. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 31, Balneário Camboriú, 1980. *Anais*, 2879-2892.
- GE Healthcare, 2006. MicroView 2.1.2 – MicroCT Visualization and Analysis. London, Canada.
- Geet, M.V., Swennen, R., 2001. Quantitative 3D-fracture analysis by means of microfocus X-ray computer tomography (μ CT): an example from coal. *Geophysical Research Letters* 28(17), 3333-3336.
- Geraud, Y., Surma, F., Mazerolle, F., 2003. Porosity and fluid flow characterization of granite by capillary wetting using X-ray computed tomography. *Applications of X-ray computed tomography in the geosciences*. Geological Society, London, UK. Special Publications 215, 95-105.
- Grevers, M.C.J., De Jong, E., St. Arnaud, R.J., 1989. The characterization of soil macroporosity with CT scanning. *Can. J. Soil. Sci.* 69, 629-637.
- Hainsworth, J.M. and Aylmore, L.A.G., 1983. The use of computer-assisted tomography to determine spatial distribution of soil water content. *Australian Journal of Soil Research* 21, 435-443.
- Hancock, P.L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. In: *Journal of Structural Geology*, Vol. 7, p.435-457.
- Hancock, P.L., Engelder, T. 1989. Neotectonic joint..In: *Geological Society of America Bulletin*, vol 101, p. 1197-1208.
- Hartmann, L.A., Silva, L.C., Orlandi Filho, V., 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e Implicações Genéticas. *Acta Geol. Leopold.* 6, 93-112.

- Hirono, T., Takahashi, M., Nakashima, S., 2003. Directed imaging of fluid flow in fault related rocks by X-ray CT. In: Mees, F., Swennen, R., Geet, M.V., Jacobs, P. (Coord.), *Applications of X-ray Computed Tomography in Geosciences*, Geological Society, London, Special Publications 215, 61-68.
- Hounsfield, G.N. 1972. A method and apparatus for examination of a body by radiation such as X or Gamma. British Patent 1283915, London.
- Hounsfield, G.N., 1973. Computerized transverse axial scanning (tomography). Part 1: Description of system. *British Journal of Radiology* 46, 1016-1022.
- Jacques, P.D., Machado, R., Nummer, A.R. 2012. A comparison for a multiscale study of structural lineaments in southern Brazil: LANDSAT-7 ETM+ and shaded relief images from SRTM3-DEM. *An. Acad. Bras. Cienc.* 84 (4): 931-942.
- Kenter, J.A.M., 1989. Applications of computerized tomography in sedimentology. *Marine Geotechnology* 8, 201-211.
- Ketcham, R.A., Carlson, W.D., 2001. Acquisition, Optimization and Interpretation of X-Ray Computed Tomographic Imagery: Applications to the Geosciences. *Computers and Geosciences* 27, 381-400.
- Ketcham, R.A., 2005. Three-dimensional grain fabric measurements using high-resolution X-ray computed tomography. *Journal Structural Geology* 27, 1217-1228.
- Kienzle, S.W., 2004. The effect of DEM raster resolution on first order, second order and compound terrain derivatives. *Transactions in GIS*, 8(1), 83-111.
- Landis, E.N., Nagi, E.N., Keane, D.T., 2003. Microstructure and fracture in three dimensions. *Engineering Fracture Mechanics* 70, 911-925.
- Lopes, A.P., Fiori, A.P., Reis Neto, J.M., Marchese, C., Vasconcellos, E.M.G., Trzaskos, B., Onishi, C.T.; Pinto-Coelho, C.V., Secchi, R., Silva, G.F. (2012) Análise tridimensional de rochas por meio de microtomografia computadorizada de raios X integrada à petrografia. *São Paulo, UNESP, Geociências* 31(1), 129-142 (in press).
- Machado, R., Teixeira, W., 2008. Idades ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) do Magmatismo Alcalino do Distrito Alcalino de Lages, SC. In: *Simp. Vulc. e Amb. Assoc.*, 4, Bol. Res., SBG, Foz do Iguaçu, PR.
- Machado, R., Roldan, L.F., Jacques, P.D., Fassbinder, E., Nummer, A.R., 2012. Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica no Domo de Lages – Santa Catarina. *Rev. Bras. de Geoc.*, 42 (4):799-811.
- Mardia, K.V. 1972. *Statistics of Directional Data*. Academic Press, London, New York. pp 357.
- Mardia, K.V. 1975. Statistics of directional data. *J. R. Statist. Soc. B*, 37, 349-393.
- Mees, F., Swennen, R., Van Geet, M., Jacobs, P., 2003. *Applications of X-ray computed tomography in the geosciences*. Geological Society, London, UK. Special Publications 15, 16.

- Petrovic, A.M., Siebert, J.E., Rieke, P.E., 1982. Soil bulk density analysis in three dimensions by computed tomographic scanning. *Soil Science Society of America Journal* 46, 445-450.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on faults surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* 9, 597-608.
- Piccirillo, E.M., Bellieni G., Cavazzini, H., Comin-Chiaramonti, P., Petrini, R., Melfi, A.J., Pinese, J.P.P., Zantadeschi, P., De Min, A., 1990. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms in the Ponta Grossa Arch (South East Brazil): petrology, Sr-Nd isotopes, and genetic relationships from Paraná flood volcanic. *Chemical Geology* 89, 19-48.
- Pollard, D.D., Aydin, A. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. In: *Geological Society of America Bulletin*, vol 100, p. 1181-1204.
- Price, N.J. 1966. *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock*. Oxford: Pergamon Press, 175p.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 1: (Strain Analysis) e Vol. 2 (Folds and Fractures). Academic Press, London.
- Rasband, W., 2005. ImageJ, Image Manipulation Software. National Institute of Health, Bethesda M.D., USA. (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>).
- Renard, F., Bernard, D., Desrues, J., Simonin, A.O., 2009. 3D imaging of fracture propagation using synchrotron X-ray microtomography. *Earth and Planetary Science Letters* 286, 285-291.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prévot, M., Perrin, M., 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science* 258, 975-978.
- Riedel, W., 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Ein beitrage zum problem der fiederspalten. *Zentralblatt für Mineralogie*, 1919b: 354-368.
- Roldan, L.F., 2007. *Tectônica Rúptil Meso-Cenozóica na região do Domo de Lages, SC*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 121p.
- Roldan, L.F., Machado, R., Steiner, S.S., Warren, L.V., 2010. Análise de Lineamentos Estruturais no Domo de Lages (SC) Com Uso de Imagens de Satélite e Mapas de Relevo Sombreado. *Geologia USP* 10(2), 57-72.
- Scheibe, L.F., 1986. *Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC*. São Paulo, Tese de Doutorado, Programa de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 224pp.
- Scheibe L.F., Kawashita K., Gomes, C.B., 1985. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 2, Atas, Florianópolis, 299-307.
- Simons, F.J., Verhelst, F., Swennen, R., 1997. Quantitative characterization of coal by means of microfocal X-ray computed microtomography (CMT) and color image analysis (CIA). *Int. J. Coal Geol.* 34, 69-88.
- Stonestrom, J.P., Alvarez, R.E., Macovski, A., 1981. A framework for spectral artifact corrections in X-ray CT. *IEEE Trans. Biomed. Eng.* 28 (2), 128-141.

- Strugale, M., Rostirolla, S.P., Mancini, F., Portela Filho, C.V., Ferreira, F.J.F., Freitas R.C., 2007. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 24, 203-227.
- Sylvester, W., 1988. Strike-Slips Faults. *Geological Society of America Bulletin*. (100): 1666-1703.
- Taina, I.A., Heck, R.J., Elliot, T.R., Scaiff, N., 2010. Micromorphological and X-ray μ CT study of Orthic Humic Gleysols under different management conditions. *Geoderma* 158,110–119.
- Tchalenko, J.S., Ambraseys, N.N., 1970, Structural analysis of the Dasht-e Byaz (Iran) earthquake fractures, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81, 41–66.
- Trainini, D.R., Dias A.A., Krebs, A.S.J., Souza, E.C., Capeletti, I., Toniolo, J.A., Silva, L.C., Silva, M.A.S., 1978. DNPM/CPRM. Projeto Vidal Ramos—Biguaçu. Porto Alegre, pp.303.
- Van Geet, M., Swennen, R., Wevers, M., 2000. Quantitative analysis of reservoir rocks by microfocus X-ray computerised tomography. *Sedimentary Geology* 132, 25-36.
- Vandersteen, K., Busselen, B., Abeele, K.V.D., Carmeliet, J., 2003. Quantitative characterization of fracture apertures using microfocus computed tomography. In: Mees, F., Swennen, R., Geet, M.V., Jacobs, P. (Coordinators), *Applications of X-ray Computed Tomography in Geosciences*, Geological Society, London, Special Publications 215, 61-68.
- Wellington, S.L., Vinegar, H.J., 1987. X-ray computerized tomography. *Journal of Petroleum Technology* 39 (8), 885–898.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P., Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. *The Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 57, 74–96.
- Zabler, S., Rack, A., Manke, I., Thermann, K., Tiedemann, J., Harthill, N., Riesemeier, H., 2008. High-resolution tomography of cracks, voids and micro-structure in greywacke and limestone. *Journal of Structural Geology* 30, 876-887.
- Zalán, P.V., 1986. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências* 6 (3): 245-257.
- Zhang, J.X., Wu, J.Q., Chang, K., Elliot, W.J., Dun, S., 2009. Effects of DEM source and resolution on WEPP hydrologic and erosion simulation: a case study of two forest watersheds in northern Idaho. *American Society of Agricultural and Biological Engineers* 52(2), 447-457.
- Zhang, W., Montgomery, D.R., 1994. Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. *Water Resources Research* 30, 1019-1028.

Anexo A - Submissão do artigo "Magnetometric alignments at the eastern edge of the Paraná Basin in Santa Catarina and its correlation with Phanerozoic tectonics" na Brazilian Journal of Geology

[BJG] Agradecimento pela submissão

11 de Junho de 2013 16:08

De: "Umberto Cordani" <ucordani@usp.br>

Para: "Sra Patricia Duringer Jacques" <patricia.jacques@cprm.gov.br>

Sra Patricia Duringer Jacques,

Agradecemos a submissão do trabalho "MAGNETIC LINEAMENTS AT THE EASTERN EDGE OF THE PARANÁ BASIN IN SANTA CATARINA AND ITS CORRELATION WITH PHANEROZOIC TECTONICS" para a revista Brazilian Journal of Geology.

Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://rbg.sbgeo.org.br/index.php/rbg/author/submission/29984>

Login: pdj

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Umberto Cordani
Brazilian Journal of Geology

Brazilian Journal of Geology
<http://rbg.sbgeo.org.br/>

Anexo B – Submissão do artigo “Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil” na Geomorphology

A manuscript number has been assigned to your submission 26 de Fevereiro de 2013 7:27

De: "ees geomor 0 1f817a 96791cea"
<ees.geomor.0.1f817a.96791cea@eesmail.elsevier.com>

Em nome de: "Geomorphology" <geomor@elsevier.com>

Para: "patricia jacques" <patricia.jacques@cprm.gov.br>

Ms. Ref. No.: GEOMOR-3943

Title: APPLICATION OF MORPHOMETRY IN NEOTECTONIC STUDIES AT THE EASTERN EDGE OF THE PARANÁ BASIN, SANTA CATARINA STATE, BRAZIL
Geomorphology

Dear Patricia,

Your submission entitled "APPLICATION OF MORPHOMETRY IN NEOTECTONIC STUDIES AT THE EASTERN EDGE OF THE PARANÁ BASIN, SANTA CATARINA STATE, BRAZIL" has been assigned the following manuscript number: GEOMOR-3943.

You may check on the progress of your paper by logging on to the Elsevier Editorial System as an Author.

The URL is <http://ees.elsevier.com/geomor/>.

Your username is: patricia.jacques@cprm.gov.br

If you need to retrieve password details, please go to:

http://ees.elsevier.com/geomor/automail_query.asp

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Geomorphology

For further assistance, please visit our customer support site

at <http://help.elsevier.com/app/answers/list/p/7923> Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.

Anexo C – Submissão do artigo “The use of microtomography in structural geology: a new methodology to analyse fault faces ”na Journal of Structural Geology

A manuscript number has been assigned to SG-D-13-00066

9 de Abril de 2013 10:52

De: "ees sg 0 206ec3 127d1e06" <ees.sg.0.206ec3.127d1e06@eesmail.elsevier.com>

Em nome de: "Journal of Structural Geology" <editor@mail-jsg.org>

Para: "patricia jacques" <patricia.jacques@cprm.gov.br>

Ms. Ref. No.: SG-D-13-00066

Title: THE USE OF MICROTOMOGRAPHY IN STRUCTURAL GEOLOGY: A NEW METHODOLOGY TO ANALYSE FAULT FACES

Journal of Structural Geology

Dear Patricia,

Your submission entitled "THE USE OF MICROTOMOGRAPHY IN STRUCTURAL GEOLOGY: A NEW METHODOLOGY TO ANALYSE FAULT FACES" has been assigned the following manuscript number: SG-D-13-00066.

Your manuscript will be handled by Receiving Editor Editorial Office.

You may check on the progress of your paper by logging on to the Elsevier Editorial System as an author.

The URL is <http://ees.elsevier.com/sg/>.

Your username is: patricia.jacques@cprm.gov.br

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Editorial Office
Receiving Editor
Journal of Structural Geology