

Universidade Federal do Paraná
Setor de Ciências da Terra
Departamento de Geologia
Curso de Pós-Graduação em Geologia

LEONARDO MAIRINK BARÃO

**ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO - ESTRUTURAL DA
BACIA DO GUARATUBINHA E DEFORMAÇÕES ASSOCIADAS,
SUDESTE DO ESTADO DO PARANÁ**

CURITIBA
AGOSTO DE 2016

LEONARDO MAIRINK BARÃO



**ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO - ESTRUTURAL DA BACIA
DO GUARATUBINHA E DEFORMAÇÕES ASSOCIADAS,
SUDESTE DO ESTADO DO PARANÁ**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Geologia Exploratória, no Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Barbara Trzaskos

Co-orientador: Dr. Luís Gustavo de Castro

CURITIBA

AGOSTO DE 2016

Barão, Leonardo Mairink

Arcabouço estratigráfico – estrutural da Bacia do Guaratubinha e deformações associadas, sudeste do estado do Paraná / Leonardo Mairink Barão. – Curitiba, 2016.

135 f. : il.; tabs.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientadora: Barbara Trzaskos

Coorientador: Luíz Gustavo de Castro

1. Geologia estrutural. 2. Bacias sedimentares. I. Trzaskos, Barbara. II. Castro, Luíz Gustavo de III. Título.

CDD 551.48

TERMO DE APROVAÇÃO

LEONARDO MAIRINK BARÃO

“Arcabouço estratigráfico-estrutural da Bacia do Guaratubinha e deformações associadas, sudeste do Estado do Paraná.”

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



Prof. Dr. Claudio Riccomini - USP



Prof. Dr. Eduardo Salamuni - UFPR



Prof.ª Dr.ª Barbara Trzaskos – UFPR
Presidente

Curitiba, 28 de julho de 2016.

*A minha família, principalmente aos meus pais Rosana e Rogério, que me
incentivaram e apoiaram em todos os momentos*

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha orientadora, Prof^a. Dr^a. Barbara Trzaskos, pelo acompanhamento, atenção, discussões geológicas e dedicação ao longo desses dois anos de mestrado.

Ao meu co-orientador, Dr. Luis Gustavo de Castro, por todo auxílio na interpretação, compreensão e elucidação dos dados geofísicos.

Ao Prof. Dr. Fernando Farias Vesely, pelo incentivo a pesquisa científica, a colaboração nos trabalhos de campo e principalmente as discussões geológicas, que levaram a finalização desse trabalho.

À professora Eleonora Vasconcellos e aos professores Francisco Ferreira, Leonardo Cury, Ossama Harara e Fernando Mancini, por todos os ensinamentos, discussões e empréstimo de diversos materiais didáticos durante o período do mestrado.

Aos professores Claudio Riccomini e Eduardo Salamuni por todas as assertivas correções da qualificação e dissertação.

A graduanda Joana de Freitas Rosin pelas descrições petrográficas, que auxiliaram na confecção desse trabalho.

Aos participantes dos trabalhos de campo Gustavo Queiroz, Edson, Tiago Casseb, Thammy Mottin, Renato Leandro, Eduardo Rosa, Rafael França, Bruno Macchioni, Jeferson Dias e até mesmo William Peyerl que passou mal durante o campo, mas deu a sua contribuição a esse trabalho.

A infraestrutura do LABAP e a todos os seus integrantes e amigos, Fabio Berton, Renata Zanella, Mérolyn Rodrigues, Danielle Schemiko, Matheus Eler, e principalmente Amanda Hammerschmidt, que sempre me aturou desde a graduação e colaborou opiniões construtivas.

Aos laboratórios LAMIR e LPGA, pela possibilidade de usar suas infraestruturas e seus softwares. E a CPRM por ceder os dados aerogeofísicos. As instituições CAPES e CNPq pelo fornecimento da bolsa e apoio financeiro para o custeio do projeto “Tectônica, sedimentação e magmatismo na Bacia do Guaratubinha, PR”, número 81065/2013-0.

E ao programa de Pós-Graduação em Geologia da UFPR por toda infraestrutura oferecida, bem como ao secretário Kazu pela eficiência e colaboração durante todo o mestrado.

Aos amigos de pós-graduação e de vida Jan Soares, Allan Gomes, Gabriel Fischer, Gabriel Fontanella, Fernanda Borato, Larissa Rocha, William Peyerl que sempre deram apoio e participavam dos momentos de descontração.

Ao grande amigo Eduardo Santos Costa pela parceria nas cachaçadas e amizade, e a Dandara Ataide Salvador, que mesmo distante deu as suas sugestões.

*It's funny how day by day, nothing changes.
But when you look back everything is different.*

Calvin & Hobbes – Bill Watterson

RESUMO

A Bacia do Guaratubinha possui história evolutiva complexa marcada por diferentes eventos deformacionais, associados à sedimentação, vulcanismo e tectonismo. É situada no estado do Paraná a cerca de 35km da cidade de Curitiba. É classificada como uma das bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana, formada ao final do Neoproterozoico (604.6 ± 8.6 Ma), sua formação está relacionada ao estágio pós-colisional entre os terrenos Luiz Alves e Curitiba, participantes da formação da porção sul do paleocontinente Gondwana. Mediante análise estrutural, relações estratigráficas e dados aerogeofísicos (aerogamaespectrométrico e aeromagnético) foi caracterizado novo arcabouço estratigráfico e estrutural da bacia. A análise estrutural se deu a partir da coleta de indicadores cinemáticos em planos de falha, tratados pelo método dos diedros retos, sendo possível a discriminação da tectônica predominantemente *strike-slip*, atuante em três eventos deformacionais distintos. O evento E1 teria sido consequência de uma direção de esforços NE-SW, que provocaram a abertura da bacia com a nucleação da Falha Mestra Guaratubinha (FMG) a noroeste e da Zona de Cisalhamento Guaricana (ZCGN), a sudeste. Estas estruturas apresentam direção entre N20-45E e ambas constituem falhas limitantes da bacia que evoluíram em contexto transtraccional. A nucleação dessas estruturas permitiu a geração de depocentros e a sedimentação inicial da bacia, principalmente ao longo da FMG, com depósitos conglomeráticos da Formação Miringuava. Em consequência da contínua abertura da bacia ocorreu o vulcanismo intermediário, com a formação dos andesitos da Formação Vossoroca. A evolução da bacia culmina com o vulcanismo ácido da Formação Serra do Salto, subdividida em três membros distintos Escutador (riolitos e riolitos), Castelhanos (tufos vulcânicos, ignimbritos e riolitos subordinados) e Osso da Anta (ignimbritos e brechas vulcânicas). A progressiva ação do evento E1 causou a formação de planos de falha bem marcados, com predominância da cinemática dextral e componente normal. Em estágio final de evolução ocorre a formação de falhas transcorrentes de direção concordante as falhas FMG e ZCGN, denominadas *crossing basin faults* (CBF) onde se desenvolvem rochas deformadas em estado plástico-dúctil. Nesse evento ocorrem ainda a geração de brechas tectônicas associadas ao hidrotermalismo, sendo identificadas a cristalização de quartzo policristalino, ferro-clorita e carbonato-apatita, seguidos de deformação rúptil. O segundo evento tectônico E2 é marcado pela compressão da bacia e estaria relacionada a colagem do Terreno Paranaguá, no início do Cambriano e limitado pela Zona de Cisalhamento Palmital (ZCPA). Essa zona de cisalhamento possui direção NNE-SSW com cinemática sinistral. A compressão causada por esse evento criou falhas de empurrão com direções variáveis, entre ENE-WSW, e falhas antitéticas de cinemática sinistral semelhante a movimentação da ZCPA, com compressão WNW-ESE. O último evento tectônico foi delineado por anomalias magnéticas positivas associadas a diques de idade mesozoica e falhas dextrais de direção N5-50W e direção de encurtamento NW-SE, sobretudo se caracteriza pela justaposição de diferentes unidades geológicas da bacia. Apesar dos eventos tectônicos posteriores, à formação da bacia, mantiveram-se intactas algumas características de bacia *pull-apart* como: forma alongada e romboédrica, assimetria na sedimentação, alta variedade composicional devido a movimentação lateral e sedimentos pobremente selecionados ao longo das falhas principais. Essas características a colocam em contexto de bacia *strike-slip*, com evolução híbrida e diferenciada ao longo das bordas noroeste e sudeste da bacia.

Palavras Chave: *strike-slip*, bacia *pull-apart*, Neoproterozoico

ABSTRACT

The Guaratubinha Basin has a complex evolutionary history marked by different deformational events associated with sedimentation, volcanism and tectonism. This basin is classified as a transitional stage basin of the South America Platform and dated to the final of the Neoproterozoic (604.6 ± 8.6 Ma). Its formation is related to a post collisional stage of the southern region of the Palecontinent Gondwana. Using structural analysis, stratigraphy relationships and aerogeophysical survey data (aerogammaespectrometric and aeromagnetic), a new stratigraphy and structural framework of the basin was characterized. The structural analysis in fault planes with kinematic indicators, using the Right Dieder Method, suggest a predominant strike-slip deformation active during three distinct deformational events: The E1 event was created by compressive NE-SW direction and caused the basin opening along the Guaratubinha Master Fault (GMF) in the northwest and Guaricana Shear Zone (GNSZ) in the southeast. These structures has a preferred direction of N20-45E, and both are limited by the faults of the basin evolving on a transtensional context. The evolution of these structures allowed a first depositional event, mainly along the GMF forming an alluvial deposit of Miringuava Formation. After that, with the continuous basin opening, intermediate magmatism occurred generating extensive andesite bodies of Vossoroca Formation. Finally, it culminated in acid volcanism of Serra do Salto Formation, subdivided in three distinct members: Escutador (rhyolites to riodacitic rocks), Castelhanos (volcanic tuffs, ignimbrites and subordinate rhyolites) and Osso da Anta (ignimbrites and volcanic breccias). The continuous evolution of the E1 event caused the formation of well-marked fault planes with predominant right-lateral kinematic. On the final stage, it is generated parallel faults to GMF and GNSZ, described as crossing basin faults (CBF) developing deformed rocks on plastic-ductile stage. On this event the hydrothermalism occurs the generation of tectonic breccias, identified by the quartz polycrystalline cristalization, iron-chlorite and carbonate apatite, following by brittle phase. The second tectonic event E2 is associated to a generalized compression of the basin, developed by the action of Palmital Shear Zone at early Cambrian. This shear zone has a NNE-SSW direction with left lateral kinematic. The compressive event generated local thrust faults with tectonic transport towards the northwest and with variable direction between ENE-WSW. In addition, this event created antithetical strike-slip faults with similar kinematic to the PASZ. The last tectonic event E3 is well delimited on aeromagnetic surveys by magnetic positive anomalies. These structures are associated to Mesozoic diabase dykes and strike-slip faults with N10-50W direction. It has, predominantly, right-lateral kinematic with a orientation towards to NW-SE. This event is characterized affecting the basin by putting side-by-side different geologic units Although the later tectonic events deformed the basin, it maintains the main characteristics of pull-apart basins as elongated and rhombohedral geometry, asymmetry sedimentation, sediments poorly selected along to the main fault zone and high compositional change due to horizontal movement. These features characterize the basin on a strike-slip context with hybrid evolution on both, northwest and southeast borders.

Key words: strike-slip, pull-apart basin, Neoproterozoic

LISTA DE FIGURAS DISSERTAÇÃO

Figura 1 - Localização e abrangência da área de estudo.....	22
Figura 2 - Fluxograma de atividades desenvolvidas.....	24
Figura 3 - Mapa de pontos descritos na Bacia do Guaratubinha.....	27
Figura 4 - Critérios utilizados na obtenção dos tensores através do método Mohr-Coulomb.....	28
Figura 5: Método dos diedros retos em falhas.....	29
Figura 6 - Localização das amostras de rochas de falha coletadas na Bacia do Guaratubinha.....	30
Figura 7 - Localização do levantamento geofísico executado pela CPRM.....	32
Figura 8 - Evolução do processamento executado no levantamento aeromagnético.....	34
Figura 9 - Esboço geológico da região sul do Brasil nos estados do Paraná e Santa Catarina.....	36
Figura 10 - Seção esquemática dos terrenos pré-cambrianos.....	38
Figura 11 - Esboço da evolução dos granitos da serra do mar sobre a Terreno Luiz Alves.....	42
Figura 12 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Guaratubinha e adjacências.	43
Figura 13 - Empilhamento estratigráfico esquemático da Bacia do Guaratubinha proposto por Castro et al (1993).....	45
Figura 14 - Modelo tectônico elaborado por Daitx.....	46
Figura 15 - Principais zonas de cisalhamento já descritas na região da Bacia Guaratubinha.....	48
Figura 16 - Esquema representando as condições de falhas strike-slip em ambientes convergentes, transformantes e intraplaca.....	49
Figura 17 - Blocos esquemáticos representando a relação distensional (transtração) e compressional (transpressão).....	51

Figura 18 - Mapa global da distribuição das bacias <i>pull-apart</i> (<i>releasing bend</i>) e bacias do tipo <i>restraining bends</i> ..	52
Figura 19 - Configuração geotectônica das falhas <i>strike-slip</i> e bacias relacionadas. ...	53
Figura 20 - Evolução de uma bacia <i>pull-apart</i> .	54
Figura 21 - Cenários evolutivos propostos Garfunkel (1981).	56
Figura 22 - Modelos desenvolvidos por Wakabayashi et al (2004) e Wakabayashi (2007)	57
Figura 23 – Características evolutivas de bacia <i>pull-apart</i> assimétrica.	59
Figura 24 - Características evolutivas de bacia <i>pull-apart</i> simétrica.	59
Figura 25 - Características evolutivas de bacia <i>pull-apart</i> híbrida.	59
Figura 26 - Visualização 3D da bacia <i>pull-apart</i> .	61
Figura 27 - Amostras laminadas de milonitos da Bacia do Guaratubinha.	118
Figura 28 - Fotomicrografias de lapilli tufo milonitizado	121
Figura 29 - Fotomicrografias e esquema das deformacionais observadas no andesito..	122

LISTA DE FIGURAS ARTIGO 1

Figure 1.1 - Simplified geological-structural map of southeastern Paraná and northeastern Santa Catarina.....	65
Figure 1.2 - Geological map of Guaratubinha Basin	67
Figure 1.3 - Aeromagnetic maps highlighting the structural framework of the Guaratubinha Basin.	71
Figure 1.4 - Aerogammaespectrometric maps of the Guaratubinha Basin.	72
Figure 1.5 - The new stratigraphic chart of Guaratubinha Basin. T.....	73
Figure 1.6 - Examples of rock types of the Guaratubinha Basin.....	76

Figure 1.7 - Photomicrographs of volcanic and volcanoclastic rocks.....	77
Figure 1.8 - Geological cross-sections showing structural framework and stratigraphic relationships of the Guaratubinha Basin.	80
Figure 1.9 - Structural framework of the Guaratubinha Basin.....	82
Figure 1.10 - Fault planes observed in the Guaratubinha Basin.....	85
Figure 1.11 - Fault planes observed in the Guaratubinha Basin.....	86
Figure 1.12 - Structural diagrams for each tectonic event.....	89
Figure 1.13 - Schematic model of tectonic events affecting the Guaratubinha Basin during its evolution.....	92
Figure 1.14 - Analogue model of hybrid pull-apart basins with dextral kinematics.....	95

LISTA DE FIGURAS ARTIGO 2

Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da região sul do Brasil.....	99
Figura 2.2: Mapa geológico da Bacia do Guaratubinha com o modelo digital de 101	101
Figura 2.3 - Detalhe dos planos brechados.	103
Figura 2.4 - Amostras enviadas para a petrografia.....	104
Figura 2.5 - Fotomicrografias das tramas estruturais das brechas.	106
Figura 2.6 - Fotomicrografias das estruturas observadas nas brechas..	107
Figura 2.7 - Fases hidrotermais definidas pela relação entre os eventos de deformação e a formação de minerais.	108
Figura 2.8 - Fotomicrografia da relação de corte entre as fases distintas de deformação.....	110
Figura 2.9 - Fotomicrografias das estruturas geradas pelas fases de brechação... 111	111
Figura 2.10 - Sumarização dos mecanismos de brechação identificados em cada uma das seções petrográficas.....	113
Figura 2.11 - Fotomicrografias e ilustrações esquemáticas exemplificando os principais mecanismos de brechação identificados.....	115

Figura 2.12 - Diagrama da evolução dos mecanismos de brechação identificados nas brechas da Bacia do Guaratubinha.	116
---	-----

LISTA DE QUADROS DISSERTAÇÃO

Quadro 1 - Métodos de realce utilizados, bem como suas funções e propriedades.....	32
Quadro 2 - Compilação dos dados geocronológicos do Terreno Luiz Alves.....	38

LISTA DE TABELAS DISSERTAÇÃO

Tabela 1 - Características comuns observadas nas maiores classes de falhas strike-slip	50
--	----

LISTA DE TABELAS ARTIGO 1

Table 1.1 - Enhancement methods applied to aeromagnetic data used for the interpretation of structural framework.	69
Table 1.2 - Detailed information on fault planes and mean paleostress attributed to each deformation event in the Guaratubinha Basin.	87

LISTA DE SIGLAS

ASA – Amplitude do Sinal Analítico

ASZ – *Alexandra Shear Zone* (Zona de Cisalhamento Alexandra – ZCA)

CBF – *Crossing Basin Fault*

CPRM – Companhia Pesquisa Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil

FCA – Fase Carbonato-Apatita

FFC – Fase Fe-Chl

FQP – Fase Quartzo Policristalino

FR – Fase Rúptil

GMF – Guaratubinha Master Fault (Falha Mestre Guaratubinha – FMG)

GNSZ – Guaricana Shear Zone (Zona de Cisalhamento Guaricana – ZCGN)

IAEA – *International Atomic Energy Agency*

ISA – Inclinação do Sinal Analítico

ISA_GHT_ - Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal

LCSZ – *Lancinha-Cubatão Shear Zone* (Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão - ZCLC)

MDT - Modelo Digital do Terreno

MINEROPAR – Serviço Geológico do Paraná

MPSZ – *Mandirituba-Piraquara Shear Zone* (Zona de Cisalhamento Mandirituba-Piraquara - ZCMP)

MSZ – *Morretes Shear Zone* (Zona de Cisalhamento Morretes – ZCM)

PASZ – *Palmital Shear Zone* (Zona de Cisalhamento Palmital - ZCPA)

PDZ – Principal Zona de deslocamento

PSZ – *Piên Shear Zone* (Zona de Cisalhamento Piên - ZCP)

RTP – Reduce to the pole (Redução ao polo magnético)

SHRIMP - *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*

SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*

TC – Terreno Curitiba

TLA – Terreno Luiz Alves

LISTA DE ABREVIATURAS

And – Andesina (*Andesine*)

Ap – Apatita (*Apatite*)

Cbto – Carbonato (*Carbonate*)

Chl – Clorita (*Chlorite*)

Ep – Epidoto (*Epidote*)

eTh – Tório equivalente

eU – Urânio equivalente

Idg – Iddingsita

ppm – parte por milhão

Qtz – Quartzo (*Quartz*)

Sdn – Sanidina (*Sanidine*)

SUMÁRIO

CAPÍTULO I	21
CAPÍTULO II	23
2.1. JUSTIFICATIVA	23
2.2. OBJETIVOS	23
2.3. MATERIAIS E MÉTODOS	23
2.3.1. Levantamento bibliográfico	24
2.3.2. Análise multi-escala.....	25
2.3.3. Trabalhos de campo	25
2.3.4. Análise estrutural.....	26
2.3.5. Análise Microestrutural	29
2.3.6. Métodos Geofísicos.....	31
2.4. CONTEXTO GEOLÓGICO - TECTÔNICO	35
2.4.1. Terreno Luiz Alves.....	35
2.4.2. Terreno Curitiba.....	37
2.4.3. Suíte Granítica Cálcio-Alcalina Rio-Piên	39
2.4.4. Terreno Paranaguá	39
2.4.5. Província Serra da Graciosa	40
2.4.6. Bacia Guaratubinha.....	42
2.4.7. Zonas de Cisalhamento.....	47
2.5. REVISÃO DE ESTILOS ESTRUTURAIS EM BACIAS STRIKE-SLIP'	48
2.5.1. Tipologia de bacias strike-slip e características comuns	51
2.5.2. Bacias <i>pull-apart</i> (<i>releasing bed</i>)	52
2.5.3. Modelos físicos e computacionais de Bacias <i>pull-apart</i>	57
CAPÍTULO III	62
3.1 Artigo 1.....	62

Abstract.....	62
1. INTRODUCTION.....	63
2. GEOLOGICAL CONTEXT.....	66
2. METHODS	68
4.1. Miringuava Formation.....	74
4.2. Vossoroça Formation	74
4.3. Serra do Salto Formation	75
4.3.1. Osso da Anta Member.....	78
4.3.2. Castelhanos Member.....	78
4.3.3. Escutador Member.....	79
6. STRUCTURAL FRAMEWORK.....	81
6.1. Guaratubinha Master Fault (GMF)	83
6.2. Guaricana Shear Zone (GNSZ).....	83
6.3. Palmital Shear Zone (PASZ).....	84
6.4. NW to N faults	86
7. DEFORMATION ANALYSIS	87
7.1. E1 Event.....	87
7.2. E2 Event.....	88
7.3. E3 Event.....	90
8.1. Evolutionary History of Guaratubinha Basin	90
8.2. Strike-slip basin model	92
9. CONCLUSIONS	95
3.2 Artigo 2.....	97
Resumo.....	97
1. INTRODUÇÃO	97
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	98
4. RESULTADOS.....	100

4.1. Descrição e Caracterização das Brechas em Escala Mesoscópica	100
4.2. Arranjo microestrutural das brechas.....	102
5. DISCUSSÕES.....	108
5.1. Fases de Brechação	108
5.1.1. Fase Quartzo Policristalino (FQP).....	108
5.1.2. Fase Fe-Clorita (FFC).....	109
5.5.3. Fase Carbonato-Apatita (FCA).....	111
5.2. Mecanismos de brechação	112
5.2.1. Cominuição Tectônica e o Desgaste por Abrasão.....	112
5.2.2. Brechação Assistida por Fluídos.....	113
5.2.3. Desgaste por Corrosão.....	114
5.3. Evolução das brechas.....	114
6. CONCLUSÕES	116
CAPÍTULO IV.....	118
4.1. Considerações sobre as rochas deformadas em estado plástico	118
4.1.1 Lapilli-tufo deformado.....	119
4.1.2. Andesito deformado	119
CAPÍTULO V	123
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	123
REFERÊNCIAS.....	125
ANEXO I - Mapa Geológico da Bacia do Guaratubinha	

CAPÍTULO I

1.1. INTRODUÇÃO

A Bacia Guaratubinha é caracterizada como uma das bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana (Almeida 1967, Teixeira et al. 2004). Seu preenchimento é composto por rochas sedimentares imaturas, vulcânicas, que variam de ácida a intermediária, e vulcanoclásticas (Fuck et al. 1967, Castro et al. 1993 e 1994, Reis Neto et al. 2000). As bordas da bacia são limitadas por falhas de alto ângulo que configuram geometria romboédrica em mapa.

A bacia, inicialmente descrita em trabalhos pioneiros na década de 60, executados pela Comissão da Carta na região da Serra do Mar Paranaense (Fuck et al. 1967), é ainda pouco compreendida segundo os aspectos tectônicos, magmáticos e sedimentares. A bacia é seccionada em sentido transversal pelo rio topônimo, do qual deriva sua denominação.

Por se tratar de uma bacia do estágio de transição da plataforma Sul-Americana, esse trabalho fornece respostas do período pós-colisional a formação do paleocontinente Gondwana na região sul do Brasil, na região dos terrenos Luiz Alves e Curitiba e do arco magmático Tijucas-Piên.

1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se na região sudeste do estado do Paraná, estendendo-se entre os municípios de São José dos Pinhais e Tijucas do Sul (Figura 1), estando localizada a cerca de 40 km da cidade de Curitiba. Seus principais acessos podem ser realizados pela rodovia BR-376 para a porção sul e pela rodovia BR-277 para a região nordeste da bacia.

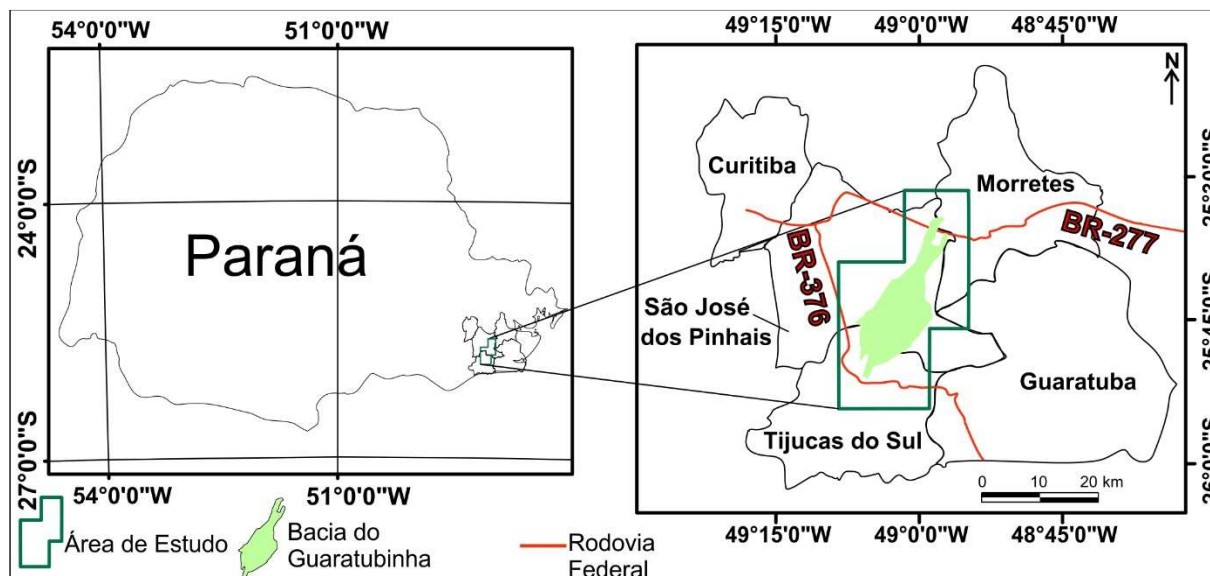


Figura 1 - Localização e abrangência da área de estudo. Os principais acessos podem ser realizados pelas rodovias BR-376 e BR-277.

1.3. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A dissertação está estruturada em cinco capítulos, o primeiro (**Capítulo I**), é o presente, se tratando da introdução da dissertação. O **Capítulo II** é focado na justificativa, objetivos, métodos utilizados na pesquisa, geologia regional e local, além da fundamentação teórica de bacias sedimentares formadas em ambientes tectônicos semelhantes ao da Bacia Guaratubinha.

Os **capítulos III e IV** apresentam os resultados da pesquisa em forma de dois artigos distintos. O primeiro “The role of postcollisional transtensional tectonics in the geological evolution of a Neoproterozoic volcano-sedimentary basin: The Guaratubinha Basin, SE Brazil”, estruturado seguindo as normas da revista *Journal of South American Earth Sciences*. Esse artigo abrange os aspectos estratigráficos, geofísico-estruturais e o tectonismo formador da Bacia do Guaratubinha.

O segundo artigo: “Brechas polifásicas da borda oeste da Bacia Guaratubinha”, está estruturado seguindo as normas da Revista de Geociências da UNESP, abrangendo a caracterização de campo e petrográfica das brechas hidrotermais e tectônicas relacionada ao segundo evento de deformação (E2) da Bacia do Guaratubinha. Posterior aos artigos serão apresentadas sucintamente as descrições das rochas deformadas no estado dúctil identificados na bacia (**Capítulo IV**). Ao final serão expostas as considerações finais (**Capítulo V**) da dissertação. As referências bibliográficas da dissertação e dos artigos serão exibidas em conjunto ao final, no item **Referências**.

CAPÍTULO II

2.1. JUSTIFICATIVA

A Bacia do Guaratubinha foi estudada nos trabalhos pioneiros da Comissão da Carta Geológica (Fuck et al. 1967) e desde então a área foi alvo de trabalhos elaborados por Daitx et al (1979), Castro et al (1993), Siga Jr. (1995), Reis Neto et al (2000) e trabalhos de cunho regional da MINEROPAR (Serviço Geológico do Paraná). Os trabalhos da MINEROPAR envolveram modificações no mapa geológico e campanhas de amostragem geoquímica relacionadas a estudos prospectivos, porém pouca atenção foi dada a questões sobre a tectônica formadora e deformadora, empilhamento estratigráfico e as relações de contato entre rochas da bacia e o embasamento.

2.2. OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é a caracterização do arcabouço estrutural da bacia e suas relações com a estratigrafia e vulcanismo. Espera-se definir o ambiente tectônico em que a bacia se formou durante os estágios finais do Ciclo Orogênico Brasileiro, além da detecção de feições estruturais geradas por eventos deformacionais subsequentes.

A definição dos eventos formadores e deformadores da bacia possibilitará o entendimento da evolução tectônica da Bacia e suas relações com o preenchimento, contribuindo para o entendimento da evolução tectônica da área.

2.3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização desta pesquisa foram utilizadas diversas abordagens, explicitadas no fluxograma da Figura 2, no qual são ordenados as atividades desenvolvidas e os objetivos pretendidos durante o mestrado. A seguir serão detalhados cada um dos métodos empregados durante a pesquisa.

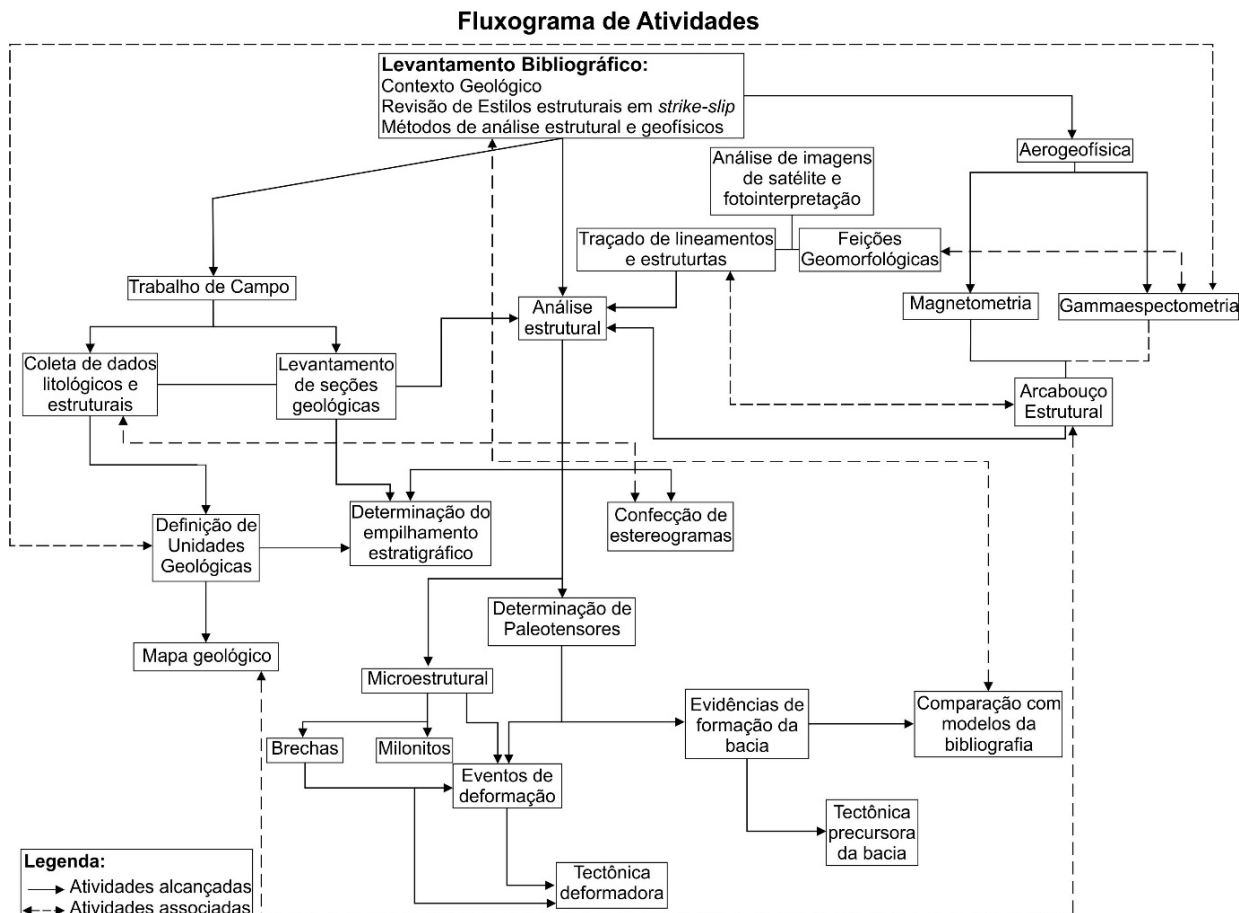


Figura 2 - Fluxograma de atividades desenvolvidas para a obtenção dos dados necessários ao desenvolvimento da pesquisa.

2.3.1. Levantamento bibliográfico

Esta etapa consistiu do levantamento bibliográfico de trabalhos anteriores realizados na Bacia do Guaratubinha, tanto de cunho regional como local. Foram utilizados os mapas geológicos disponíveis da bacia, os quais foram comparados entre si para o refino das unidades mapeadas, com o objetivo de aprimorar a cartografia geológica da região.

Também foram analisados artigos sobre bacias sedimentares com contexto tectônico e preenchimento vulcanossedimentar similares, como exemplo as bacias em estágio de transição descritas por Teixeira (2000) e bacias *pull-apart* associadas a Falha de Anatólia (Adiyaman et al. 2001, Karsli 2006, Moreno 2010); bacias formadas ao longo da falha de San Andreas (Wakabayshi et al. 2004, Wakabayshi, 2007) e bacias formadas ao longo do *Death Valley* na Califórnia (Rahe et al. 1997, Cowan et al. 2003). A pesquisa ainda abrangeu os mecanismos de formação e a classificação de bacias em ambientes *strike-slip*, devido a predominância da deformação

transcorrente existente na bacia, buscando assim modelos que podem ser correlacionados a bacia.

Para compreensão dos métodos geofísicos foram utilizados livros que abrangem diversos métodos, como o Keary et al (2009), além teses e dissertações que aplicaram metodologia semelhante ao trabalho apresentado bibliografia como Godoy (2010), Bongioiolo (2012) e Castro (2015).

2.3.2. Análise multi-escala

A análise multi-escala foi realizada a partir de diferentes métodos de abordagem. Inicialmente foram utilizadas imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* - NASA, 2004), com resolução de 30 metros pseudo-iluminadas em quatro direções (0°, 45°, 90° e 315°) geradas pelo *software* ArcGis® 10.1, visando o realce e interpretação das estruturas. Posteriormente foram traçados lineamentos em escala 1:100.000 para a determinação do padrão estrutural predominante. Em conjunto a essa análise foi realizada a fotointerpretação na escala 1:70.000, capturadas na década de 1960 pelo Serviço Aéreo Cruzeiro do Sul. A fotointerpretação auxiliou na identificação de grandes estruturas presentes na área de estudo, tanto estruturas que afetaram o embasamento quanto a bacia.

Na escala em que se construiu o mapa geológico (1:50.000) foi ainda elaborado o Modelo Digital do Terreno (MDT), gerado a partir de quatro folhas topográficas (2857-2NO; 2867-2NE; 2857-2SE; 2858-1SO), na escala 1:25.000 do Projeto Pró-Atlântica (1997). A partir dessa base topográfica foram extraídas as curvas de nível, com equidistância de 10m, utilizadas na confecção do MDT, com o uso do *software* ArcGis® 10.1. O MDT foi gerado para o melhor contraste de estruturas anteriormente observadas nas imagens SRTM, utilizado para a definição das estruturas da bacia e no apoio aos levantamentos aerogeofísicos (magnetométrico e gammaespectrométrico).

2.3.3. Trabalhos de campo

Realizaram-se quatro etapas de campo totalizando 21 dias, com 131 pontos descritos na bacia e embasamento (Figura 3), tendo como proposta a coleta de dados estruturais e litológicos da bacia e seu entorno. Foram adquiridos dados de indicadores cinemáticos, como planos de falha com estrias e *steps*, além de fraturas e juntas, e feições que indiquem a cinemática das estruturas, utilizando critérios

sugeridos pelos autores Petit (1987) e Doblas (1987). Os dados de indicadores cinemáticos foram utilizados na análise dinâmica, recompondo assim as orientações de esforços atuantes na bacia em diferentes fases de deformação.

Foram coletados em campo, quando possível, dados direcionais do acamamento em rochas sedimentares e fluxo magmático em andesitos, rochas vulcanoclásticas e riolitos, para a confecção de transectas regionais ortogonais à bacia. Ao todo foram construídas cinco transectas geológicas distintas, tentando abranger toda a bacia.

Durante as atividades de campo foram levantadas seções em rios da região, como a seção tipo do Rio Guaratubinha, onde foi verificado o empilhamento estratigráfico das rochas aflorantes e a espessura das camadas. Nessa etapa se obteve o controle estrutural, identificando a direção e o mergulho das camadas, bem como a presença de estruturas deformadoras.

Posterior a confecção das seções geológicas, com o apoio da geologia estrutural, do modelo digital de elevação e os levantamentos aerogeofísicos foi elaborado o novo mapa geológico na escala 1:50.000 (Anexo I).

2.3.4. Análise estrutural

Os dados estruturais obtidos nas etapas de campo foram tabelados e organizados em planilhas, posteriormente tratados e relacionados aos eventos deformacionais correspondentes. A partir da planilha de dados estruturais foram confeccionados diagramas estereográficos em *softwares* como *OpenStereo* (Grohmann et al. 2011), no qual foram plotados os dados de planos de falha, estrias e cinemática. O mesmo foi realizado para as superfícies de acamamento e estruturas de fluxo.

A obtenção das direções de paleoesforços foi realizada a partir de dois métodos distintos, o método Mohr-Columb desenvolvido por Price & Cosgrove (1990), utilizando o *software Sigmas* (Freitas 2005) e o método dos Diedros Retos desenvolvido inicialmente por Angelier & Mechler (1977), e posteriormente desenvolvida para o *software Wintensor 5.0.6* (Delvaux 2012). Através de ambos os métodos foi possível adquirir a componente triaxial (tensão máxima (σ_1), intermediária (σ_2) e mínima (σ_3)) para os planos de falha.

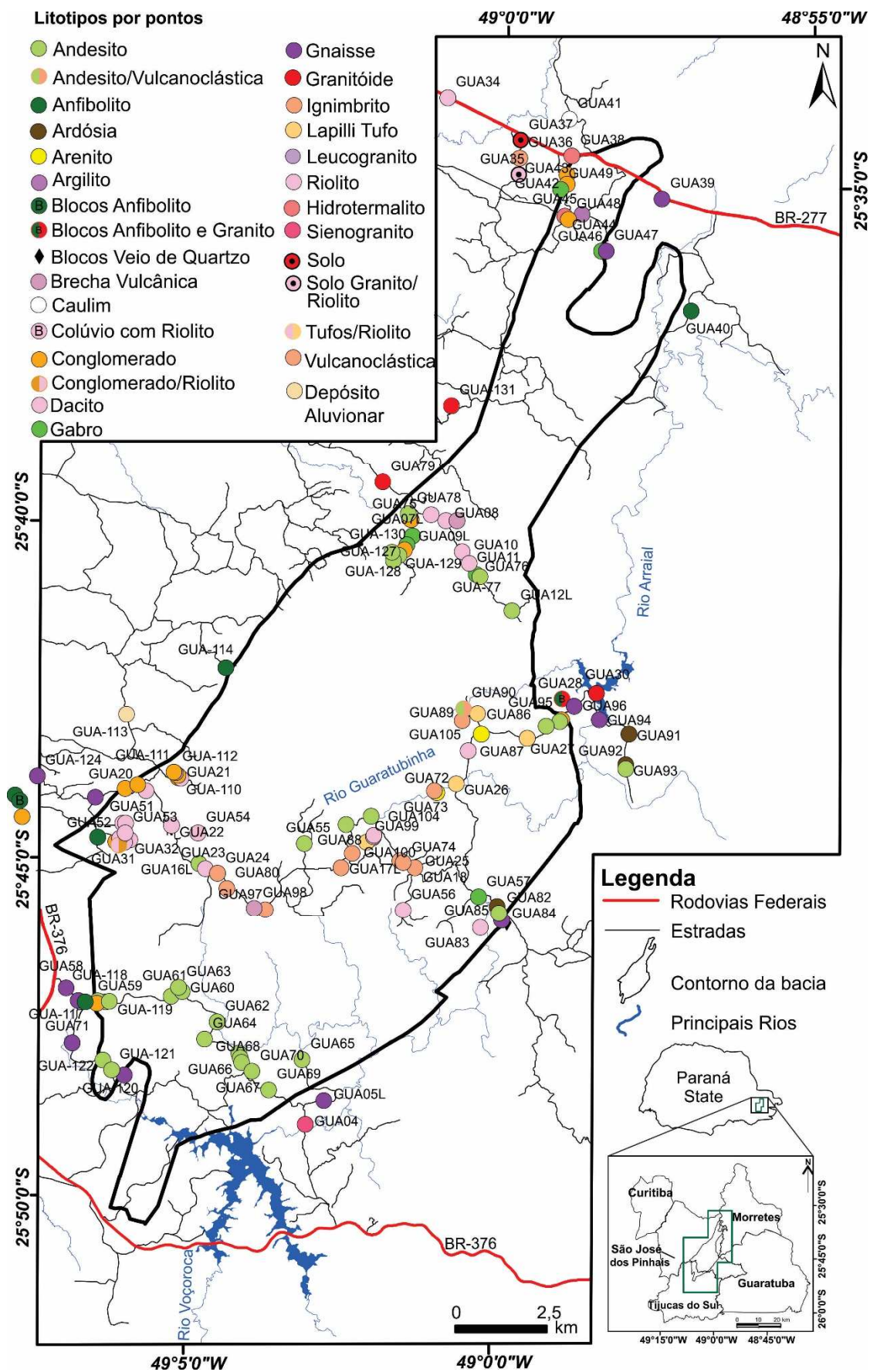


Figura 3 - Mapa de pontos descritos na Bacia do Guaratubinha, com a indicação dos litotipos observados.

- **Método Mohr-Columb**

O método Mohr-Columb (Price & Cosgrove 1990) é empregado na análise de paleoesforços obtendo-se a tensão triaxial (σ_1 , σ_2 e σ_3) a partir de planos de falha em materiais isotrópicos (Figura 4A). Os tensores σ_1 e σ_3 são plotados em plano auxiliar gerado a partir da estria e do polo do plano (Figura 6B), bem como o vetor de movimentação do plano de falha (Price & Cosgrove 1990).

A posição do eixo σ_1 com o plano de falha forma o ângulo α (Figura 4C), que varia entre 20° e 40° . Já o eixo σ_3 , posiciona-se no ângulo β , complementar ao α , a partir do plano de falha, porém rotacionado em direção oposta (Figura 4C). O eixo σ_2 forma o ângulo δ , com o plano auxiliar perpendicular ao vetor de movimentação (Price & Cosgrove 1990).

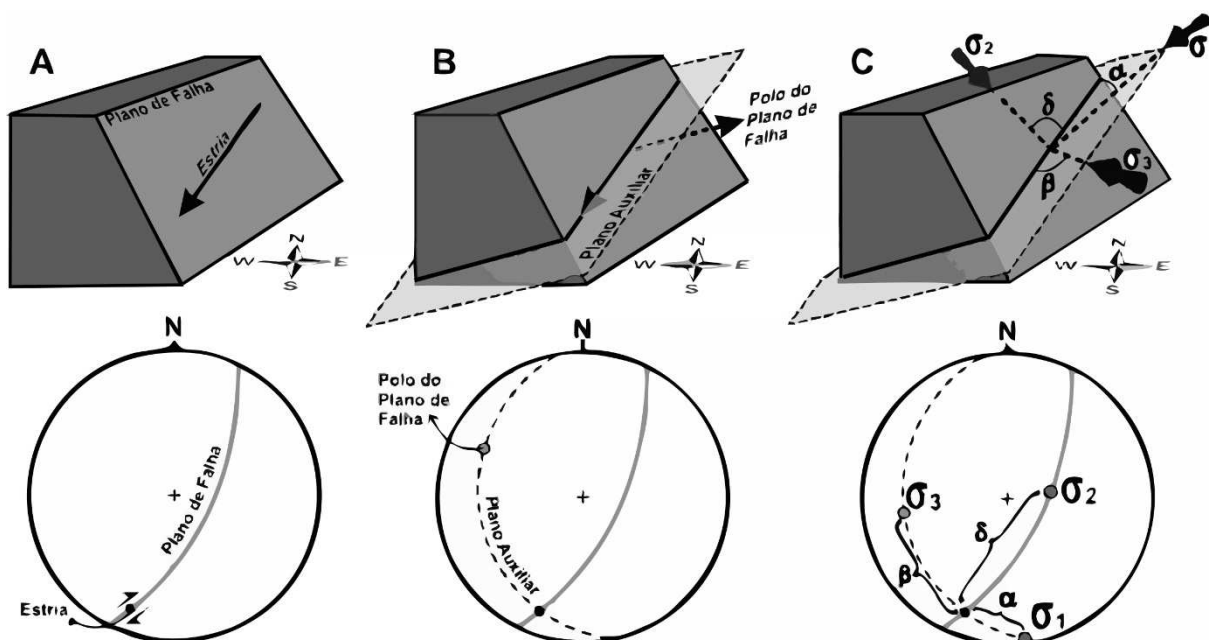


Figura 4 - Critérios utilizados na obtenção dos tensores através do método Mohr-Coulomb (Price e Cosgrove 1990). A) Bloco diagrama e diagrama estereográfico do plano de falha com indicação de estria e cinemática. B) Plano auxiliar criado. C) Indicação dos tensores (σ_1 , σ_2 e σ_3) e a relação com a estria de falha. Modificado de Price & Cosgrove (1990) por Freitas (2005).

- **Método dos Diedros Retos**

Princípio proposto inicialmente por Angelier e Melchier (1977), leva em conta que dois ou mais planos falha ocorrem sob mesma tensão (Figura 5). O método divide a deformação entorno do plano de falha em quatro campos de esforços distintos: dois compressivos (P) e dois distensivos (T) (Figura 5A). Estes campos são limitados por diedros retos, formados pela intersecção do plano de falha estriado com plano auxiliar ortogonal a ele.

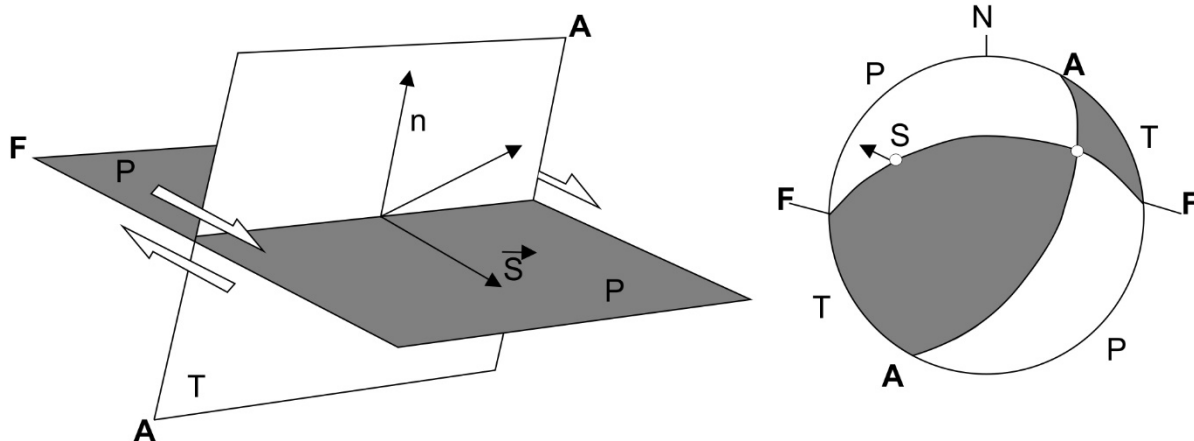


Figura 5: Método dos diedros retos em falhas. A) Vista em perspectiva dos diedros. B) diagrama estereográfico representando os campos de tensão atuantes em uma falha. P=diedro de compressão (branco); T=diedro de extensão (cinza); A=plano auxiliar; F=plano de falha; s= vetor de movimentação (estria); n= plano de falha inversa; B= interseção dos planos a e b. Modificado de Angelier (1994).

As sobreposições dos campos de esforços de vários planos de falha indicam a orientação dos eixos de compressão, intermediário e distensão principais (σ_1 , σ_2 e σ_3), sendo $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. Essa sobreposição de campos é demonstrada no diagrama estereográfico (Figura 5A), onde se distinguem perfeitamente os campos compressoriais e distensionais do plano de falha.

2.3.5. Análise Microestrutural

Como complemento à análise estrutural se coletaram amostras orientadas para a descrição microestrutural. As amostras foram coletadas principalmente em zonas de falha que apresentem feições brechadas e miloníticas, visto que a área apresenta grande quantidade de zonas de cisalhamento seccionando diversas unidades geológicas da bacia.

No total se confeccionaram nove seções petrográficas de brechas tectônicas e hidrotermais, principalmente na pedreira Morro Redondo e na porção norte da bacia (Figura 6), onde afloram os riolitos do Membro Escutador (Formação Serra do Salto), nas proximidades da borda noroeste da bacia. A análise petrográfica dessas brechas, em conjunto com a leitura da bibliografia, propiciou a identificação de diferentes fases de brechamento, bem como os mecanismos de formação dessas brechas, catalogados por Jébrak (1997).

Além de duas amostras orientadas de rochas deformadas em estado plástico a dúctil, ambas próximas a borda leste da bacia (Figura 6).

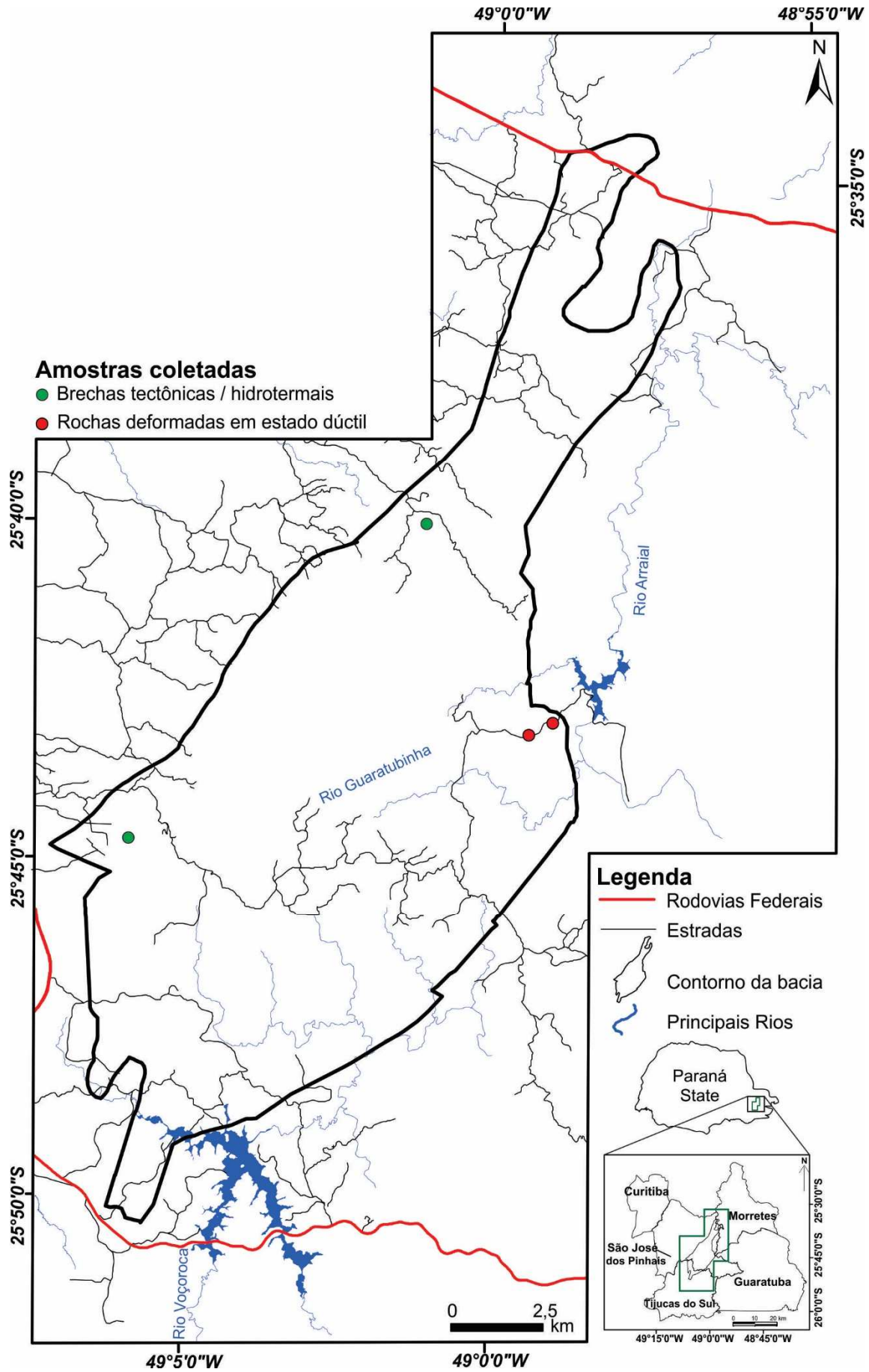


Figura 6 - Localização das amostras de rochas de falha coletadas na Bacia do Guaratubinha.

2.3.6. Métodos Geofísicos

Com o objetivo de verificar a distribuição espacial das estruturas em subsuperfície e das unidades geológicas presentes na bacia, foram interpretados dados aeromagnetométricos e aerogammaespectrométricos (Figura 7). Os dados provindos do “Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina” (CPRM, 2011), foi executado com altura média de voo de 100m, com linhas de voo de direção N-S e espaçamento de 500m, além de linhas de controle E-W com espaçamento de 10.000m (CPRM, 2011). O processamento e interpretação foram realizados nos *softwares* Geosoft Oasis Montaj[®] e Arc Gis[®] 10.1.

- **Métodos Aeromagnetométricos**

A partir dos dados aeromagnetométricos foi aplicado o método de análise qualitativa (realce de anomalias) para delimitação do arcabouço estrutural da bacia, marcado por anomalias magnéticas. Pretendeu-se definir os domínios magnéticos e a confirmação das estruturas mapeadas. No Quadro 1 são listados alguns métodos de realce utilizados durante o processamento dos dados geofísicos. Os dados foram continuados a altitude de quinhentos metros (500m), a partir do qual se utilizou métodos de realce das anomalias magnéticas.

- **Redução ao Polo (RTP)**

O método de redução ao polo (RTP) consiste em fazer com que a anomalia magnética seja independente da direção do corpo magnético, configurando assim a característica presente em corpos situados na região dos polos magnéticos terrestre (Tassinari et al. 2013). Desta maneira as anomalias magnéticas dipolares foram transformadas em anomalias monopolares centralizadas sobre seus corpos causativos.

Para a realização desses procedimentos se faz necessário conhecer a inclinação magnética e a declinação magnética da região a ser estudada. Esses dados foram obtidos a partir da National Oceanic And Atmospheric Administration (NOAA), para as datas em que foi realizado o aerolevantamento magnético.

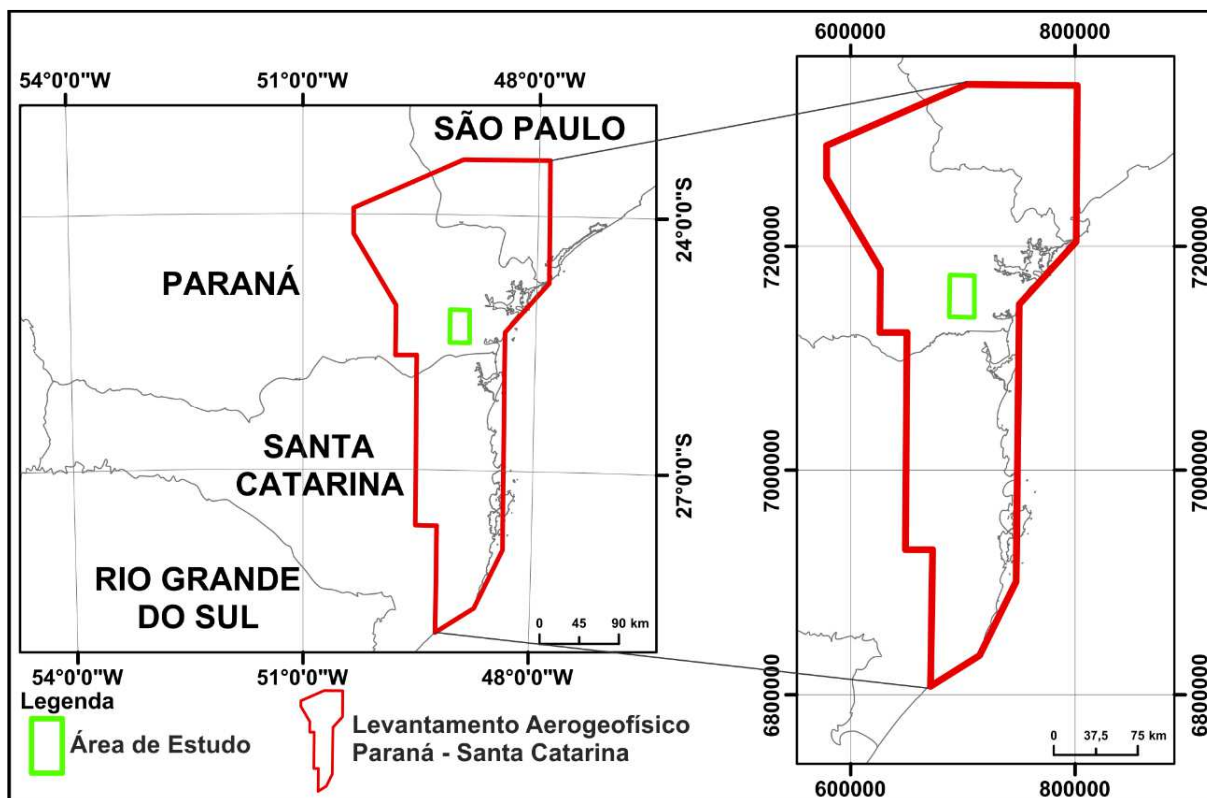


Figura 7 - Localização do levantamento geofísico executado pela CPRM. Modificado de CPRM (2011).

Quadro 1 - Métodos de realce utilizados, bem como suas funções e propriedades.

Método de Realce	Função e propriedades
Redução ao polo (RTP – Spector & Grant 1970, Blum 1999)	Situa as anomalias magnéticas mais próximas das fontes magnéticas que as causam, tornando as anomalias únicas, sem os pares positivos e negativos.
Gradiente vertical (GZ - Evenjen, 1936) e horizontal (GX, GY – Cordell e Grauch, 1985, Cooper & Cowan 2006)	Calcula simultaneamente o campo magnético vertical em dois pontos dispostos verticalmente (GZ) e horizontalmente (GX, GY), separados por uma distância qualquer. Realça altas frequências em detrimento de baixas.
Gradiente Horizontal Total (GHT - Cordell & Grauch, 1985)	Permite através de malha regular detectar mudanças abruptas no campo magnético terrestre, conferindo bons resultados na cartografia geológica (Bongiolo, 2011).
Amplitude do sinal analítico (ASA – Nabihian 1972, Roest et al. 1992)	Método que independe da magnetização e da direção do campo magnético terrestre. Função relacionada as derivadas nas direções x, y e z do campo magnético. Permitindo assim ressaltar os picos das anomalias na borda de corpos largos e diretamente no centro de corpos estreitos. O ASA é utilizado para localizar os contatos magnéticos, segundo a sua profundidade.
Inclinação do Sinal Analítico (ISA - Miller & Sing, 1994)	Formado pelo ângulo entre os vetores imaginários e real do sinal analítico. Detecta fontes de anomalias em campos potenciais para obter a extensão horizontal das anomalias. Tem resposta igual para fontes rasas e profundas, detectando fontes 'sutis' e profundas, delineando os núcleos dos corpos.
Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal (ISA-GHT - Ferreira et al. 2010, 2013)	Denota melhor a resolução dos limites dos corpos equalizando as amplitudes do Gradiente Horizontal Total (GHT), realça simultaneamente as de corpos posicionados em profundidades distintas, bem como as suas bordas. Pode ser utilizado como complemento do ISA.

- **Continuação dos dados magnéticos**

A continuação foi realizada com o objetivo de atenuar anomalias de alta frequência e superficiais, mantendo as anomalias de maior comprimento de onda. Trata-se de uma simulação em níveis superiores ao original, removendo ou minimizando os ruídos existentes. O método é utilizado para atenuar sinais de fontes rasas que prejudicam a interpretação (Gunn 1975).

- **Evolução dos trabalhos**

Os mapas aeromagnéticos foram sequencialmente desenvolvidos como mostra o fluxograma de atividades (Figura 2). Inicialmente pela construção do mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA), utilizando o método da interpolação *Bi-directional Griding* para interpolação do CMA da área (Figura 8A). Posteriormente, os dados foram reduzidos ao polo buscando transformar as anomalias dipolares em monopolares, centralizando-as realmente no seu corpo (Figura 8B). Na sequência dos dados foram continuados para a altitude de 500m (Figura 8C), que ressaltaram estruturas de maior comprimento de onda e mais profundas. A partir deste mapa foram gerados os métodos de realce.

Devido à grande interferência das estruturas de direção NW que seccionam toda a área de estudo foi aplicado o filtro direcional utilizando a média azimutal das direções dessas estruturas ($\sim 306^\circ$), permitindo assim a observação das estruturas de direção nordeste.

- **Métodos Aerogamaespectrométricos**

A gamaespectrometria tem como princípio fundamental medir o fluxo de radiação gamma emitida pelo decaimento do K^{40} e dos radionuclídeos das séries do U^{238} e Th^{232} (Dickson & Scoot 1997, IAEA 2003). O elemento potássio possui maior abundância relativa se comparado ao urânio e ao tório, o que facilita a detecção de seu decaimento para o Ar^{40} . Já os nuclídeos do U^{238} e do Th^{232} não são emissores naturais de raios gamma, sendo aferidos indiretamente pelo decaimento para o Tl^{208} , no caso do tório, para o Bi^{214} no caso do urânio (Godoy 2010).

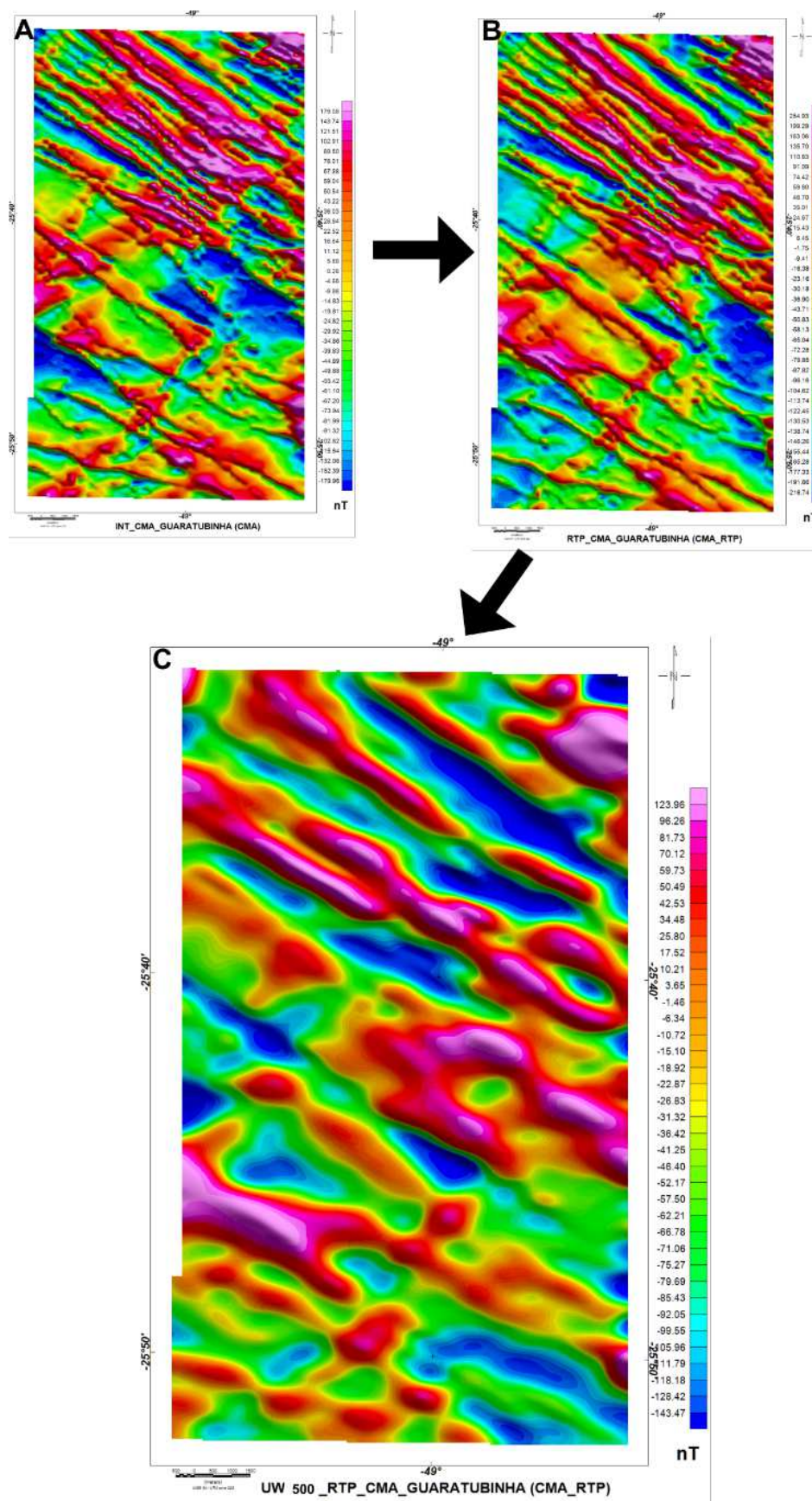


Figura 8 - Evolução do processamento executado no levantamento aeromagnético. A) Mapa do campo magnético anômalo. B) Mapa do campo magnético anômalo reduzido ao polo. C) Mapa dos dados reduzidos ao polo e continuados a 500m.

Na gamaespectrometria foram utilizadas interpretações das variáveis básicas K, eU, eTh. Os mapas gerados, incluindo a composição ternária K, eU, eTh (*Red-K/Green-eU/Blue-eTh*), foram confrontados com suas respectivas fontes geológicas observadas em campo, contribuindo assim para o refino da cartografia das unidades geológicas. Para a melhor interpretação dos dados aerogammaespectrométricos foi utilizado o modelo digital do terreno (MDT), auxiliando assim na observação dos dados.

A partir da construção dos três mapas das variáveis básicas e do mapa ternário foi possível a interpretação de diferentes domínios gamaespectrométricos atribuindo assim a relação altos, médios e baixos radionuclídeos K, eU, eTh.

2.4. CONTEXTO GEOLÓGICO - TECTÔNICO

A Bacia do Guaratubinha encontra-se inserida no complexo sistema geotectônico da região sul do Brasil (Figura 9). Distinguem-se na área seis domínios associados a amálgama do Neoproterozoico, dois terrenos de alto grau metamórfico (Curitiba e Luiz Alves), separados por dois cinturões de dobramentos de médio grau metamórfico (Complexo metamórfico Brusque e Faixa Apiaí), o arco magmático formado durante a colagem das placas (Suíte Granítico Cálcio-Alcalina Rio-Piên), além das rochas graníticas e metamórficas do Terreno Paranaguá. Nesse contexto se desenvolveram as rochas graníticas da Província Serra da Graciosa (Kaul 1984).

A bacia desenvolveu-se sobre as rochas do Terreno Luiz Alves, próximo a região de colagem entre o Terreno Luiz Alves (Craton Luiz Alves) e o Terreno Curitiba (Microplaca Curitiba).

2.4.1. Terreno Luiz Alves

O Terreno Luiz Alves (TLA) possui cerca de 6.000 km² de extensão (Hartmann et al. 1979), formado entre o Arqueano e o Paleoproterozoico. Nesse complexo há o predomínio de ortognaisses granulíticos bandados e maciços (Siga Jr. et al. 1993). As rochas tonalíticas do TLA possuem abundante quantidade de enclaves máficos e ultramáficos de diferenciadas dimensões e formas. Secundariamente são observadas rochas ultramáficas incluindo piroxenitos, metagabros, anfibolitos e xistos magnesianos (Basei et al. 1992).

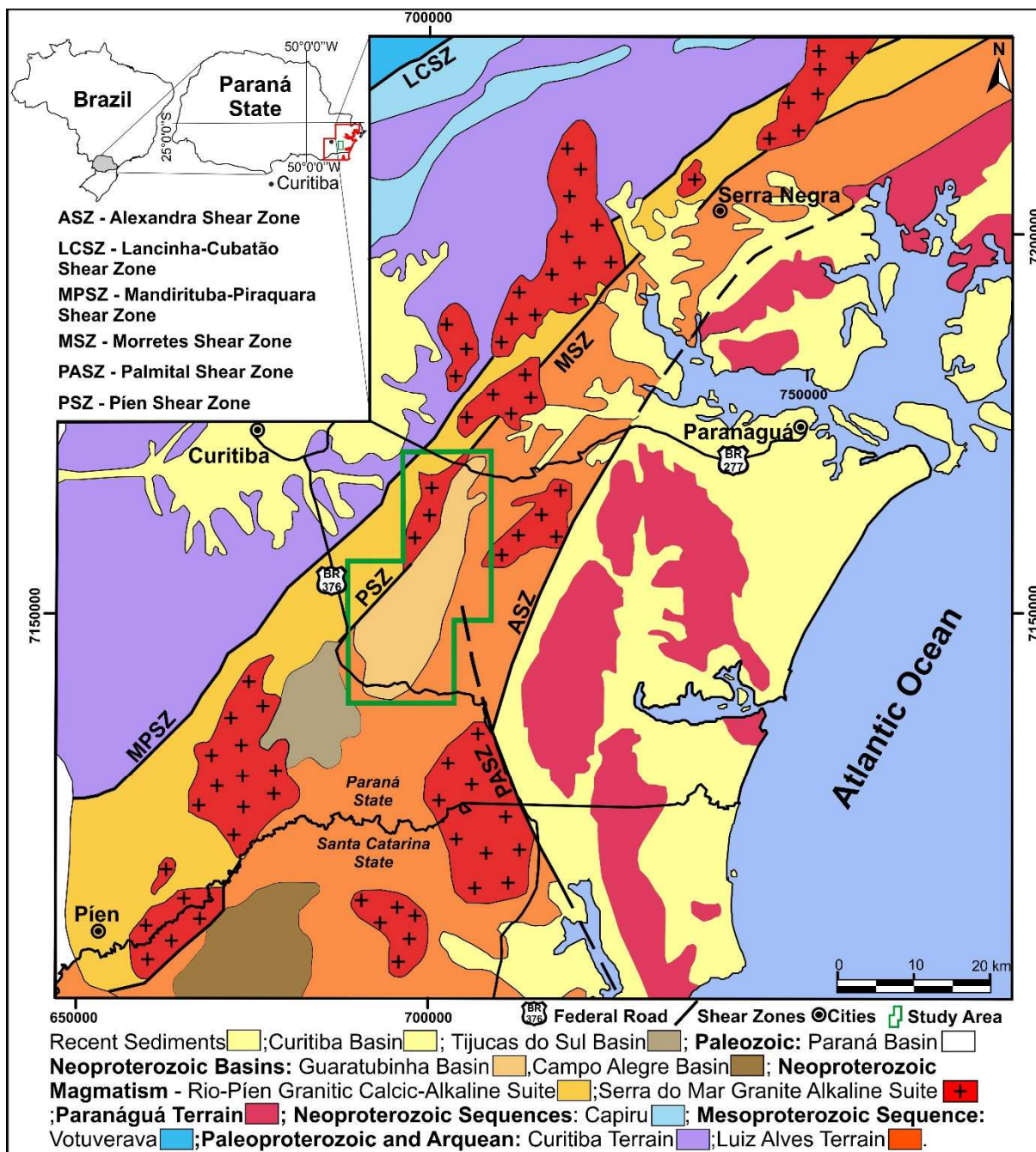


Figura 9 - Esboço geológico da região sul do Brasil nos estados do Paraná e Santa Catarina. Adaptado de Siga Jr. (1995) e Basei et al. (1990). Modificado de Cury (2009). 11

A orientação geral do bandamento gnáissico verificado nessas rochas é de direção noroeste, diferindo dos domínios vizinhos (Siga Jr. et al. 1993). Esse bandamento trata-se de uma superfície S2, redobrada e gerada sobre condições de alto grau metamórfico (Basei et al. 1992).

O padrão geocronológico adquirido pelos métodos Rb/Sr em rocha total, e U-Pb em cristais de zircão permite estabelecer intervalo de idade para rochas entre 2,72

a 2,58 Ga, formadas, portanto, durante o Paleoproterozoico (Siga Jr. 1995). Os dados de K/Ar em minerais diferenciados retratam intervalo de 2,1 a 1,7 Ga, possivelmente associados ao resfriamento desses terrenos. Basei et al. (1998), compilaram dados geocronológicos obtidos até então sequenciando os eventos tectônicos, metamórficos e magmáticos que afetaram o TLA (Quadro 2), iniciando-se na diferenciação manto/crosta durante o Paleoproterozoico (2,8-2,7 Ga) e finalizando com a reativação falhas ($0,6 \pm 0,01$ Ga).

Hartmann et al. (2000) identificou que as rochas do TLA, aflorantes no estado de Santa Catarina, apresentam protólitos formados no Arqueano (U-Pb *SHRIMP* em zircão de $2,716 \pm 0,017$ Ga). Essas rochas devem ter passado por pelo menos quatro eventos metamórficos (M1 a M4). Os eventos M1 e M3 (fácies granulito), com idade respectivamente de $2,67 \pm 0,012$ (Ga) e $2,17 \pm 0,017$ (Ga), sendo o evento M2 próximo a idade de ocorrência de M3 (Hartmann et al. 2000). Já o último evento (M4) se deve a reativação das zonas de cisalhamento, marcada pela formação dos minerais clorita e epidoto (Hartmann et al. 2000).

2.4.2. Terreno Curitiba

O Terreno Curitiba (TC) limita-se a noroeste pelas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Açungui e sudeste pelos gnaisses granulíticos do TLA (Siga Jr. 1993). O contato entre essas unidades ocorre através de zonas de cisalhamento (cavalgamento), com transporte tectônico NW para SE (Figura 10), que coloca as rochas do Grupo Açungui sobre as rochas do TC e estas por sobre as rochas da Terreno Luiz Alves (Fiori 1992).

A unidade é composta principalmente por gnaisses bandados, leucogranitos foliados, biotita gnaisses lepidoblásticos, anfibolitos e subordinadamente xistos magnesianos (e.g. Basei et al. 1990, Basei et al. 1992, Siga Jr. 1993). Na borda desse setor verifica-se a presença de corpos cálcio-alcalinos potássicos deformados, denominados como Suíte Granítica Cálcio-Alcalina Rio-Piên (Siga Jr. 1995).

Quadro 2 - Compilação dos dados geocronológicos do Terreno Luiz Alves com a sequência de eventos. Modificado de Basei et al. (1998).

Evento	Características e métodos	Idade (Ga)
Diferenciação manto/crosta	Material manto-derivado na crosta (Sm-Nd TDM)	2,7-2,7
Magmatismo	Intrusão de rochas ígneas (Rb-Sr em rocha total)	2,6±0,1
Diferenciação manto/crosta	Material manto-derivado na crosta (Sm-Nd TDM)	2,4-2,3
Metamorfismo regional na fácies granulito	Desenvolvimento de ortopiroxenio em algumas rochas (U-Pb em zircões, Sm-Nd em mineral)	2,3±0,1
Metamorfismo regional na fácies anfibolito	Metamorfismo na fácies anfibolito (Pb-Pb, Rb-Sr em rocha total), U-Pb em mineral, Sm-Nd em mineral	2,0±0,1
Estabilidade tectônica	Aquecimento regional (datação K-Ar em minerais)	1,9±0,1
Reativação local	Próximo ao contato com terrenos adjacentes, falhas internas (minerais datados por K-Ar)	0,6±0,1

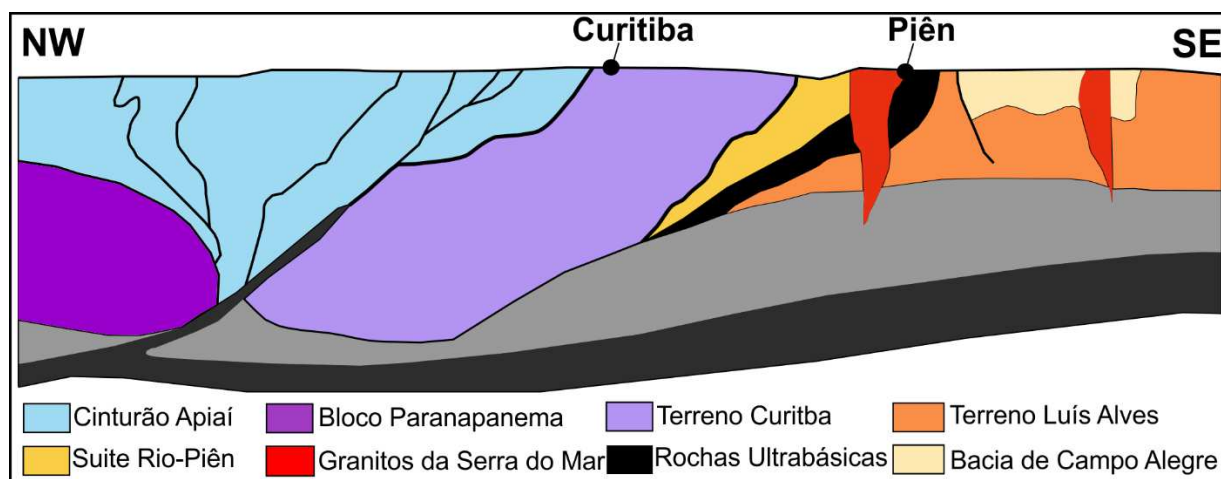


Figura 10 - Seção esquemática dos terrenos pré-cambrianos da região sul do Brasil, demonstrando o transporte tectônico de direção NW para SE, limitando as unidades geotectônicas. Modificado de Basei et al. (1998).

As rochas desse domínio apresentam foliação (S_n) com direção nordeste, paralela ao bandamento gnáissico e a foliação S_1 registrada nos leucogranitos da Suíte Granítica Cálcio-Alcalina Rio-Piên (Siga Jr. 1995). Siga Jr (1995) propõe que o complexo passou por dois eventos metamórficos distintos nas fácies anfibolito e granulito, com migmatização associada no Paleoproterozoico (2,15 – 1,8 Ga U-Pb e Rb-Sr) e Neoproterozoico (0,64 a 0,56 Ga, idades Sn-Nd, K-Ar e Rb-Sr), respectivamente. A última fase de migmatização foi identificada por Sato et al (2003),

exibindo idades entre 0,63 e 0,64 Ga, para U-Pb *SHRIMP*, em zonas de sobrecrecimento de cristais de zircão.

2.4.3. Suíte Granítica Cálcio-Alcalina Rio-Piên

A Suíte Granítica Cálcio-Alcalina Rio-Piên encontra-se limitada a noroeste pelo Terreno Curitiba e a sudeste pelo Terreno Luiz Alves (Figura 9). Segundo Siga Jr. (1995) o contato entre a Suíte e as rochas do Terreno Curitiba, a sul e sudeste, ocorre por zonas de cisalhamento.

A Suíte é composta por granitoides cálcio-alcinos heterogêneos, sendo interpretada como raízes de arco magmático do Neoproterozoico (e.g. Machiavelli et al. 1993, Siga Jr. et al. 1993, Siga Jr. 1995). Próximo ao seu limite sul ocorrem as rochas ultramáficas serpentinizadas, sendo interpretadas geotectonicamente como os restos do assoalho oceânico obductado (Machiavelli et al. 1993, Harara 1996, Harara 2001a).

Predominam nessa suíte serpentinitos, em menores proporções ocorrem metaperidotitos serpentinizados, metapiroxitos, metagabronoritos e xistos magnesianos, em geral com duas foliações distintas (Harara 1996). Os dados obtidos pelo método Sm-Nd em rocha total para a suíte Máfico-Ultramáfico Piên definem idades de $2,248 \pm 0,046$ Ga para a sua formação (Siga Jr. 1995), referindo-se, portanto, a rochas de idade arqueana. Para o autor as rochas possuem padrões similares aos protólitos observados no Terreno Luiz Alves.

Harara (1996) distinguiu petrograficamente e geoquimicamente os granitoides presentes no terreno como granodioritos, quartzo-monzodioritos e subordinadamente monzogranitos, definindo-os como pertencentes as séries magmáticas cálcio-alcina a granodioríticas de médio K. Segundo Harara (1996) os granitoides devem ter se deformados (milonitizados) e adquirido a estabilidade tectônica no intervalo entre 0,605-0,595 Ga (U-Pb, Rb-Sr e K-Ar).

Entre os granitoides milonitizados ocorrem os corpos lentiformes de rochas máfico-ultramáficas, denominadas como Suíte Máfica–Ultramáfica (Harara, 2001a e 2001b), posicionados próximo a Zona de Cisalhamento Piên (ZCP).

2.4.4. Terreno Paranaguá

O Terreno Paranaguá estende-se pela região sul-sudeste do Brasil, limitado a leste pela linha de costa, a sudoeste pelas rochas do Terreno Luiz Alves e a noroeste

pelos gnaisses migmatíticos da Terreno Curitiba (Figura 9). O contato ocidental do terreno é totalmente tectônico, balizado a sudoeste pela Zona Cisalhamento Palmital (ZCPA) e a oeste noroeste pelos lineamentos Alexandra e Serra Negra (Cury 2009).

No terreno é marcante a presença de rochas cálcio-alcálicas, muito ou incipientemente deformadas (Cury 2009). Estes granitos foram denominados por Lopes (1978) como Morro Inglês na Serra da Prata, composto majoritariamente por litotipos leucocráticos, foliados e isótipos com predominante granulação média a grossa. Na Serra da Prata ainda foram identificados mais quatro litotipos graníticos denominados por Lopes e Lima (1985) como Rio Canasvieiras, Cubatãozinho, Rio do Poço e Estrela. As rochas encaixantes desses granitoides são xistos aluminosos, denominados como Sequência Rio das Cobras (Lopes 1987). Outras rochas encaixantes são biotita gnaisses, mica xistos, quartzitos e anfibolitos (Siga Jr et al. 1993).

A geocronologia do Terreno Paranaguá caracterizada por Basei et al (1990) e Siga Jr. (1995) retrata que a formação desse terreno ocorreu entre 0,615 e 0,570 Ga (Rb-Sr e U-Pb em cristais de zircão), portanto durante o Neoproterozoico. Os protólitos dessas rochas possuem idade de formação entre 2,25 e 1,90 Ga (Sm-Nd T_{DM}), gerados durante o Ciclo Transamazônico (Siga Jr. et al. 1993).

2.4.5. Província Serra da Graciosa

A Província da Serra Graciosa, primeiramente denominada por Kaul (1984), agrega cerca de dezesseis maciços graníticos nomeados como Agudos, Alto Turvo, Anhangava, Corupá, Dona Francisca, Graciosa, Guará, Ilha do Cardoso, Mandira, Marumbi, Morro Redondo, Piraí, Serra Alta, Serra da Igreja, Serra do Paratiú e Subida, que representam relevante magmatismo peralcalino nos terrenos Curitiba, Luiz Alves e Paranaguá.

Segundo Siga Jr. (1995) a maior concentração desses corpos graníticos ocorre ao longo de grandes zonas de cisalhamento (Figura 9). O autor atribui idade de formação desses granitos ao intervalo entre 600-570 Ma (K-Ar), período de estabilidade tectônica do Terreno Curitiba, enquanto na borda oeste do Terreno Luiz Alves ocorria a amálgama continental. No mesmo momento ocorria o vulcanismo ácido das bacias Guaratubinha, Campo Alegre e Corupá (Siga Jr. 1995).

Para Kaul (1997), são distinguidas duas fases de distensão litosférica, que seriam responsáveis pelo alojamento, na crosta, dos corpos graníticos,

consequentemente da formação das bacias vulcanossedimentares da região. A primeira fase, com tensores distensionais de direção NE-SW, seria responsável pela abertura de direção NW que permitiria a alocação dos corpos graníticos Graciosa, Anhangava, Agudos do Sul, Morro Redondo e a porção sul da Bacia de Campo Alegre e do Granito Dona Francisca. A segunda fase estaria associada a tensores de direção NW-SE, responsáveis pela geração de falhas tracionais de direção N50-60E e pela formação das bacias Guaratubinha, Corupá e dos diques félsicos, além da formação da porção sul do Granito Graciosa e formação da porção norte da Bacia de Campo Alegre (Kaul 1997).

Kaul e Cordani (2000) propõe que os granitos foram formados por sucessão de eventos tectônicos ocorridos durante o Neoproterozoico (Figura 11). Inicialmente haveria a colisão dos terrenos, seguido de momento transtensional associado a falhas sinistrais, reaproveitando as zonas empurrão, permitindo alojamento dos grandes corpos graníticos.

A reativação da ZCP culminou na intrusão de corpos como Agudos do Sul, Graciosa e Marumbi. Com o relaxamento da crosta, através movimentos transtrativos, foi possível a formação de falhas normais onde se desenvolveram as bacias Guaratubinha e Corupa (Kaul e Cordani 2000).

Recentemente Gualda e Vlach (2007) propõe nova divisão para a Suíte Intrusiva Granítica Alcalina Serra do Mar, visto que existem outros domínios denominados como “Serra do Mar” na região litorânea do Brasil, renomeando como Província Serra da Graciosa.

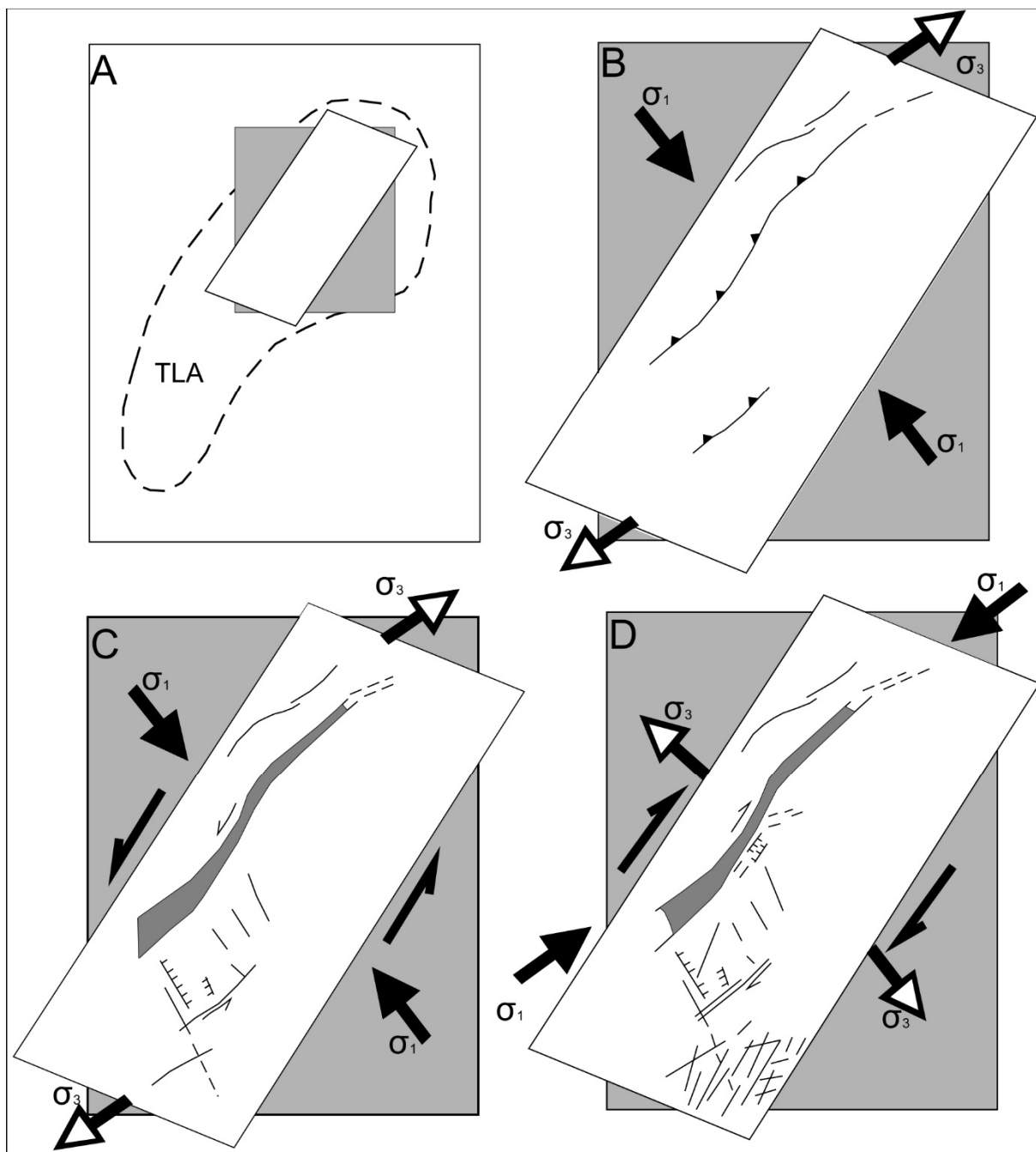


Figura 11 - Esboço da evolução dos granitos da serra do mar sobre a Terreno Luiz Alves. A) Terreno Luiz Alves (TLA); B) primeiro evento compressional; C) segundo evento marcado pela reativação da zona de colagem; D) fase final com a reativação da falha transcorrente dextral e formação das bacias Guaratubinha e Campo Alegre. Modificado de Kaul e Cordani (2000).

2.4.6. Bacia Guaratubinha

A Bacia do Guaratubinha, objeto deste estudo, está situada a sudeste da cidade de Curitiba e ocupa área de cerca de 200 km² (Figura 12). Foi primeiramente definida e detalhada por Fuck et al (1967) como um conjunto de rochas vulcânicas e sedimentares de idade Neoproterozoica.

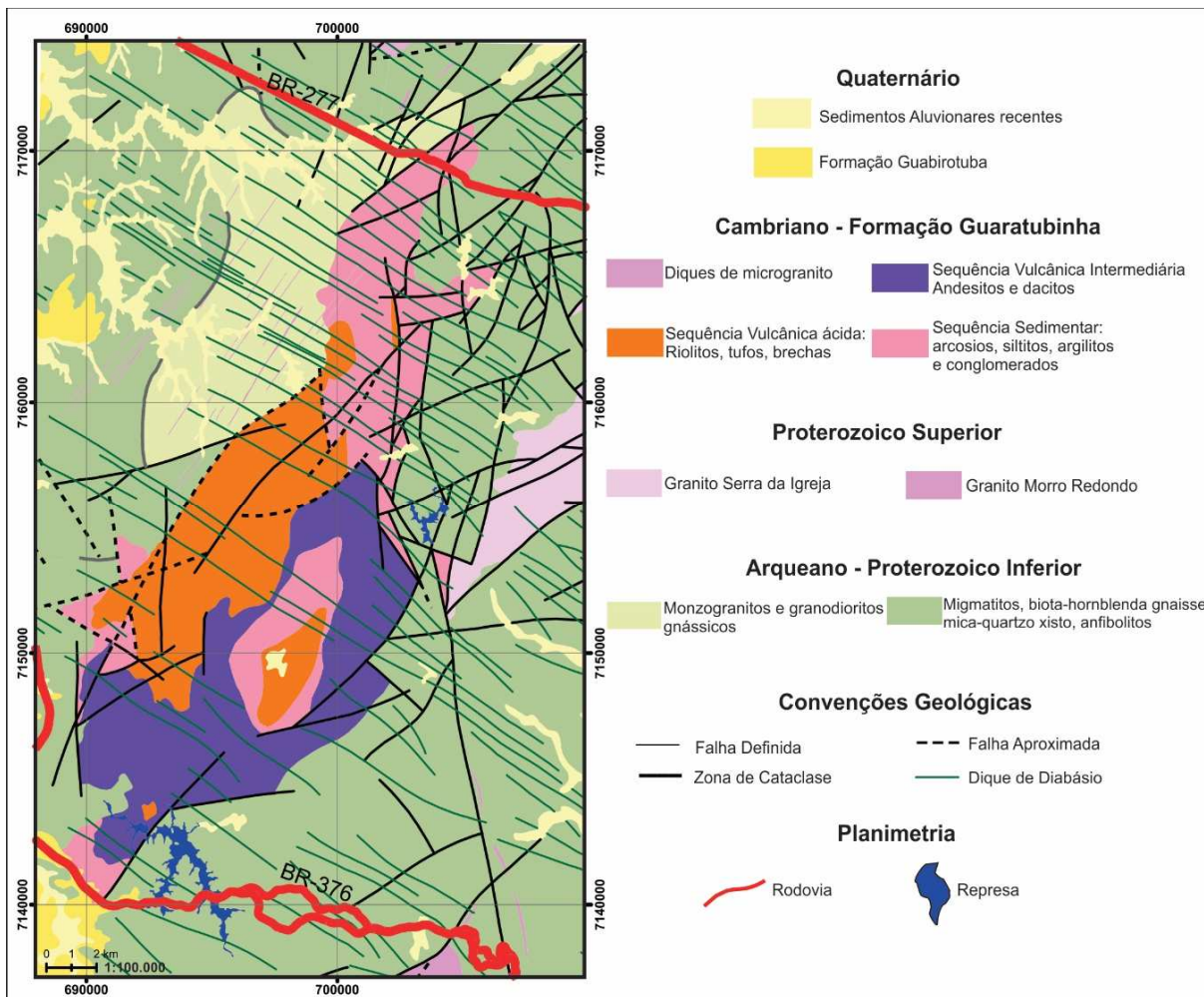


Figura 12 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Guaratubinha e adjacências. Modificado de MINEROPAR (2006).

A área foi dividida por esses autores em três seqüências distintas: a primeira, de cunho sedimentar, constituída por conglomerados, arcósios, argilitos e siltitos; a segunda composta por rochas vulcânicas ácidas, incluindo principalmente brechas vulcânicas, riolitos e tufos; e a terceira formada por rochas vulcânicas intermediárias, sobretudo andesitos. Fuck et al (1967) relatam a presença de mais de um de pulso vulcânico ácido, intercalado a fluxos clásticos. Soares (1987) definiu as rochas das bacias do Guaratubinha e Castro como seqüências sedimentares fracamente deformadas, por não apresentarem modificações em seu empilhamento original. Segundo o autor as bacias foram geradas em fase pós-colisional durante a reversão do movimento da Falha da Lancinha, dando origem as bacias transtracionais, como descrito para a Bacia de Castro por Bonacin et al (1994).

Castro et al (1993) desenvolveu trabalhos relacionados a Bacia do Guaratubinha reduzindo drasticamente a área de ocorrência das rochas sedimentares

que preenchiam a bacia, reclassificando-as como rochas vulcanoclásticas e vulcânicas. Os autores dividiram a bacia em cinco associações distintas: vulcânicas (associações vulcânicas ácidas e intermediárias), vulcanoclásticas (associações vulcanoclásticas ácida e superior) e sedimentares. Os dados geoquímicos analisados por Castro et al (1993) demonstram que existem evidências cogenéticas para a formação dos riolitos e andesitos presentes na bacia. Os autores propõem o empilhamento estratigráfico da bacia (Figura 13), colocando os conglomerados na porção basal, sucedido pelos derrames ácidos e intermediários e em sequência a deposição das rochas vulcanoclásticas, que diminuem sua granulação em direção ao topo da associação.

Posteriormente Reis Neto et al. (2000) detalhou as associações vulcanoclásticas propostas por Castro et al. (1993), destacando a presença de ignimbritos, tufos e brechas na associação vulcanoclástica ácida, e para a sequência vulcanoclástica superior o predomínio de tufos vulcânicos de proporção variável de cinza vulcânica.

Siga Jr. (1995) realizou a datação das rochas vulcânicas ácidas da Bacia do Guaratubinha através do método Rb^{87}/Sr^{86} obtendo idade de 570 ± 10 Ma. Para obter datação mais precisa foi utilizado o método U-Pb em cristais de zircão derivados de riolitos, obtendo-se a idade de 602 ± 11 Ma. A idade foi interpretada como de cristalização das rochas vulcânicas. A análise conjunta dos resultados permite restringir o intervalo entre 600 – 570 Ma para a formação dessas rochas, idades correlatas aos maciços graníticos alcalino-peralcalinos dos terrenos Luiz Alves e Curitiba (Siga Jr. 1995). Em análise posterior de U-Pb em cristais de zircão de riolitos e utilizando-se do método SHRIMP (U-Pb), se obteve idade com maior precisão, atribuindo assim a datação para as rochas riolíticas da bacia de $604,6 \pm 8,6$ Ma (Siga Jr. et al. 2000).

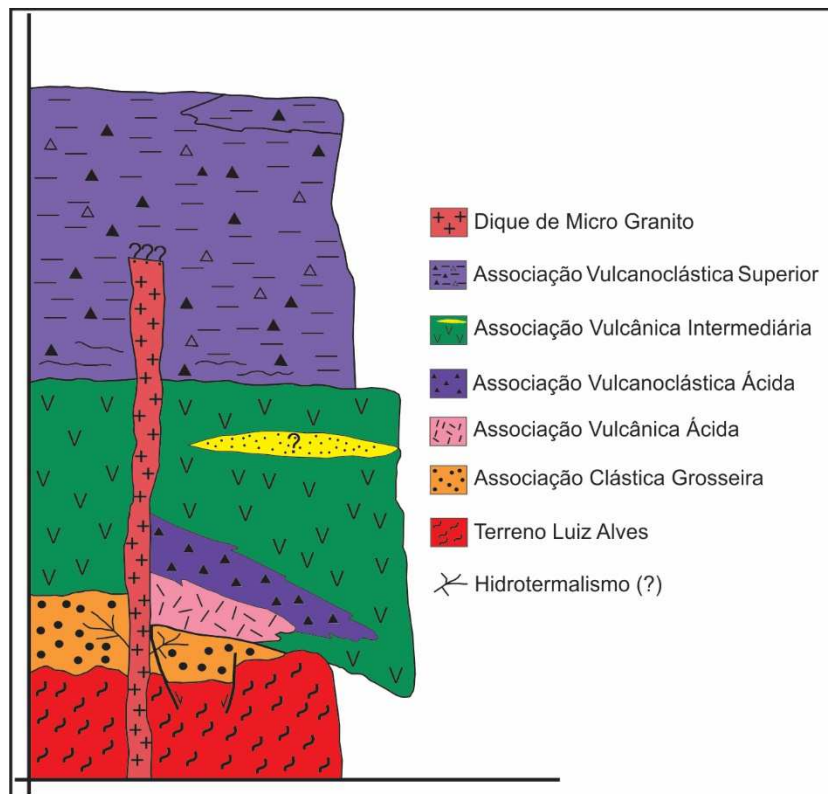


Figura 13 - Empilhamento estratigráfico esquemático da Bacia do Guaratubinha proposto por Castro et al (1993), sem escala. Modificado de Castro et al. (1993).

A importante atividade vulcânica com a sedimentação associada deve estar relacionada a fases distensivas, tardias à evolução dos terrenos adjacentes a bacia (Siga Jr. et al. 1993). Dando sequência aos estudos da região da Serra do Mar Paranaense Kaul (1997) sugere que as bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá encontram-se dispostas segundo a direção de mesma falha, sendo, portanto, estruturas relacionadas à colisão de placas continentais. Os estudos geoquímicos realizados por Siga Jr. (1995) e Kaul (1997) relatam a possibilidade das bacias formadas sobre a Terreno Luiz Alves estarem intimamente relacionadas à intrusão dos corpos graníticos da Província Graciosa.

Proposta anteriormente concebida por Daitx (1979), relacionou diretamente a formação da Bacia do Guaratubinha com o corpo granítico vizinho denominado com Serra da Igreja (Figura 14). O autor propõe que os dois estariam associados com tectônica transtrativa de direção NE-SW e de distensão NW-SE capaz de formar o arranjo atual da bacia e do Granito Morro da Igreja.

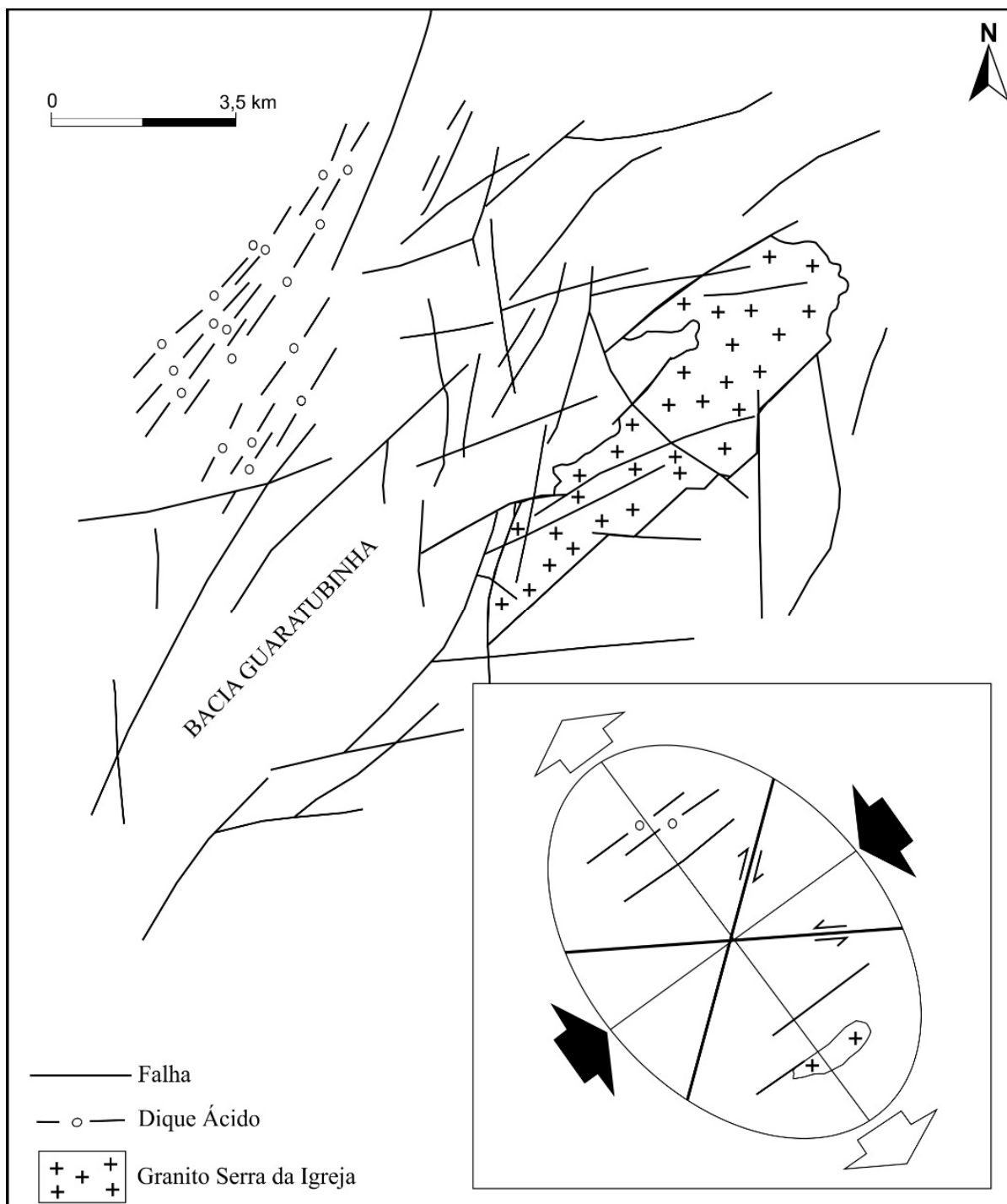


Figura 14 - Modelo tectônico elaborado por Daitx (1979) para a formação do granito Serra da Igreja e Bacia Guaratubinha, atribuída à segunda fase distensão da Serra do Mar (Kaul 1997). Modificado de Kaul (1997).

Para Almeida et al (2010), as bacias formadas no contexto transbrasiliano estão diretamente relacionadas a um período extensional que afetou os terrenos acrecionados durante o Neoproterozoico. Essa extensão ocorreu entre o Ediacarano e o Cambriano (600 e 530Ma), com tensores distensionais voltados para direção NW-

SE, o que permitiu a abertura das bacias como Camaquã, Itajaí, Campo Alegre, Guaratubinha e Castro.

2.4.7. Zonas de Cisalhamento

A região estudada está inserida próxima a zona de amálgama continental e apresenta grande influência de zonas de cisalhamento, balizadoras de unidades geotectônicas próximas a Bacia Guaratubinha (Figura 15). Estas zonas devem ter influenciado a formação da bacia bem como sua deformação.

Diversos autores como Siga Jr. et al (1993), Siga Jr. (1995), Basei et al (1990, 1998), Kaul (1984, 1997), Kaul e Cordani (2002), Harara (1993, 2001), Cury (2009), Castro (2015), entre outros, detalharam a presença de zonas de cisalhamento limitando antigos terrenos acrescidos durante o Neoproterozoico.

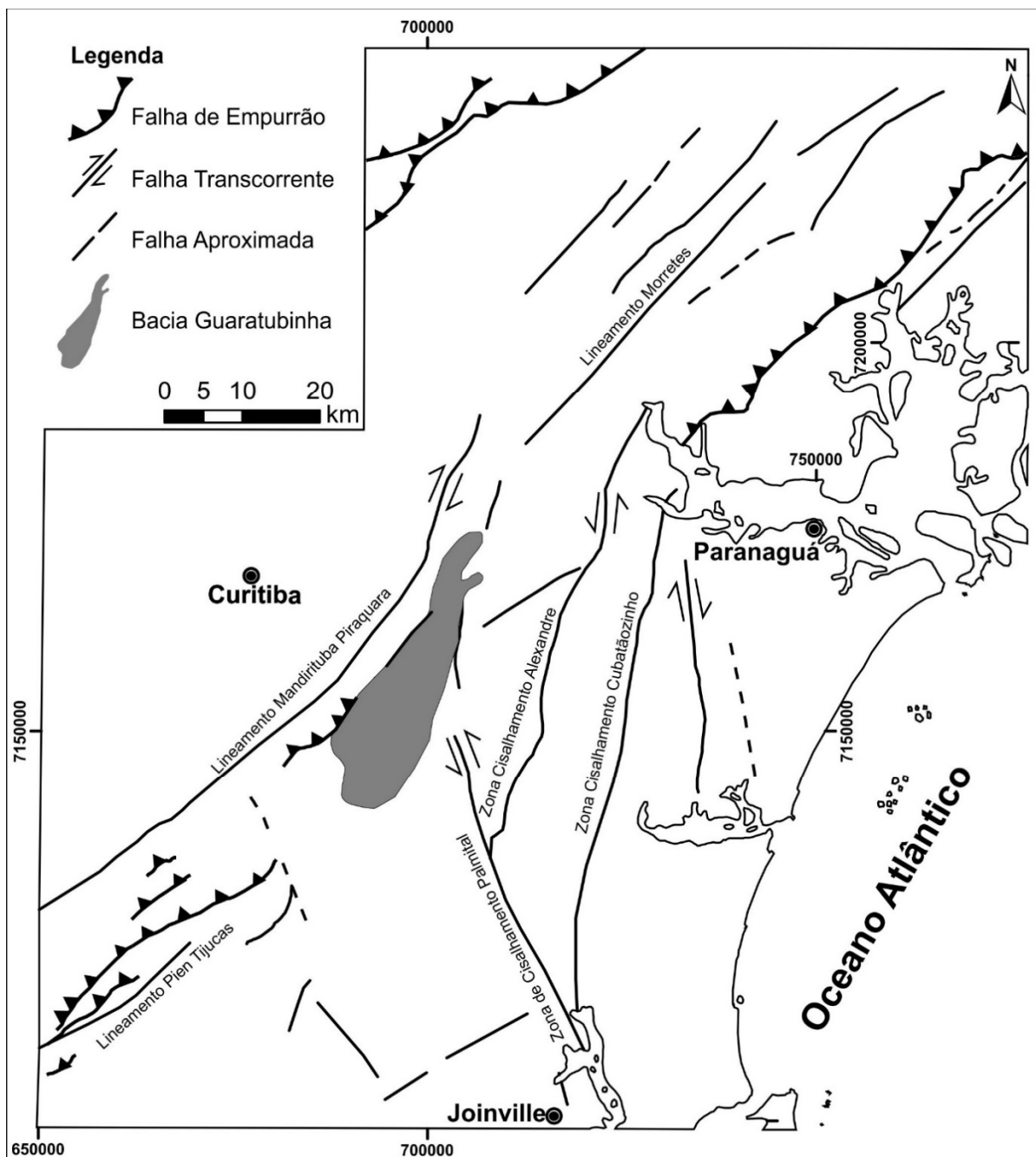


Figura 15 - Principais zonas de cisalhamento já descritas na região da Bacia Guaratubinha. Modificado de Siga Jr. (1995), Kaul (1997), Harara (2001) e Cury (2009).

2.5. REVISÃO DE ESTILOS ESTRUTURAIS EM BACIAS STRIKE-SLIP

A revisão dos estilos estruturais em bacias *strike-slip* se deu posteriormente a coleta dos dados estruturais, estratigráficos e geofísicos, que demonstrou a predominância da influência da tectônica transcorrente sobre a bacia. Dessa maneira percebeu-se a necessidade de revisão sobre bacias formadas neste contexto.

Bacias formadas em ambiente transcorrente foram relativamente bem estudadas por sua relevância na produção energética, por reterem grandes acumulações de carvão, óleo e gás natural (Waldron 2004). Diversos autores propuseram diferentes mecanismos de formação para essas bacias, criando modelos físicos e digitais para discutir a formação e comparando resultados com bacias atuais formadas ao longo de grandes falhas transcorrentes. A maioria dos trabalhos publicados sobre bacias *strike-slip* as classifica de acordo com o limite de placas a que estão relacionadas: subducção, colisão continental e limite de zonas transformantes (Figura 16).

A convergência de placas concentra a maior parte do *stress* litosférico causando orogenias e bacias de ante-país e retroarco (Woodcock 1986). Em algumas áreas o desenvolvimento de falhas *strike-slip* (Figura 16) está associado ao movimento transpressivo e transtrativo (Noda 2013).

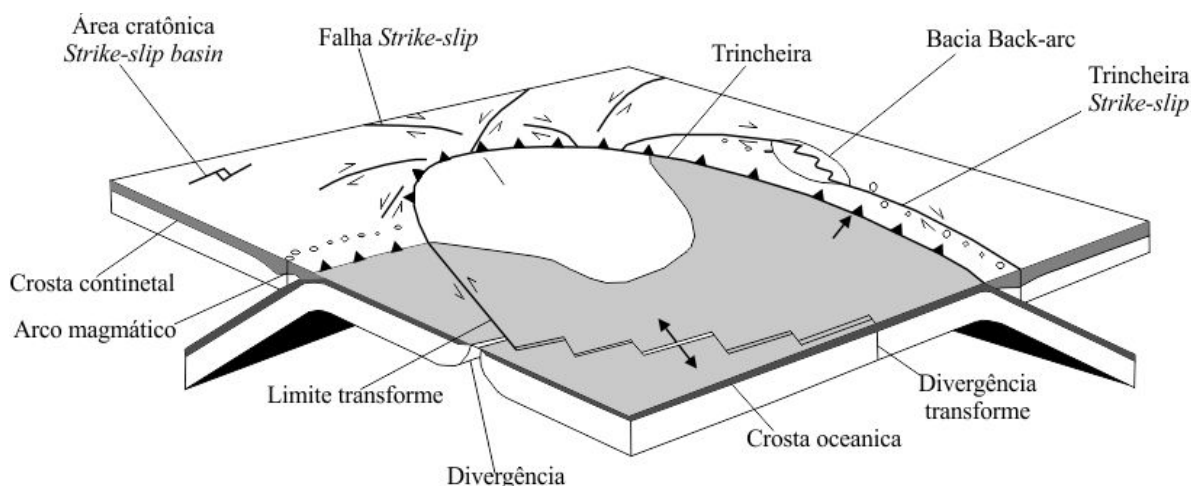


Figura 16 - Esquema representando as condições de falhas strike-slip em ambientes convergentes, transformantes e intraplaca. Modificado de Woodcock (1986).

Woodcock (1986) atribui características comuns a falhas *strike-slip* segundo a sua evolução e contexto tectônico, levando em conta fatores como tipo de crosta, duração da atividade, deslocamento da bacia, sedimentação ao longo da falha, vulcanismo e plutonismo associado a zona de falha (Tabela 1). Nesse contexto *strike-slip* ocorrem as bacias *pull-apart* e de *restraining bends*, estudadas por diversos autores como Reading (1980), Aydin e Nur (1982), Mann et al (1982), Zhang et al (1989) Dooley & McClay (1995), Rahe et al (1997), Mann (2007), Gürbuz (2010), Noda

(2013), entre outros, levando-se em conta os mecanismos de formação e preenchimento dessas bacias.

	Zonas oceânicas transformes separando cordilheiras mesoceânicas	Limites continentais definidos por falhas <i>strike-slip</i>	Falhas <i>strike-slip</i> interligadas e oblíquas	Falhas <i>strike-slip</i> associadas a zonas de trincheiras	Falhas <i>strike-slip</i> cratônicas
Tipo de crosta	Oceano-oceano	Continente-continente, continente-oceano	Continente-continente, arco-continente	Continente-continente, arco-continente	Continente-continente
Duração da ativação	Geralmente < 5 Ma	10 Ma; milhares de quilômetros	10 Ma	10 Ma	10 Ma
Deslocamento da falha <i>strike-slip</i>	Tipicamente < 100 km, mais larga; posteriormente oblíqua	Milhares de quilômetros	10-200 km	Centenas de quilômetros	Kilômetros
Nova ou reativada?	Nova, mas talvez nucleada a margens rift	Nova ou reativada	Reativação de antigas estruturas, mas algumas novas estruturas	Nova, mas incluindo antigos segmentos, talvez nucleadas no arco	Falhas reativadas comumente associadas a rifts e plutons
Sedimentação contemporânea em zonas de falha	Carbonatos pelágicos e <i>cherts</i> , sedimentos ferrugionosos e ofiolitos	Muito variável, sedimentos marinhos profundos ou sem deposição	Sedimentação clástica marinha e sedimentação <i>playa</i>	Sedimentação clástica derivada do arco a depósito marinhos	Não observado
Vulcanismo contemporâneo na zona de falha	MORB basaltos toleíticos; contemporâneos a basaltos alcalinos	Variável basalto alcalino em transtensão	Raras lavas silícicas	Associações Cálcio-alcalinas ou toleíticas de arco. Shoshoníticas de alto K mais comuns	Não observado
Plutanismo contemporâneo na zona de falha	Plutons ofiolíticos; diápiros serpentiniticos nas falhas	Raro em zonas transpressivas	Granito tipo S	Gabros e granitos tipo I	Não observado

Tabela 1 - Características comuns observadas nas maiores classes de falhas *strike-slip* (Woodcock 1986). Modificado de Mann (2007).

Dois termos são comumente empregados para esclarecer a formação de bacias *strike-slip*, são eles transpressão e transtração (Figura 17). A transpressão está relacionada a zonas de cisalhamento simples, com a componente de encurtamento, já a transtração está associada a componente extensional ao longo de toda a zona (Fossen & Tikoff 1998).

Mann (2007) catalogou cerca de 254 bacias no contexto de *strike-slip* próximas a zonas de falhas (Figura 18), grande parte dessas bacias ainda estão se desenvolvendo. Essas bacias estão próximas a grandes zonas de colisão continente-continente ou oceano-continente. Em sua classificação Mann (2007) levou em conta o ambiente tectônico em que cada uma foi gerada, a evolução e algumas

características individuais. Preceitos baseados nas classificações de falhas *strike-slip* (Tabela 1) propostos por Woodcock (1986).

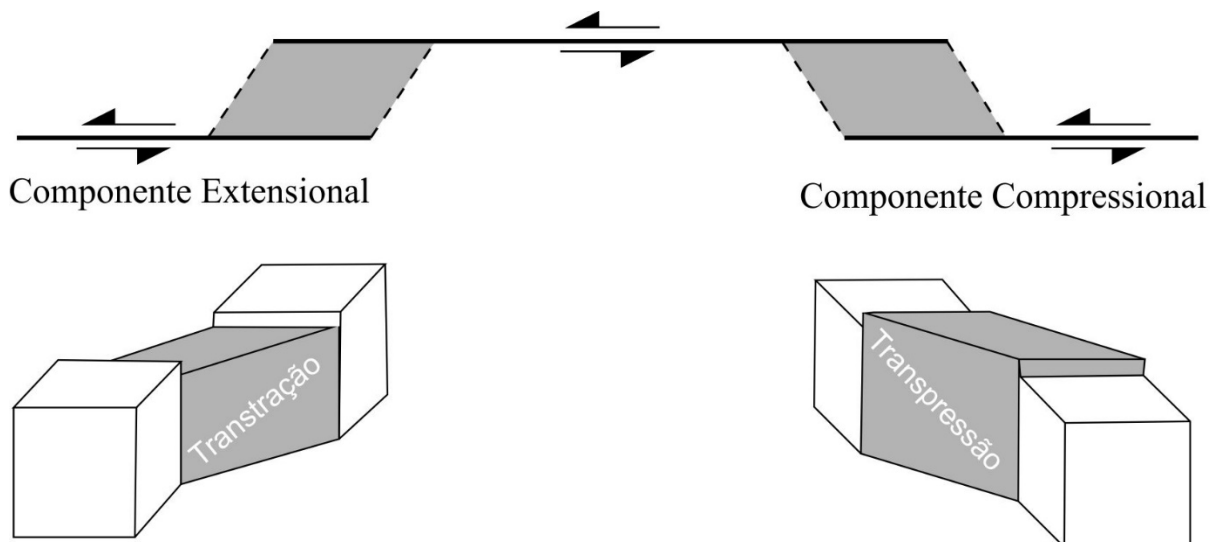


Figura 17 - Blocos esquemáticos representando a relação distensional (transtração) e compressional (transpressão) relacionados movimentos strike-slip. Modificado de Nevitt et al (2014).

2.5.1. Tipologia de bacias strike-slip e características comuns

As bacias formadas no contexto *strike-slip* se acomodam tanto em contextos de compressão quanto em distensão e se desenvolvem quando há divergência da tensão principal (Noda 2013). Essas bacias exibem características comuns resumidas e catalogadas por Noda (2013):

- Geometria alongada;
- Assimetria na espessura da sedimentação e de diferentes fácies;
- Preenchimento axial;
- Sedimentos mal selecionadas ao longo da zona principal;
- Migração do depocentro oposta ao eixo da sedimentação;
- Camadas relativamente finas em relação a profundidade da bacia;
- Alta taxa de sedimentação;
- Abrupta mudança lateral e vertical de fácies e diversas inconformidades;
- Mudança composicional, reflexo da movimentação horizontal;
- Abundante quantidade de movimentos de massa e deformação sinsedimentares;
- Rápida subsidência nos estágios iniciais da formação da bacia.

Devido a diversidade de bacias formadas nesse contexto, Mann (2007) e Noda (2013) subdividiram-as em quatro classes distintas: bacias de *pull-apart* (*releasing*

bend), bacias de *restraining bends* (bacias transpressionais), bacias de terminação de falhas e bacias *stepover* (Figura 19).

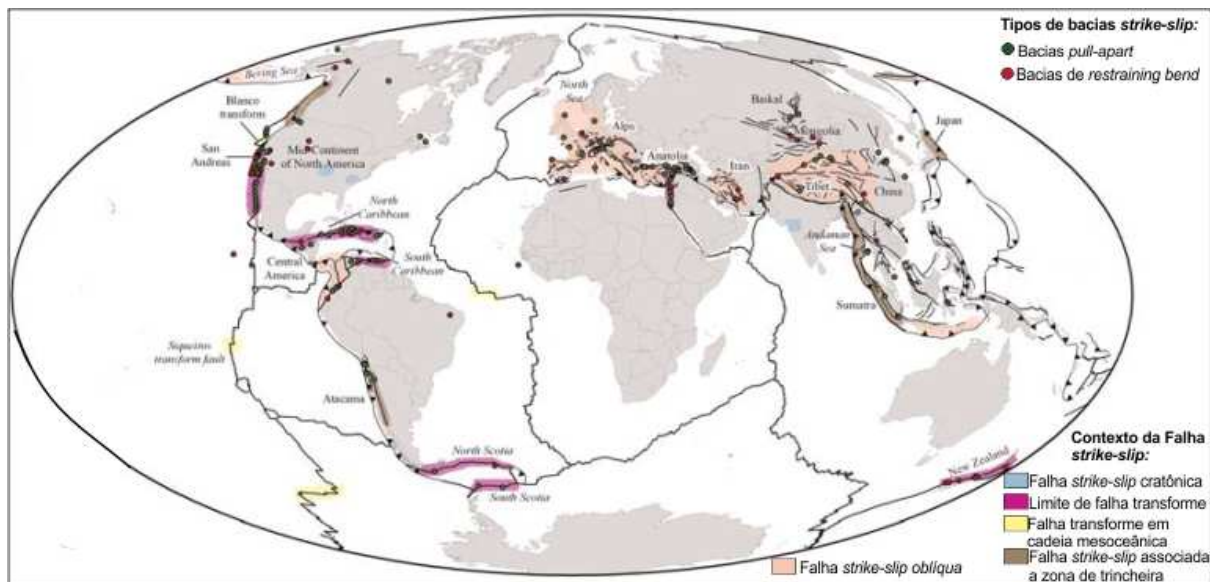


Figura 18 - Mapa global da distribuição das bacias *pull-apart* (*releasing bend*) e bacias do tipo *restraining bends*. Modificado de Mann (2007).

2.5.2. Bacias *pull-apart* (*releasing bed*)

O termo *releasing bend* foi inicialmente proposto por Crowell (1974) para as bacias formadas na Zona de Falha de San Andreas nos Estados Unidos, inclui também os termos *releasing double bend*, *pull-apart* e *stepover* (Mann 2007). Segundo Aydin e Nur (1982) essas estruturas se desenvolvem ao longo das discontinuidades de falhas *strike-slip* e apresentam comprimento e largura variáveis, atingindo até 80 km de comprimento. Dolley & McClay (1997) citam que essas bacias podem atingir mais de 10 km de espessura, preenchidas por fácies complexas, porém bacias de menor expressão são tipicamente preenchidas por sedimentos carbonáticos e quartzosos (Dolley & McClay 1997).

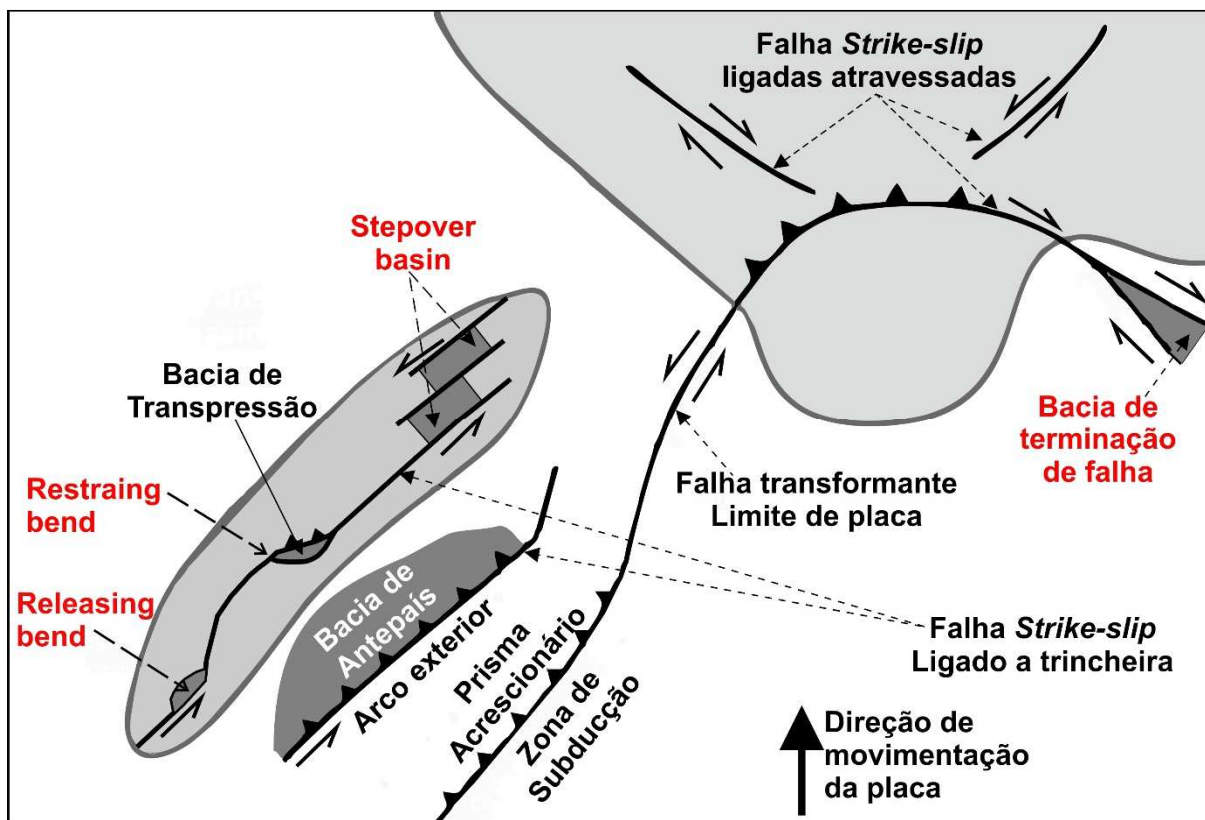


Figura 19 - Configuração geotectônica das falhas *strike-slip* e bacias relacionadas. Modificado de Noda (2013).

Durante a década de 80 diversos autores tentaram elucidar a formação desse tipo bacia, como Mann et al (1983) e Mann (2007), que propõem o modelo evolucionar para as bacias *pull-apart* (Figura 20) a partir de dados extraídos das bacias formadas no Mar Morto e ao longo da Falha de San Andreas. Segundo o autor, inicialmente a bacia é nucleada por duas descontinuidades subparalelas, formando bacias alongadas e “pontigudas” (Figura 20A). Em sequência essas bacias são interligadas formando única bacia (Figura 20B e C). Devido a contínua evolução acabam se tornando romboedros (Figura 20D), formando bacias de grande porte em casos extremos (Figura 20E), podendo ocorrer também processos vulcânicos associados.

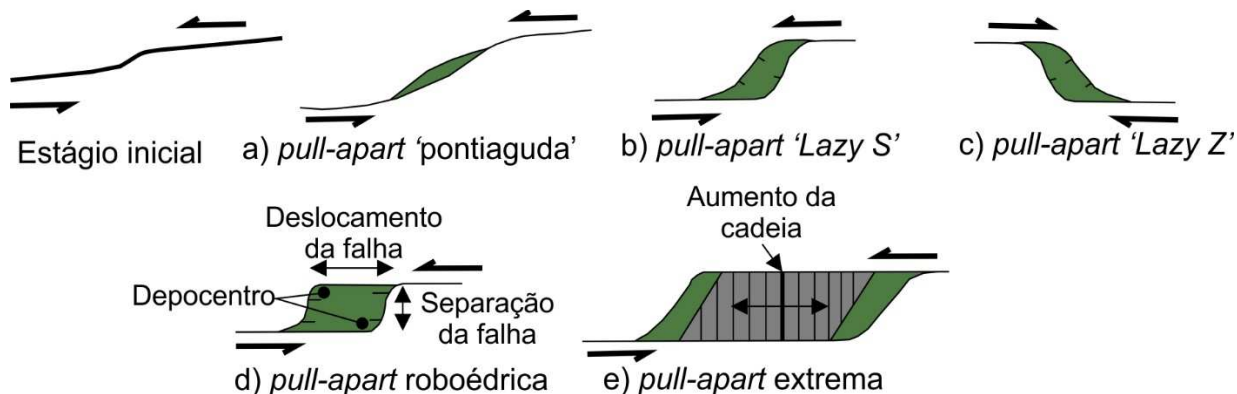


Figura 20 - Evolução de uma bacia *pull-apart*. A) A bacia é nucleada por duas discontinuidades subparalelas, formando bacias alongadas e “pontiagudas”. B) e C) Bacias denominadas *Lazy S* e *Lazy Z*, respectivamente. D) e E) com a contínua evolução as bacias se tornam romboedros. Modificado Mann et al (1983) e Mann (2007).

Segundo Mann (2007) as bacias denominadas como ***Lazy S* ou *Lazy Z*** (Figura 20 A, B e C), ou “pontiagudas”, denominadas primeiramente por Mann et al (1983), configuram bacias formadas pela contínua movimentação das falhas *strike-slip*, porém com pequeno espaço de acumulação de sedimentos.

Estruturas denominadas como ***pull-apart romboédricas*** (Figura 20D), correspondem a bacias formadas pelo contínuo espaço gerado ao longo da falha *strike-slip* controladora da bacia, assumindo a forma romboédrica (Mann 2007). Para Aydin e Nur (1982) essas bacias se formam pela coalescência de espaços formadas ao longo da falha controladora. As bacias possuem formas alongadas e mais amplas, gerando em alguns casos baixos topográficos, menos desenvolvidos que as bacias *Lazy S* ou *Lazy Z* (Mann et al. 1983). A nomenclatura da bacia varia conforme a movimentação dos blocos, quando sinistral é denominada *Lazy S* (Figura 20B), já quando a componente é dextral são nomeadas como *Lazy Z* (Figura 20C). Nessas bacias a espessura de sedimento é assimétrica, resultado do contínuo aumento de espessura ao longo da bacia (Mann 2007).

Outros autores no mesmo período propõem trabalhos similares, como Garfunkel (1981), abrangendo três cenários distintos para a formação de bacias *pull-apart* ao longo das falhas *strike-slip* (Figura 21). Estabelecendo as relações da movimentação dos blocos e a abertura dessas bacias. Na primeira situação (Figura 21A), a simples movimentação da falha, quando sinuosa, provoca situações distintas de transtração e transpressão, formado *pull-apart* e *restraining bends* respectivamente. A segunda situação (Figura 21B), formada no mesmo contexto, porém quando o limite da falha é levemente arqueado. Já o terceiro cenário (Figura 21C) é definido pela

situação complexa onde há contribuição de componente ortogonal a direção de movimentação lateral. Essa configuração cria vales incisivos formando a bacia (Mann 2007).

As falhas percussoras dessas bacias não são geralmente expostas em superfície, sendo detectadas apenas em métodos geofísicos, como o imageamento da sísmica de reflexão (Mann 2007). Característica comum nessas bacias é a presença de depocentro mais profundo na porção distal da bacia. Também podem ser observadas fases de inversão, como ocorre na bacia *pull-apart* de Hanmer ao longo da zona de falha na Nova Zelândia (Wood et al. 1994), resultado do não paralelismo das estruturas formadoras da bacia (Mann 2007).

Wakabayashi et al (2004) e Wakabayashi (2007) em seus estudos ao longo da Zona de Falha de San Andreas desenvolvem modelos de subsuperfície, sugerindo a mudança de depocentro ao longo da formação de diversas bacias romboédricas (Figura 22). Esses depocentros migram em milhares de anos ao longo da estrutura controladora da bacia (Wakabayashi 2007). Nessas bacias ocorre o desenvolvimento de falhas oblíquas normais, resultando no soerguimento dos flancos da bacia (Mann, 2007), como na bacia do *Death Valley* (Cowan et al. 2003). Entre as bacias romboédricas catalogadas no mundo destaca-se a Bacia de Vienna (Áustria), localizada entre os Alpes oriental e ocidental e desenvolvida durante o Mioceno (Hinsch et al. 2004).

As bacias ***pull-apart*** '**extremas**' são formadas pelo contínuo desenvolvimento do espaço ao longo da zona de falha *strike-slip* (Figura 20E). Constituem-se de bacias que se desenvolvem indefinidamente ao longo da zona, sendo que a largura é muito maior que a espessura (Mann 2007). A maioria está presente no oceano ao longo de falhas transformes, como ocorre na Fossa do Cayman, ao longo da *North America-Caribe Shear Zone* (Mann 2007). A zona de falha formou cerca de 1.400 km de espaço, com separação de falhas entre 100-150 km (Leroy et al. 2000).

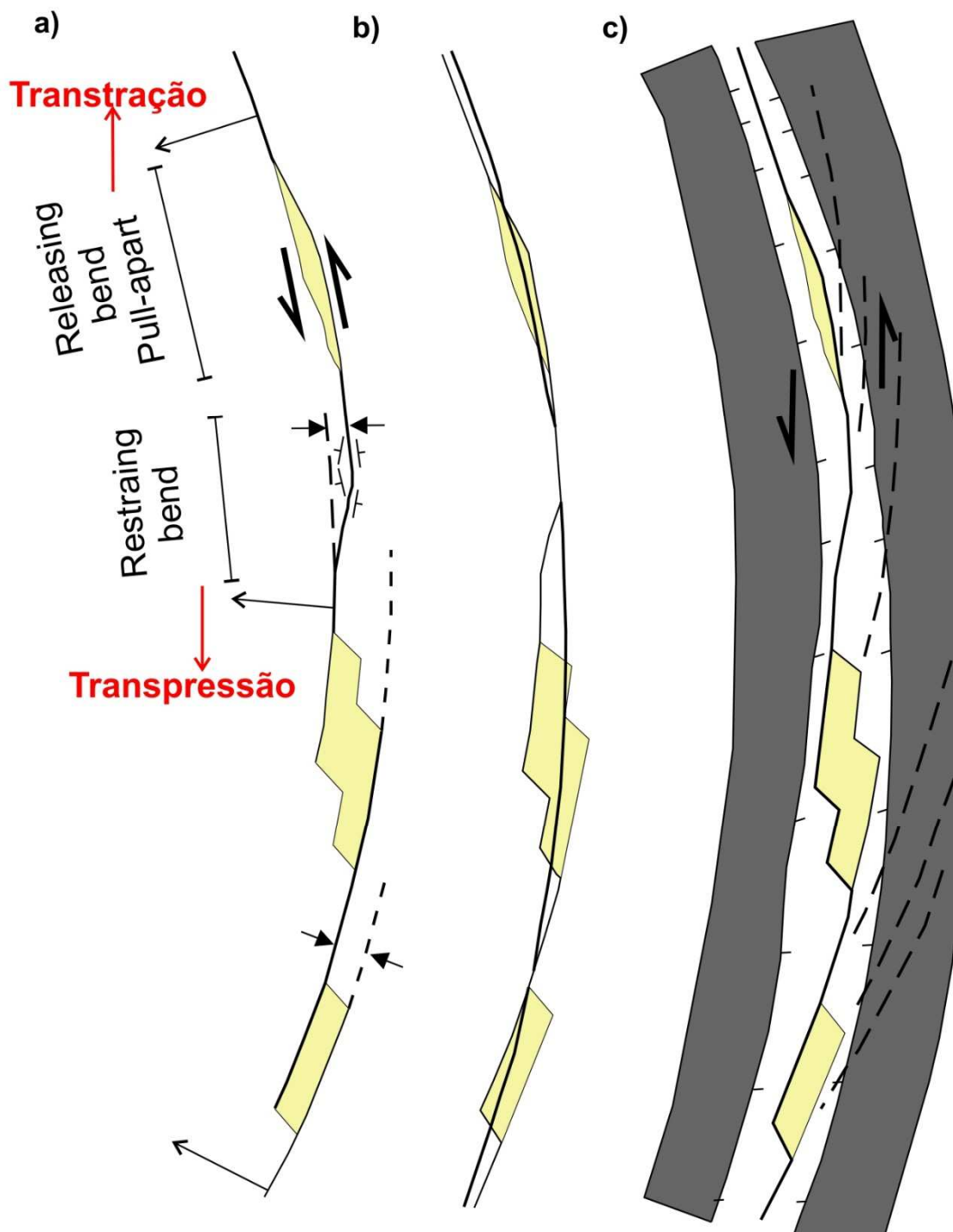


Figura 21 - Cenários evolutivos propostos Garfunkel (1981). A) Configuração comum das falhas *strike-slip* formando a movimentação transpressional e transtraccional nas porções curvadas. B) Situação em que a falha se encontra arqueada, dificultando a observação a rotação dos blocos. C) Se observa a componente ortogonal a direção principal da falha, entalhando vales profundos.

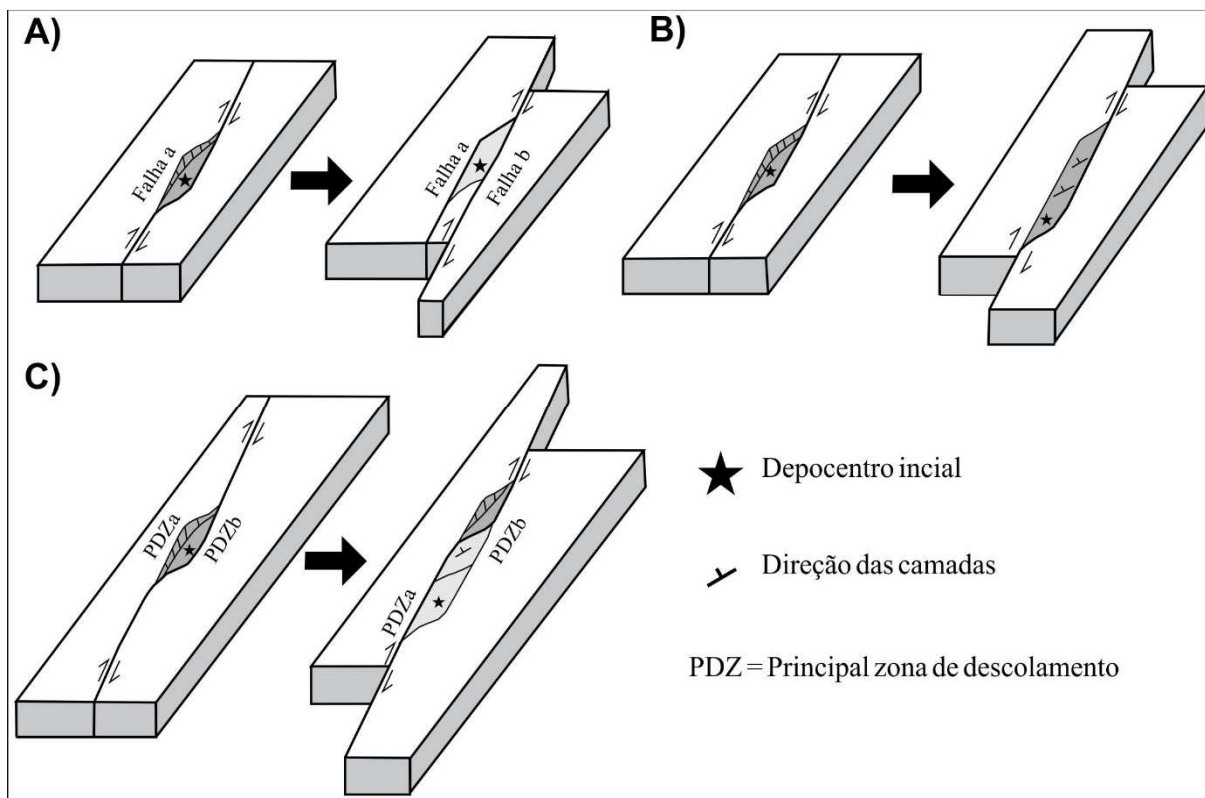


Figura 22 - Modelos desenvolvidos por Wakabayashi et al (2004) e Wakabayashi (2007), demonstrando a nucleação de bacia *pull-apart* romboédrica ao longo de zona de falha *strike-slip*. A) a bacia migra 'passivamente', fixada a um dos lados da falha, não apresenta expansão e o seu desenvolvimento ocorre ao longo da Falha a, posteriormente ao longo da Falha b. B) A bacia expande progressivamente, 'cobrindo' as porções anteriormente depositadas. Sendo que a fonte dos depósitos é variável. C) o desenvolvimento é progressivo e marcado pela zona de PDZ a, seccionado pela PDZ b. A direção das camadas da bacia é similar à de sua expansão da bacia. Entretanto os mergulhos são diferenciados por uma subsequente deformação. O regime transpressivo pode ocorrer nas porções adjacentes a bacia.

2.5.3. Modelos físicos e computacionais de Bacias *pull-apart*

A medida que evoluíram os estudos relativos a bacias *pull-apart* verificou-se a necessidade da construção de modelos físicos para a compreensão da evolução desse tipo de bacia. Inicialmente esses modelos foram testados em caixas de areia por McClay & Dooley (1997), Rahe et al (1998) e Sims et al (1999). Todos os autores apresentam modelos similares de evolução para as bacias, aplicando a casos atuais. McClay & Dooley (1997) comparam o seu modelo às bacias *pull-apart* formadas na porção argentina dos Andes, sendo possível demonstrar a evolução do espaço criado, posteriormente preenchido por sedimentos, verificando a forma e dimensão dessas bacias.

A partir de diversos modelos físicos Rahe et al (1998) propõem três estágios de evolução para as bacias *pull-apart*: incipiente, prematuro e maduro. O estágio

incipiente é formado por falhas normais paralelas a falhas direcionais; o segundo estágio (premature) é gerado por falhas normais, estando seccionadas obliquamente por falhas *strike-slip*. Em bacias *pull-apart* maduras as falhas *strike-slip* e normais agem em conjunto para a formação do depocentro. Os mesmos autores sugerem que essas bacias podem ser classificadas como assimétricas, simétricas e híbridas. As bacias assimétricas são controladas por falha mestra em um dos flancos da bacia, com o eixo principal de sedimentação próximo a essa borda (Figura 23).

As falhas normais da bacia se caracterizam como antitéticas da falha principal. Segundo Sims et al (1999) esse tipo de modelo predomina sobre os outros, desenvolvendo bacias do tipo *Lazy S* ou *Lazy Z*, modelo este proposto para a bacia formada no *Death Valley* (Califórnia – EUA). As bacias simétricas desenvolvem-se a partir de duas falhas mestras nas bordas (Figura 24), possuem mesma taxa de formação nos flancos da bacia e geram conjunto de *horts* e *grabens* (Rahe et al. 1998, McClay e Dooley 1997).

Bacias híbridas são formadas por uma soma de fatores, entre eles a evolução diferenciada de cada uma das falhas controladoras da bacia (Figura 25). A característica que diferencia bacias simétricas e assimétricas é a dissimilaridade de ambos os flancos, que evoluem conforme a evolução da falha de borda, sem predomínio da taxa de deformação em nenhuma das porções adjacentes as bordas (Rahe et al. 1998). Nesse modelo é caracterizado pela formação de estrutura *roollover* proeminente, como observado em seção (Figura 25C).

O modelo de bacia proposto por Rahe et al (1998) foi utilizado por diversos autores para explicar a evolução de bacias *pull-apart*, entre elas a Bacia de Erizican, na Zona Falha de Anatólia Norte (ZFAN), Turquia. O autor atribui o desenvolvimento como assimétrico (Akpınar et al. 2016), com evolução ocorrendo principalmente ao longo da ZFAN, região onde ocorrem os principais depósitos aluvionares e corpos vulcânicos.

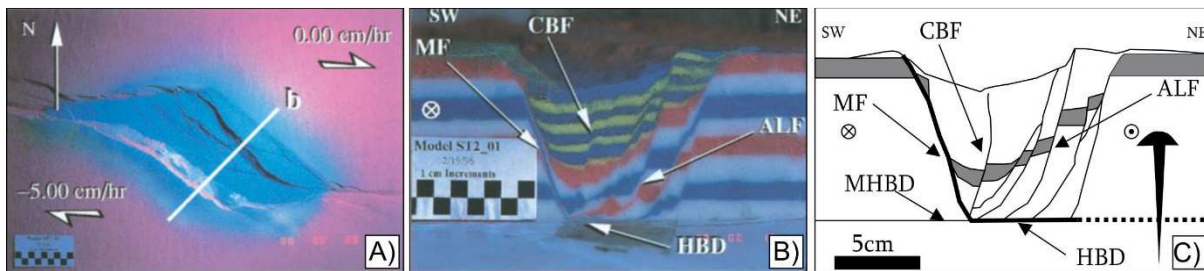


Figura 23 – Características evolutivas de bacia *pull-apart* assimétrica. A) Vista em planta da bacia assimétrica com indicação da seção. B) Seção mostrando o desenvolvimento da falha mestra (MF) e formação de falhas antitéticas adjacentes (ALF) e falhas strike-slip oblíquas a bacia (CBF). C) Seção esquemática baseada no modelo físico demonstrando as estruturas formadas. Siglas: HBD=superfície horizontal de descolamento; MHBD= superfície horizontal de descolamento móvel. Modificado de Rahe et al (1998).

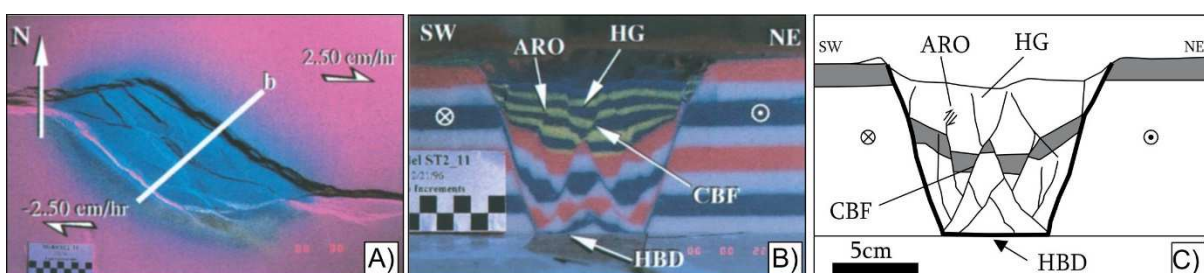


Figura 24 - Características evolutivas de bacia *pull-apart* simétrica. A) Vista em planta da bacia simétrica com indicação da seção. B) Seção esquemática mostrando os *horsts* e *grabens* (HG) compatíveis com a movimentação da falha. O acamamento em algumas porções é paralelo a zona basal de descolamento (HBD), causado pela presença de estruturas centrais (CBF). Verifica-se a presença de soerguimento aparente formando contemporaneamente ao desenvolvimento da bacia. C) Seção esquemática baseada no modelo físico demonstrando as estruturas formadas. Modificado de Rahe et al (1998).

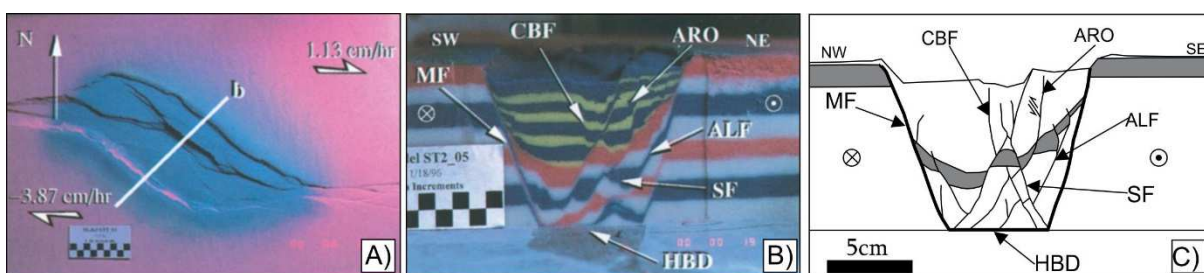


Figura 25 - Características evolutivas de bacia *pull-apart* híbrida. A) Vista em planta do experimento para bacias *pull-apart* híbridas. B) Seção demonstrando o desenvolvimento da falha mestra (M), onde se observa o maior deslocamento das camadas próximas a superfície horizontal de descolamento (HBD). Ocorre ainda o desenvolvimento de pequenos descolamentos sintéticos (SF), seccionados por estruturas antitéticas (ALF). C) Seção esquemática baseada no modelo físico demonstrando as estruturas, exemplificando a formação de estruturas *roll over* opostas a direção da falha mestra. Sigla: ARO: falha reversa. Modificado de Rahe et al (1998).

Assim como exposto por Rahe et al (1998) em seu modelo, a Bacia Erizican tende a formar estruturas centrais denominadas como *crossing basin fault* (CBF), falhas que evoluem à medida que a bacia é aberta (Akpınar et al. 2016). Segundo Zhang et al (1989), essas estruturas quando formadas podem ocasionar até a completa extinção da bacia, dependendo de sua evolução.

Apesar dos modelos serem próximos à realidade, Mann (2007) acredita que apresentem limitações, não simulando com acurácia o efeito da subsidência termal e flexural e da isostasia, além de não levar em conta a presença da pressão de fluídos.

Em busca de novas alternativas para modelagem de bacias *pull-part*, se viu a necessidade da criação de modelos computacionais associados a modelos físicos, que sugerem melhores resultados para a formação dessas bacias (e.g. Wu et al. 2009, Dooley & Schreus 2012, Sukan et al. 2014, Corti & Dooley 2015).

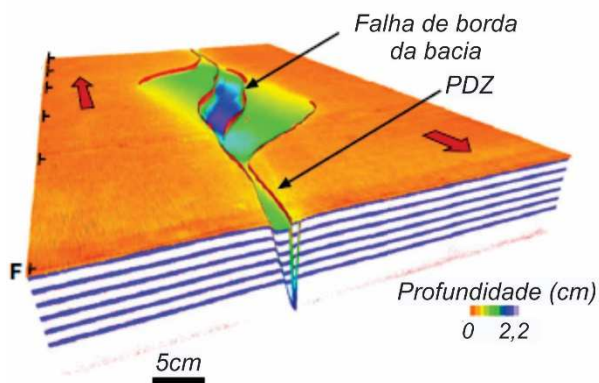
Wu et al (2009) propõem a evolução de dois modelos distintos, o primeiro associado a evolução da bacia no contexto de movimentação puramente strike-slip e o segundo associado a transtração (Figura 26). No modelo de movimentação puramente direcional (Figura 26A), a evolução tende a formar falhas em *echelon* (fraturas R), propagando-se a partir da principal zona de deslocamento (PDZ). As falhas oblíquas formam-se a partir da composição de diversas fraturas ao longo da PDZ, formando único depocentro na bacia (Wu et al. 2009).

O modelo transtrativo, com 5° de deslocamento do tensor principal (Figura 26B), inicia a abertura principal ao longo da PDZ, com a formação de fraturas em *echelon* e cinemática similar ao tensor principal, formando assim distintos depocentros que podem migrar lateralmente. Nesse caso ocorre a formação da *crossing basin fault* (CBF), que secciona toda a bacia e apresenta direção e cinemática correspondente as falhas da borda bacia.

Evolução similar é descrita por Corti & Dooley (2015) para os modelos de bacias *pull-apart* utilizando-se do método centrífuga, em que as bacias evoluem segundo diferentes tipos de falhas mestras, que pode gerar configurações diferenciadas de bacias *pull-apart*.

a) Modelo com movimentação puramente *strike-slip*

Vista em planta pré-movimentação



b) Modelo transtrativo com 5° de deslocamento

Vista em planta pré-movimentação

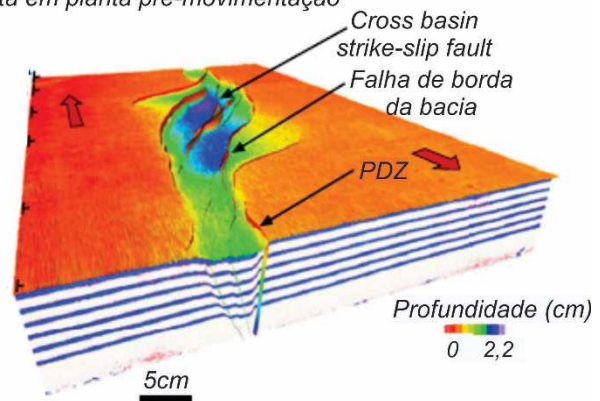


Figura 26 - Visualização 3D da bacia *pull-apart*. A) Modelo puramente *strike-slip*. B) Modelo transtrativo com 5° de deslocamento do tensor. Modificado de Wu et al (2009).

CAPÍTULO III

3.1 Artigo 1

The role of postcollisional transtensional tectonics in the geological evolution of a Neoproterozoic volcano-sedimentary basin: The Guaratubinha Basin, SE Brazil

Leonardo Mairink Barão¹, Barbara Trzaskos², Luís Gustavo de Castro², Fernando Farias Vesely², Eleonora Maria Gouveia Vasconcellos², Tiago Casseb Barbosa¹, Joana de Freitas Rosin³

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia Universidade Federal do Paraná²Universidade Federal do Paraná³Graduação em Geologia Universidade Federal do Paraná

Abstract

The complex geologic evolution of the Guaratubinha Basin marked by different events evolving structural context changes, sedimentation and volcanism. The basin it is a one of transitional stage basins of the South America Platform, was dated to the final of Neoproterozoic (604.6±8.6 Ma). Its formation is related to a post collisional stage of the southern region of the paleocontinent Gondwana, in this phase the strike-slip faults controls the deformation causing the opening of the Guaratubinha Basin on pull-apart context. Initially the sedimentation of the basin was marked by deposition of conglomeratic rocks of Miringuava Formation; belong to major faults Guaratubinha Master Fault (GMF) and Guaricana Shear Zone. Subsequent to this deposition occurs the intermediate volcanism of Vossoroça Formation, generating extensive andesite suffusion. Finally, the basin infill was complete by the acid volcanic and volcanoclastic rocks of Serra do Salto. The structural and aerogeophysics data suggest three major structural events affecting the basin. Firstly, the E1 event caused by the activation of fault zones GMF and GNSZ, these structures has a variable direction between N20-45E, marked by the formation of well-marked vertical fault planes, conjugate normal faults and mylonitic features. Generally, the kinematic indicators for this event indicate a right lateral movement with normal oblique component. The progressive evolution of the E1 event on transtensional context causing the basin opening. This event was associated to a deposition of the Miringuava Fm. The continuous opening of the basin provides the intermediate magma extravasation of Vossoroça Fm. After that, promote the acid volcanism marked by circular volcanic features and extensive deposits of volcanoclastic rocks and rhyolites. After the first event, the basin pass for a compressive event E2, developed by the action of the Palmital Shear Zone (PASZ). The activation of this fault was marked to the early Cambrian, this structure has NNE-SSW direction with left lateral kinematic movement indication. The compressive event generate a local thrust faults with tectonic transport toward to northwest and with variable direction between ENE-WSW, also formed on this event antithetical strike-slip fault with similar kinematic to the PASZ. The last tectonic event E3 well delimited on aeromagnetic surveys by magnetic positive anomalies. These structures was associated to a Mesozoic diabase dykes and strike-slip faults with N10-50W direction and predominantly right lateral kinematic, these fault affect the basin putting side-by-side different geologic units. Although these tectonic events, the basin preserves

Capítulo III – The role of postcoll. transten. tectonics in the geol. evolu. of a Neopro. volca-sedim. basin: The Guaratubinha Basin, SE Brazil

similar characteristics to pull-apart basins as an elongated and rhomboidal geometry, asymmetry in the thickness of sedimentation, sediments poorly selected along to the main fault zone, high compositional change due to horizontal movement, edges of the basin typically covered. In this way the Guaratubinha Basin, it is an evidence for transtensive tectonic after the formation of the paleocontinent Gondwana

1. INTRODUCTION

The Proterozoic-Paleozoic transition in southern Brazil encompasses a series of late to post collisional basins filled with a complex association of volcanic, volcanoclastic and sedimentary rocks (Almeida 1969, Teixeira et al. 2000). One of these basins, the Guaratubinha basin, was first described during the 60's as unique geological unity denominated as a Guaratubinha Formation, by Fuck et al (1967). The realization of new geological maps on the region and the observation of lateral extension of several geological unities, was created the denomination of Guaratubinha Basin to these geologic unities nearby of Guaratubinha River (Almeida 1969, Daitx 1979).

The Guaratubinha Basin is situated in southeastern Parana State, southern Brazil, and presents an area of about 200 km² (Figure 1.1). The basin has been situated on a complex geological system of southern region Brasil, between many metamorphic and igneous terranes accretioneted on final the final of transbrasilian orogeny on the final of Neoproterozoic (Figure 1.1). This basin has been developed unconformably on crystalline rocks of the Luiz Alves Terrain, which is composed of banded to isotropic granulite, orthogneiss and amphibolites (Basei et al., 1990; Siga Jr. et al. 1993; Siga Jr. 1995). According to Hartmann et al. (2000), U-Pb dating in zircon crystals (SHRIMP) indicates an Archean protolith ($2,716 \pm 0,017$ Ga) subsequently deformed during at least three distinct metamorphic events.

The basin infill consists of immature sedimentary rocks, intermediate to acid volcanic and volcanoclastic rocks (Fuck et al. 1967, Castro et al. 1993 and 1994, Reis Neto et al. 2000, Teixeira et al. 2004). In geological maps the Guaratubinha Basin appears as a slightly elongated, rhomboidal feature bounded on both sides by high angle NNE-SSW faults parallel to the main structure of the adjacent basement.

Previous works assert this basin was formed on a distensive stage between the Neoproterozoic to Cambrian (600 to 530 Ma), with extension turned to NW-SE

direction, generally affecting the adjacent terrains accreted during the Neoproterozoic (e.g. Kaul & Cordani 2000, Almeida et al. 2010). Creating several basin on south Brazilian region, as an Camaquã, Itajaí. Corupá, Campo Alegre and Castro (Almeida et al. 2010)

The geometry of the Guaratubinha basin and its association with high angle faults is suggestive of a pull-apart basin (e.g. Crowel 1974, Reading 1980, Aydin & Nur 1982, Mann et al. 1983, Dooley & McClay 1995, Dooley & McClay 1997, Rahe et al. 1997; Wakabayashi et al. 2004, Wakabayashi et al. 2007, Mann 2007, Wu et al. 2009, Gürbüz 2010, Dooley-Scereus 2012, Noda 2013, Corti & Dooley 2015). However, a detailed examination of the structural framework and stratigraphy needed to interpret its origin was not performed by previous authors. This paper aims in determining the structural styles associated with the development and deformation of the Guaratubinha Basin by means of systematic structural and stratigraphic analysis.

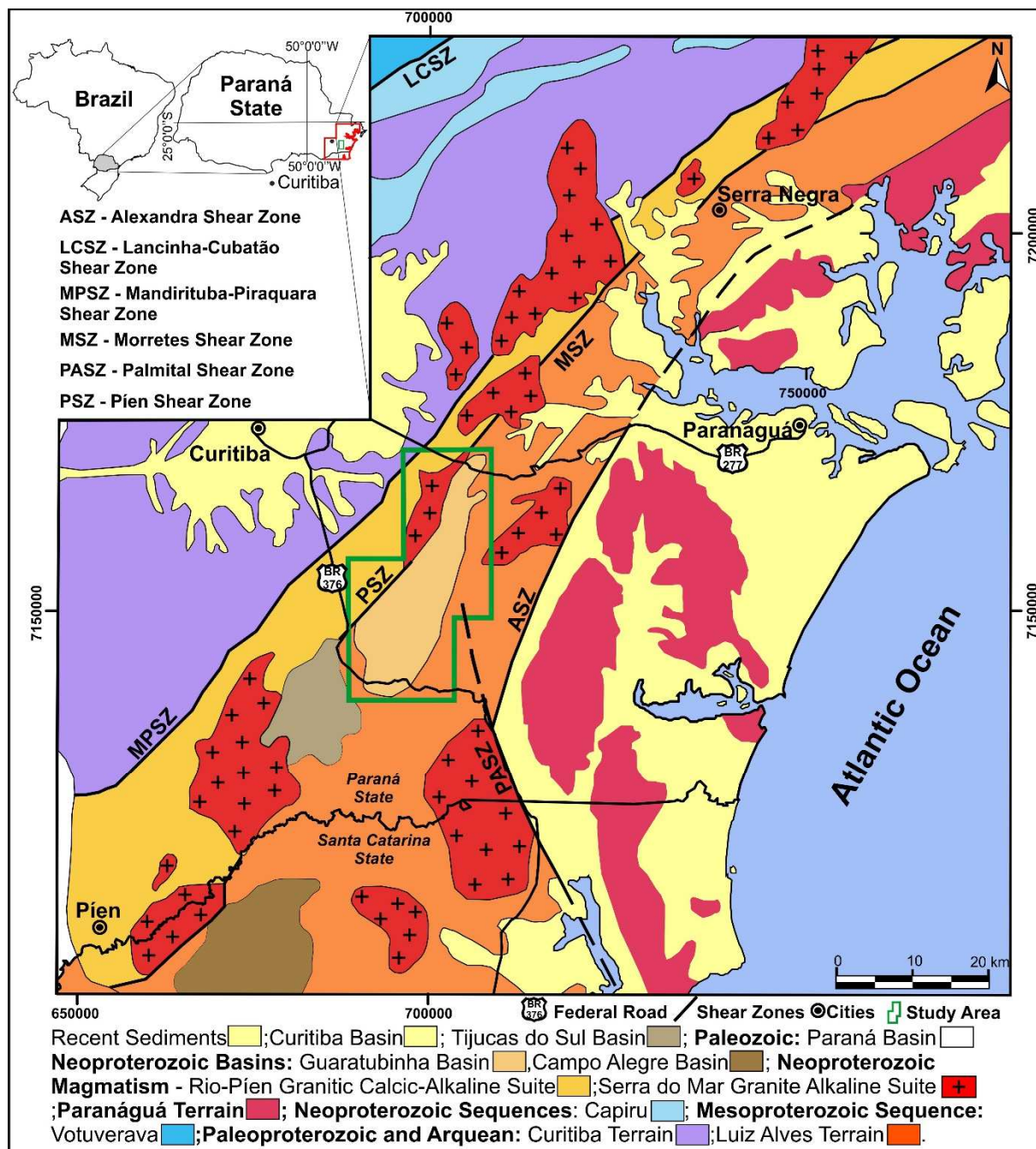


Figure 1.1 - Simplified geological-structural map of southeastern Paraná and northeastern Santa Catarina highlighting the location of the Guaratubinha Basin (green rectangle) on the Luiz Alves Terrane (Basei et al. 1990; Siga Jr. 1995; Cury, 2009).

2. GEOLOGICAL CONTEXT

It was originally defined as a succession of volcanic and sedimentary rocks (Figure 1.2) (e.g. Fuck et al. 1967, Daitx et al. 1979, Castro et al. 1993, Reis Neto et al. 2000). Castro et al. (1993) and Reis Neto et al. (2000) emphasized volcanoclastic and volcanic rocks as the most voluminous rock types. These authors proposed a new stratigraphic scheme for the basin by defining five informal lithostratigraphic units, including: 1) thick clastic association (basal unity), 2) acid volcanic association, 3) acid volcanoclastic association, 4) intermediate volcanic association and 5) upper volcanoclastic association.

On basin was described more than one acid volcanic pulses, generated an intercalation of volcanic and volcanoclastic rocks (Fuck et al. 1967). The geochemical data analyzed until now related the existence of cogeneticity of the andesites and rhyolites of the basin (Castro et al. 1993).

The geochronological U-Pb dating (SHRIMP) of zircon crystals from rhyolites (Siga Jr. et al. 2000) suggests that the Guaratubinha Basin developed at the end of the Neoproterozoic (604.6 ± 8.6 Ma) probably associated with peralkaline magmatism that formed the granite bodies found nearby (Siga Jr. 1995; Kaul, 1997). The orientation of the basin when compared to another transitional stage basins of the South America Platform, such as the Campo Alegre and Corupá basins, suggest a close relationship with regional shear zones (Kaul, 1997). These propose was previously described by Daitx (1979), related the same process to the formation of the basin and adjacent granite intrusion Morro da Igreja, with distensive component NW-SE able to generate de basin. Same propose was concept by another authors, on a transtive moment of the shear zones (Kaul & Cordani, 2000) or a pure extencional context to the formation of the basin (Almeida et al. 2010).

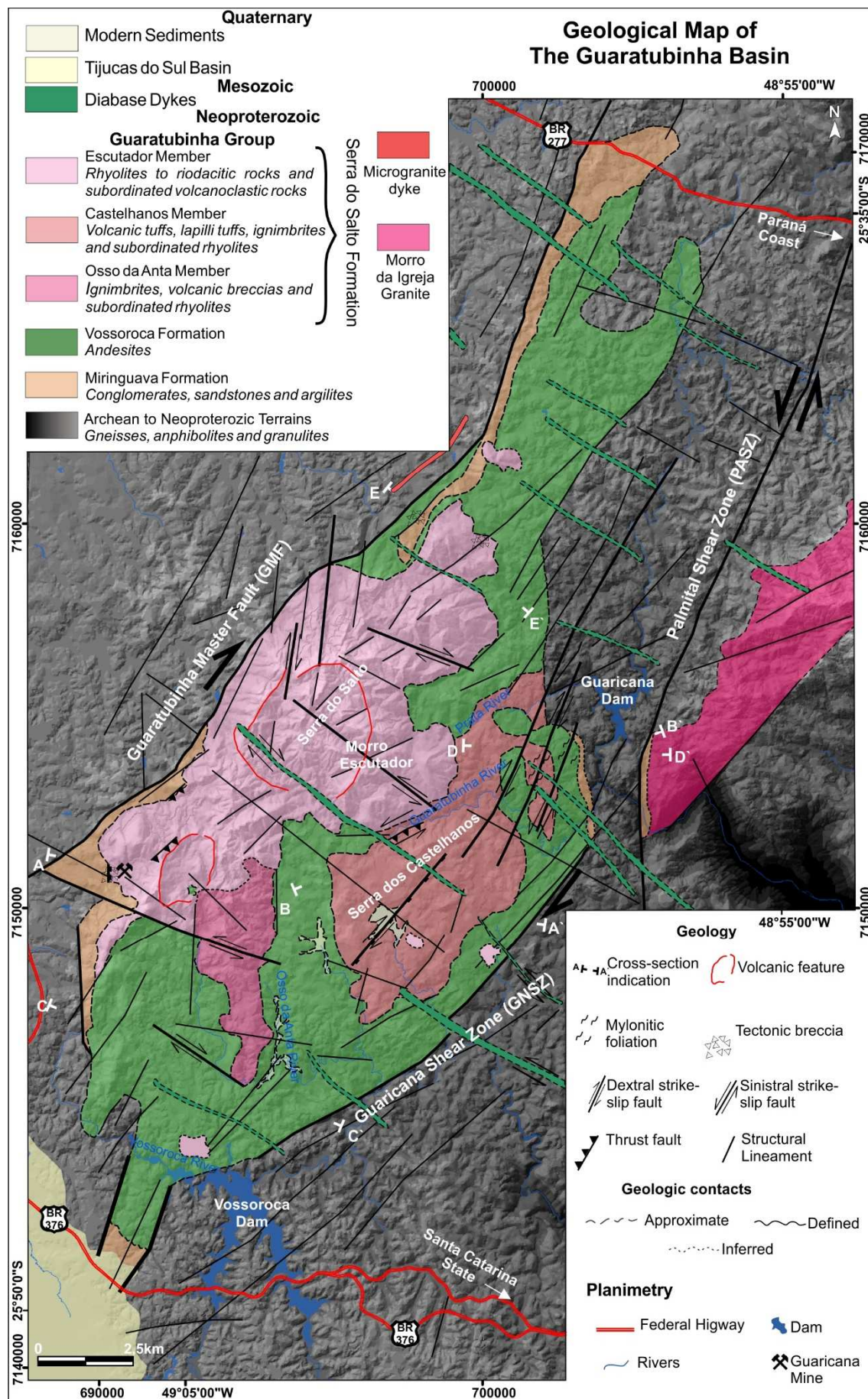


Figure 1.2 - Geological map of Guaratubinha Basin in scale 1:50.000 with digital elevation model.

Capítulo III – The role of postcoll. transten. tectonics in the geol. evolu. of a Neopro. volca-sedim. basin:
The Guaratubinha Basin, SE Brazil

2. METHODS

Database for this study include field data and aerial geophysics (magnetics and gamma spectrometry). The geophysical surveys used in this study (CPRM, 2011) were performed with an average flight height of 100m, an N-S flight direction, a spacing of 500m, and an E-W control lines spaced by 10,000m. Initially, a 1:50,000 geological mapping was performed and five structural cross-sections were built to reevaluate the stratigraphy and structural framework of the basin. During fieldwork sedimentary bedding and flow structures in volcanic and volcanoclastic rocks were measured.

A structural framework was obtained through 1:50,000 interpretation of digital elevation models and geophysical data. Structural data, including fault planes and kinematic indicators (steps and slickensides), were measured in the field following principles developed by Petit (1987) and Doblas (1997). Field data were analyzed through the Right Dieder Method (Angelier and Melchier 1977) by using the Wintensor 5.4.2 software (Devaulx 2012). By this method, paleostresses on each fault plane were obtained, allowing the individualization of deformational events.

For the interpretation of the magnetic structural framework, several enhancement methods were employed (Table 1.1). To filter the influence of NW structures and associated mafic dykes (approximately 306° mean azimuth) directional filters were applied (mean of directional cosine). This procedure helped visualizing the borders of the basin and the NE structures.

From the aerogamma spectrometric data was extracted the basic variable K, eTh and eU. After that, it is created ternary map, with the combination of K-eTh-eU using the RGB scale (Red=K; Green=eTh; Blue=eU) maps were built to assist in the geological mapping and in the verification of the structural framework. Aerogamma spectrometric data is a useful tool for geological mapping, allowing direct correlations between the radiometric signature and the corresponding geologic units, helping in the stratigraphic contextualization (e.g. Wilford et al. 1997, Minty 1997, Gunn et al. 1997, Anderson & Nash 1997, IAEA 2003).

Table 1.1 - Enhancement methods applied to aeromagnetic data used for the interpretation of structural framework.

Enhancement Method	Function and Properties
Reduce to pole (RTP – Spector & Grant, 1970; Blum, 1999)	To transform dipolar magnetic anomaly in a single anomaly, when the location is in low latitudes as it is the case, giving similar characteristics to the bodies observed at the pole regions (Tassinari <i>et al</i> , 2013).
Upward Continuation (Gunn, 1975)	This method consists in attenuating the high frequencies in magnetic anomalies, which are normally related with superficial features, keeping the anomalies with longer wavelength related with deep features. The method simulates lower levels response, removing or minimizing the noise.
Tilt Angle (TDR - Miller & Sing, 1994)	Defined by an angle between Total Horizontal Derivatives (THDR = GHT) and the ASA imaginary vectors.
Tilt Angle of the Horizontal Gradient (TAHG) (Ferreira <i>et al</i> . 2013)	This enhancement method shows the best resolution of body limits detection by equalizing the THDR (Total Horizontal Derivative). It equalizes the anomalies independently of the depth.

3. GEOPHYSICAL FRAMEWORK

The Guaratubinha Basin shows a strong structural control clearly detected by aerogeophysical data. Without the application of directional filters the aeromagnetic data show a strong NW trend (Figures 1.3A and 1.3C), noticed by positive magnetic anomalies on TDR (body center positive magnetic anomalies; Miller & Sing 1994) and TAHG (center the magnetic anomalies on borders of the bodies; Ferreira *et al*. 2010, 2013). These NW structures are related to the intrusion of Mesozoic dykes of the Ponta Grossa Arc, in which positive magnetic anomalies are a response of the high magnetism levels of the basic rocks. These NW structures intersect the NE trend as noted in the southeastern portion of the study area in the form of left lateral displacement of northeast structures verified on magnetic anomalies southeast of the basin (Figures 1.3A and 1.3C).

The enhancement methods applied to aeromagnetic data (Table 1.1) allowed a more accurate identification of the tectonic trend of the basin and surrounding terranes. Searching for the best response of NE structures, the possible precursor structures of the basin, the cosine directional filter was applied to aeromagnetic data (Figures 1.3B and 1.3D). This filter allowed highlighting major NE structures running parallel to basin axis on both of its borders. The Guaratubinha Master Fault (GMF), which has a N10-

40E direction and is about 2 km wide, defines the northwestern border of the basin. This structure is delineated by a set of positive magnetic anomalies (Figures 1.3B and 1.3D) and is also seen in the aerogammaespectrometric map (Figure 1.4). In the ternary map (Figure 1.4D), for instance, it can be observed an area depleted in K, eTh and eU northwest of the GMF, which corresponds to the contact between the acidic volcanic rocks of the basin (SE) and the metamorphic basement (NW). In the southeastern border of the basin a major N40-50E structure marked by positive magnetic anomalies (Figures 1.3B and 1.3D) is also observed, which is here referred to as the Guaricana Shear Zone (GNSZ). The GNSZ is marked in aerogammaespectrometric data by a zone of low thorium values (Figure 1.4B) and high potassium values to the southeast. These two structures detected by aerogeophysical data exert strong control on the orientation of the Guaratubinha Basin and possibly controlled basin development and/or post-infill deformation.

The Palmital Shear Zone (PASZ) is not appear as a positive magnetic anomalies, because it's direction parallel to a direction of the aerogeophysics surveys, but your continuation was marked by the concentration of K and incise valley on southeast of the basin.

The aerogammaespectrometric maps (Figure 1.4) also allow subdividing the Guaratubinha Basins in five domains marked by differences in the content of the radionuclides K, eU and eTh and that helped in the delimitation of the different lithological units seen in figure 2. Domain 1 has high K, eTh and moderate eU indicates a predominance of acid volcanic rocks (Escutador Member). Domain 2 has a predominance of high eTh and K and medium uranium and is probably associated with volcanoclastic rocks (Castelhanos Member). Domain 3 is related to high K, medium eTh and eU and probably corresponds to volcanic intermediate rocks (Vossoroça Formation). Domain 4 is marked by high eTh, medium K and eU and is associated with another volcanoclastic unit (Osso da Anta Member). Domain 5 shows high eU, medium eTh and K is correspondent to the Morro da Igreja Granite.

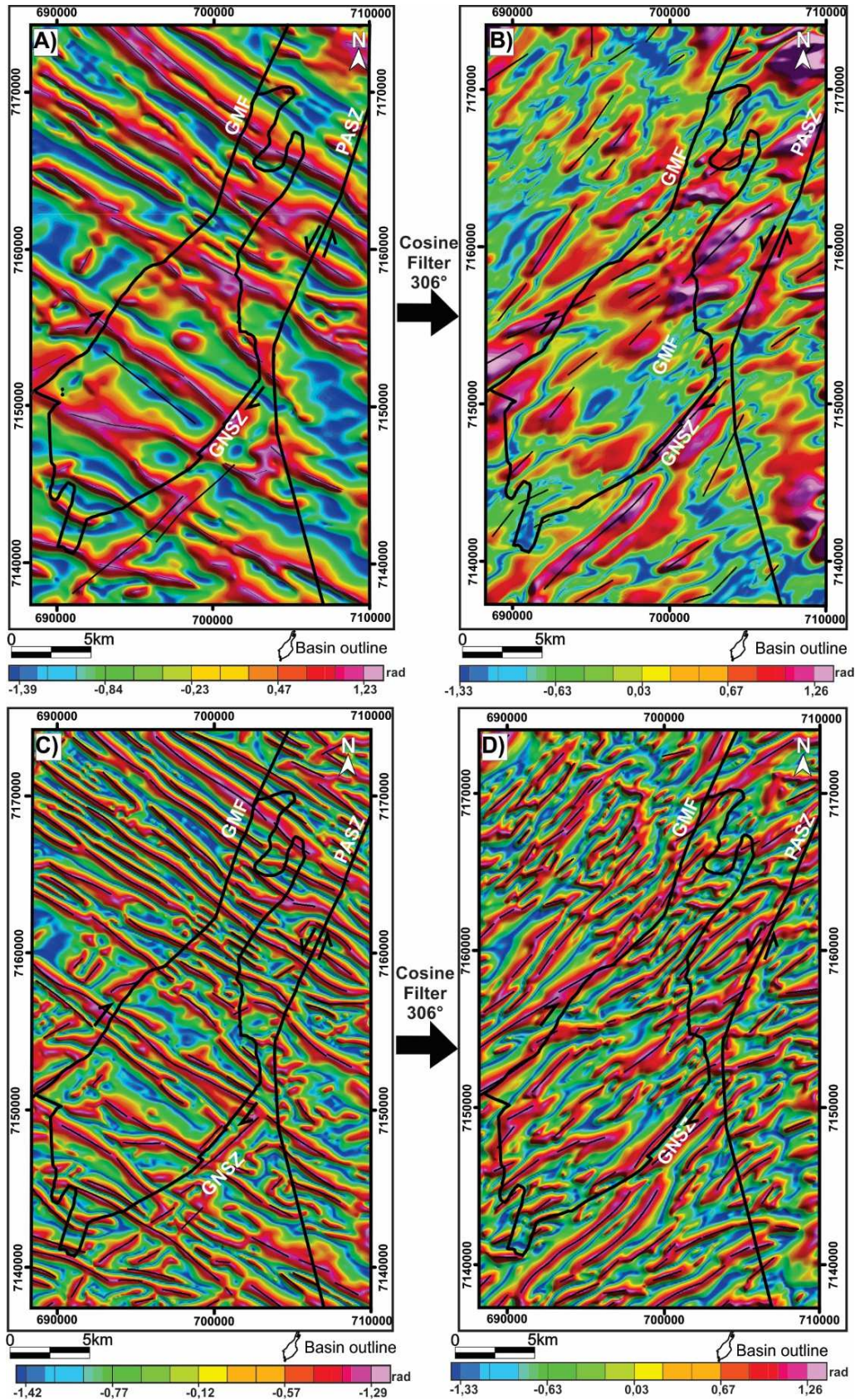


Figure 1.3 - Aeromagnetic maps highlighting the structural framework of the Guaratubinha Basin. (A) Tilt Angle Map, (B) Tilt Angle Map with the application of cosine directional filter. (C) Tilt Angle of the Horizontal Gradient (TAHG) map; (D) TAHG map with the application of cosine directional filter. A and C are dominated by NW structures associated with Mesozoic dykes. B and D highlight order NE structures of the basement, including the major structures limiting the basin. GMF: Guaratubinha Master Fault; PASZ: Palmital Shear Zone; GNSZ: Guaricana Shear Zone.

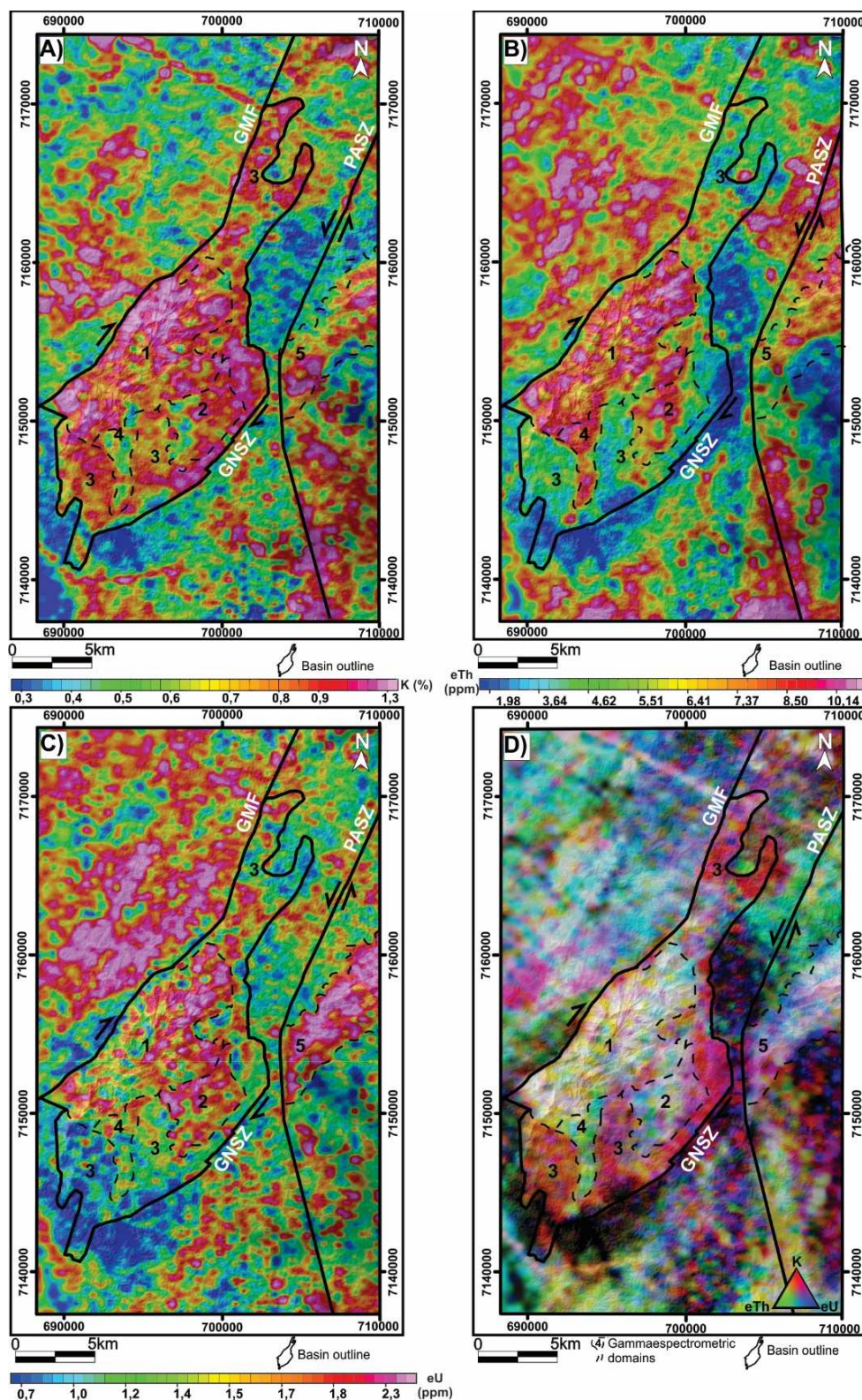


Figure 1.4 - Aerogammaespectrometric maps of the Guaratubinha Basin. (A) K(%) map. (B) eTh map (ppm). (C) eU map (ppm). (D) Ternary composition of three radionuclides in RGB colors (K, eTh e eU), with the indication of the five aerogammaespectrometric domains (see text). GMF: Guaratubinha Master Fault; PASZ: Palmital Shear Zone; GNSZ: Guaricana Shear Zone.

5. STRATIGRAPHY FRAMEWORK

The mapping of new geological units and their relationships in fieldwork provided to establish a new stratigraphy column to this basin (Figure 1.5), assigning the nomenclature Guaratubinha Group to new formations, following the rules of International Stratigraphic Guide (IUGS 1998). This group was divided in three distinct formations: Miringuava, Vossoroça and Serra do Salto.

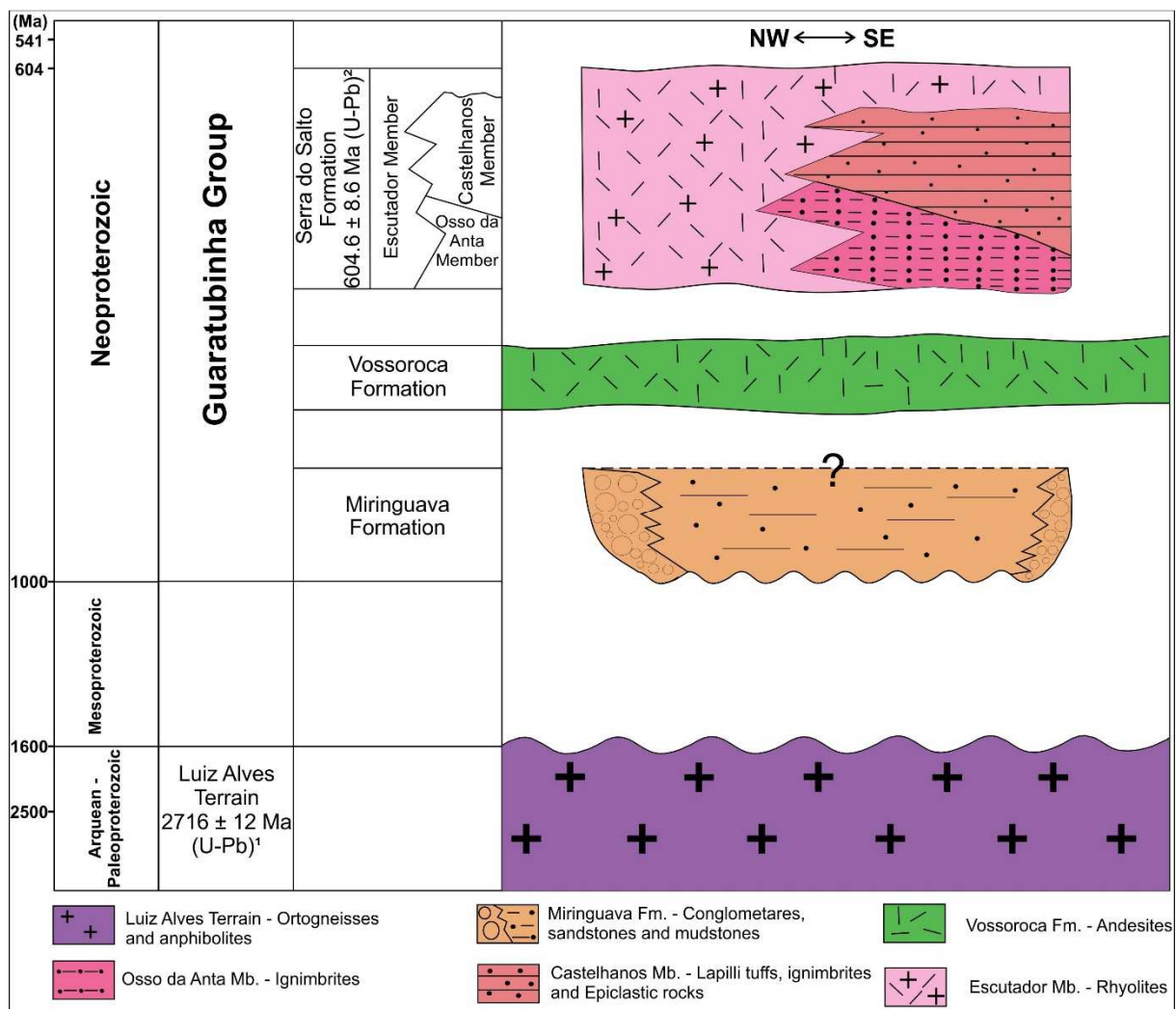


Figure 1.5 - The new stratigraphic chart of Guaratubinha Basin. The basal unit is the sedimentary rocks of Miringuava Fm., succeeded by intermediate volcanism of Vossoroça Fm. and finally the deposition of acidic volcanic rocks and volcanoclastic of formation Serra do Salto. ¹Luiz Alves Terrain - 2716±17 Ma (U-Pb in zircons crystals) Hartmann et al (2000). ²Zircon crystals in rhyolites of Escutador Member 604.6 ± 8.6 (Siga Jr. et al. 2000).

4.1. Miringuava Formation

The Miringuava Formation, previously described by Castro et al. (1993, 1994) as the “Thick Clastic Association”, is the main sedimentary unit of the basin and is composed primarily of orthoconglomerates and secondarily sandstones and mudstones. Conglomerates are restricted to the basin borders, with more expression in the northwestern border (Figure 1.2), where they lie directly onto the metamorphic basement and are overlain by the rhyolites of the Serra do Salto Formation.

The best exposure of these conglomerates is in the Guaricana Mine, where they can reach several tens of meters in thickness. They consist of polymitic rocks with subangular to rounded, occasionally imbricated, 2 to 30-cm-sized clasts of variable granite types, gneiss, amphibolite, schist, migmatite, and in less amount dark phyllite and marble (Figure 1.6A). The conglomerates have a medium to coarse-grained sandy matrix and are highly cemented by silica. Fine to medium grained sandstone lenses about 10 cm thick are also observed (Figure 1.6B), making it possible to discriminate sedimentary bedding that dip in low to moderate angles to the southeast. Mudstones also ascribed to the Miringuava Formation crop out in the northern part of the basin and consist of reddish and well laminated claystones and siltstones.

4.2. Vossoroca Formation

This unit is widespread and corresponds to what was termed as an “Intermediate Volcanic Association” by Castro et al. (1993) and Reis Neto et al. (2000). It is composed mainly of andesite and subordinated rhyodacite (Castro et al. 1993), which are better exposed in the Vossoroca Dam region or nearby of the Guaratubinha River, in the southern part of the basin. Another common characteristic of this unity is the response in aerogammaespectrometric maps (domain 3; Figure 1.4D) as a high concentration of K, this response is because the presence of amygdala filled by clay minerals (domain 3; Figure 1.4D) and high degree weathering conditions of these rocks.

The andesites are quite variable in terms of composition, but most typically encompass andesine (20 to 65%), opaque minerals (20 to 30%), volcanic glass (10%)

and dispersed amygdales (20 to 30%) filled by quartz (Figure 1.7B), pyroxene (traces), chlorite (traces) and epidote (traces). Andesine phenocrysts with subeuhedral to euhedral prismatic shape are also common (Figure 1.7A), as well as scattered amygdales (1 to 2 cm) filled by quartz, chalcedony, epidote and calcite. The andesites generally have a magmatic flow structure, marked by the orientation of plagioclase phenocrysts (Figure 1.6C), which defines bedding planes dipping to the southeast or disposed vertically when close to major shear zones (Figure 1.8).

4.3. Serra do Salto Formation

The Serra do Salto Formation is composed of an association of acid volcanic rocks (rhyolites and riodacites), volcanoclastic rocks (ignimbrites, tuffs, lapilli-tuffs and volcanic breccias) and epiclastic rocks, and was subdivided into three distinct members according to the predominance of each rock type. The stratigraphic organization of this unit can be observed in the cross-section A-A' (Figure 1.8A), where volcanoclastic rocks of the Osso da Anta Member are covered by rhyolites of the Escutador Member, which, in turn, are overlain by volcanoclastic and epiclastic rocks of the Castelhanos Member.

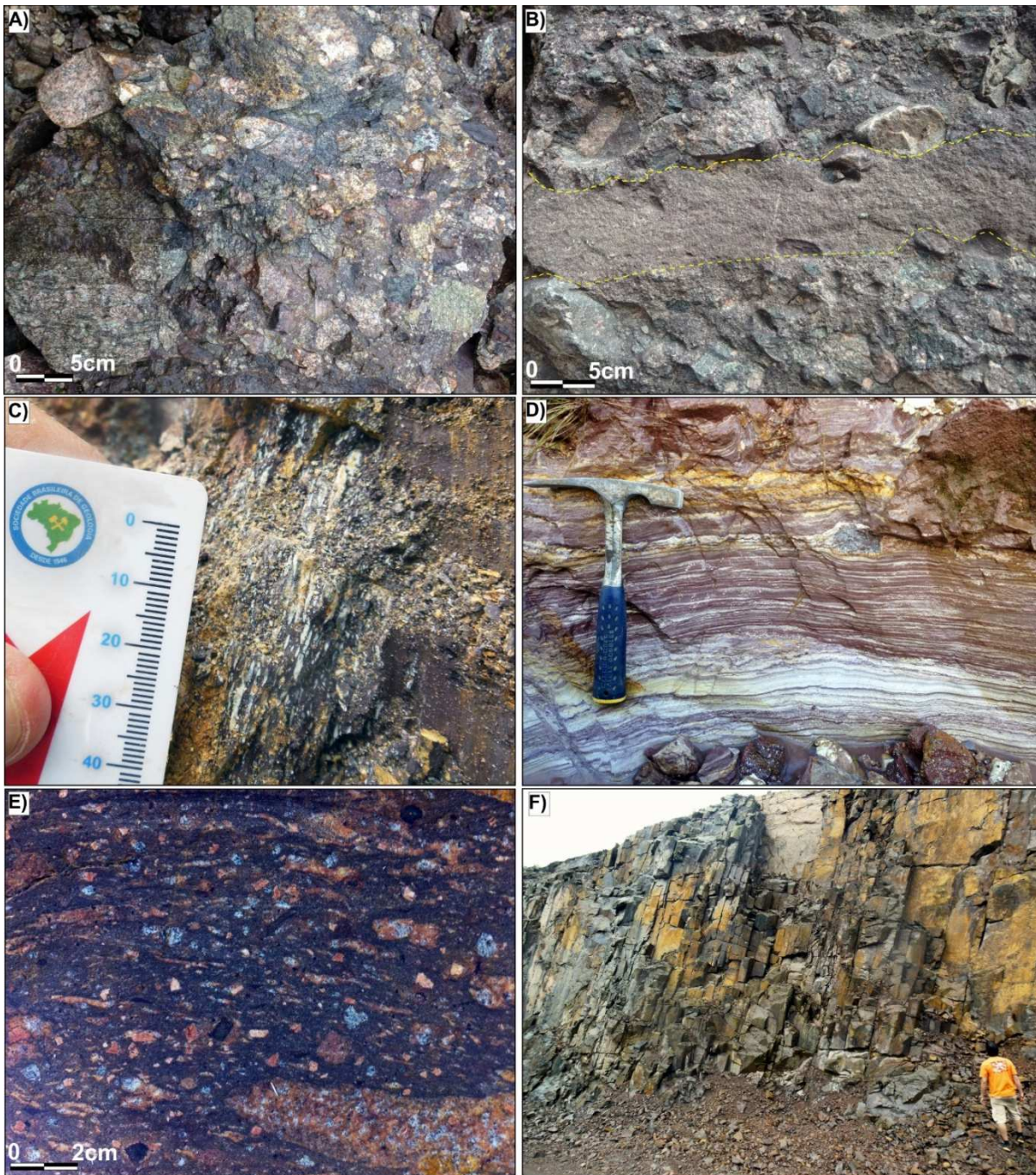


Figure 1.6 - Examples of rock types of the Guaratubinha Basin. (A) Conglomerate of the Miringuava Formation with clasts of variable composition (granites, gneisses and amphibolites). (B) Sandstone layer within conglomerate marking sedimentary bedding. (C) Near vertical magmatic flow structure marked by the orientation of plagioclase in andesites of the Vossoroca Formation. (D) Argilized volcanic tuff with well-marked lamination and volcanic bomb (Castelhanos Member). (E) Hand specimen of ignimbrite with flow structure (Castelhanos Member). (F) Columnar disjunctions in rhyolites of the Escudador Member.

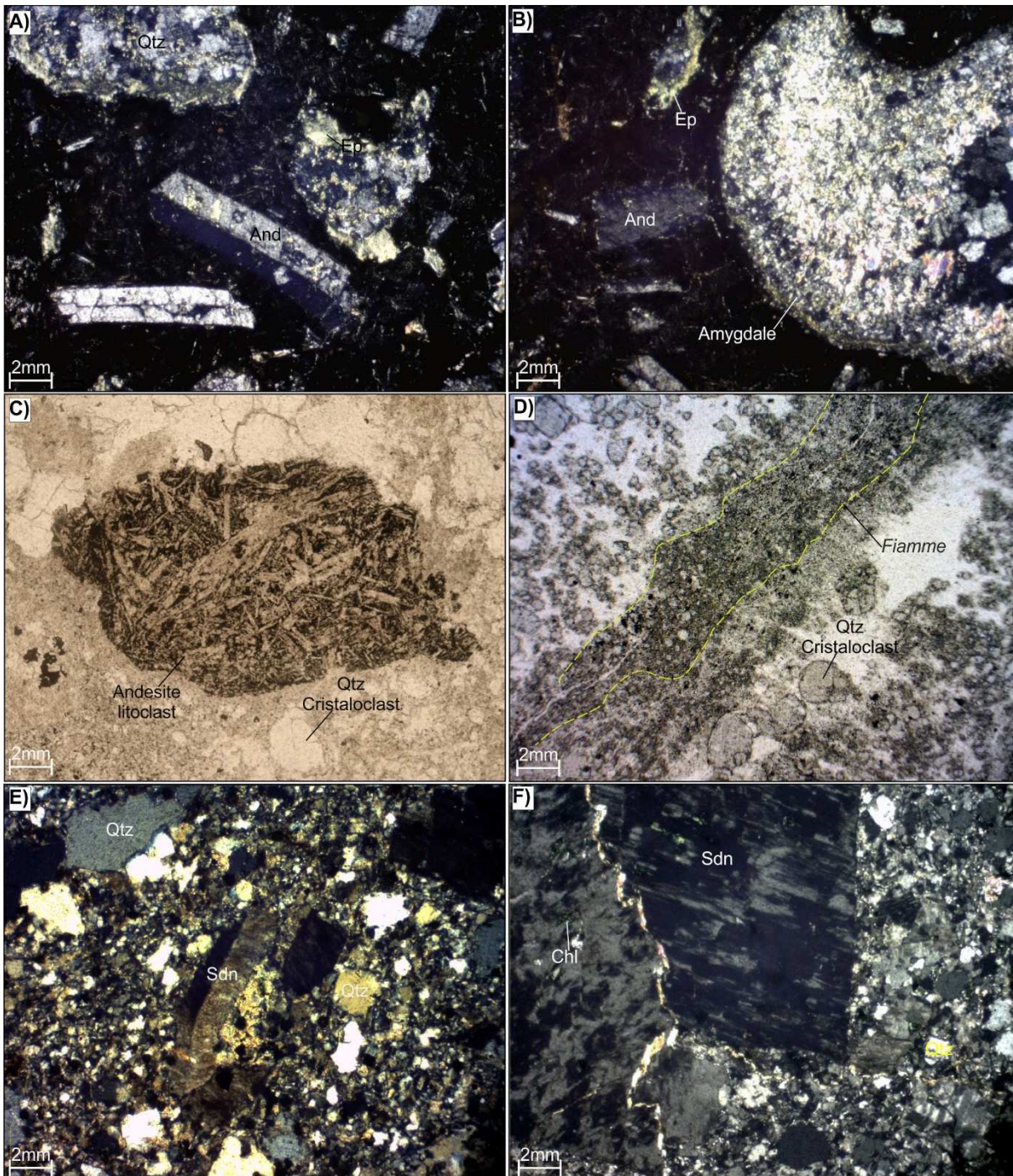


Figure 1.7 - Photomicrographs of volcanic and volcanoclastic rocks. (A) Euhedral andesine crystal, quartz and epidote in very-fine matrix. (B) Amygdale filled by quartz and epidote in andesite. (C) Polygonal andesite lithoclast and quartz cristalloclast in ignimbrite. (D) Elongated fiamme in ignimbrite. (E) Inequigranular texture of rhyolites, with euhedral sanidine phenocrysts. (F) Large sanidine crystal of (≥ 10 mm) in rhyolite and probable hydrothermal chlorite filling fracture. Qtz: quartz; San: sanidine; Chl: chlorite; And: Andesine; Ep: epidote.

4.3.1. Osso da Anta Member

The Osso da Anta Member is exposed nearby the Osso da Anta River and was early described by Castro et al (1993) and Reis Neto et al (2000) as the “acid volcanoclastic association”. This member is composed of a succession of ignimbrites, volcanic breccias, tuffs and subordinated rhyolites. In the ternary aerogammaespectrometric map (domain 4; Figure 1.4B and 1.4D), this unit has distinct high contents of thorium (eTh) and intermediate values of K and eU, contrasting with the other units.

4.3.2. Castelhanos Member

The Castelhanos Member occurs in the central region of the basin and its best section was described along the Guaratubinha River. The unit is defined by a succession of volcanoclastic rocks like ash-crystal tuffs, ash tuffs, vitric ash tuffs, lapilli tuffs and ignimbrites (Reis Neto et al., 2000) along with subordinate epiclastic rocks. Bedding generally dips 10 to 30 degrees toward the southeast (Figure 1.8), but it is locally subvertical due to the action of strike-slip faults, as observed in the geological cross-sections C-C' and D-D' (Figure 1.8). In aerogammaespectrometric data this unity has high eTh and K and medium uranium (Domain 2; Figure 1.4D)

Volcanoclastic rocks of the Castelhanos Member are mainly fine-grained, display a distinct lamination marked by color change in volcanic ash layers and may exhibit volcanic bombs and lapilli with andesitic or rhyolitic composition (Figure 1.6D). Epiclastic rocks that take place higher in the section consist of siltstones and fine to medium sandstones with the presence of wavy ripples, indicating deposition in aquatic environments.

Ignimbrites of this member (Figure 1.6E) have a distinct flow structure marked by the orientation of lithoclasts (25 to 40%) and cristaloclasts (5 to 15%). Lithoclasts are composed of andesites (Figure 1.7C) and tuffs, the sizes of these varying from 2 to 7 mm. Cristaloclasts consist of aneuhedral to subeuhedral quartz (Figure 1.7C and D), sanidine and opaque minerals dispersed in the rock matrix. The matrix (50 to 65%) has a very fine-grained texture and is composed of volcanic glass, quartz, sanidine and iron oxide. It is common the presence of *fiammes* following the preferential direction of the magmatic flow (Figure 1.6E and 1.7D).

4.3.3. Escutador Member

The Escutador Member (“acid volcanic association” of Castro et al., 1993) crops out in the central-western region of the basin and its denomination is based on the geomorphological feature named Escutador Hill. The acid volcanic rocks support the highest altitudes of the entire basin (up to 1200 m a.s.l.), making it easy to discriminate from the other units. The unit rests on conglomerates of the Miringuava Formation or on andesites of the Vossoroca Formation (Figure 5). It is composed mostly of rhyolites, rhyodacites and subordinate volcanoclastic rocks (Castro, 1993), whose main outcrops are in the Guaricana Mine and in cuts along the Guaricana road (Figure 1.8A).

Circular features observed in digital elevation models (Figure 1.2) possibly indicate the remnants of volcanic structures associated with the rhyolites of the Escutador Member. In aerogammaespectrometric data (domain 1; Figure 1.4D) the unit shows high levels of potassium (K) and thorium (eTh) and intermediate contents of uranium (eU), a typical response of the mineral composition of acid volcanic rocks (Dickson and Scott, 1997).

Generally, the rhyolites are pinkish gray to light gray and have euhedral to subeuhedral phenocrysts of alkaline feldspar (1 to 3 cm) surrounded by a very-fine matrix (porphyritic inequigranular texture). In the largest exposures it is possible to observe polygonal columnar disjunctions (Figure 1.6F) and, with less frequency, wavy columnar disjunctions.

Petrographically, these rocks are classified as alkali feldspar rhyolites (Streckeisen, 1967), being constituted by euhedral sanidine phenocrysts (Figure 1.7E and D) in a matrix composed of anhedral, rounded quartz (45 to 30%) (Figure 1.7E), sanidine crystals (65 to 45%), chlorite (traces to 5%), zircon (traces), fluorite (traces) and epidote (traces), the latter two associated with a possible hydrothermal event that affected these rocks. The volcanoclastic rocks are subordinate and consist of volcanic tuffs.

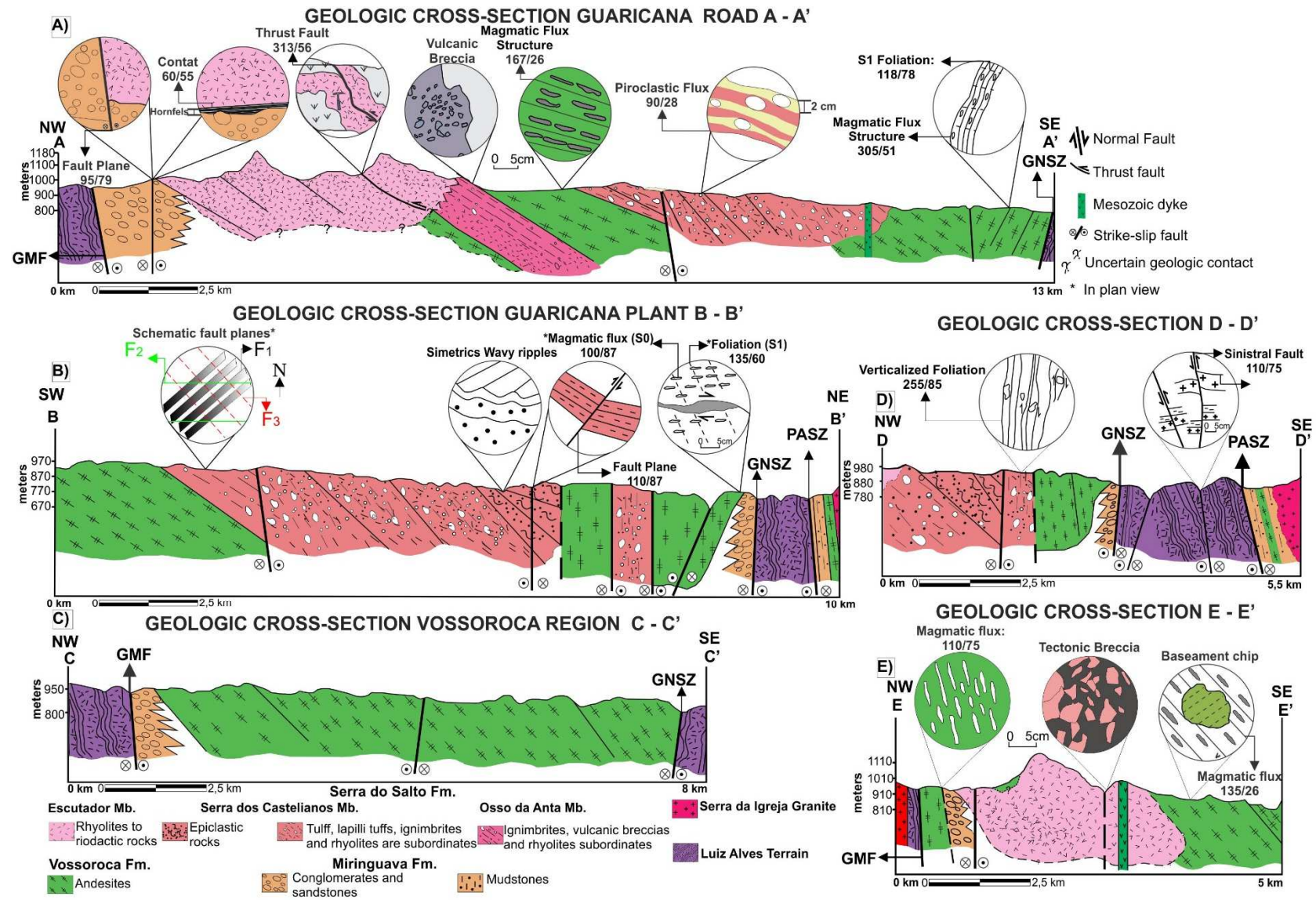


Figure 1.8 - Geological cross-sections showing structural framework and stratigraphic relationships of the Guaratubinha Basin.

6. STRUCTURAL FRAMEWORK

The structural framework of the Guaratubinha Basin is composed of several faults associated to different tectonic events that affected the basin. The basin is adjacent to shear zones described in previous maps such as the Piên-Tijucas Shear Zone (PSZ), the Mandirituba-Piraquara Lineament (MPSZ) and the Palmital Shear Zone (PASZ) (Figure 1.9A). These shear zones correspond to Neoproterozoic structures oriented preferentially N20-45E. Northwest structures are also remarkable and are related to Mesozoic basic dykes (Figure 1.9B).

This framework is observed in geophysical data (Figures 1.3 and 1.4), which resulted in the definition of two new major structures (GNSZ and GMF), and is also evidenced in the field in the form of fault planes, breccia and mylonitic zones. The cross-section A-A' (Figure 1.8A) cuts most of the structures and shows the control exerted by the GMF and the GNSZ in the northwestern and southeastern borders of the basin respectively (Figure 1.8A). The PASZ also played an important role in the geologic history of the Guaratubinha Basin. This structure intercepts the western border of the basin (sections B-B' and D-D') with an orientation between N5-15E.

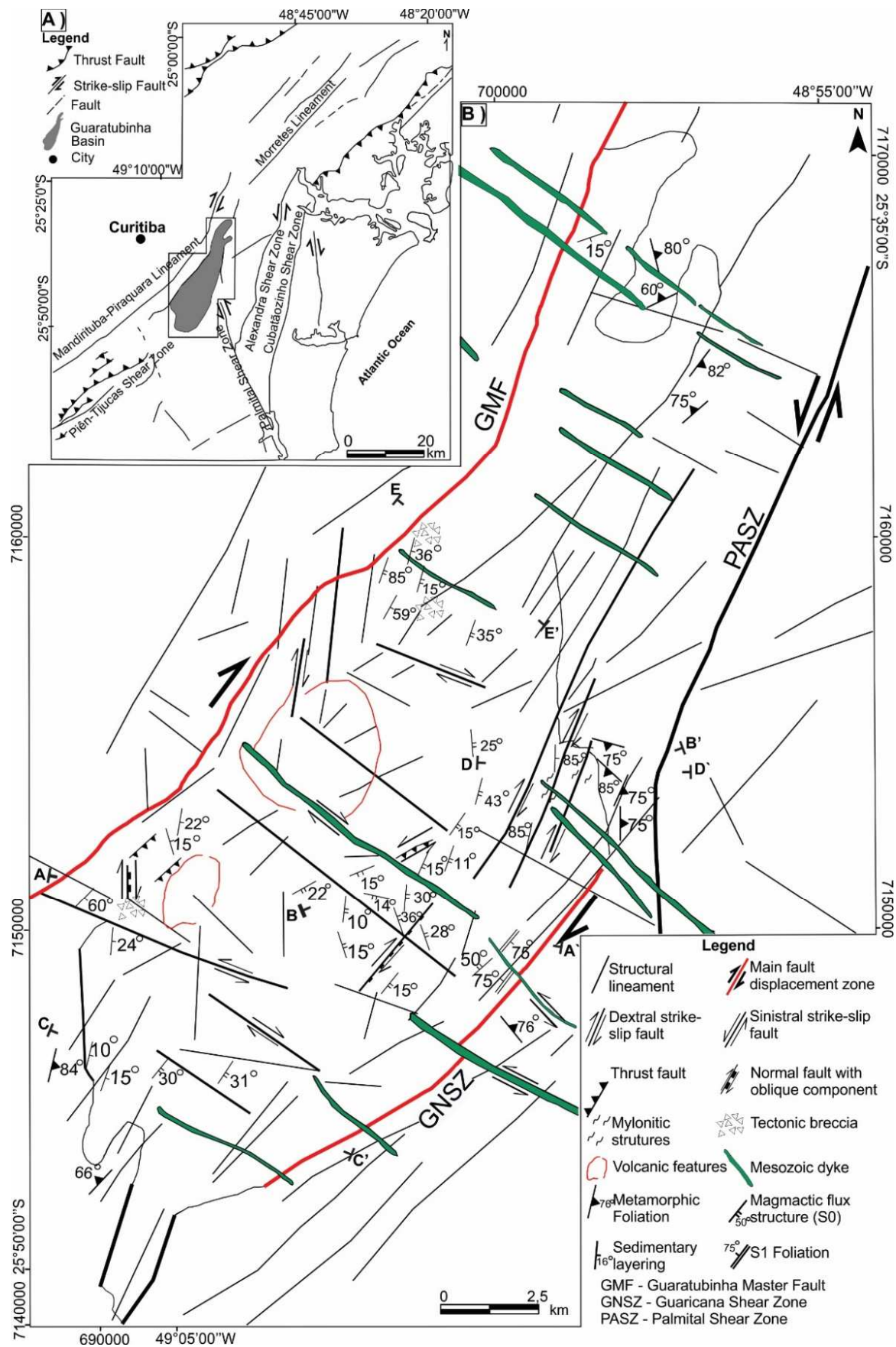


Figure 1.9 - Structural framework of the Guaratubinha Basin. (A) Regional geotectonic map (Siga Jr., 1995; Kaul, 1997; Harara, 2001; Cury, 2009). (B) Structures mapped in the present paper through the interpretation of digital elevation models, aerogeophysical data and field information.

Capítulo III – The role of postcoll. transten. tectonics in the geol. evolu. of a Neopro. volca-sedim. basin: The Guaratubinha Basin, SE Brazil

6.1. Guaratubinha Master Fault (GMF)

The GMF is a fault zone subparallel to the PSZ and that run nearby the suture zone between the Luiz Alves and Curitiba terranes (Figure 1.1). The main field expression of the GMF is of well-defined fault planes cutting conglomerates (Miringuava Fm.), rhyolites (Escutador Mb.) and, with minor expression, andesites (Vossoroça Fm.) along the northwestern border of the basin. Generally, the fault planes are vertical to subvertical and show kinematic indicators (steps and slickensides) evidencing strike-slip right lateral or normal-oblique movement (Figure 1.10A,B). The faults are commonly filled by fibrous calcite (Figure 1.10B), quartz and epidote, pointing to the occurrence of hydrothermalism associated with fault development. This hydrothermal event associated to tectonism of GMF, generate breccias and cataclasites with crude grain orientation (Figure 1.11A).

The thick succession of conglomerates (Miringuava Fm.) associated with the GMF suggests that this structure was active during basin development. This fault also seems to have formed conjugate oblique-normal faults in the central region of the basin (Figure 1.9) which are the cause for the abrupt dip change of the magmatic flow structure in the volcanoclastic rocks of Castelhanos Member. This change is visible in cross-sections A-A' and B-B' (Figure 1.8A,B), where the dip angle of flow structures ranges from 10° to 36° and, in a some cases, the strike changes from northeast to east (Figure 1.9B).

Another feature associated with the GMF is the subvertical and NE-trending nature of the magmatic flow in andesites of the Vossoroça Formation (cross-section E-E'), marked by the orientation of plagioclase (Figure 1.6A). This suggests that the magmatic flow were probably conditioned by GMF, which may have acted as a conduit for the ascending flow of the andesitic magma (Figure 1.9A).

6.2. Guaricana Shear Zone (GNSZ)

This shear zone is oriented N30-45E and marks the southeastern border of the Guaratubinha Basin (Figure 9.1B). The GNSZ is intercepted by many NW faults and Mesozoic dykes causing the local displacement of the fault zone as observed in aeromagnetic surveys (Figure 1.3). The GNSZ is not as remarkable as the GMF but it is also associated with the presence of conglomerates (Figure 1.2, Figure 1.8, Anexo

l). Although of restricted occurrence in the field, most part of these conglomerates may be in the subsurface covered by andesites of the Vossoroca Formation.

The GNSZ is associated with several faults cutting the volcanoclastic rocks of the Castelhanos Member and andesites of the Vossoroca Formation. These faults dislocate geologic units with a right lateral strike-slip kinematics and modify the dip direction of magmatic flow structure as observed in geological cross-sections B-B' and D-D' (Figures 1.8B, D),

As in the GMF, the GNSZ is also associated with the occurrence of subvertical magmatic flow structure in andesites. In some cases, these magmatic rocks display as an mylonitic texture, probably indicating syn-magmatic shear along the fault zone. Boudins (Figure 1.11B) found within these andesites point to a right lateral movement compatible to fault planes observed along the GMF in the northwestern border.

6.3. Palmital Shear Zone (PASZ)

The PASZ were previously described by Cury (2009) and defined as the southern limit of the Luiz Alves and Paranaguá terranes (Figure 10A). It runs parallel to the southeastern border of the Guaratubinha Basin (Figure 1.9B) and is easily identified on digital elevation maps. Deformation is associated with a predominantly left lateral movement as evidenced by slickensides (Figure 1.10D), mylonitic foliation (Cury, 2009) and by displacement of metamorphic foliation on rocks of the Luiz Alves Terrane (Figure 1.8A). The left lateral activity of the PASZ affected part of the Guaratubinha Basin by juxtaposing the sedimentary rocks and andesites side by side to the Morro da Igreja Granite (Figure 1.2, Anexo I).

The PASZ is associated with ENE-WSW thrust faults affecting volcanoclastic rocks, rhyolites and conglomerates (Figures 1.10B, C) and with a tectonic transport to the northwest. Deformation along the PASZ also generated a spaced foliation orthogonal to the magmatic flow structure of andesites (Figure 1.11C). This spaced foliation (S1) has a NNE-SSW orientation similar to the main direction of the PASZ and is remarkable on an isolated block of sedimentary rocks put side by side to the Serra da Igreja Granite (Figure 1.2, Anexo I).

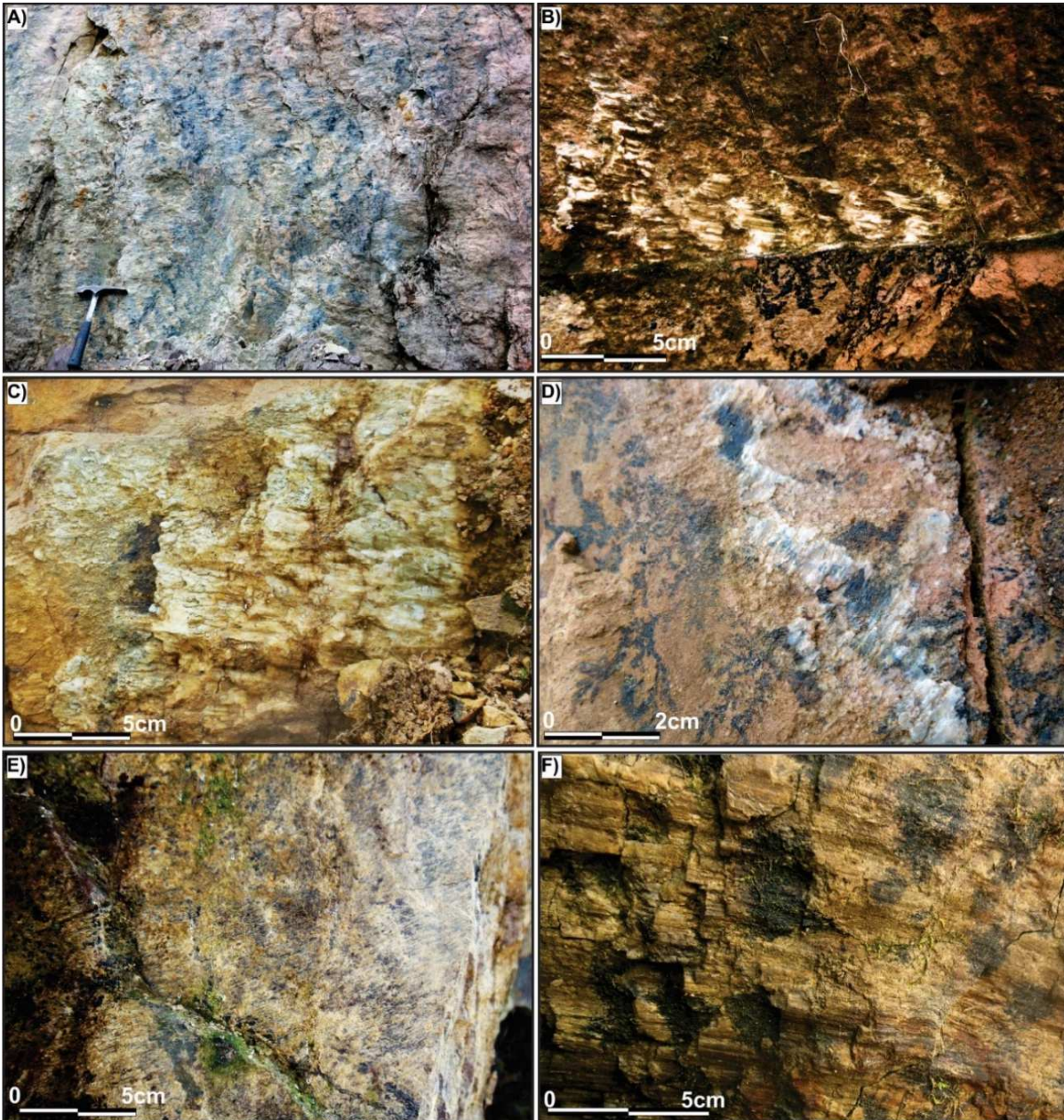


Figure 1.10 - Fault planes observed in the Guaratubinha Basin. (A) Strike-slip fault indicating oblique right lateral kinematic with a normal component. (B) Strike-slip fault filled by calcite, indicating right lateral displacement. (C) Strike-slip fault with right lateral I kinematic indication. (D) Inverse slip fault filled by quartz. (E) left lateral strike-slip fault with a northwest direction. (F) right lateral strike-slip fault on gneiss nearby of Guaratubinha Basin.



Figure 1.11 - Fault planes observed in the Guaratubinha Basin. (A) Strike-slip fault indicating oblique right lateral kinematic with a normal component. (B) Strike-slip fault filled by calcite, indicating right lateral displacement. (C) Strike-slip fault with right lateral kinematic indication. (D) left lateral strike-slip fault filled by quartz. (E) left lateral strike-slip fault with a northwest direction. (F) Right lateral strike-slip fault on gneiss nearby of Guaratubinha Basin.

6.4. NW to N faults

Structures trending NW-SE cut the entire Guaratubinha Basin and the adjacent basement, are well defined in aeromagnetic surveys (Figures 1.3A and C) and are often associated with diabase dikes (Figure 1.9B). They cause generalized deformation of the basin, displacing geological units and previous NE structures such

as the GMF and the GNSZ (Figure 1.9B). The NW faults generally exhibit pronounced slickensides with subhorizontal striations (Figures 1.10E, F), indicating a predominant strike-slip movement. Kinematics is quite variable, but most part of the fault planes is right lateral.

N-S oriented strike-slip faults are also present and exhibit left lateral and right lateral kinematic indicators plus an evident normal oblique component. These faults commonly put side-by-side different geologic units of the basin, like, for instance, in the Guaricana Mine, where conglomerates of the Miringuava Formations are juxtaposed to rhyolites of the Escudador Member (Figure 1.11D). Some of these N-S faults are filled by lamprophyre bodies.

7. DEFORMATION ANALYSIS

Paleostress analysis and the recognition of tectonic events were carried out based on the spatial relationships of structures observed in the field and by comparison with the paleostresses obtained with the Right Dieder Method (Angelier & Merchier, 1977). The dynamic analyses of eighty-four fault planes resulted in the definition of three different deformational events (Table 2), here termed E1, E2 and E3 from the oldest to the youngest.

Table 1.2 - Detailed information on fault planes and mean paleostress attributed to each deformation event in the Guaratubinha Basin.

	Nature of fault	Number of slip data	σ_1 average	σ_2 average	σ_3 average
E1 Event	Strike-slip Transtensional	50	N057/01	N236/61	N148/29
E2 Event	Strike-slip to inverse slip	15	N319/02	N051/57	N228/33
E3 Event	Strike-slip	19	N323/22	N224/19	N097/60

7.1. E1 Event

The E1 event generated subvertical faults oriented N5-45E, (Figure 1.12A). To this event is assigned the main activity of the GMF and GNSZ, which functioned as the tectonic limits of the Guaratubinha Basin. This event could have evolved gradually

during the development of the basin, generating normal faults on the central area and tilting/rotating the bedding of volcanoclastic rocks of the Castelhanos Member (Figure 1.8A). Secondly this event generate an antithetic faults oriented N65-75W direction (Figure 1.12A), with left lateral kinematic. These fault planes development an breccias to cataclasites zones, associated with hydrothermal fluids. Fault planes with the precipitation of minerals like quartz, calcite and epidote also indicate intense hydrothermalism during this event.

During E1 the compressive tensor (σ_1) was predominantly subhorizontal and directed NE-SW (Figure 1.12A), while the component (σ_2) was mainly subvertical (Figure 1.12A). This is in agreement with the predominance of strike-slip deformation and a contribution of normal oblique component (Figure 1.10A,B), crediting a transtensional nature to this event. The extensional component (σ_3) was NW-SE, orthogonal to the main axis of the basin (Figure 1.2, Anexo I). Progressive deformation along the GMF and GNSZ generated syn-magmatic structures as a mylonitic texture, quartz *boudins* (Figure 1.11A) and subvertical magmatic flow structure (Figure 6C) in both sides of the basin. This situation also described on Maderas volcano, where the transtensional context favored the magma ascension Mathieu (2011).

7.2. E2 Event

The second tectonic event (E2) affecting the Guaratubinha Basin is related to a generalized compressional deformation associated to the emplacement of the Paranaguá Terrane on the southeastern part of the basin (Figure 1.1B). This event is associated to activation of the PASZ, which is placed in the Cambrian (531 to 504 \pm 11 Ma) based on K-Ar dating of biotite in mylonitic granites (Cury, 2009). According to Cury (2009), these rocks were generated on isotherms higher than 250° - 300° C. During this event the main tensor σ_1 turned to NW-SE (Figure 1.12B), with predominant left lateral displacement observed in fault planes. Deformation along the PASZ generated antithetic faults (Figure 1.12B) whose movement is compatible to the movement of the main shear zone.

Compressive deformation indicated by thrust faults with tectonic transport to the NW and N is also associated with E2 (Figure 1.11 E and F). This compressive phase could have modified the original geometry of the basin, particularly at its eastern edge

(Figure 2), disrupting the geological units, locally creating a new foliation (S1) oblique to the magmatic flow structure and developing a crude crenulation.

This compressive event also affected another basins formed on the same transitional stage, reactivating normal faults created on the E1 event, causing the formation of thrust faults on these basins as related by Almeida et al. (2010).

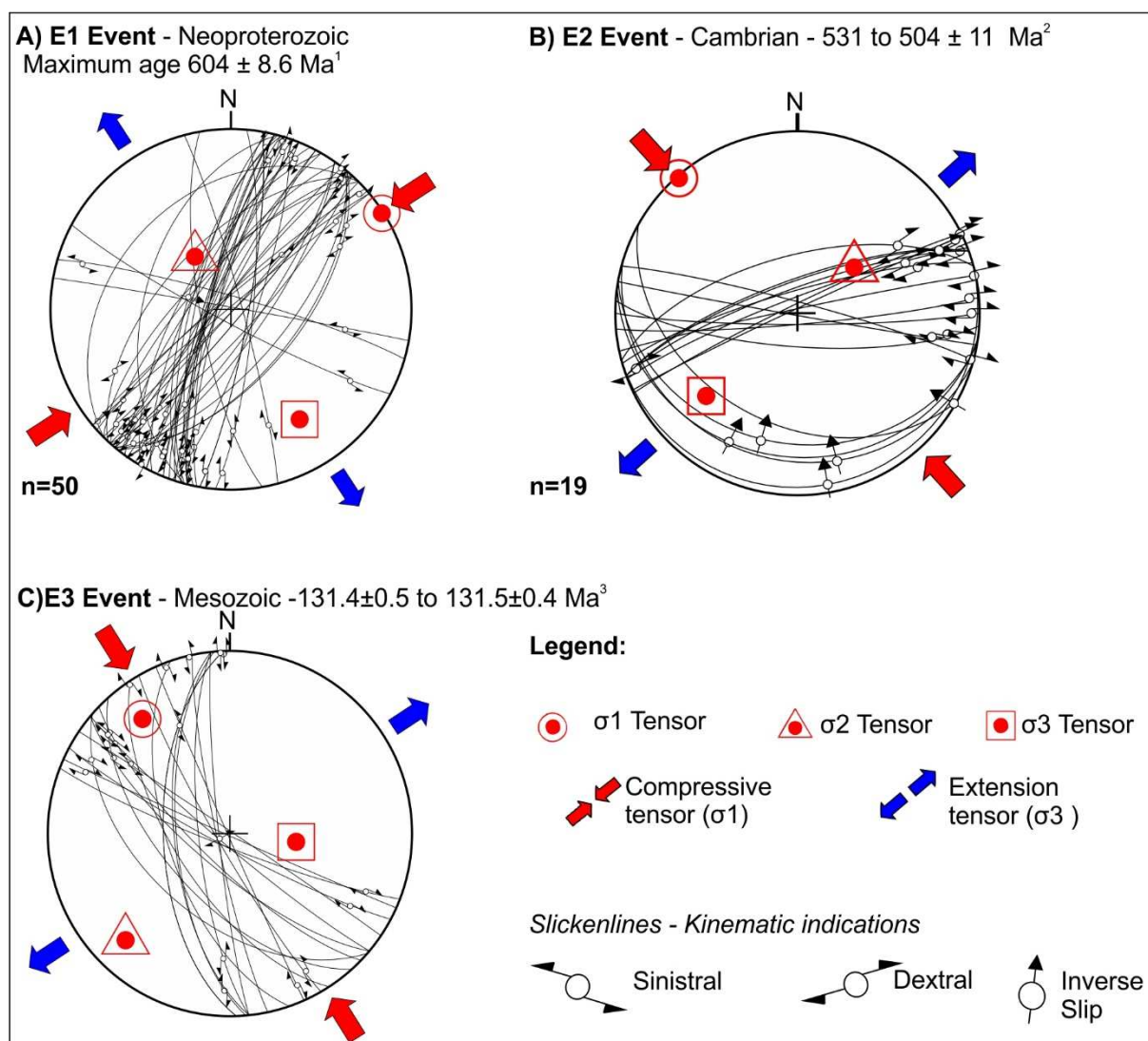


Figure 1.12 - Structural diagrams for each tectonic event that affected the Guaratubinha Basin based on eighty-six fault planes with kinematic indicators. (A) E1 event diagram. (B) The E2 event structural diagram. (C) Last event E3. ¹Zircons on rhyolites of Escutador Member (Siga Jr. et al. 2000). ²Dated of biotite crystals on mylonitic rocks (K-Ar method) – 531 to $504 \pm 11 \text{ Ma}$ (Cury, 2009). ³Maximum age to deformation, interval 131.4 ± 0.5 to $131.5 \pm 0.4 \text{ Ma}$, obtained utilizing results of ID-TIMS U-Pb on baddeleyite-zircon provides by high-Sr dykes on Vale do Ribeira – states of Paraná and São Paulo (Almeida, 2015).

7.3. E3 Event

A last identified tectonic event E3 in the Guaratubinha Basin generated structures oriented N5-70W and often intruded by diabase dykes (Figure 1.12C). By consequence, E3 structures are well imaged by aeromagnetic surveys (Figure 3A and C), delineated by NW positive magnetic anomalies. This event can be linked to the intense Mesozoic fracturing and magmatism that affected this portion of South America during the early stages of the South Atlantic opening. E3 is marked by a NW-SE mean compressive tensor (σ_1) (Figure 1.12C) including strike-slip right lateral (N20-70W faults) and left lateral (N5-10W faults) displacements, with a normal-oblique component, that modified the previous structural framework related to E1 and E2. E3 also formed tectonic breccia with or without associated hydrothermalism.

The N-S structures in E3 locally change the stratigraphy of the basin, putting the conglomerates of Miringuava Fm. side-by-side to rhyolites of Escudador Mb. (Figure 1.11E), through subvertical strike-slip right lateral fault with normal oblique component. These faults also utilized as a conduit for lamprophyre and diabase dykes. In this way if the dykes intruded on this faults, the maximum age to this deformation to this event is 131.4 ± 0.5 to 131.5 ± 0.4 Ma, according to date of ID-TIMS U-Pb on baddeleyite-zircon (Almeida, 2015) in dykes a north of Guaratubinha Basin.

8. DISCUSSION

8.1. Evolutionary History of Guaratubinha Basin

The figure 1.13, illustrates an evolutionary model for the formation and deformation of the Guaratubinha Basin. The origin of the basin is related to strike-slip tectonic regime during the late Neoproterozoic. Subsidence took place near the Pien Shear Zone (PSZ), a suture between the Curitiba and Luiz Alves terranes (Figure 1.13A) initially formed as thrust faults with transport towards the NW (Fiori, 1992).

During the late Neoproterozoic, strike-slip reactivations of the PSZ probably generated the GMF. This is dated 600 ± 10 based on K-Ar in phyllosilicates of rhyolites (Basei et al., 1998). The GMF controlled the opening of the basin during the E1 event (Figure 1.13A). The E1 event promoted the generation of right lateral transtensive faults, therefore causing the opening of the basin on NW-SE direction compatible to a

distensive dihedral (Figure 1.13B). The association between this event and the formation of the basin was previously considered by Daitx (1979) and Kaul and Cordani (2002). Concomitant to the development of the GMF, an auxiliary major fault (GNSZ) on the southeastern border have formed under the same stress regime (Figure 1.13A).

The GMF and GNSZ controlled the sedimentation on both edges of the basin, where coarse and immature sediments of the Miringuava Formation accumulated. This deposition was more expressive in the northwest border, indicating that more accommodation was created associated to the GMF. The structures GMF and GNSZ also played an important role in magmatism. These fault zones allowed the ascension of intermediate magma forming the andesite rocks of the Vossoroca Formation. The syn-tectonic ascension of magma through this conduits generated vertical magmatic flow structures (Figure 1.6C) and mylonitic texture both orientated parallel to the shear zones. This event also caused the offset of pre-existing structures and generated hydrothermal breccia and mineralization of apatite and fluorite

Subsequently, the basin experienced acid magmatism that gave rise to a thick and extensive rhyolitic and volcanoclastic cover (Serra do Salto Formation). The influence of E1 is still remarkable on these rocks in the form of hydrothermalism, strike-slip faults on rhyolites and oblique normal faults on the central part of the basin that caused tilting/rotation of volcanoclastic units.

After the complete filling of the basin, left lateral reactivation of the Palmital Shear Zone (PASZ) during the Cambrian (531 to 504±11Ma) caused generalized compression on the basin and locally led to a rupture on the western border by juxtaposing the Morro da Igreja Granite. This event is associated to the reactivation of the southern suture between the Luiz Alves and Paranaguá terrains (Cury, 2009).

After the Cambrian, most tectonic deformation recorded in the basin event dated to the Mesozoic (Early Cretaceous) and is related to dykes swarm and faults with NNW-SSW direction (E3 event). The E3 event, coupled with post Cretaceous exhumation, shapes the actual geometry of the Guaratubinha Basin.

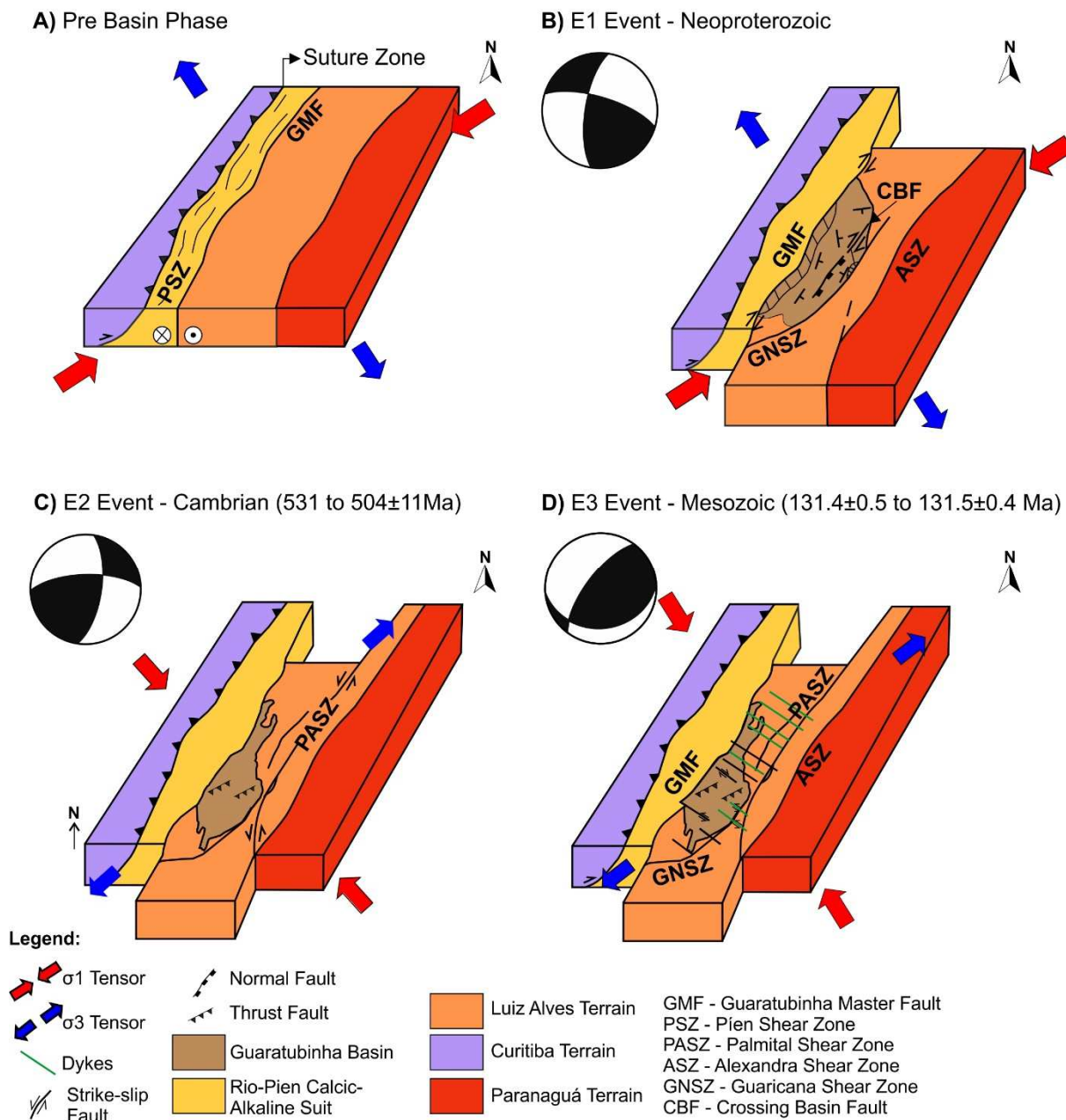


Figure 1.13 - Schematic model of tectonic events affecting the Guaratubinha Basin during its evolution. (A) Pre-basin configuration, representing the suture zone between the Luiz Alves and Curitiba terranes and the magmatic arch Rio-Pien Calcic-Alkaline Suite. Note the development of the Pien Shear Zone (PSZ) and the Guaratubinha Master Fault (GMF) controlling the initial structure of the basin. (B) E1 tectonic event causing the opening of the basin in a transtensive context, following by the sedimentation and magmatism. Note the formation of crossing basin faults (CBF), creating a strike-slip zone with normal component on the center of the basin. (C) E2 tectonic event associated with the suture between the Paranaguá Terrane and adjacent blocks along the Palmital Shear Zone (PASZ). Note the development of thrust faults, WNW-ESE strike-slip left lateral faults and the rupture of the basin on its western side. (D) Tectonic event E3 marked by NW-SE tensor associated to Mesozoic dykes and NW faults.

8.2. Strike-slip basin model

Previous models on the origin of the Guaratubinha Basin assumed a sequence of rifts on an extensional setting after collision between the Luiz Alves and Curitiba

terrane (Siga Jr. et al., 1993 and Kaul, 1997). However, results of the present research allow considering the basin as a pull-apart basin formed close to a magmatic arc, in this case the Piên-Tijucas Magmatic Arc. It is similar to basins associated with the Sumatra Fault Zone (Fitch 1972, Bellier and Sébrier 1994).

Even deformed by subsequent events, the Guaratubinha Basin preserves characteristics that are similar to pull-apart or releasing-bend basins. Mann (2007) and Noda (2013) listed the typical features of this type of the basin around the world, which include: (1) elongated and rhomboidal geometry; (2) asymmetry in the thickness of sedimentation; (3) poorly sorted sediments along the main fault zone; (4) high compositional change due to horizontal movement; (5) edges of the basin typically covered. The rhomboidal pull-apart basins are generated by the coalescence of different depocenters along a master fault (Aydin & Nur, 1982), forming basins with asymmetric sedimentation because of the continuous opening along the strike-slip faults (Mann et al. 1983, Mann 2007).

The initial clastic sedimentation of the Guaratubinha Basin (Miringuava Formation) is typical asymmetric, with more accommodation created on the western side, associated with GMF. This same asymmetrical deposition is also verified on volcanoclastic rocks of Osso da Anta and Serra do Castelhanos members, deposited discontinuously and with high compositional change due to the continuous lateral movement that generated new depocenters along the basin. This discontinuous deposition is indicated by changes in bed orientation and dip angles, which marks successive phases of sedimentation, tilting and rotation similar to what is observed in pull-apart basins associated with the San Andreas Fault (Wakabayashi et al. 2004, Wakabayashi et al. 2007).

The evolution of the Guaratubinha Basin associated with strike-slip tectonics and its stratigraphic framework are equivalent to pull-apart basins from different parts of the world. The existence of a master fault (GMF) that controlled sedimentation and volcanism and an auxiliary fault zone (GNSZ) is an arrangement similar to the one observed in the experimental model developed by Rahe et al (1998) (Figure 1.14A). The model proposes that the two sides have different strain rates during opening, thus resulting in dissimilarities between the two borders of the basin (Rahe et al. 1998). During the evolution of this type of basin, synthetic faults are generated (Figure 1.14B)

in association with the master fault. These faults generally have a normal or oblique component causing small displacement of rock layers (Rahe et al. 1998).

During E1, GMF and GNSZ responded differently to the stress field (Figure 1.14D) in such a way that thicker clastics accumulated close to the GMF associated with strike-slip faults in a transtensional context. In addition, a more intense volcanic activity is observed in association with the GMZ, where, besides andesites, thick rhyolites and volcanoclastic rocks have been formed. This is similar to the Erzincan Basin in central Turkey (Akpınar, 2016), where the largest concentration of volcanic bodies take place over the North Anatolian Fault Zone.

The cross-basin fault (CBF) is a synthetic fault subparallel to the main fault zones and crossing the central region of the basin (Figure 1.14D). This fault was generated during E1 and has the same right lateral kinematics of the GMF and GNSZ, constituting a strike-slip fault with gently oblique extensional component. This type of fault is related to the releasing bend geometry (Zhang et al. 1989, McClay and Dooley 1995). Some authors suggest these structures are created on early stages of basin formation, remain active during later stages (Mann et al. 1983; Zhang et al. 1989) and, in some cases, cause the extinction of pull-apart basins (Zhang et., 1989). On recent works, Wu et al (2009) and Corti & Dooley (2015) give to the CBF an important role on pull-apart basin evolution. In the Guaratubinha Basin, these faults probably generated the mylonitic foliation found in the Castelhanos Member and in the andesites of the Vossoroça Formation.

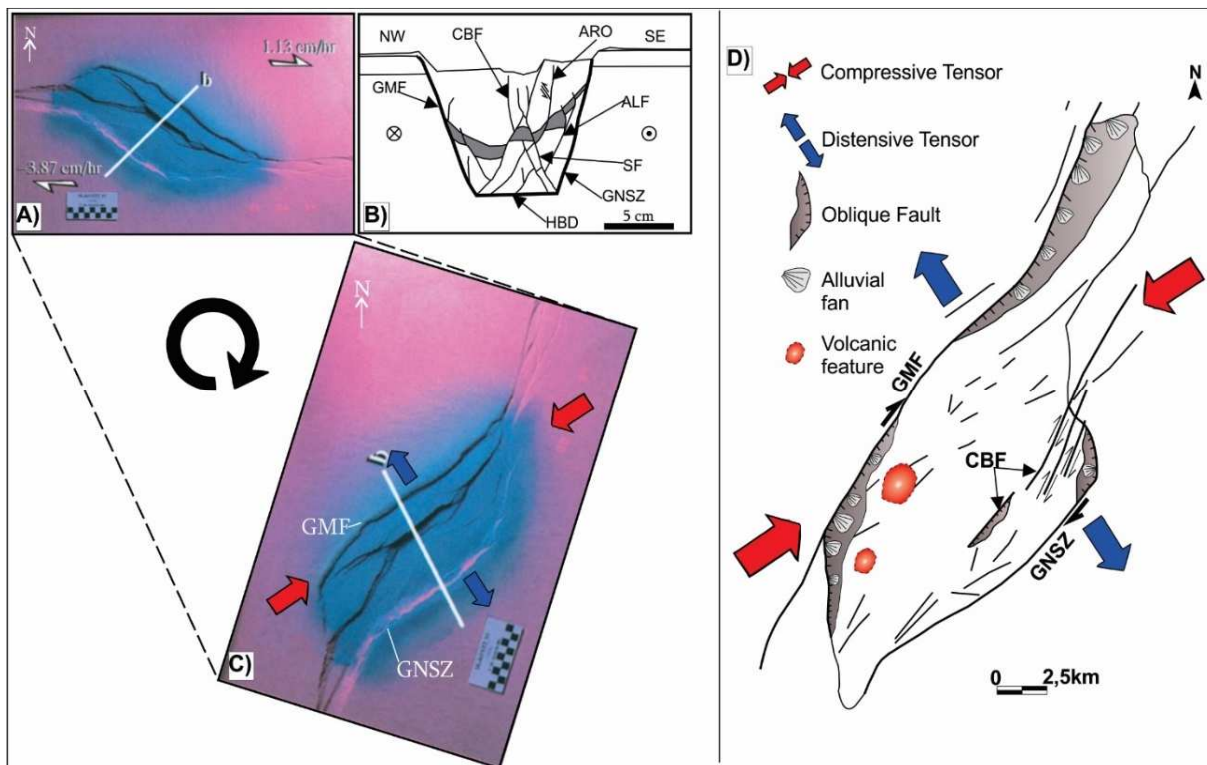


Figura 1.14 - Analogue model of hybrid pull-apart basins with right lateral kinematic developed by Rahe et al (1998) and a comparison with the Guaratubinha Basin. (A) Plan view of the original hybrid pull-apart model. (B) Cross-section showing structures GMF and GNSZ and small displacement faults (SF) sectioning the antithetic listric faults (ALF) developed on this basin. CBF = cross-basin fault; ARO = apparent inverse fault; HBD: horizontal basal detachment (modified from Rahe et al., 1998). (C) Plan view of Rahe et al (1998) model rotated to position similar to the original Guaratubinha Basin and with stress field related to event E1. (D) Model for the formation of the Guaratubinha Basin during stage E1. Associated to this event the CBF (cross-basin fault) is created with a normal oblique component, similar to the hybrid model by Rahe et al (1998).

9. CONCLUSIONS

The Guaratubinha Basin has been formed at the end of the Neoproterozoic and represents one of the transitional stage basins of southern Brazil. The basin records an important phase of the geological history immediately after the agglutination of the Gondwana supercontinent. From the analysis of its structural framework combined with systematic mapping of the lithostratigraphic units, a number of general conclusions can be drawn.

(1) The basin was generated due to strike-slip movements under the action a compressive tensor directed NE-SW and NW-SE extension, like originally described by Daitx (1979). This event (E1) activated the Guaratubinha Master Fault in a transtensional context, making it possible to create accommodation that was filled in three main phases: a) clastic deposits of the Miringuava Formation, b) intermediate

Capítulo III – The role of postcoll. transten. tectonics in the geol. evolu. of a Neopro. volca-sedim. basin: The Guaratubinha Basin, SE Brazil

volcanism of the Vossoroca Formation, and c) acid volcanism and associated volcanoclastics of the Serra do Salto Formation;

(2) A subsequent tectonic event (E2) promoted generalized compression, forming thrust faults and left lateral strike-slip faults. This is related to the activation of the Palmital Shear Zone (PASZ) probably during the Cambrian (531 - 504±11 Ma), which caused a local rupture of the basin, putting fragments of the basin side-by-side to the Morro da Igreja Granite;

(3) The last recorded tectonic event E3 is well delineated in aeromagnetic surveys (Figures 1.3A, C) as NW positive magnetic anomalies associated with fractures and diabase dykes. This deformational event dates to the Early Cretaceous and gives the present geometry of the Guaratubinha Basin.

(4) A set of characteristics observed in the basin, such as the elongated and rhomboidal geometry, asymmetric sedimentation, poorly sorted sediment along the main fault zone, high compositional change due to horizontal movement and edges of the basin typically covered, are fully consistent with genetic models for strike-slip basins.

3.2 Artigo 2

BRECHAS POLIFÁSICAS DA BORDA NOROESTE DA BACIA DO GUARATUBINHA

Leonardo Mairink Barão, Barbara Trzaskos

Resumo

As rochas brechadas, identificadas na borda noroeste da Bacia do Guaratubinha, estão restritas aos riolitos do Membro Escutador. Esta unidade foi submetida a três fases de deformação, sendo o final do evento E1 relacionada a intenso hidrotermalismo. O presente trabalho tem por objetivo caracterizar as rochas de falha hidrotermalizadas associadas aos derrames riolíticos na Bacia. A definição dos mecanismos de deformação foi baseada na descrição microestrutural de amostras orientadas coletadas no núcleo e nas bordas dos planos de falha reconhecidos. Os corpos brechóides possuem espessura de até 1m, levando a crer que a deformação e o hidrotermalismo concentraram-se ao longo dos planos de falha, que serviram de conduto para percolação de fluidos tardios.

1. INTRODUÇÃO

A caracterização de rochas de falha tem por objetivo determinar os mecanismos de deformação em zonas de cisalhamento formadas na crosta superior (Sibson 1977). Esta deformação pode estar associada a processos de cominuição mecânica, relacionada ao atrito entre os blocos deslocados, ou ao processo de fraturamento hidráulico. A temperatura e a percolação de fluidos exercem importante papel no processo de deformação, contribuindo para o processo de brechação química ao longo dos planos de falha.

A Bacia do Guaratubinha foi submetida a três eventos deformacionados relacionados a tectônica strike-slip (Barão 2016). O segundo evento, E1 deixou significativos registros de deformação dútil, com destaque às rochas brechadas (Barão 2016). Estas rochas de falha foram geradas em profundidade entre 10 -15 km (Sibson 1977), sendo classificadas como brechas de falha da série dos cataclasitos, segundo a porcentagem de matriz observada (Sibson 1977).

Esse tipo de brecha é descrito por Jébrak (1997), que leva em conta a formação de brechas hidrotermais ao longo de veios hidrotermais mineralizados. Os processos

de brechação e estruturas identificadas nessas rochas são semelhantes aos descritos por diversos autores (e.g. Sibson 1986, Laznicka, 1988, Jébrak 1997, Lorilleux et al. 2002), sugerindo que o evento de deformação E1 ocorreu como fase tardia ao vulcanismo riolítico presente na Bacia.

2.CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Guaratubinha é definida com uma das bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana (Almeida 1969; Teixeira et al. 2000), formada ao final do Neoproterozoico com idades máximas de até 604.6 ± 8.6 Ma (Siga Jr. et al. 2000). Possui área de aproximadamente 200 km² e dista cerca de 30 km da cidade de Curitiba, no Estado do Paraná (Figura 2.1A). A bacia desenvolveu-se sobre as rochas metamórficas de alto grau do Terreno Luís Alves (Siga Jr. 1995) (Figura 2.1B). Foi primeiramente descrita como Formação Guaratubinha (Fuck et al.1967), sendo seu preenchimento composto por sucessão de rochas vulcanossedimentares (Fuck et al. 1967; Daitx et al. 1979; Castro et al. 1993 e 1994, Siga Jr. 1995, Reis Neto et al. 2000).

Castro et al (1993) propôs mudanças nos mapas geológicos anteriores, reduzindo drasticamente a área de rochas sedimentares, reclassificando-as como rochas vulcanoclásticas. Estes autores sugeriram nova estratigrafia para a bacia, subdividindo-a em cinco novas associações: associação sedimentar, vulcânicas (associação intermediária e ácida), vulcanoclásticas (associação superior e inferior).

Barão (inédito) revisitou a Bacia e definiu três novas formações abrangendo todas rochas da bacia (Figura 2.2), são elas: a **Formação Miringuava** composta principalmente por conglomerados e subordinadamente arenitos finos e argilitos, caracterizando a formação basal de rochas da bacia; a **Formação Vossoroca** composta por andesito com estrutura de fluxo marcante; e as rochas vulcânicas ácidas da bacia denominada como **Formação Serra do Salto**, subdivida em três membros Osso da Anta (brechas vulcânicas e ignimbritos), Castelhanos (lapilli tufos e ignimbritos) e Escutador (riolitos a riodacitos).

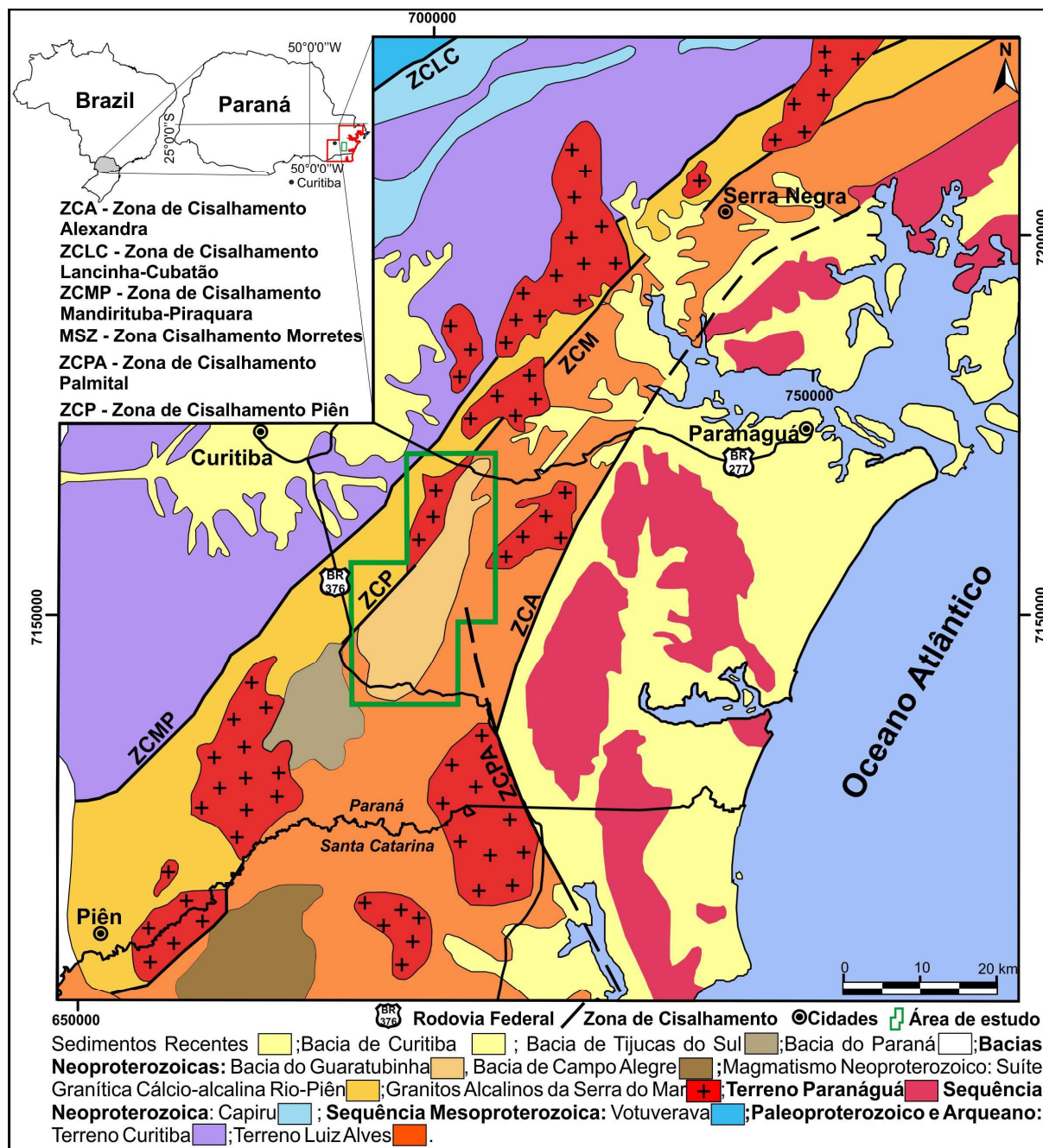


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da região sul do Brasil com a indicação das principais zonas de cisalhamento. Marcando a Bacia do Guaratubinha sobre o Terreno Luiz Alves (Modificado de Basei et al. 1990; Siga Jr. 1995).

Barão (inédito) definiu três eventos deformacionais distintos, associados principalmente a deformação *strike-slip*. O **evento E1** está associado a formação da bacia e relacionado a estruturas de direção N25-45E (Figura 2.2), principalmente as estruturas controladoras das bordas sudeste e noroeste da bacia, denominadas respectivamente como Falha Mestre Guaratubinha (FMG) e a Zona de Cisalhamento Guaricana (ZCG): o **evento E2** está ligado a reativação da Zona Cisalhamento Palmital (ZCPA) (Cury 2009), durante o evento cambriano que causou generalizada

compressão na Bacia, bem como a ruptura da bacia na borda noroeste; o **evento E3** relacionado ao enxame de diques que secciona a bacia, de direção N35-45W, causando deslocamentos locais nas zonas FMG e ZCGN. No segundo evento foram formadas as brechas tectônicas associadas ao hidrotermalismo caracterizadas nesse estudo.

A deformação *strike-slip* observada no evento E1 sugere que a bacia se formou em contexto de bacia *pull-apart*, com a ativação da estrutura FMG em contexto transtensivo. Associado a esta fase formaram-se os depósitos conglomeráticos nas bordas leste e oeste, bem como o vulcanismo intermediário a ácido que ocorreu na bacia (Barão inédito). A orientação da Bacia do Guaratubinha, bem como a sua sedimentação e vulcanismo sugere correlação com as bacias de Campo Alegre e Corupá em Santa Catarina (Kaul 1997; Citroni et al. 2001; Barão 2016).

4.RESULTADOS

4.1.Descrição e Caracterização das Brechas em Escala Mesoscópica

As brechas são caracterizadas em campo como corpos estreitos e alongados que possuem até 1m de espessura, definidos geralmente pela presença de planos de falha que tendem a ter direção preferencial entre N45-75W, possivelmente tratam-se de falhas antitéticas as principais falhas de E1 (Figura 2.3A,B). Configuram planos contínuos que apresentam por vezes indicadores cinemáticos como *steps* e *slinckensides*, com predominância de cinemática sinistral (Barão 2016).

Os fragmentos encontram-se em maior proporção que a matriz, que varia geralmente entre 10 e 20%. Nos planos de falha, em que se concentram as brechas, os fragmentos (60-80%) possuem forma angulosa e por vezes arredondada, têm dimensões variáveis entre 0,1 e 4 cm, são oligomíticos, sendo compostos principalmente por fragmentos de riolito e cristais de minerais resistentes ao cisalhamento, como o quartzo e feldspato alcalino (Figura 2.3C e D). Esses fragmentos são envolvidos pela matriz de granulação fina a muito fina, composta por fragmentos de granulação menor (< 1cm) que os presentes no arcabouço da brecha. A cimentação que ocorre nessas rochas é evidente, possui cores variáveis entre cinza escura (Figura 2.3C), amarelo, vermelho (Figura 2.3D) e verde. No geral, a cimentação preenche os espaços vazios gerados pela cominuição mineral, podendo também preencher fraturas que seccionam os fragmentos líticos.

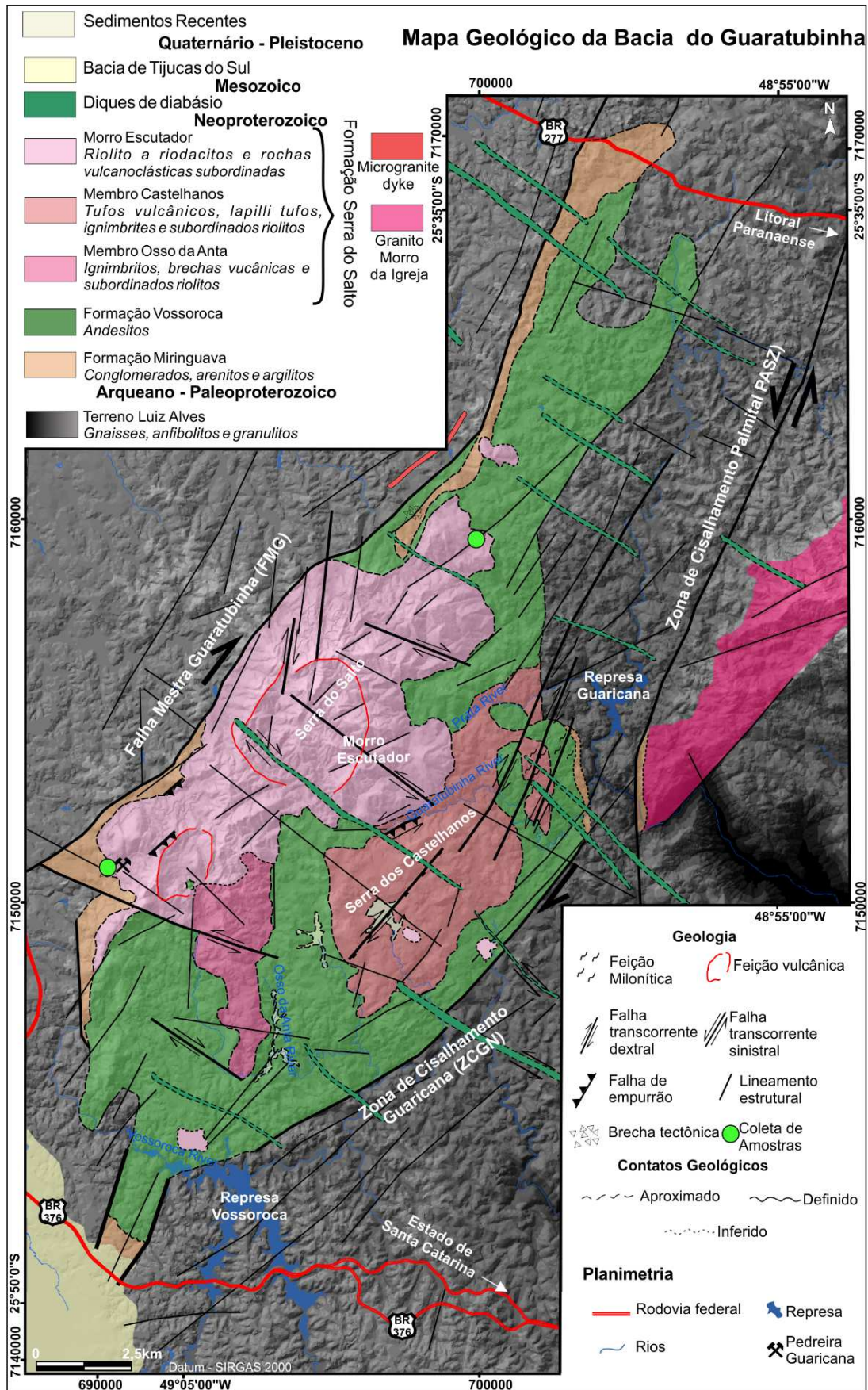


Figura 2.2: Mapa geológico da Bacia do Guaratubinha com o modelo digital de 10 em 10 (Projeto Pró-Atlântica, 2005). Os pontos verdes indicam onde foram coletadas as amostras de brechas tectônicas na unidade geológica Membro Escudador.

A trama estrutural e o arranjo dos fragmentos perante a matriz são pouco evidentes em escala mesoscópica, os fragmentos não possuem direção preferencial de deformação, sendo cimentados aleatoriamente (Figura 2.4). A cimentação mais evidente é associada à percolação de óxidos (Figura 2.4A) e pela cimentação clorítica (Figuras 2.4B, C e D) de cor esverdeada que tende a seguir as fraturas principais das rochas. Na figura 4A a zona de dano é diferenciada, causando diferentes taxas de deformação em cada uma das porções.

4.2. Arranjo microestrutural das brechas

Assim como em escala mesoscópica, as tramas estruturais das brechas são diferenciadas ao microscópio, considerando a proporção de matriz e fragmentos líticos existentes em cada amostra. Os fragmentos riolíticos possuem estimativa visual variável entre 40-85%, a matriz entre 20-30% e o cimento entre 5-25%. Essas proporções são marcadas pela intensidade da deformação e do hidrotermalismo exercido de maneira diferenciada nessas rochas.

O arranjo dos fragmentos observado em lâmina é aleatório e encontra-se disperso na matriz cominuída e cimentada por óxidos (Figuras 2.5A e B), clorita, quartzo e carbonato. O hábito desses fragmentos varia de angulosos a subarredondados, por vezes tendem a estar rotacionados devido a ação da brechação, não mantendo a posição original em que foram formados. A progressão da deformação e a cominuição generalizada faz com o que os grãos se reorientem segundo incipiente foliação marcada na matriz da rocha (Figura 2.5C).

A deformação tende a ser a mais intensa em algumas porções dessas brechas (Figuras 2.4A e 5C), cominuído em grande parte os fragmentos e transformando-os em matriz, ou então, gerando espaços vazios capazes de acomodar a cristalização da clorita e a cimentação rica em hidróxidos (Figuras 2.5D). Internamente aos fragmentos a deformação é fraca a incipiente, devido a competência dos cristais presentes na assembleia mineralógica dos riolitos. Em alguns casos, onde a deformação é maior e há temperatura suficiente, ocorre a formação de subgrãos de quartzo (Figura 5E), que apresentam aspecto límpido, e provavelmente devem ser resultado da interação do fluido hidrotermal com os fragmentos líticos.

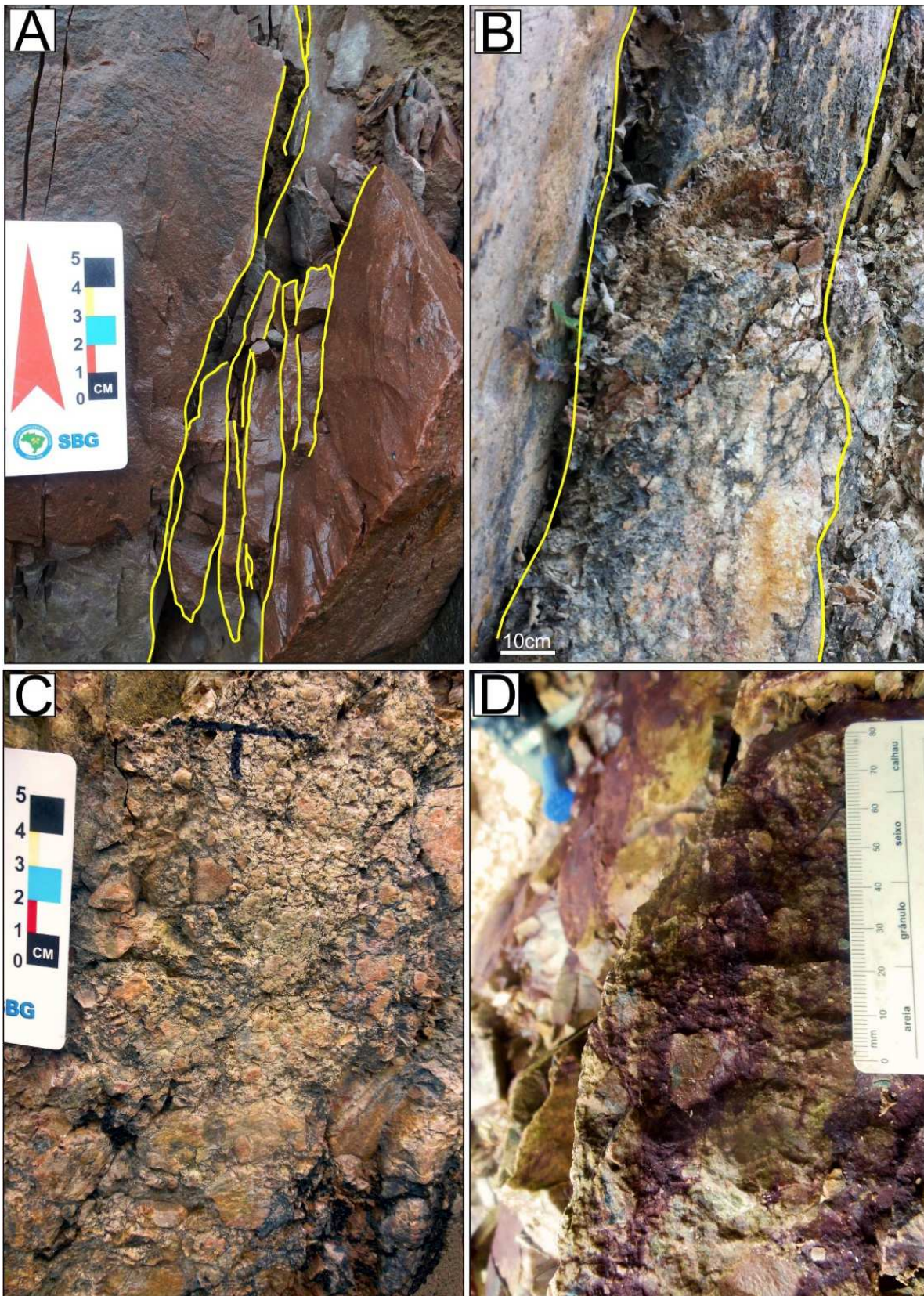


Figura 2.3 - Detalhe dos planos brechados. A) Planos paralelos que geram o cisalhamento local; B) Fluxo cataclástico gerado pela cominuição contínua evoluindo para foliação cataclástica; C) Plano brechado de riolito, com fragmentos envolvidos por cimento cinza escuro; D) Fragmentos da brecha riolítica em meio a matriz fina a muito fina, com cimento de cor vermelha a amarelada.

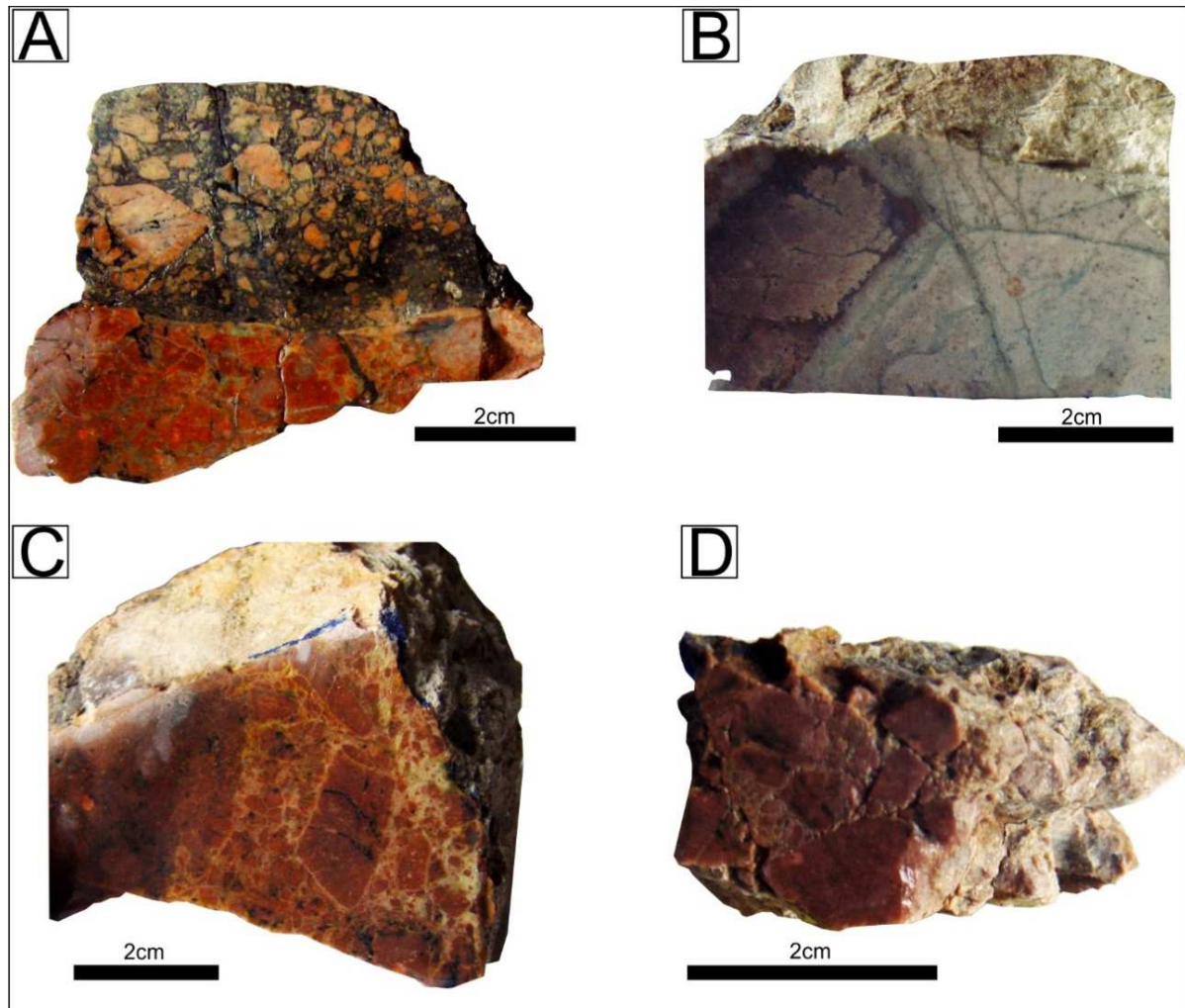


Figura 2.4 - Amostras enviadas para a petrografia. A) Zona de dano causada pela ação tectônica e pela presença de fluídos hidrotermais; B) Amostra com ação hidrotermal de maior intensidade, alterando grande parte dos fragmentos, bem como preenchendo as fraturas pela cimentação clorítica; C) Amostra com fragmentos angulosos envolvidos por cimento rico em clorita; D) Amostra de brecha sustentada por fragmentos angulosos cimentados por clorita.

As venulações de quartzo são comuns e apresentam dimensões variáveis entre 0,5 e 8 mm, exibindo cristais de granulação grossa (até 0,3mm). Possuem contatos lobados e irregulares entre os cristais (Figura 2.5F), o que os diferencia do quartzo presente no riolito.

Os estilolitos estão presentes com frequência e são marcados por hidróxido de ferro ou material insolúvel, de cor cinza escuro e avermelhada (Figura 2.6A e B). Utilizando-se da classificação de Guzzeta (1984) e Andrews & Railsback (1997) essas estruturas possuem forma alongada em picos irregulares e pontiagudos (Figura 6A) e em alguns casos são levemente onduladas (Figura 2.6B). As formas em pico estão associadas a pouca migração lateral dos limites de dissolução (Guzzeta 1984), já as

formas onduladas devem estar associadas a variação da taxa de migração, podendo estar associadas a presença de anteparo de maior resistência (Guzzeta 1984).

A presença de hidróxidos está relacionada a formação de iddingsita e de clorita (Figuras 6C a E). A iddingsita sob luz polarizada possui cor castanho avermelhada, não possui hábito definido, e ocorre preenchendo fraturas associadas aos óxidos, por vezes acaba englobando fragmentos líticos e cristais minerais resistatos (Figura 2.6C). A clorita quando possui espaço, bem como temperatura e a composição do fluido compatível para sua cristalização, tende a possuir o hábito fibrorradiado (Figura 2.6D). A sua ocorrência também se dá sobrecrecida sobre fragmentos e venulações de quartzo. O fluido formador da clorita tende a ter caráter rúptil, rompendo os fenocristais de sanidina (Figura 2.6E) e fragmentos líticos.

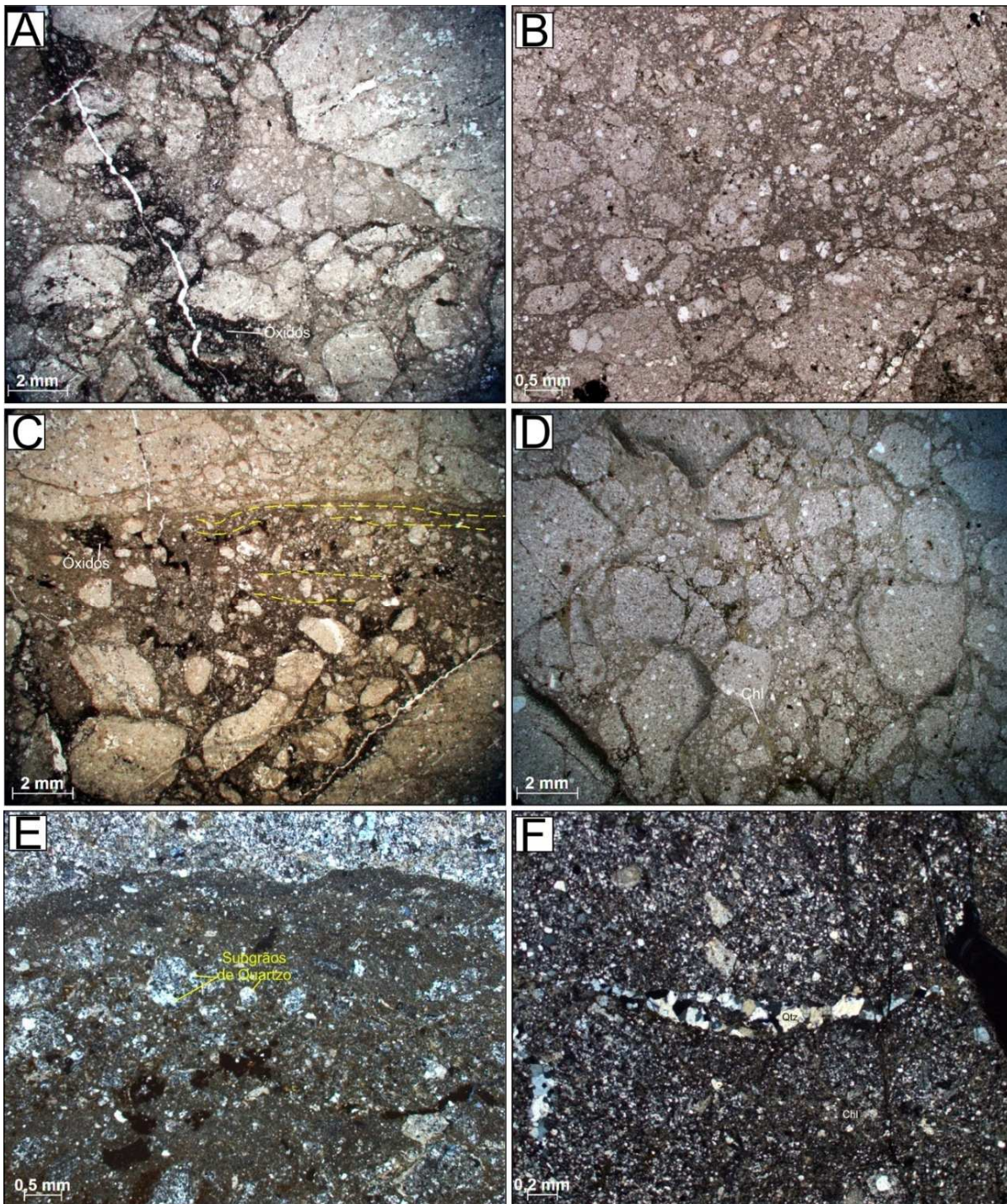


Figura 2.5 - Fotomicrografias das tramas estruturais das brechas. A) e B) trama estrutural das brechas hidrotermalizadas com fragmentos líticos angulosos e arredondados dispostos em meio a matriz fina cimentada por óxidos e clorita; C) contato entre a região em que ocorre maior e menor deformação. Próximo ao contato se verifica a formação de incipiente foliação na matriz (tracejado de cor amarela), que tende a rotacionar os fragmentos líticos e reorientá-los; D) clorita cristalizada em fraturas e associada aos hidróxidos, o fluido hidrotermal deve ter facilitado a cominuição dos fragmentos de riolito; E) Clorita preenchendo os espaços vazios gerado pelo fraturamento hidráulico conferindo o caráter de brechado para rocha; F) Feição de subgrão observada dentro de fragmento lítico, possivelmente causada pela reação da temperatura do fluido hidrotermal. Qtz: Quartzo, Chl: Clorita.

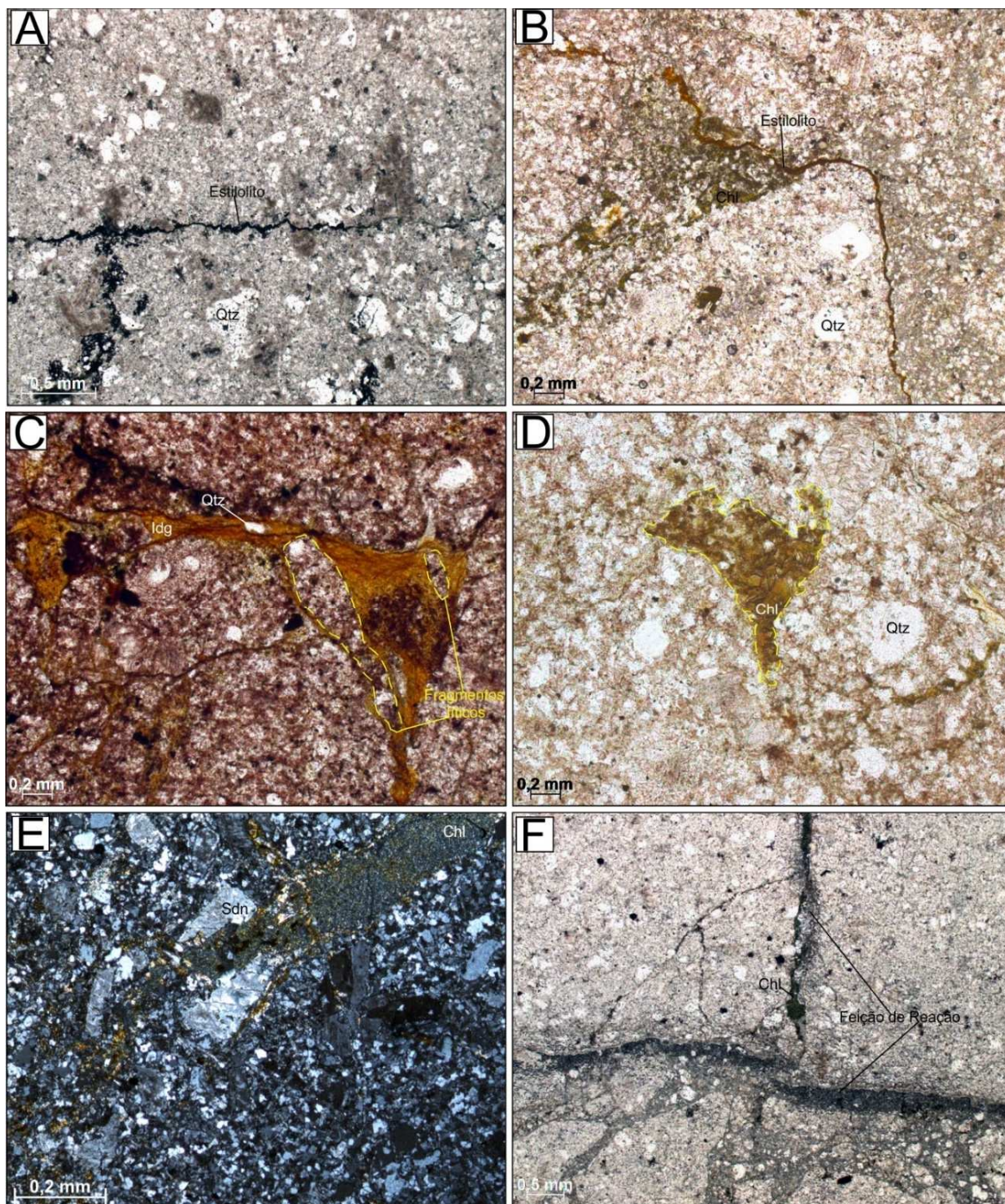


Figura 2.6 - Fotomicrografias das estruturas observadas nas brechas. A) Estilolitos, marcados por hidróxido de ferro cinza escuro, classificados como picos irregulares e pontiagudos (Guzeta, 1984); B) Estilolitos de óxido de ferro de cor avermelhada, classificado como levemente ondulados. Esses estilolitos tendem a se redirecionar devido a presença de anteparo, neste caso um fragmento lítico; C) Clorita anédrica envolvendo fragmentos líticos e cristais de quartzo; D) Agregado de clorita fibrorradiada desenvolvido no espaço gerado pela cominuição da rocha; E) A cloritização causando a ruptura dos cristais de sanidina; F) Bordas de corrosão causada pela interação do fluido hidrotermal e do fragmento de riolito. Qtz: Quartzo, Chl: Clorita, Sdn: Sanidina, Idg: iddingsita.

A interação entre o fluido hidrotermal e os fragmentos de riolito resistatos a alteração hidrotermal, gera feições de reação na interface entre o fragmento e a percolação do fluido hidrotermal, gerando, dessa maneira, feições de cor cinza escuro (Figura 2.6F). O fluido também causa a sericitização dos feldspatos alcalinos, por vezes substituindo-os por completo, formando pseudomorfos prismáticos.

5.DISSCUSSÕES

5.1.Fases de Brechação

A partir da análise petrográfica foi possível estabelecer a relação entre cada uma das fases de brechação, obtendo desta forma quatro fases de brechação distintas, detalhadas na tabela de correlação (Figura 7). Foram relacionadas as fases e o seu indicador mineral ou estrutura.

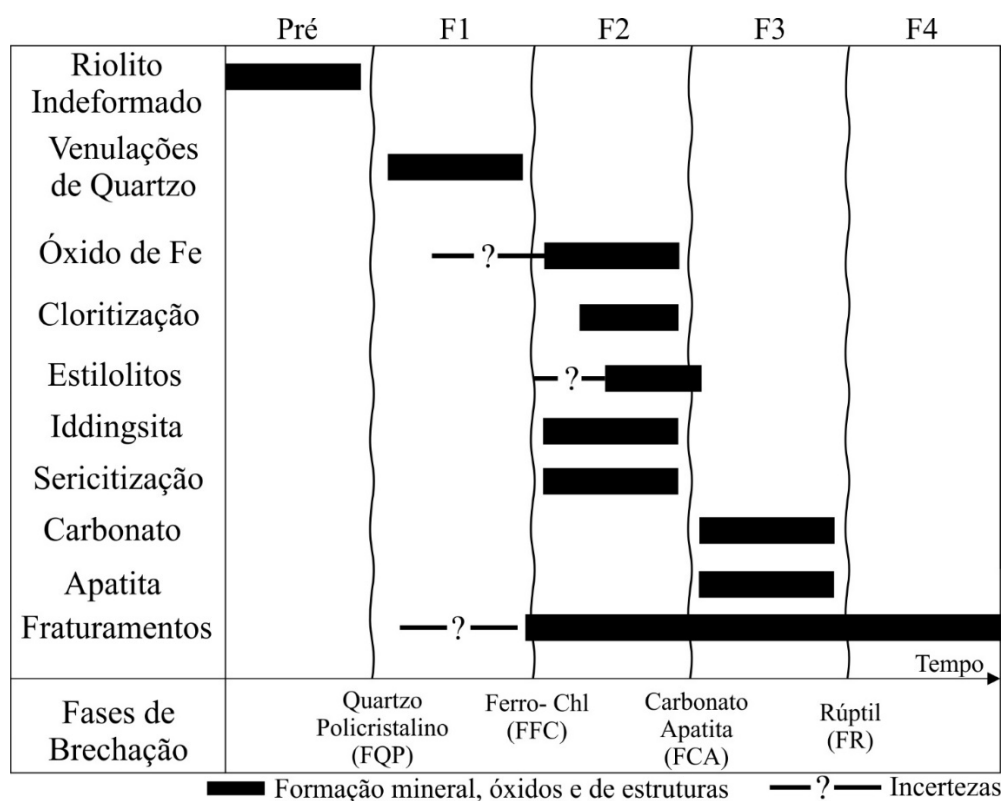


Figura 2.7 - Fases hidrotermais definidas pela relação entre os eventos de deformação e a formação de minerais.

5.1.1.Fase Quartzo Policristalino (FQP)

A fase de quartzo policristalino (FQP) caracteriza-se como a primeira fase deformacional, sendo caracterizada por venulações locais de quartzo com padrão policristalino. Apresentam dimensões milimétricas (0,5 a 0,8 mm), o que dificulta a sua

observação em escala mesoscópica. Essas venulações tendem a englobar os fragmentos de riolitos, deixando-os isolados da matriz da rocha (Figura 2.8A).

O quartzo possui moderada a forte extinção ondulante, resultado do processo de *dislocation glide* em condições de baixas temperaturas (300-400°C) segundo Paschier & Trow (2005). Nesse processo ocorre o predomínio do mecanismo de recristalização dinâmica, podendo ocorrer feições de *bulging* associadas ao fenômeno (Stipp et al. 2002), o que justifica por vezes a presença de feições lobadas entre os novos cristais formados.

Os fragmentos riolíticos, englobados pelas venulações, resistiram em grande parte a deformação causada pela formação dos veios, não apresentando feições deformacionais distintas e mantendo a mesma trama vulcânica pré-existente. No entanto, as bordas desses fragmentos encontram-se, por vezes, alteradas pelo processo de sericitização. As venulações de quartzo bem como os fragmentos são afetadas pela segunda fase de deformação (FFC) em que ocorre a precipitação de óxidos e a formação da clorita, que causa a brechação generalizada e sobrecrecimento da clorita sobre as venulações e fragmentos líticos.

5.1.2.Fase Fe-Clorita (FFC)

Representa a fase de brechação mais expressiva que afetou essas rochas. Nessa fase ocorre a implantação do regime de percolação de fluidos relacionados ao fraturamento hidráulico da rocha, que fragmentou e cimentou as brechas (Figura 2.8B). A fragmentação imposta por essa fase está associada a diversos mecanismos de brechação, mas principalmente associada a brechação assistida pelo fluido hidrotermal, o que causa fragmentação diferenciada em cada brecha. Os fragmentos gerados nessa fase são geralmente angulosos e os hidróxidos tendem a englobar os fragmentos e cristais resistentes (Figura 2.8B).

A Fase Fe-Chl, além de associada aos hidróxidos, está diretamente ligada a formação de sericita, iddingsita (Figura 2.6C) e clorita fibrorradiada (Figura 2.6D). A presença da clorita confere a cor esverdeada a essas rochas (Figura 2.4B), e cinza escura a avermelhada quando há predomínio do hidróxido de ferro. A forte alteração hidrotermal causada pela presença desses fluidos gera feições de corrosão nos fragmentos de maior resistência (Figura 2.6F), bem como rotação dos grãos. Lorilleux (2002) caracteriza esse fenômeno como mudança do estágio imaturo para o maturo.

O fraturamento é intenso nessa fase e sempre se encontra associada a presença do hidróxido de ferro. A formação da clorita nessa situação está associada a adição de MgO no fluido hidrotermal, o que leva a cristalização da clorita (Wintsch et al. 1995).

Os estilólitos gerados nessa fase seccionam os fragmentos líticos e fenocristais de feldspato (Figura 2.9A), sendo associados a fenômenos da dissolução, tendo sido formados em momento final e associados ao fenômeno de dissolução por pressão (Renard et al. 2008). O mecanismo causa a dissolução dos fragmentos de riolito e cristais de quartzo durante a sua formação o que dá a forma diferenciada a essas estruturas.

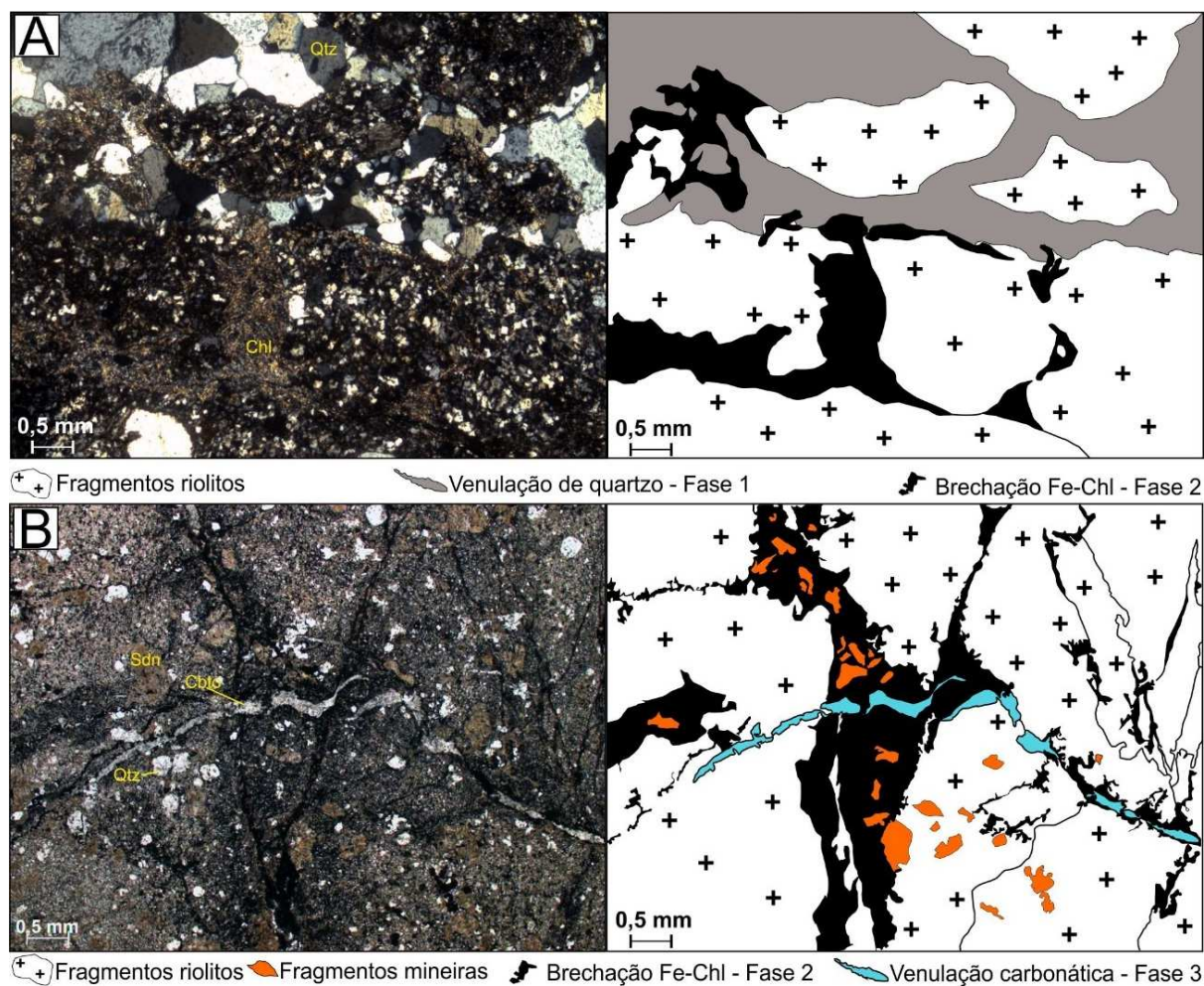


Figura 2.8 - Fotomicrografia da relação de corte entre as fases distintas de deformação. A) relação entre a primeira fase (FQP) e a segunda fase de brechação (FFC), com a formação de vênulas de quartzo e sobreposição da clorita. B) relação entre as fases FFC e FCA, com a formação de venulações carbonáticas sobrepondo a cloritização e os óxidos. Chl: Clorita; Qtz: Quartzo; Sdn: Sanidina; Cbto: Carbonato.

5.5.3. Fase Carbonato-Apatita (FCA)

A Fase Carbonato-Apatita (FCA) superimposta a fase FFC (Figura 2.7), forma venulações que aproveitaram do espaço gerado pela fase anterior, sobrecrecendo sobre as feições brechóides e fraturas desenvolvidas pela FFC (Figura 2.8B e 2.9B). O carbonato, no geral, não apresenta cristais bem formados, tendo seu caráter microcristalino marcante, o que dificulta a observação de deformações internas e a geminações dos cristais. As venulações possuem 1 a 4 mm de comprimento e, por vezes, tendem a ter comportamento de estilolito levemente ondulado (Figura 2.8B).

Associada às venulações hidrotermais se observa a presença da apatita com hábito euédrico a arredondado (Figura 2.9B), que englobam fragmentos da matriz e cristais resistentes de quartzo.

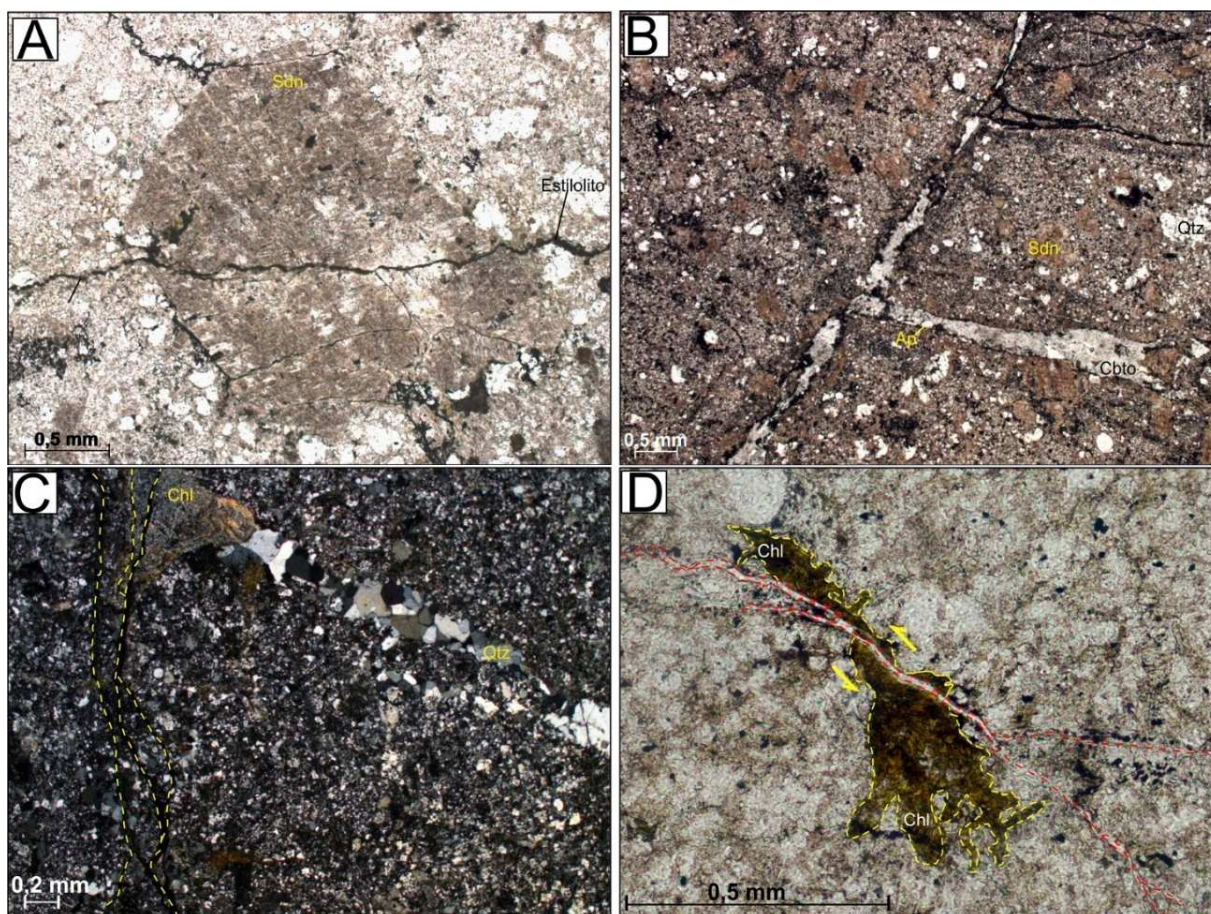


Figura 2.9 - Fotomicrografias das estruturas geradas pelas fases de brechação. A) Estilolito pontiagudo seccionando fenocristal de sanidina; B) Venulação de carbonato aproveitando espaço gerado pela fase de brechação anterior; C) Microfraturas (tracejado amarelo), geradas durante a fase final rúptil seccionando a clorita; D) Microfratura (tracejado vermelho) seccionando a clorita, marcando a movimentação sinistral aparente. Sdn: Sanidina; Cbto: Carbonato; Qtz: Quartzo; Chl: Clorita; Ap: Apatita.

5.5.4.Fase Rúptil (FR)

A fase rúptil (FR) é marcada pela formação generalizada de microfraturas sem a percolação ou com pouca percolação do fluido hidrotermal, afetando as diferentes fases anteriores. As fraturas possuem o caráter rúptil com espaçamento submilimétrico (0,1 a 0,2) e baixa penetrabilidade (Figura 2.9C) e ocorrência restrita. As fraturas, no geral, são curvilíneas e pouco contínuas.

O fraturamento tende a desenvolver microfalhas, com o deslocamento de cristais formados em outras fases, como observado na figura 2.9D em que a clorita, formada na segunda fase, encontra-se seccionada pela fase rúptil, marcando assim evento sem influência hidrotermal e desenvolvimento mineral.

5.2.Mecanismos de brechação

Utilizando-se da classificação proposta por Jébrak (1997) foram identificados quatro tipos distintos de mecanismo de brechação, sumarizados na Figura 2.10 para cada seção petrográfica descrita. Os quatro tipos de mecanismos devem ter atuado de maneira concomitante com a implantação do regime de cominuição tectônica assistido pelo hidrotermalismo, sendo principalmente associados à segunda fase de brechação (FFC) e a última (FR). Segundo Jébrak (1997) os mecanismos de cominuição tectônica, brechação assistida por fluídos e a corrosão por abrasão constituem os mecanismos mais comuns em depósitos minerais, por isso mais fáceis de serem observados em brechas hidrotermais.

5.2.1. Cominuição Tectônica e o Desgaste por Abrasão

A cominuição tectônica e o desgaste por abrasão tendem a atuar em conjunto com os mecanismos causadores de brechas. Esses mecanismos ocorrem pela fricção de fragmentos líticos, associada a zonas de falhas sismogênicas formadas no topo da crosta entre 10-15 km de profundidade (Sibson 1977, 1983). Nesse processo a propagação de fraturas e o desgaste por abrasão são responsáveis pela cominuição tectônica (Jébrak 1997).

Amostras	Mecanismos de Brechação			
	Cominuição tectônica	Desgaste por abrasão	Brechação assistida por fluidos	Desgaste por corrosão
B-01	✓		✓	
B-02	✓	✓	✓	
B-03			✓	✓
B-04			✓	
B-05	✓			✓
B-06	✓		✓	
B-07	✓	✓	✓	
B-08			✓	
B-09	✓	✓		

Figura 2.10 - Sumarização dos mecanismos de brechação identificados em cada uma das seções petrográficas, comparado aos mecanismos compilados por Jébrak (1997) em brechas formadas ao longo de veios hidrotermais.

A fragmentação dos grãos, gerada pela ação conjunta dos dois mecanismos de brechação, causa a progressiva redução da granulação da rocha de falha, como observado na Figura 2.5B. Conseqüentemente ocorre a rotação dos grãos e a reorientação mineral paralela a direção de movimentação da falha e perpendicular ao principal tensor (Jébrak 1997). Pode ocorrer também a recristalização mineral, definida pela formação subgrãos em cristais de quartzo (Figura 2.5E). O tamanho dos grãos, gerados nesse processo, é altamente variável, bem como sua disposição (Jébrak 1997), porém a morfologia dos cristais tende a ser angulosa (Figuras 2.5A e 2.11A). Essa tendência se justifica pela formação de fraturas de tensão internas aos fragmentos, que confere aspecto anguloso aos fragmentos (Sammis et al. 1986).

5.2.2. Brechação Assistida por Fluidos

A brechação assistida por fluidos está relacionada a pressão exercida pela percolação de fluidos hidrotermais, o que causa a propagação de microfaturas. Segundo Beach (1980) o regime extensional é imposto para a propagação das fraturas e percolação de fluidos. Em zonas de falha a presença de fluido aquoso é confirmado pela presença de veios, brechas e alterações hidrotermais, sendo dependentes da taxa de deformação exercida (Wiltschko & Smith 1992). Durante a

deformação o mecanismo leva a inserção de fluidos quentes gerando fragmentos mais arredondados, quando comparado aos gerados pela cominuição mineral e o desgaste por abrasão.

No caso apresentado o aumento da pressão causa a fragmentação desordenada da rocha, fazendo com que os fragmentos sejam envoltos pelos fluidos hidrotermais (Figuras 2.6C e 2.11B), desagregando os fragmentos da rocha parental e cimentando os fragmentos riolíticos. A presença de estilólitos deve estar associada a esse mecanismo, estando associado a dissolução por pressão (Guzzeta 1984, Andrews & Railsback 1997, Renard et al. 2008) causada pela pressão de fluidos exercida durante a implantação do regime hidrotermal nessas rochas.

5.2.3. Desgaste por Corrosão

O desgaste por corrosão acontece na litosfera devido a diversos fatores como: a brechação magmática, instalação de corpos graníticos e a ação hidrotermal (Jébrak, 1997). Esse tipo de reação ocorre quando se atinge o regime limitado de difusão, ou seja, grande parte da matriz é consumida, fazendo com que as bordas dos fragmentos fiquem desprotegidas, facilitando sua dissolução (Jébrak, 1997). Nesse processo ocorre o extremo desequilíbrio entre a rocha e o fluido, sendo a taxa de alteração de dissolução limitada pela reação química que ocorre durante o processo. Esse processo gera fragmentos que tendem a ser mais arredondados, podendo adquirir forma esférica (Jébrak, 1997).

5.3. Evolução das brechas

A evolução das brechas pode ser definida pela diferenciação dos mecanismos de brechação identificados. Esta evolução está relacionada a diminuição da energia mecânica e o aumento do desequilíbrio químico entre o fluido e a rocha (Figura 2.12). A diferente morfologia dos fragmentos (D_r) e a distribuição do tamanho das partículas (D_s) podem ser utilizados como parâmetros geométricos e fractais para a definição dos diferentes estágios de formação de uma brecha hidrotermal (Jébrak 1997).

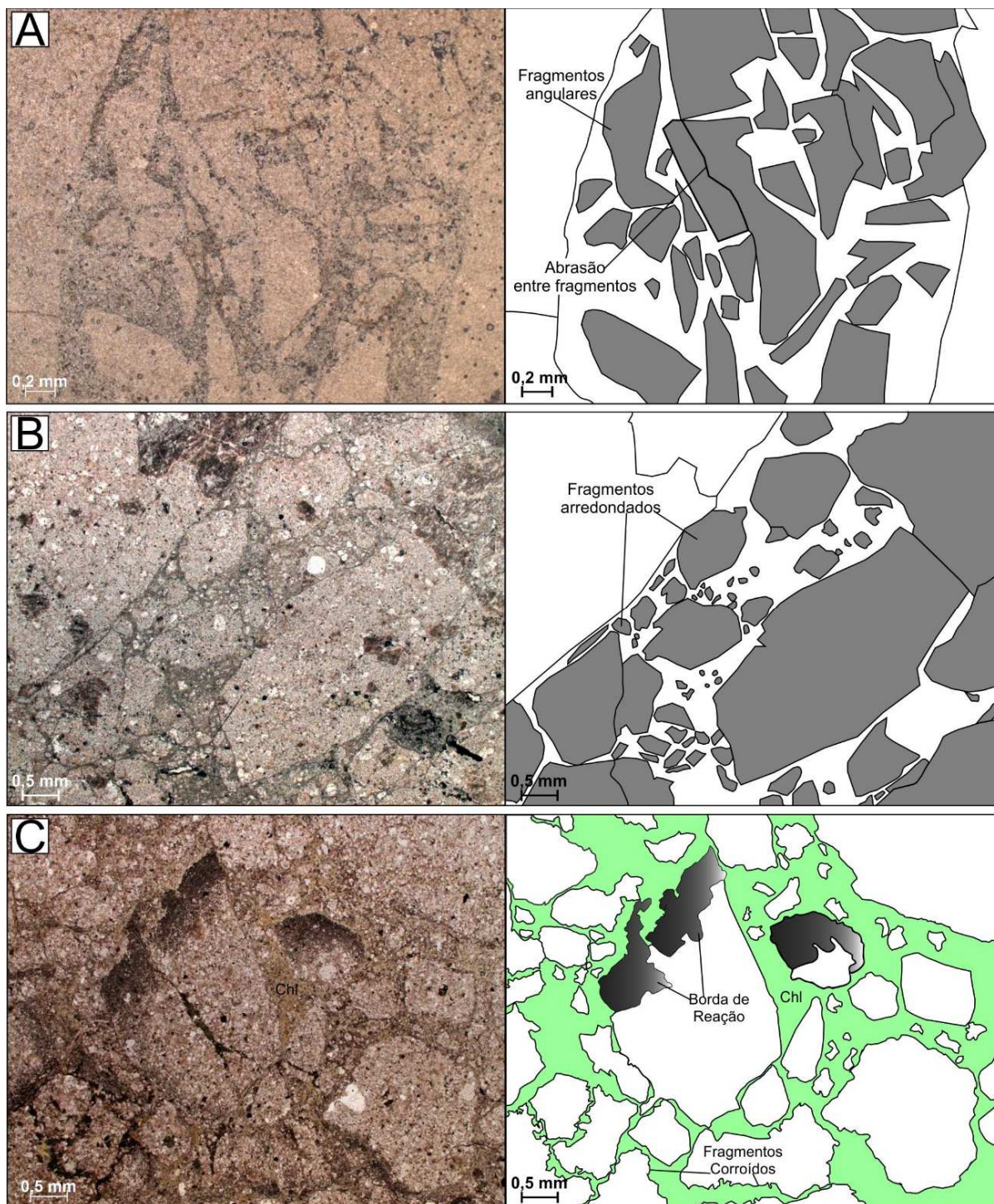


Figura 2.11 - Fotomicrografias e ilustrações esquemáticas exemplificando os principais mecanismos de brechação identificados. A) Cominuição e desgaste por abrasão dos fragmentos líticos e posterior preenchimento por fluidos hidrotermais; B) Brechação assistida por fluidos gerando fragmentos parcialmente orientados, porém mais arredondados que os gerados por cominuição; D) feições geradas pelo desgaste por corrosão, formando nas bordas dos fragmentos, feições reativas com o líquido hidrotermal.

As brechas são inicialmente relacionadas a deformação associada ao tectonismo, passando pelos mecanismos de brechação mecânicos (desgaste por abrasão e cisalhamento), que formam fragmentos angulosos em meio a matriz de

granulação fina e cominuída. A medida que a percolação de fluidos aumenta, ocorre a redução da energia mecânica e o aumento do desequilíbrio químico. Consequentemente a fragmentação é diferenciada (Figura 2.12), tendendo a formar fragmentos com morfologia arredondada, que em processo de brechação assistida por fluídos permite a cimentação da brecha, com a precipitação de hidróxidos e clorita. O contínuo aumento do desequilíbrio químico forma morfologias diferenciadas, com desgaste por corrosão e bordas reativas nos fragmentos.

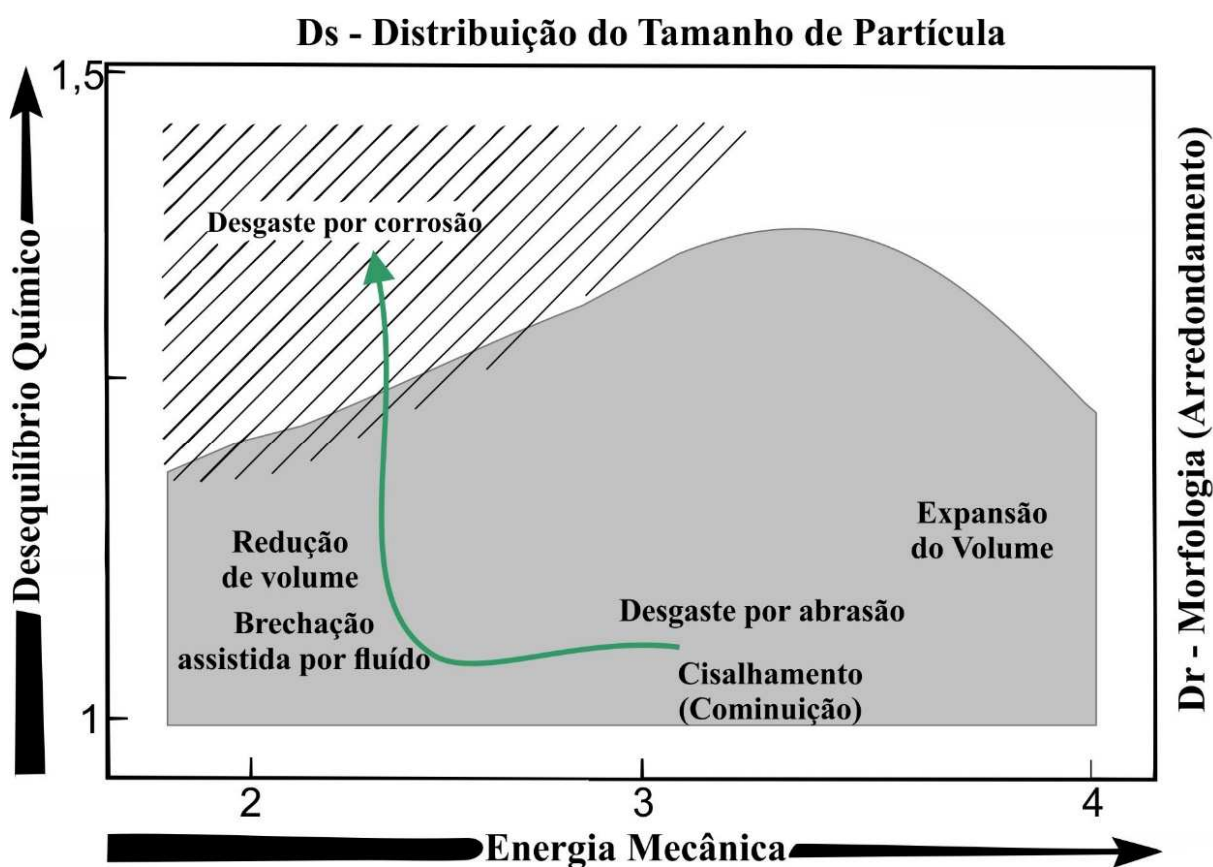


Figura 2.12 - Diagrama da evolução dos mecanismos de brechação identificados nas brechas da Bacia do Guaratubinha. O diagrama relaciona o arredondamento de dimensão fractal (D_r) vs a distribuição do tamanho das partículas (D_s), com os campos dos diferentes tipos de brechas em zona hidrotermais. A zona com linhas paralelas (desgaste por corrosão) foi estipulada em rochas formadas nos depósitos tipo Olympic Dam e Don Rouyn (Jébrak, 1997). A zona sobreada (brechas mecânicas) foi medida no depósito de Cirotan (Genna et al. 1996) e os valores estipulados derivados de Grady & Kipp (1987). Modificado de Jébrak (1997).

6. CONCLUSÕES

As brechas relacionadas ao evento E1 na Bacia do Guaratubinha estão diretamente associadas a ação tectônica concomitante ao hidrotermalismo pelo qual passaram as rochas riolíticas do Membro Escutador. A partir de diversas evidências

observadas em trabalhos de campo e descrição microestrutural de amostras conclui-se que:

(1) As brechas identificadas passaram por quatro fases distintas de deformação e hidrotermalismo: A primeira fase relacionada a venulações de quartzo (Fase Quartzo Policristalino - FQP); a segunda relacionada a percolação de fluídos ricos em hidróxidos e com a precipitação da clorita (Fase Fe-Chl – FFC); a terceira relacionada a venulações de carbonato associada a apatita (Fase Carbonato-Apatita – FCA); e a quarta associada a fase rúptil posterior, onde predominam os fraturamentos (Fase Rúptil – FR);

(2) Conexo principalmente as fases FFC e FR, foram observados quatro diferentes mecanismos de brechação denominados como cominuição, desgaste por abrasão, brechação assistida por fluidos e desgaste por corrosão;

(3) Observou-se a progressão dos mecanismos brechação, evoluindo de processos inicialmente mecânicos (cominuição e desgaste por abrasão), para intermediários associados a fluidos (brechação assistida por fluidos) e, finalmente, quando ocorre o desequilíbrio químico, gerando feições de corrosão nos fragmentos líticos.

CAPÍTULO IV

4.1. Considerações sobre as rochas deformadas em estado plástico a dúctil

As rochas deformadas identificadas na bacia estão concentradas próximo à borda leste, próximo as transcorrências da Zona de Cisalhamento Guaricana (ZSCN) e de uma das falhas CBF (crossing basin fault) (Figure 1.2 - Anexo I). Em campo esses milonitos exibem marcante foliação subverticalizada ($75^\circ - 85^\circ$), com direções variáveis entre N15-30E, subparalelas as principais zonas de falha que delineadas na Bacia Guaratubinha, a foliação milonítica por vezes possui direção N15-30W, porém ainda subverticalizada. Foram observados duas distintos protólitos deformados: um deles derivado de lapilli tufos do Membro Castelhanos (Fm. Serra do Salto); e o segundo como protólitos dos andesitos da Formação Vossoroca (Figura 27).

Utilizando-se da classificação de Sibson (1977), no geral os milonitos podem ser classificados como milonitos onde 50-80% da matriz compõe essas rochas. Apresentam feições comuns como: o estiramento de minerais, cristaloclastos e litoclastos; feições de boundinagem; porfiroclastos formados anteriormente ao regime de deformação imposto a essas rochas.

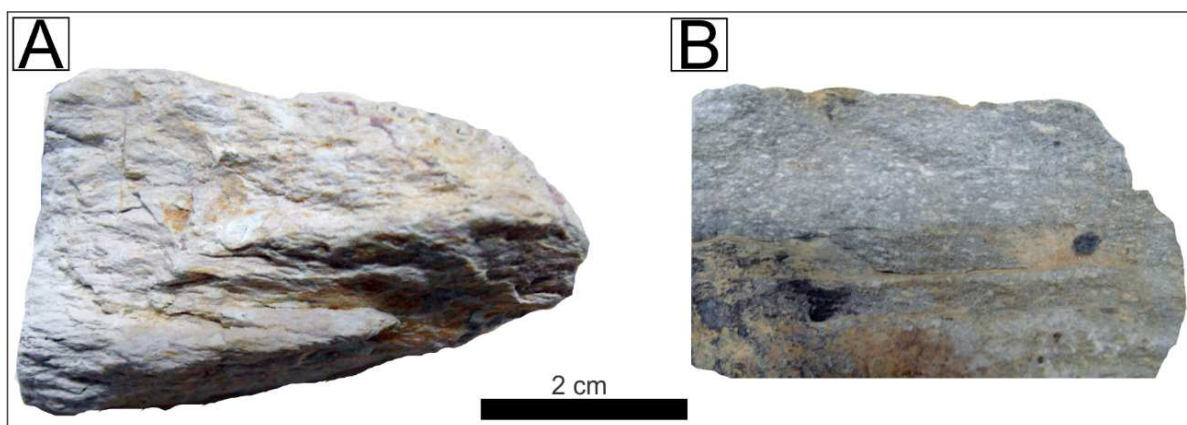


Figura 27 - Amostras laminadas de milonitos da Bacia do Guaratubinha. a) Lapilli tufo milonítico; b) Andesito milonítico.

4.1.1. Lapilli-tufo deformado

Essas rochas possuem em geral granulação fina a muito fina em que a matriz domina sobre os porfiroclastos e perfaz cerca de 80% da rocha. Em geral a matriz apresenta moderada a fraca orientação marcada pela presença de filossilicatos,

argilominerais e óxidos (30A). Característica comum dessa foliação é a sua sinuosidade, provocada pela presença de anteparos como cristaloclasto e litoclastos.

Os litoclastos (3 a 6mm) possuem composição riolítica, andesíticas e tufácea, porém os litoclastos de tufos predominam em relação as outras composições. Em seção petrográfica apresentam foliação interna não coerente com a foliação milonítica, possivelmente reliquiar (30B) e formada durante a geração desses fragmentos. Outro aspecto relevante é que no geral esses fragmentos tendem a estar parcialmente alongados e com bordas corroídas. Os cristaloclastos (0,5 a 2mm) são compostos por quartzo, opacos e feldspatos, possuem hábito anguloso a arredondado, por vezes com borda corroídas, possivelmente devido a cominuição mineral entre a matriz e os cristaloclastos. Caracterizam-se por vezes como porfiroclastos rotacionados, possivelmente formados em um momento pré-tectônico a intertectônico, pois a foliação milonítica acaba contornando esses porfiroclastos e os rotacionando, é o que ocorre nas figuras 30C e 30D, onde o cristal de mineral opaco e o quartzo encontram-se rotacionados e envoltos pela foliação milonítica. Os porfiroclastos tendem a apresentar hábito arredondado, o que diferenciaria dos cristais formados por processo ígneos.

É comum a presença de caudas de recristalização mineral compostas por óxidos e sericita (Figuras 30C), que tendem a se recristalizar gerando uma orientação evidente. Nos porfiroclastos de quartzo a presença da cauda de recristalização não é comum apenas diversas ondulações nas bordas dos profiroclasto. A indicação cinemática obtida para essas feições é dextral, compatível com a movimentação da falha transcorrente da falha CBF e das falhas subparalelas a está

4.1.2. Andesito deformado

Apresentam marcante foliação de fluxo magmático com a orientação de feldspato plagioclásio e amígdalas de argilominerais e epidoto. O andesito encontra-se muito alterada devido a percolação de fluídos hidrotermais que percolaram paralelamente ao fluxo magmático (Figura 31A) por vezes precipitando a iddingsita de cor avermelhada e opacos. Possivelmente associado ao hidrotermalismo ocorreu a deformação o que acabou gerando a textura e milonítica nessas rochas.

Em algumas porções a deformação foi tão intensa que proporcionou a formação de pseudotaquilito reorientando os cristais de feldspato plagioclásio,

conferindo assim formas variadas a esses cristais alterados (Figura 31B). O quartzo quando presente se caracteriza em feições de boundinagem e porfiroclastos em seções petrográficas. Os porfiroclastos possuem forma arredondada, e são circundados pela foliação fraca a moderada e pelos fenocristais prismáticos de feldspato plagioclásio. A feição de recristalização observada ao redor dos porfiroclastos bem como a forma sugerem a movimentação dextral (Figura 31C) compatível com a observada ao longo da Zona de Cisalhamento Guaricana (ZCGN).

Como proposto no primeiro artigo os andesitos devem ter se formado concomitante a ascensão do magma andesítico e a abertura da bacia, através da transcorrência da ZCGN. Por isso as rochas essas rochas identificadas ao longo da borda apresentam intensa deformação o que deve ter provocado a percolação de fluidos hidrotermais.

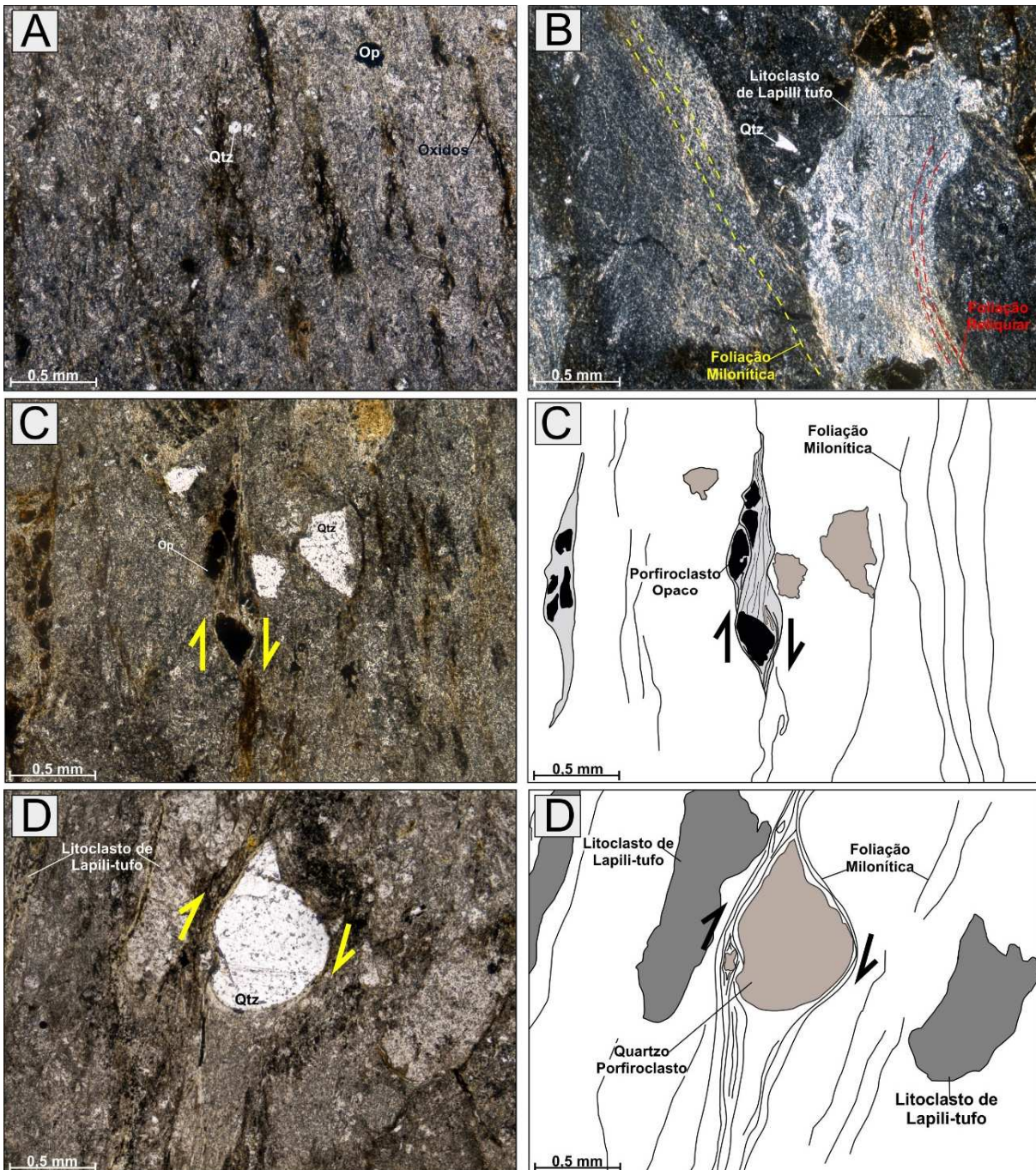


Figura 28 - Fotomicrografias de lapilli tufo milonitizado com representações esquemáticas. a) foliação milonítica com a orientação de filossilicatos, argilominerais e óxidos, se observa também a presença de cristaloclastos; b) foliação reliquiar observada em tufo com direção diferenciada da foliação milonítica; c) porfiroclasto de mineral opaco contornado por foliação milonítica, com indicação de cinemática dextral; d) porfiroclasto de arredondado de quartzo envolto pela foliação milonítica, com indicação de cinemática dextral. Qtz: quartzo; Op: opacos.

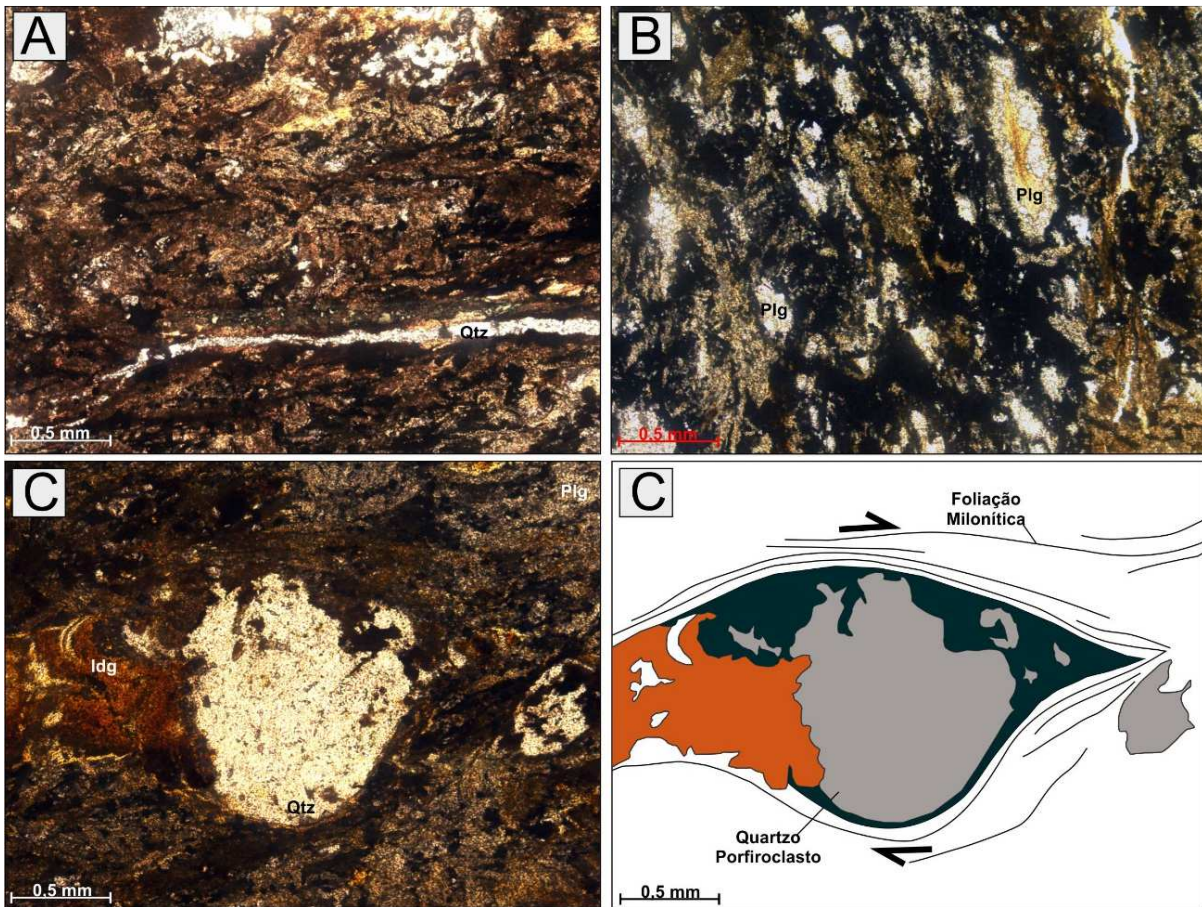


Figura 29 - Fotomicrografias e esquema das deformacionais observadas no andesito. A) fluxo magmático com orientação de feldspato plagioclásio alterado, com a percolação de fluídos ricos em óxidos; b) foliação marcante e orientação de feldspatos plagioclásio em meio a matriz pseudotaquilitica; c) porfiroclasto de quartzo contornado por foliação fraca a moderada, com indicação de cinemática dextral. Qtz: quartzo; Op: Opacos; Idg: Iddingsita.

CAPÍTULO V

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Bacia do Guaratubinha trata-se de um importante registro geológico formado ao final do Neoproterozoico, pós-estágio colisional entre os terrenos Luiz Alves e a Curitiba. A bacia apresenta história geológica complexa envolvendo três diferentes eventos deformacionais.

O primeiro evento E1 marcado por tensores compressivos de direção N30-45E, predominantemente *strike-slip* porém com componente oblíqua normal, o que coloca o desenvolvimento do evento associado ao contexto de transtação. O evento propício a criação das zonas de falha Guaratubinha (GMF) e Guaricana (GNSZ), estruturas subparalelas a Zona de Cisalhamento Píen. O contexto de transtação permitiu a abertura da bacia estando associada a formação de bacias pull-apart.

Estruturas antitéticas a GMF e GNSZ direção N30-70W tem caráter predominantemente rúptil, causando o deslocamento de unidade geológicas da bacia e formação de brechas tectônicas. O evento está associado ao hidrotermalismo gerando diferenciados tipos de brechas, essa formadas principalmente pelos mecanismos de cominuição tectônica, abrasão, brechação assistida por fluídos e desgaste por corrosão.

Inicialmente a formação dos depósitos conglomeráticos da Formação Miringuava, ao longo das zonas de falha GMF e GNSZ. A abertura da bacia permitiu o extravasamento do vulcanismo intermediário da Formação Vossoroca, com a geração de andesitos, e posteriormente o vulcanismo ácido da Formação Serra do Salto, envolvendo a formação de derrames riolíticos e de rochas vulcanoclásticas.

Os eventos E2 e E3 subsequentes a formação da bacia, deformam o empilhamento estratigráfico gerando diferentes estruturas tectônicas. O evento E2 associado a ativação da Zona de Cisalhamento Palmital (ZCPA), causando generalizada compressão da bacia, formando falhas de cavalgamento e transcorrências antitéticas a sua direção principal (NNE-SSW). O terceiro evento E3, muito bem definido pelos levantamentos aeromagnéticos como anomalias positivas de direção noroeste, estando associado aos diques mesozoicos que seccionam toda a região.

Apesar de compreendido grande parte dos eventos tectônicos e estratigráficos, a bacia requer como estudo complementar a análise dos aspectos geoquímicos e geocronológicos das formações vulcânicas da bacia. Esses aspectos devem elucidar diferentes abordagens de idade e formação desses derrames, o que pode corroborar com modelo tectônicos posteriores e na correlação com as bacias também formadas em estágio de transição, como Campo Alegre, Corupá e Castro.

REFERÊNCIAS

- Adiyaman. O.; Chorowicz J.; Arnaud, O. N.; Gndogdu M. N.; Gourgaud, A. 2001. Late Cenozoic tectonics and volcanism along the North Anatolain Fault new structural and geochemical data. *Tectonophysics*, v. 338 p.135 – 165.
- Akpınar, Z.; Gürsoy, H.; Tatar, O.; Büyüksaraç, A.; Koçbulut, F.; Piper, J. D. A. 2016. Geophysical analysis of fault geometry and volcanic activity in the Erzincan Basin, Central Turkey: Complex evolution of a mature pull-apart basin. *Journal of Asian Earth Sciences*, v.116, p.97-114.
- Almeida F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: *Congr. Bras. Geol.*, 23, Salvador. Anais, v. 23, p. 29-46.
- Almeida, R.P.; Janikian, L.; Fragoso-Cesar, A.R.; Fambrini, G.L. 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology*, v. 118, p.145-161.
- Almeida, V. V.; Shailis, B.; Heaman, L. M.; Janasi V. A.; Faleiros, F. M. 2015. In: *Simp. Vulc. e Amb. Assoc.*, 6, São Paulo. Anais. p.12.
- Anderson, H. & Nash, C. 1997. Integrated Lithostructural Mapping of the Rossing Area, Namibia Using High Resolution Aeromagnetic, Radiometric, Landsat Data and Aerial Photographs. *Exploration Geophysics*, v.28, p.185-191.
- Andrews, L.M. & Railsback, L.B. 1997. Controls on stylolite development, morphologic, lithologic, and temporal evidence from bedding parallel and transverse stylolites from U.S. Appalachians. *Journal of Structural Geology*, v.105, p.59-73.
- Angelier J. & Mechler P. 1977. Sur une méthode graphique de res. des contraintes principales également. *Bulletin de la Societé Geologique de France*, p.1309-1318.
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P. L. (Org.). *Continental Deformation*, Pergamon, Oxford, p.53-100, (Cap. 4).
- Aydin, A. & Nur, A. 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, v.1, p.91-105.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Reis Neto, J.M. 1990. O Batólito Paranaguá. Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: *Cong. Bras. Geol.*, 36. Natal. Anais, v.4, p.1684-1699.
- Basei, M. A.; 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*, v.22(2), p.216-221.
- Basei, M. A. S.; Siga Jr., O.; Reis Neto, J. M.; Harara, O. M.; Passareli, C. R.; Machiavelli, A. .1997. Geochronological map of the Precambrian terrains of Paraná and Santa Catarina States, southern Brazil: Tectonic Implications. In: *South-American*

Symposium Isotope Geology, Campos do Jordão, São Paulo. SSAGI. Extended Abstracts, p.44-46.

Beach, A. 1980. Numerical models of hydraulic fracturing and the interpretation of syntectonic veins. *Journal of Structural Geology*, v.2, p.425–438.

Basei, M. A. S.; McReath, I.; Siga Jr., O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: A Review. *Gondwana Research*, v.1, p.381-391.

Beidinger A. & Decker K. 2011. 3D geometry and kinematics of the Lasse flower structure: Implications for segmentation and seismotectonics of the Vienna Basin strike–slip fault, Austria. *Tectonophysics*, v.499, p.22-44.

Bellier O. & Sébrier M. 1994. Relationship between tectonism and volcanism along the Great Sumatran Fault Zone deduced by SPOT image analyses. *Tectonophysics*, v.233, p.215-231.

Blum, M.L.B.1999. Processamento e Interpretação de dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua aplicação à Geologia Regional a à Prospecção Mineral. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 229 p.

Bongiolo, A.B.S. 2011. Contribuição ao estudo da Bacia do Amazonas e seu embasamento através da magnetometria e gravimetria. Tese de doutorado - Universidade Federal do Paraná. 175 p.

Bonacim, E. A.; Moro, R. de P. X.; Soares, P. C. 1994. Tectônica da Bacia Ordovician de Castro. *Boletim Paranaense de Geociências*, v.42, p.59 – 72.

Castro, L. G. de. 2015. Arcabouço geofísico estrutural da porção meridional do Cinturão Ribeira e regiões adjacentes. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Paraná. 134p.

Castro, N.A.; Reis Neto, J.M.; Assine, M.L. 1993. Rochas Vulcanogênicas da Formação Guaratubinha, PR. In: Simp. Sul Bras. De Geol. Curitiba. *Boletim de Resumos*, p. 43-44.

Castro N.; Pinheiro Jr. V.; Reis Neto J.M. 1994. Formação Guaratubinha: A importância das rochas vulcanoclásticas. In: Cong. Bras. De Geol., 38. Camboriú. *Anais*, p.72-74.

Cooper, G.R.J.; Cowan D.R. 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers e Geosciences*, v.32, p.1585-1591.

Cordell, L. & Grauch, V. 1985. Mapping Basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New México. In: W. Hinze (Org.) *Utility of regional gravity and magnetic maps*. SEG, p.181-197.

Citroni, S.B.; Basei, M. A. S.; Siga Jr., O.; Reis Neto, J. M. 2001. Volcanism and Stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre Basin, SC, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.73, p.581-597.

Cowan, D. S.; Cladouhos, T. T.; Morgan, J. K. 2003. Structural geology and kinematic history of rocks formed along low-angle normal faults, Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, v.115, p.1230–1248.

Corti, G. & Dooley, T. P., 2015. Lithospheric-scale centrifuge models of pull-apart basins. *Tectonophysics*, v.664, p.154-163.

CPRM. 2011. Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina (PR, SC, SP). Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Serviço Geológico do Brasil. Comunicado sobre a disponibilização de dados digitais aerogeofísicos (Magnetometria e Gamaespectrometria). 14p.

Crowell, J. C. 1974. Origin of Late Cenozoic basins in southern California. In: Dickinson, W. (Org.) *Tectonics and Sedimentation*. SEPM. Special Publications, v.22, p.190–204.

Cury, L.F. 2009. Geologia do Terreno Paranaguá. Tese de doutorado – Universidade de São Paulo. 186p.

Daitx, E. C. 1979. Mapa geológico, folhas parciais de São José dos Pinhais, SG-22-X-D-IV e Paranaguá SG-22-X-D-V. In: Daitx, E.C. e Carvalho, M. A. da S. Projeto geoquímica na área de Guaratubinha-Píen, relatório final. São Paulo: DNPM/CPRM, 1980. 6v (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2953) v.1, anexo 2. Escala: 1:100.000.

Delvaux, D. 2012. Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters. EGU General Assembly, Vienna. *Geophysical Research Abstracts*, v.14, p. EGU2012-5899.

Dickson B. L. & Scott K. M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys - adding the geochemical factors. *AGSO. Journal of Australian Geology e Geophysics*. Austrália, v.17(2), p.187-200.

Doblas M. 1997. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, v.295, p.187-197.

Dooley, T. P. e Schreurs, G. 2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*, v.574-575, p.1-71.

ESRI. 2012. ArcGis Vers. 10.1. Redlands, USA, Esri Corporation. Conjunto de programas, 1 DVD-ROM.

Evenjen, H.M. 1936. The place of vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*, v.1, p.27-136.

Falcade, D. 1982. Relatório de Etapa do Plano Operacional São José dos Pinhais. Curitiba, Serviço Geológico do Paraná (MINEROPAR), Relatório Interno. 110p.

Ferreira F.J.F.; De Souza, J.; Bongioiolo A.B.S.; Castro L.G., Romeiro M.A.T. 2010. Realce de anomalias magnéticas do gradiente horizontal total usando a inclinação do

sinal analítico. Parte I - Aplicação a dados sintéticos. In: Simp. Brasil. De Geof., 4. Resumos expandidos. Brasília, 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*. v. 78(3), p. J33-J41.

Fiori, A.P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui-PR. *Boletim IG-USP, Série Científica*, v.23, p.55-74.

Fitch, T. J. 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, v.77, p. 4432–4460.

Fossen, H. & Tikoff, B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.; Strachan, R.; Dewey, J. (Orgs.). *Continental Transpression and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, v.135, p.15–33.

Frank, F.C. e Lawn, B.R. 1967. On the theory of Herzian fractures. *Proceedings of the Royal Society of London*, v.299, p.291–306.

Freitas, R. C. 2005. Análise estrutural multitemática do sistema petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná. 116p.

Fuck, R.A.; Marini, O.J.; Trein, E. 1967. A Formação Guaratubinha. *Boletim Paranaense de Geociências*, v.23-25, p.237-256.

Garfunkel, Z. 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, v.80, p.81–108.

Genna, A.; Jébrak, M.; Marcoux, E.; Milési, J.P. 1996. Genesis of cockade breccias in the tectonic evolution of the Cirotan epithermal gold deposit, W. Java. *Can. Journal of Earth Sciences*, v.33, p.93-102.

Godoy, L. C. 2010. Radioanomalias no Granito Serra do Carambeí – PR e Possíveis Implicações no Uso e Ocupação do Solo. Tese de doutorado - Universidade Federal do Paraná. p.216.

Grady, D. E. e Kipp, M.E. 1987. Dynamic rock fragmentation. In: Atkinson, B.K. (Org.). 1987. *Fracture Mechanics of Rocks*, Londres, Academic Press Geology Series, p. 429-475.

Grohmann, C.H.; Campanha, G.A.C.; Soares Junior, A.V., 2011. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. In: XIII Simp. Nac. De Est. Tect. Campinas. Anais, p.26-28.

Gualda, G.A.R & Vlach, S.R.F. 2007. The Serra da Graciosa A-type Granites e Syenites, Southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.79, p.405-430.

Gunn P.J. 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields, *Geophysics. Prospection*, v.23, p.300–312.

Gunn, P. J.; Minty, B. R. S.; Milligan, P. R. 1997. The Airborne Gamma-Ray Spectrometric Response Over Arid Australian Terranes. In: Gubins, A.G. (Org.). *Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*. Australia, p. 733-740.

Gürbüz, A. 2010. Geometric characteristics of pull-apart basins. *Geological Society of America*, v.2(3), p.199-206.

Guzzeta, G. 1984. Kinematics of stylolite formation and physics of the pressure-solution process. *Tectonophysics*, v.101, p.383-394.

Harara, O. M. M. 1996. *Análise Estrutural, Petrológica e Geocronológica dos Litotipos da Região de Piên (PR) e Adjacências*. Dissertação de Mestrado – Universidade de São Paulo. 196p.

Harara, O. M. M. 2001a. *Mapeamento e Investigação Petrológica e Geocronológica do Litotipos da Região do Alto do Rio Negro (PR-SC): Um Exemplo de Sucessiva e Distintas Atividades Magmáticas Durante o Neoproterozoico*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 206p.

Harara, O. M. M. 2001b. First evidence for expressive neoproterozoic intraplated mafic rocks and magma mixing in post-collision A-PA type granite Southern Brazil: Geochemistry na U-Pb (circon), Nd-Sr-O (zircon) isotope investigations: In: III SSAGU, Pucon – Chile. *Extended Abstracts*, p.157-160.

Hartmann, L.A.; Silva, L.C.; Orlandi Filho, V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. *Descrição e implicações genéticas*. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.3(6), p.93-112.

Hartmann, L.A.; Santos, J. O. S.; McNaughton, N. J.; Vasconcellos, M. A. Z.; Silva L C da. 2000. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.72, p.559-572.

Hinsch, R.; Decker, K.; Wagreeich, M. 2005. 3-Dmapping of segmented active faults in the southern Vienna Basin. *Quaternary Science Reviews*, v.24, p.321–336.

IAEA - International Atomic Energy Agency. 2003. *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data*. Vienna: IAEA-TECDOC-1363. 173p.

IUGS. 1998. *International Stratigrafic Guide – An abridged version*. Internacional Subcomission on Stratigrafic Classification of International Stratigrafic Guide. Murphy M. A. e Salvador, A. (Orgs). *Episodes*, v. 22 (4), p. 255-272.

Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanism, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, v.12, p.111-134.

Karsli, O. 2006. Pre-eruptive conditions revealed by mega- and pheno-cryst compositions from the Quaternary Erzincan Volcanics, Eastern Turkey: Insights into the magma processes. *Geochemistry*, v. 66, p.277-305.

Kaul, P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das Folhas SG-22 – Curitiba e SG-23 – Iguape. In: Cong. Bras. De Geol., 33, Rio de Janeiro. Anais, v.6, p.2815-2825.

Kaul, P.F.T. 1997. O magmatismo na Serra do mar e Adjacências (Sul do Brasil) no final do Proterozoico e seus condicionantes tectônicos. Tese de Doutorado – Universidade de São Paulo. 291p.

Kaul, P.F.T. e Cordani, U. G. 2000. Geochemistry of Serra do Mar granitoid magmatism and tectonic implications Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30(1), p.115-119.

Kearey, P.; Brooks, M. I.; Hill, I. 2009. *Geofísica de Exploração*. Traduções de: Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina de Textos. 438 p.

Laznicka, P. 1989. Breccias and Coarse Fragmentites. *Petrology, Environments, Associations, Ores*. Elsevier, *Developments in Economic Geology*, v.25, 832p.

Leroy, S.; Mauffret, A.; Patriat, P; De Lepinay, B. M. 2000. An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, v.141, p.539–557.

Lopes, O.F. 1987. O granito sin-tectônico Cubatãozinho: petrogênese e evolução geológica. In: Simp. Sul Bras. Geol., 3, Curitiba. Anais, v.2, p. 481-490.

Lopes, O.F. e Lima, R. E. Nota preliminar sobre a geologia da Serra da Prata – PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, v.36, p.65-68.

Lorilleux, G.; Jébrak, M.; Cuney, M.; Baudemont, D. 2002. Polyphase hydrothermal breccias associated with unconformity-related uranium mineralization (Canada): from fractal analysis to structural significance. *Journal of Structural Geology*, v.24, p.323-328.

Machiavelli, A.; Basei, M.A.S.; Siga Jr., O. 1993. Suíte Granítica Rio Píen: um arco magmático do Proterozoico Superior na Microplaca Curitiba. *Geochimica Brasiliensis*, v.7(2), p.113-129.

McClay K. & Dooley T. 1995. Analogue models of pull-apart basins. *Geology*, v. 23 (8), p.711-714.

Mann, P.; Hempton, M. R.; Bradley, D. C.; Burke, K. 1983. Development of pull-apart basins. *Journal of Geology*, v. 91, p. 529-554.

Mann P. 2007. Global Catalogue, classification, and tectonic origins of restraining and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. 2007. Geological Society. London. Special Publications, v.290, p.13-142.

McClay K. & Dooley T. 1995. Analogue models of pull-apart basins. *Geology*, v.23 (8), p.711-714.

Miller, H. G. & Singh V. 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, v.32(2-3), p.213-217.

Minty, B. R. S. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology e Geophysics*, v.17(2), p.39-50.

MINEROPAR – Serviço Geológico do Paraná. 2001. Atlas Geológico do Estado do Paraná. Governo do Estado Paraná. 116p.

MINEROPAR – Serviço Geológico do Paraná. 2006. Mapa Geológico do Estado Paraná. Escala 1:250.000. Governo do Estado Paraná.

Moreno, D. G.; Ferrari, A. H.; Moernaut, J.; Fraser J.G.; Boes, X.; Daele, M.V.; Avsar, U.; Cagtay, N.; Batist, De M. 2012. Structure and recent evolution of the Hazar Basin a strike-slip basin on the East Anatolian Fault, Eastern Turkey. *Basin Research*, v.23, p.191-207.

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

NASA. 2004. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Acessado em Agosto de 2014.

Nevit, J. M.; Pollard D. D.; Warren J. M. Evaluation of transtension and transpression within contractional fault steps: Comparing kinematic and mechanical models to field data. 2014. *Journal of Structural Geology*, v.60, p.55-69.

Noda A. 2013. Strike-Slip Basin – Its Configuration and Sedimentary Facies. In: Itoh Y. (Orgs.). Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins. InTech, p.28-57 (Cap. 2).

Passchier, C. W. & Trow, R. A. J. 2005. *Microtectonics*. Springer Berlim. New York, 366p.

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

Price, N.J. e Cosgrove J.W. 1990. *Analysis of geological structures*, Cambridge: Univ. Press. 520p.

Rahe, B.; Ferril, D.; Morris, A. 1998. Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics*, v. 285, p.21–40.

Reading, H. G. 1980. Characteristic and recognition of strike-slip fault systems. In: Balance, P. F. e Reading, H. G. (Orgs). *Sedimentation in oblique-slip mobile zone*. Special publication of the International Association of Sedimentologist, p. 7-26.

Reis Neto, J.M.; Vasconcellos, E.M.G.; Bittencourt, C. 2000. Guaratubinha Formation – PR: petrographic characterization of volcanoclastic rocks. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 371-374.

Renard, F.; Gratier, J.P.; Schmittbuhl J.; Meakin P.; Merino, E. 2004. The three-dimensional roughness of stylolites in limestones: roughness analysis and possible genetic implications. *Journal of Geophysical Research*, American Geophysical Union (AGU), v.109, p.03209.

Roest, W.R.; Verhoef, V.; Pilkington, M. 1992 Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, v.57, p.116-125.

Sammis, C.G.; Osborne, R.; Anderson, J.; Banerdt, M.; White, P. 1986. A self-similar model for the kinematics of gouge deformation. *Pure Applied Geophysics*, v.125, p.777-812.

Sato, K.; Siga Jr.; O.; Da Silva, J. A.; McReath, I.; Dunyi L.; Iizuka, T.; Rino, S.; Hirata, T.; Sproesser, W.; Basei, M.A.S. 2009. In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an example of dating and genetic evolution of zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. *USP, Série Científica*, v.9(3), p.61-69.

Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*, v. 133, p. 191–213.

Sibson, R. H. 1986. Brecciation Process in Fault Zones: Inferences from Earthquake Rupturing. *PAGEOPH*, v. 124, p. 160-175

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. *Revista Brasileira de Geociências*, v.23(3), p.215-223.

Siga Jr., O. 1995. Domínios Tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e Evolução Crustal. Tese de Doutorado – Universidade de São Paulo. 212 p.

Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Sato, K.; Cordani, U.G.; Citroni, S.B. 2000. U-Pb and Sm-Nd Isotopic Studies of Campo Alegre and Guaratubinha Volcanosedimentary Basins, Southern Region. In: *Inter. Geol. Cong.*, 31. Anais. Rio de Janeiro. IUSGS, v.CD

Sims, D.; Ferrill, D. A.; Stamatakos, J. A. 1999. Role of a ductile decollement in the development of pull-apart basins: experimental results and natural examples. *Journal of Structural Geology*, v.21, p.533–554.

Soares, P.C. 1987. Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: Simp. Sul Bras. De Geol., 3. Curitiba. Atas, nº23-25, p.257-303.

Spector, A.; Grant, F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, v.35(2), p.293-302.

Stipp, M.; Stünitz, H.; Heibronner, R.; Schmid, S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: "a natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. *Journal of Structural Geology*, v.24, p.1861-1884.

Teixeira, A.L. 2000. Análise das bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico do Estado de São Paulo e adjacências. Tese de doutorado – Universidade de São Paulo. 158 p.

Teixeira, A.L.; Gaucher, C.; Paim, P.S.G.; Fonseca, M.M.; Parente, C.V.; Silva Filho, W.F.; Almeida, A.R. 2004. Bacias do estágio da transição da Plataforma Sul-Americana. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B.B. (Orgs.); *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 487-536, (Cap. 29).

Wakabayshi, J.; Hengesh, J. V.; Sawyer, T. L. 2004. Four-dimensional transform fault processes: progressive evolution of stepovers and bends. *Tectonophysics*, v.392, p.279–301.

Wakabayshi, J. 2007. Stepovers that migrate with respect to affected deposits: field characteristics and speculation on some details of their evolution. In: Cunningham, W. D. e Mann, P. (Orgs) *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends*. Geological Society, London, Special Publications, v.290, p.169–188.

Waldron, J. F. 2004. Anatomy and evolution of pull-apart basin, Stellarton, Nova Scotia. *Geological Society of America*, v.116, p.109-127.

Wilford, J. R.; Bierwirth, P. N.; Craig, M.A. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soli/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geophysics*, v.17(2), p.201-216.

Wiltshko, D. V. e Smith, R. E. 1992. Development of abnormal fluid pressures beneath a ramping thrust sheet: Where's the evidence?. *Geological Society of American Abstract Programs*, v.24, n. 112.

Winjs, C.; Pere, C.; Kowalczyk, P. 2005. Theta map: Edge detection in magnetic data. *Geophysics*, v.70, p.L39-L43.

Wintsch, R. P.; Christoffersen, R.; Kronenberg, A.K. 1995. Fluid-rock reaction weakening of fault zones. *Journal of Geophysical Research*, v.100(B7), p.13.021-13.032.

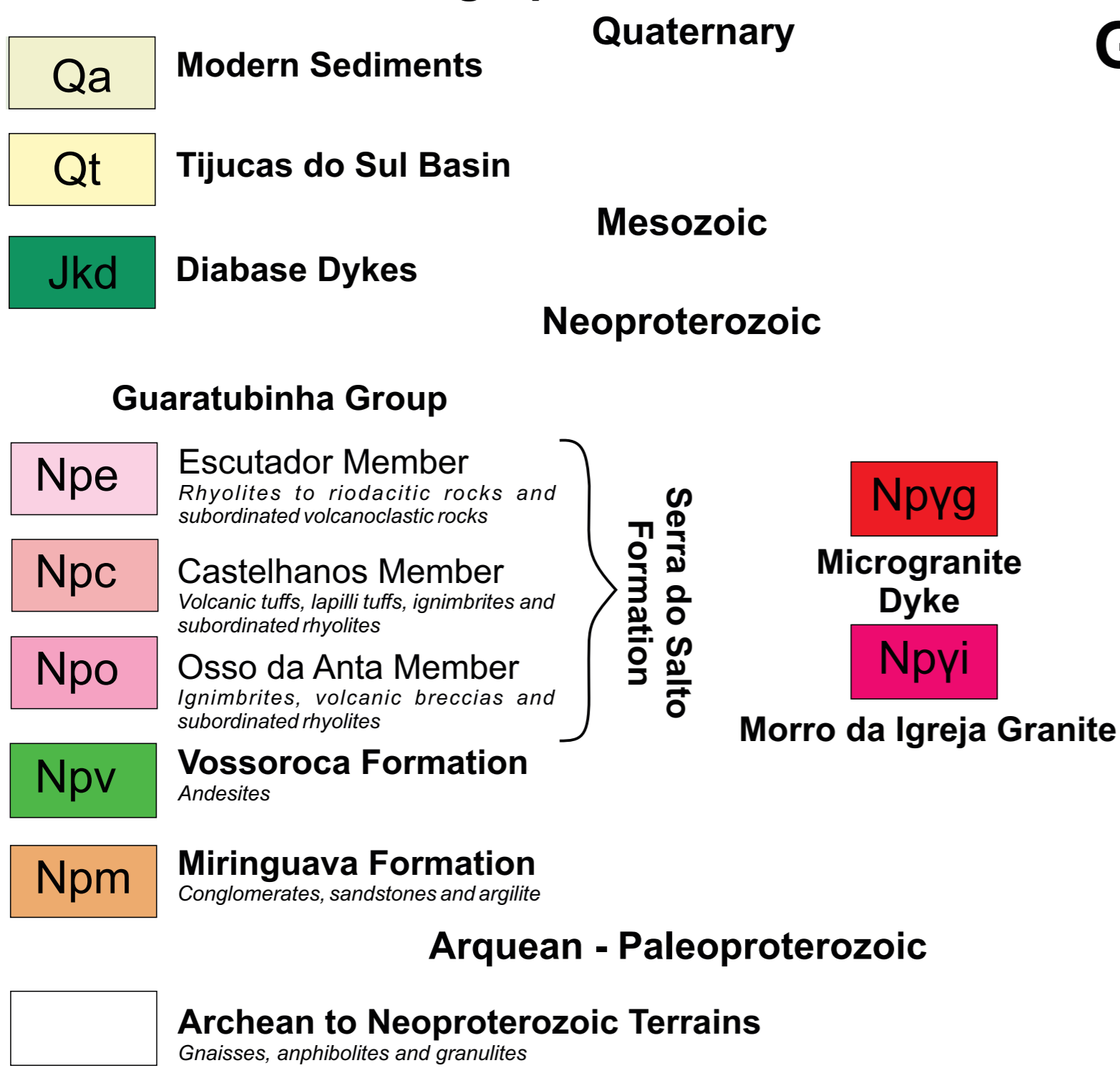
Wood, R.A.; Tettinga, J. R.; Bannister, S.; Lamarche, G.; Mcmorran, T. J. 1994. Structure of the Hanmer strike-slip basin, Hope fault, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, v.106, p.1459–1473.

Woodcock, N. H. 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v.317, p.13–29.

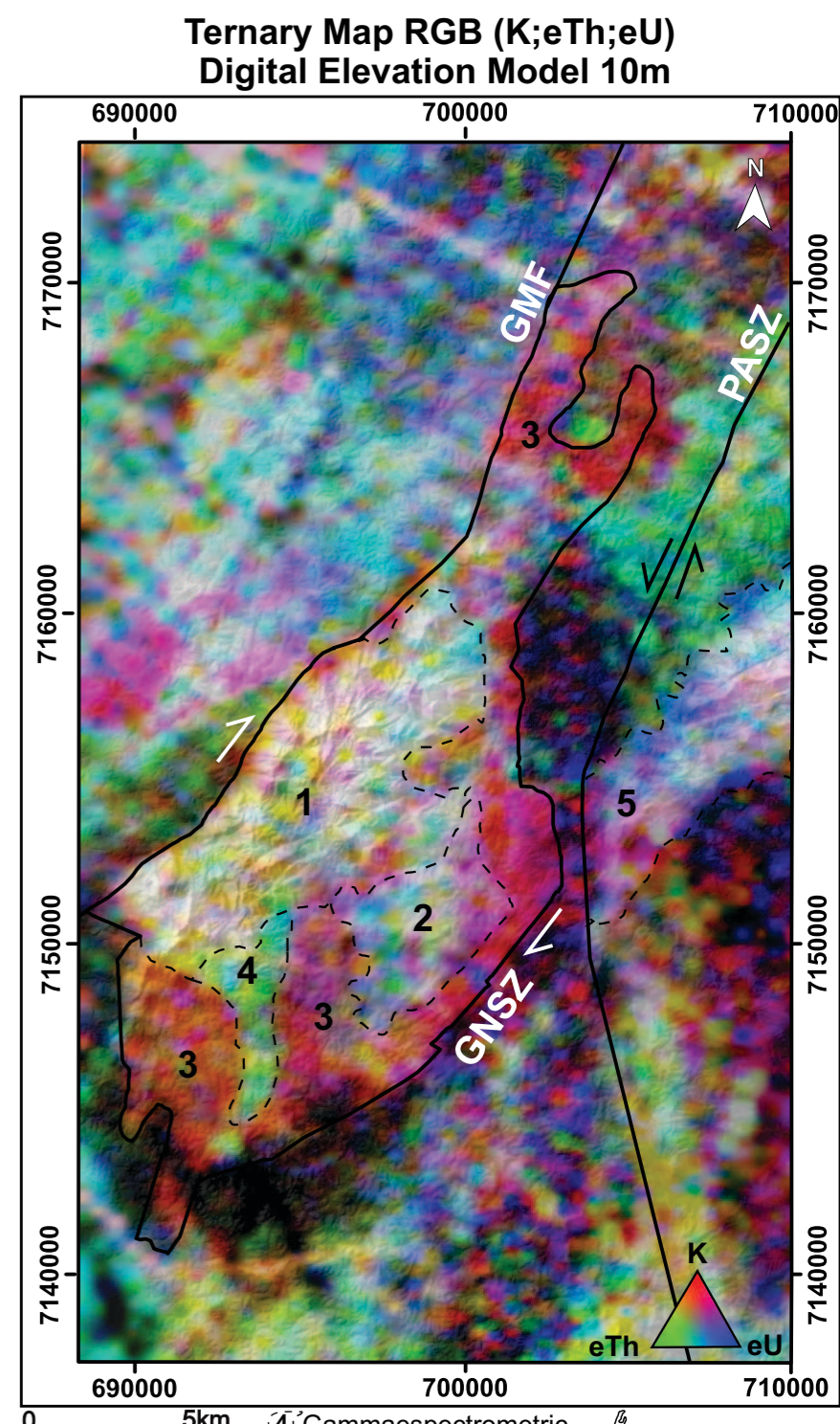
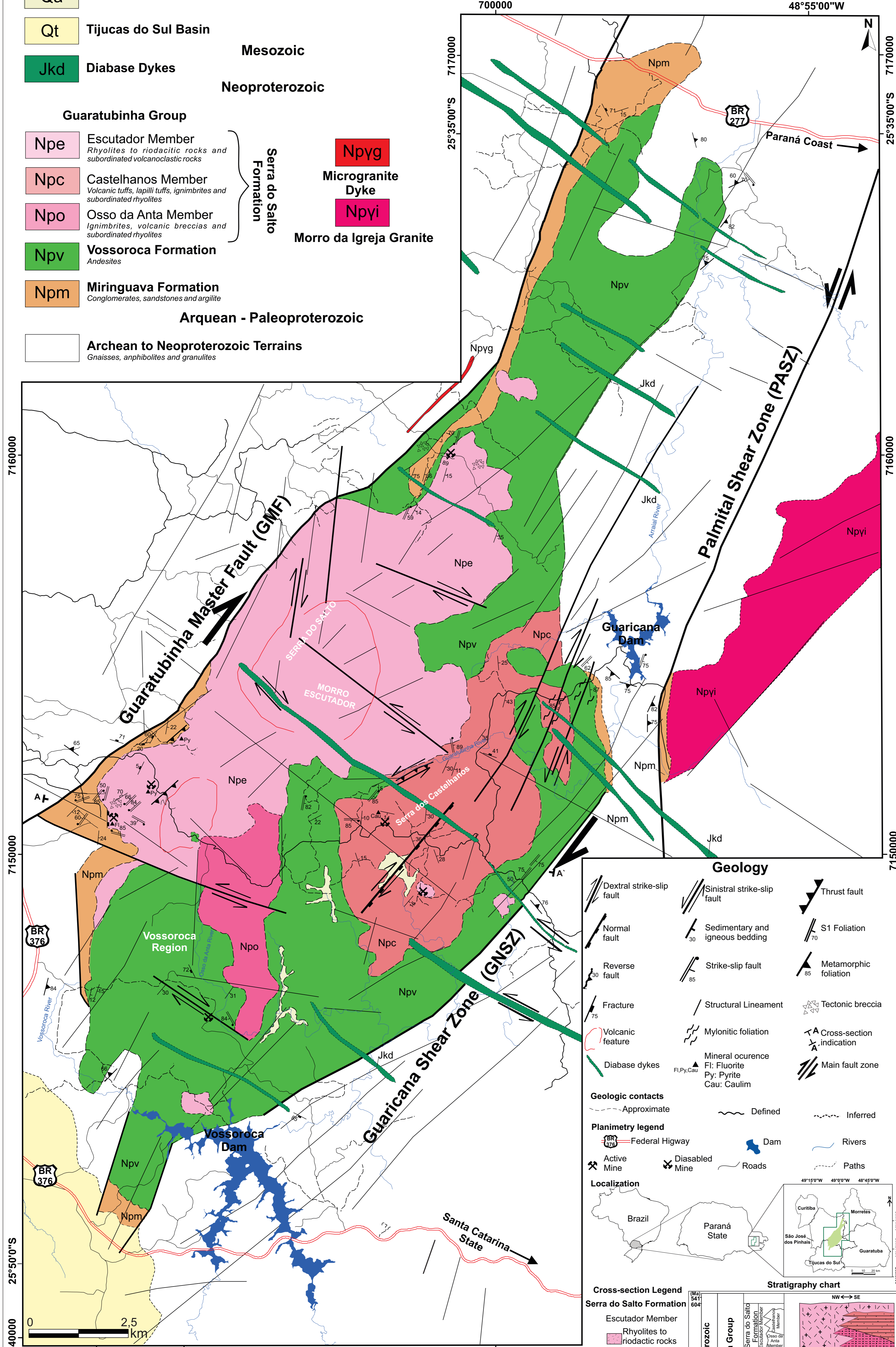
Wu, J. E.; McClay, K.; Withehouse, P.; Dooley T. 2009 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, v.26, p.1608-1623.

Zhang, P.; Burchfiel, B. C.; Chen, S.; Deng, Q. 1989. Extinction of pull-apart basins. *Geology*, 17, 814-817.

Litostratigraphic Units



Anexo I Geological Map of The Guaratubinha Basin

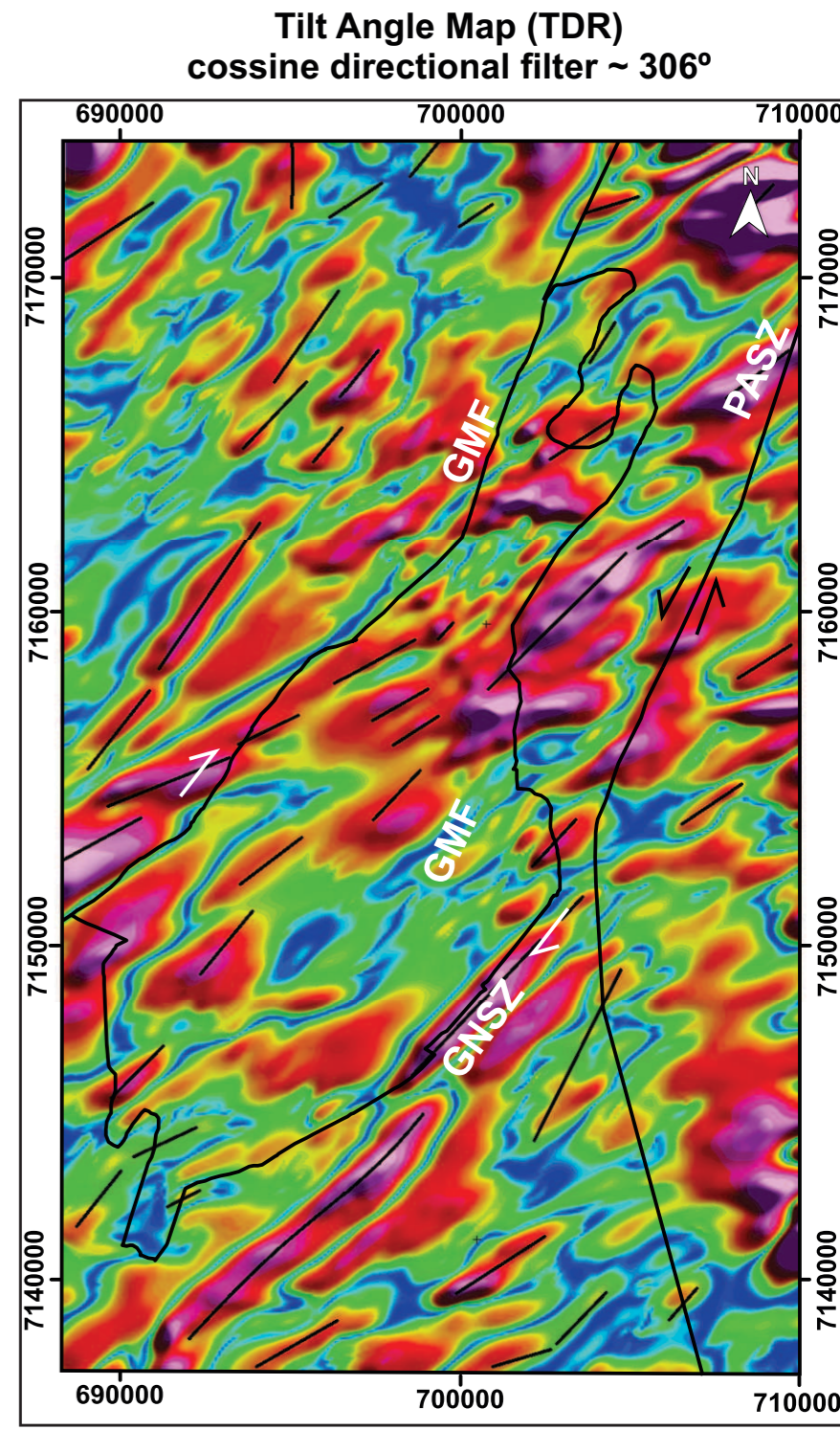


Gammaespectrometric domains

Basin outline

GMF - Guaratubinha Master Fault GNSZ - Guariçana Shear Zone
PASZ - Palmital Shear Zone

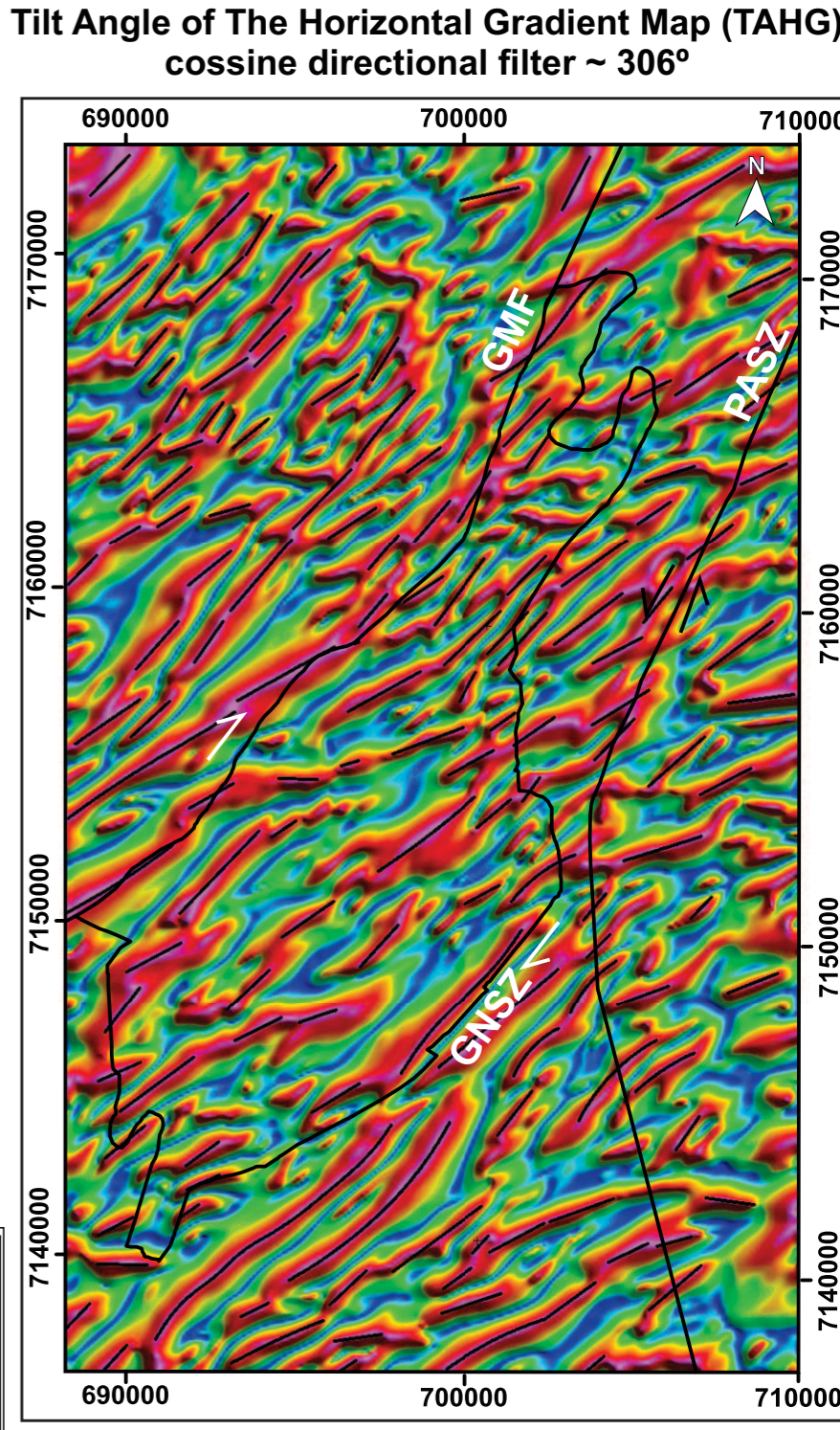
Aerogammaespectrometric Domains: 1) domain with high K, eTh and eU, indicating a predominance of acid volcanic rocks; 2) predominance of high eTh and K and medium uranium, probably associated to a volcanoclastic rocks; 3) this domain related high K, medium eTh and eU, probably associated to volcanic intermediate rocks; 4) domain marked by high eTh, medium K and eU, associated to another volcanoclastic rocks; 5) high eU, medium eTh and K, this response related to Morro da Igreja Granite.



GMF - Guaratubinha Master Fault GNSZ - Guariçana Shear Zone
PASZ - Palmital Shear Zone Basin Outline

Scale: 0 5km

Color scale: -1,33 -0,63 0,03 0,67 1,26 rad



GMF - Guaratubinha Master Fault GNSZ - Guariçana Shear Zone
PASZ - Palmital Shear Zone Basin Outline

Scale: 0 5km

Color scale: -1,33 -0,63 0,03 0,67 1,26 rad

