



**CONTRIBUIÇÃO À EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO PARANÁ NA
REGIÃO DE SANTA CRUZ DO SUL, RS**

Porto Alegre, 2012

HEINY PAIM KLOSS

**CONTRIBUIÇÃO À EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO PARANÁ NA
REGIÃO DE SANTA CRUZ DO SUL, RS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Profa. Dra. Andréa Ritter Jelinek

Porto Alegre, 2012

Paim Kloss, Heiny

CONTRIBUIÇÃO À EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO PARANÁ
NA REGIÃO DE SANTA CRUZ DO SUL, RS./Heiny Paim Kloss.-
Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2012.

[115 f.] il.

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação. - Universidade Federal
do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências.

Graduação em Geologia. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

Orientador: Ruy Paulo Philipp

1. Tectônica. 2. Bacia do Paraná. 3. Relações de contato. 4. Triássico.
5. Proveniência detrítica.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Alexandre Ribas Semeler CRB 10/1900

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso "**CONTRIBUIÇÃO À EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DO PARANÁ NA REGIÃO DE SANTA CRUZ DO SUL, RS**", elaborado por "HEINY PAIM KLOSS", como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz

AGRADECIMENTO (S)

Agradeço ao Instituto de Geociências da UFRGS, pela infraestrutura e pelo ensino de qualidade.

Neste trabalho, que fala tanto em relações de contato, do ponto de vista geológico, eu não poderia deixar de destacar as relações antropológicas que permitiram a realização deste projeto.

À minha família, obrigado pelo suporte, pela paciência e pelo desejo de me ver avançando na vida. Eu amo vocês! Graziella, tu também fazes parte disso. Te amo!

Aos meus orientadores, por acreditarem na minha capacidade durante os anos em que trabalhamos juntos, meus mais sinceros agradecimentos pela amizade, conversas tecno-científicas e “puxões de orelha”. Muito obrigado, Ruy e Andréa!

Schultz e Bruno Horn, obrigado pela oportunidade de ter ido ao campo com vocês. Foi esse trabalho de campo que resultou no meu Projeto Temático.

Aos meus amigos (sejam da geo ou não) e colegas de aula, agradeço pelo companheirismo e pelas muitas discussões sobre Geologia, em mesas de bar ou na Universidade.

Agradeço, também, às pessoas ligadas ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da USP. Nós fomos muito bem recebidos! Obrigado pela confiança e, acima de tudo, pela vontade consensual de ver a pesquisa avançando sempre.

Por fim, gostaria de dizer muito obrigado ao CAEG (Centro Acadêmico dos Estudantes de Geologia) pelo enorme anseio em representar os estudantes de Geologia da UFRGS. Muito obrigado pelas confraternizações, também.

AGRADEÇO POR SER FILHO DA TERRA!

EPIGRAFE

“Ele acumula por instinto
tudo aquilo que vê, ouve e
experimenta à sua soma”

“Ecce Homo”, F. Nietzsche

RESUMO

Na região de Santa Cruz do Sul observam-se importantes relações de contato e estruturais entre as lavas da Formação Serra Geral, os arenitos jurássicos da Formação Botucatu e os arenitos e pelitos triássicos das Formações Sanga do Cabral e Santa Maria. Os arenitos da Fm. Botucatu apresentaram relações de contato contemporâneas com os derrames basais da Fm. Serra Geral. Por outro lado, foram descritas relações de intrusão entre riodacitos da Fm. Serra Geral e os arenitos-pelitos da Fm. Santa Maria. Nos arenitos do Membro Passo das Tropas (Fm. Santa Maria) foram identificadas falhas sin-sedimentares de direção N05-15°W. Todas as unidades do Mesozóico ainda foram afetadas por uma tectônica rúptil, caracterizada por falhas normais de direção aproximadamente leste-oeste e, de modo subordinado, por falhas transcorrentes de direção N40-60°E. A seção geológica Herveiras-Vera Cruz mostrou a atuação de uma tectônica rúptil caracterizada por falhas normais de direção E-W, que seccionam as rochas do Triássico. Estas falhas afetam as unidades sedimentares, intercalando pacotes de sedimentos, com composições distintas, com as rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral. No extremo noroeste da área foram identificados 08 derrames de basaltos com estruturas do tipo *pahoehoe*, onde os 04 primeiros derrames mostraram-se contemporâneos com os arenitos da Fm. Botucatu. Estas relações são definidas pela extensão lateral entre as lavas e os sedimentos. A disposição dos derrames sugere que a sua deposição ocorreu ao longo dos vales das paleodunas. Também são observados diques de areia cortando os derrames basais. Na entrada do município, as rochas vulcânicas estão cobrindo os pelitos da Fm. Santa Maria. O contato com os pelitos é retilíneo e bem definido, ocorrendo na base do derrame basáltico a formação de vesículas do tipo *degassing pipes*. Nos pelitos observa-se a formação de vesículas parcialmente preenchidas por quartzo, sugerindo que o vulcanismo afetou sedimentos finos saturados em água e com baixa taxa de litificação. Ao sul de Santa Cruz do Sul, um domo de riodacito intrude as rochas da Fm. Santa Maria. A colocação do corpo está associada a falhas extensionais de direção N40°E. Os riodacitos ainda estão cortados por dois diques de diabásio com 1 e 2 metros de largura, direcionados segundo N45°E; 45°NW. A presença de arenitos conglomeráticos e arenitos na Fm. Sanga do Cabral e a ocorrência de arenitos conglomeráticos no Membro Passo das Tropas da Fm. Santa Maria, associado à presença de falhas sin-sedimentares de direção NW, sugerem que a deposição destes sedimentos foi controlada por processos tectônicos. Estas estruturas de direção NW foram superpostas por falhas extensionais de direção E-W. Os zircões detríticos da amostra BS-2 (Membro Alemoa) apresentaram um intervalo de idade muito amplo, com idade mais jovem de 0,232 Ma e idade máxima de 2,3 Ma. Os zircões da amostra BS-5 (Membro Passo das Tropas) apresentaram um intervalo de idade mais restrito. A idade mais jovem encontrada é de 0,485 Ma, e a idade máxima é de 0,819 Ma.

Palavras-Chave: 1. Tectônica. 2. Bacia do Paraná. 3. Relações de contato. 4. Triássico. 5. Proveniência detrítica.

ABSTRACT

In the Santa Cruz do Sul region, important contact and structural relations were observed between the lavas of Serra Geral Formation, the Jurassic Botucatu Formation sandstones and the Triassic Sanga do Cabral and Santa Maria Formations sandstones and mudstones. The Botucatu Formation sandstones presented coeval contact relations with the first flows of the Serra Geral Formation. However, intrusion relations were described between the Serra Geral Formation rhyolite and the mudstones-sandstones of the Santa Maria Formation. In the sandstones of the Passo das Tropas Member (Santa Maria Formation), were identified syn-sedimentary faults with N05-15°W direction. All the Mesozoic units were affected by brittle tectonic, characterized by normal faults with, approximately, E-W direction and, subordinately, by transcurrent faults with N40-60°E direction. The Herveiras-Vera Cruz section showed the action of a brittle tectonic characterized by E-W normal faults, that cut the Triassic rocks. These faults affect the sedimentary units, intercalating sediment packages, with different compositions, and the volcanic rocks of the Serra Geral Formation. In the extreme northwest of the studied area, 08 basalt flows with *pahoehoe* structures were identified, where the first 04 flows are coeval with the sandstones of the Botucatu Formation. These relations are defined by the lateral extension between lavas and sediments. The arrangement of the flows suggests that its deposition occurred along paleodunes valleys. Sand dykes that cross the first flows were also observed. In the town entrance, the volcanic rocks are covering the mudstones of the Santa Maria Formation. The contact with the mudstone is rectilinear and well defined, occurring in the base of the basaltic flow, the formation of degassing pipes vesicles. In the mudstone is observed the formation of partially fulfilled vesicles, which suggests that the volcanism affected fine grained sediments soaked with water and with low rate of lithification. In the South of Santa Cruz do Sul, a rhyolite dome cross the Santa Maria Formation rocks. The emplacement of the body is associated with extensional N40°E faults. The rhyolites are cut by two diabase dykes with 1 and 2 meters width, with N45°E; 45°NW direction. The presence of conglomerates and sandstones in the Passo das Tropas Member, Santa Maria Formation, associated with the presence of NW syn-sedimentary faults, suggests that these sediments deposition were controlled by tectonic processes. These structures with NW direction were superposed by E-W extensional faults. The detritic zircons of the BS-2 (Alemoa Member) sample, presented a wide interval age, with a younger age of 0,232 My, and maximum age of 2,3 My. The zircons of the BS-5 (Passo das Tropas Member) sample, presented a much restricted age interval. The younger age found is 0,485 My, and the maximum age is 0,819 My.

Key-words: 1. Tectonic. 2. Paraná Basin. 3. Contact relations. 4. Triassic. 5. Detritic provenance

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com a localização da área de estudo (modificado de Gilg <i>et al.</i> , 2003). | 19 |
| Figura 2. Mapa de localização da área de pesquisa e principais acessos... | 20 |
| Figura 3. (A) Britador de mandibulas do Laboratório de Preparação de Amostras; (B) moinho de discos do Laboratório de Preparação de Amostras; (C) separador magnético do Laboratório de Preparação de Amostras e (D) concentrado de minerais..... | 25 |
| Figura 4. Séries de decaimento do ^{238}U , ^{232}Th e ^{235}Pb . Observar que todas as séries possuem ramificações, mas o elemento Pb é sempre o isótopo estável. Extraído do sítio eletrônico NuDat (Nuclear Structure and Decay Data)..... | 29 |
| Figura 5. Ilustração da incidência do feixe de elétrons e da “pêra” de ionização (Duarte <i>et al.</i> , 2003)..... | 32 |
| Figura 6. (A) ICP-MS e (B) microsonda a laser do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da USP..... | 33 |
| Figura 7. Ilustração das dimensões geradas pelo feixe de laser e a relação com o tamanho do cristal de zircão (fonte: Kosler & Sylvester, 2003). | 34 |
| Figura 8. Ilustração do sistema de sonda a laser. O laser é convergido através de lentes para a pastilha que contém os zircões. O material produzido pela interação do laser com a amostra é então carregado por um gás até o ICP-MS (fonte: Kosler & Sylvester, 2003). | 35 |
| Figura 9. Ilustração da tocha de plasma (fonte: Kosler & Sylvester, 2003).. | 36 |
| Figura 10. Esquema de funcionamento do ICP-MS de setor magnético (fonte: Kosler & Sylvester, 2003). | 37 |
| Figura 11. Condições de operação do laser. | 38 |
| Figura 12. Mapa geotectônico simplificado da Bacia do Paraná, com contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino (Milani, 2004). | 43 |
| Figura 13. Diagrama crono-estratigráfico da Bacia do Paraná, construído com base em informações de subsuperfície. O arcabouço estratigráfico | |

| | |
|--|----|
| desta sinéclise inclui seis sequências, cada uma representando a seção acumulada durante um dos ciclos evolutivos da bacia (Milani, 2004)..... | 46 |
| Figura 14. Contexto geotectônico do Fanerozóico na margem sul do Gondwana, um sítio de persistente convergência entre o paleocontinente e o oceano Panthalassa. Compilado de Powell (1993) e De Wit <i>et al.</i> (1988), segundo a concepção de Du Toit (1927). | 48 |
| Figura 15. Mapa paleogeográfico da porção sul do Gondwana no Triássico Inferior (A) e Triássico Médio a Superior (B) (Zerfass <i>et al.</i> , 2003)..... | 49 |
| Figura 16. (A) Seção geológica idealizada através do orogeno Gondwanides e adjacências intraplaca no Triássico Inferior. (B) seção geológica idealizada no Triássico Médio a Superior, (Zerfass <i>et al.</i> , 2003). | 50 |
| Figura 17. Mapa geológico simplificado com a sucessão sedimentar que compõe o registro da área estudada (modificado de Faccini, 1989)..... | 53 |
| Figura 18. Mapa de paleocorrente da Formação Sanga do Cabral, com o número de medidas junto dos vetores (modificado de Faccini, 2000). | 57 |
| Figura 19. Posicionamento bioestratigráfico das biozonas estabelecidas por Soares <i>et al.</i> , 2011 (modificado de Soares <i>et al.</i> , 2011). | 60 |
| Figura 20. Mapa de paleocorrente da Formação Santa Maria, com o número de medidas junto dos vetores (modificado de Faccini, 2000). | 62 |
| Figura 21. Mapa geológico da área de estudo (CPRM, 2007)..... | 76 |
| Figura 22. Mapa geológico com os pontos realizados em campo. | 77 |
| Figura 23. (A) Vista geral do afloramento BS-44, rodovia RSC – 471; (B) intercalação de arenito e pelito; (C) intraclasto de pelito em arenito e (D) <i>ripples</i> subaquosas. | 78 |
| Figura 24. (A) Vista geral do Aloramento; (B) estratificação cruzada acanalada; (C) <i>sets</i> da estratificação cruzada acanalada marcada por grânulos de quartzo; (D) contato erosivo entre o Mb. Passo das Tropas e o Mb. Alemoa. Ponto BS-14. | 79 |
| Figura 25. (A) Afloramento BS-15, Membro Passo das Tropas; (B) detalhe da discordância angular entre os estratos inferiores e superiores. | 80 |
| Figura 26. (A) Siltito finamente laminado; (B) vista geral do afloramento BS-11, pelito avermelhado com níveis brancos de paleosolo; (C) contato entre o | |

| | |
|---|----|
| Mb. Alemoa e a Fm. Botucatu em pedreira e (D) arenito eólico (Fm. Botucatu) preenchendo gretas de contração do Mb. Alemoa, ponto BS-13. | 81 |
| Figura 27. (A) Vista geral do afloramento BS-7; (B) contato retilíneo entre basalto e pelito; (C) detalhe das vesículas do tipo <i>degassing pipes</i> e (D) vesícula parcialmente preenchida por quartzo..... | 83 |
| Figura 28. Visão geral do afloramento BS-9. Os arenitos finos do Membro Alemoa estão em contato com os basaltos da Fm. Serra Geral por falha normal..... | 84 |
| Figura 29. (A) Vista do início do afloramento BS-8; (B) detalhe do arenito intercalado com basalto; (C) pacote de arenito com 3 m de espessura entre o derrame 1 e o derrame 2 e (D) extensão lateral dos sedimento eólicos... | 85 |
| Figura 30. (A) Dique de arenito silicificado e (B) dique de arenito silicificado preenchendo fratura da estrutura <i>pahoehoe</i> | 86 |
| Figura 31. (A) Porção basal vesiculada e estrutura interna maciça (porção superior da foto); (B) amígdalas arredondadas de topo de derrame; (C) amígdala preenchida por zeolita e (D) vesículas e amígdalas alongadas. Ponto BS-8..... | 87 |
| Figura 32. (A) Afloramento BS-17, derrame do tipo <i>pahoehoe</i> e (B) detalhe da estrutura..... | 88 |
| Figura 33. (A) Vista geral do domo de riolito/riodacito; (B) dique de diabásio; (C) contato do domo com o pelito da Fm. Santa Maria (canto superior esquerdo) e (D) estria de falha relacionada a intrusão do domo. Ponto BS-4. | 90 |
| Figura 34. (A) Aspecto geral da lâmina BS-9; (B) mica branca alterada sofrendo deformação elástica; (C) mica branca em estágio inicial de compactação com abertura das lamelas; (D) mica branca e plagioclásios alterados; (E) aspecto geral da lâmina BS-7F e (F) detalhe das fraturas preenchidas por quartzo. | 91 |
| Figura 35. (A) Aspecto geral da lâmina BS-7B, com cristais ripiformes de plagioclásio a luz natural; (B) luz polarizada; (C) lâmina BS-8B, fenocristais de piroxênio; (D) textura subofítica; (E) lâmina BS-13, cristal euédrico de piroxênio e (F) fenocristal de plagioclásio em matriz fina. | 93 |

| | |
|--|-----|
| Figura 36. Lâmina BS-4. (A) e (B) cristais ripiformes de feldspatos; (C) e (D) textura glomeroporfírica; (E) e (F) fenocristais de sanidina..... | 95 |
| Figura 37. (A) Mapa de lineamentos. Os lineamentos representados no mapa estão traçados em escala 1:100.000; (B) diagrama de roseta de comprimento dos lineamentos e (C) diagrama de roseta de frequência..... | 97 |
| Figura 38. Foto da estrutura plano-paralela gradando para cruzada acanalada. Ponto BS-44..... | 98 |
| Figura 39. Atitude média dos pólos do acamadamento primário (S_0) da Formação Sanga do Cabral. (N = 19)..... | 99 |
| Figura 40. Atitude média dos pólos do acamadamento primário (S_0) da Formação Santa Maria. (N = 89). | 100 |
| Figura 41. (A) visão geral do afloramento e (B) croqui digitalizado demonstrando a relação dos estratos inferiores e superiores. Ponto BS-15. | 101 |
| Figura 42. Seção geológica Herveiras-Vera Cruz..... | 103 |
| Figura 43. Croqui do ponto BS-3 mostrando a atuação de falhas normais seccionando o acamadamento primário dos pelitos do membro Alemoa. . | 104 |
| Figura 44. Estereograma com a representação das atitudes dos planos de falhas normais do ponto BS-3..... | 104 |
| Figura 45. Ponto BS-9. (A) Corte de estrada na RSC-153 e (B) croqui mostrando a atuação de falhas normais seccionando uma camada de arenitos eólicos da Fm. Botucatu intertrápicos nos basaltos da Fm. Serra Geral e no sul desta seção o contato dos pelitos da Fm. Santa Maria e os basaltos. | 105 |
| Figura 46. Croqui digitalizado do ponto BS-9. Extremo sul do afloramento. | 106 |
| Figura 47. Estereograma com a representação das atitudes dos planos de falhas normais e lítricas do ponto BS-9 com indicação das estrias de falha (círculos de cor laranja). | 106 |
| Figura 48. Croqui digitalizado do ponto BS-4. | 107 |
| Figura 49. (A) Foto do ponto BS-4. Estria de falha e (B) estereograma das falhas extensionais, direção N40-50°E, com mergulhos de 40 a 50° para NW. | 107 |

| | |
|--|-----|
| Figura 50. Imagem por catodoluminescência dos zircões da amostra BS-5. Os <i>spots</i> estão plotados em vermelho e em amarelo suas respectivas idades. | 109 |
| Figura 51. Imagem por catodoluminescência dos zircões da amostra BS-2. Os <i>spots</i> estão plotados em vermelho e em amarelo suas respectivas idades. | 111 |

SUMÁRIO

| | |
|---|----|
| 1. INTRODUÇÃO | 18 |
| 1.1. Objetivos gerais e específicos..... | 19 |
| 1.2. Localização da área | 20 |
| 2. METODOLOGIA | 20 |
| 2.1. Etapa pré-campo..... | 21 |
| 2.1.1. Levantamento bibliográfico | 21 |
| 2.1.2. Sensoriamento remoto e confecção de projeto SIG | 21 |
| 2.2. Etapa de campo | 22 |
| 2.3. Etapa pós-campo | 22 |
| 2.3.1. Análise petrográfica | 22 |
| 2.3.1.1. Preparação de amostras para petrografia | 23 |
| 2.3.2. Separação mineral..... | 23 |
| 2.3.2.1. Desagregação e cominuição das amostras..... | 24 |
| 2.3.2.2. Separação densimétrica das amostras | 25 |
| 2.3.2.3. Separação magnética das amostras | 26 |
| 2.3.3. Análises U-Pb em zircão..... | 26 |
| 2.3.3.1. Preparação das pastilhas para análise U-Pb em zircão | 30 |
| 2.3.3.2. Imageamento dos zircões ao Microscópio Eletrônico de Varredura 31 | |
| 2.3.3.3. Método de análise U-Pb em zircões com LA-MC-ICP-MS | 32 |
| 2.3.3.4. Condições analíticas utilizadas para U-Pb | 37 |
| 3. EVOLUÇÃO DOS CONCEITOS ESTRATIGRÁFICOS | 38 |
| 4. CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO | 42 |
| 5. ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DE SANTA CRUZ DO SUL | 52 |

| | |
|--|-----------|
| 5.1. Grupo Rosário do Sul..... | 52 |
| 5.1.1. Formação Sanga do Cabral..... | 55 |
| 5.1.2. Formação Santa Maria | 58 |
| 5.1.2.1. Sucessão Santa Maria 1 (SM1)..... | 60 |
| 5.1.2.2. Sucessão Santa Maria 2 (SM2)..... | 63 |
| 5.1.2.3. Sucessão Santa Maria 3 (SM3)..... | 65 |
| 5.1.3. Formação Caturrita..... | 66 |
| 5.2. Grupo São Bento | 69 |
| 5.2.1. Formação Botucatu | 70 |
| 5.2.2. Formação Serra Geral | 72 |
| 6. GEOLOGIA LOCAL..... | 74 |
| 6.1. Formação Sanga do Cabral | 78 |
| 6.2. Formação Santa Maria..... | 79 |
| 6.3. Formação Botucatu..... | 84 |
| 6.4. Formação Serra Geral | 85 |
| 7. PETROGRAFIA | 90 |
| 7.1. Formação Santa Maria..... | 90 |
| 7.1.1. Membro Passo das Tropas..... | 90 |
| 7.1.2. Membro Alemoa | 92 |
| 7.2. Formação Serra Geral | 92 |
| 7.2.1. Basaltos..... | 92 |
| 7.2.2. Riolito..... | 94 |
| 8. ESTRUTURAL | 95 |
| 8.1. Imagem de satélite..... | 96 |
| 8.2. Estruturas primárias | 98 |
| 8.2.1. Formação Sanga do Cabral..... | 98 |
| 8.2.2. Formação Santa Maria | 99 |

| | |
|--|------------|
| 8.2.3. Formação Serra Geral | 102 |
| 8.3. Estruturas tectônicas..... | 102 |
| 9. GEOCRONOLOGIA..... | 108 |
| 9.1. Membro Passo das Tropas | 108 |
| 9.2. Membro Alemoa..... | 110 |
| 9.3. Discussão | 112 |
| 10. CONCLUSÕES..... | 112 |
| 11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 113 |

1. INTRODUÇÃO

A área de estudo está localizada na porção sul da Bacia do Paraná (Fig.1) na região de Santa Cruz do Sul, Rio Grande do Sul. Esta região é constituída por unidades litoestratigráficas do Grupo Rosário do Sul (Formação Sanga do Cabral, Formação Santa Maria e Formação Caturrita) e do Grupo São Bento (Formação Botucatu e Formação Serra Geral), caracterizando a evolução da bacia durante o Mesozóico.

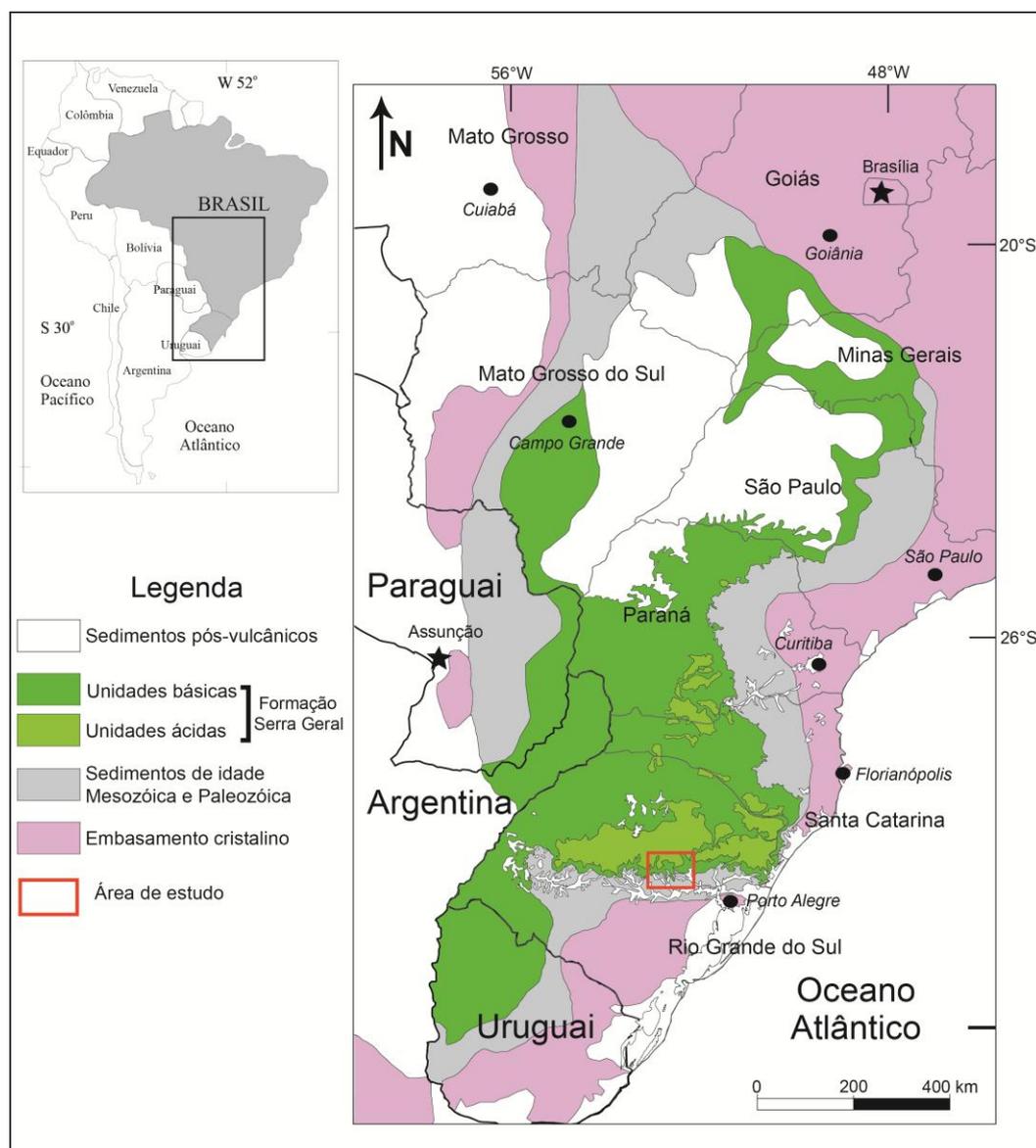


Figura 1. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com a localização da área de estudo (modificado de Gilg *et al.*, 2003).

O objetivo deste projeto é avaliar o papel das principais estruturas, como falhas e zonas de faturamento, no controle da deposição dos sedimentos triássicos e suas possíveis relações com as estruturas observadas no embasamento adjacente. Também são investigadas as relações de contato entre as lavas da Formação Serra Geral e os arenitos e pelitos triássicos da Formação Santa Maria e os arenitos jurássicos da Formação Botucatu. Os estudos envolvem a interpretação de imagens de satélite através do sensoriamento remoto (fase pré-campo), assim como a coleta de dados estruturais em campo, subsidiados por estudos de proveniência detrítica de sedimentos pelo método U-Pb em zircões detríticos. Os resultados obtidos permitirão reconstruir de modo mais preciso a evolução tectônica na borda sul da Bacia do Paraná.

1.1. Objetivos gerais e específicos

O objetivo geral deste trabalho é o controle dos eventos de deformação atuantes durante o intervalo Triássico nas Formações Sanga do Cabral e Santa Maria, Jurássico (Formação Botucatu) e Cretáceo (Formação Serra Geral) na região de Santa Cruz do Sul. Particularmente importante é o estudo geocronológico desta porção da Bacia do Paraná, onde as análises podem fornecer informação sobre as áreas-fonte, tectônica e idade de deposição dos sedimentos, por exemplo: a idade de cristalização mais nova obtida em zircões detríticos de uma amostra de rocha sedimentar, proporcionará uma idade máxima para a deposição de sedimentos.

Já os objetivos específicos se referem à petrologia das rochas vulcânicas, assim como suas fontes e séries magmáticas. Igualmente importante é a avaliação dos processos deformacionais sin-sedimentares e pós-sedimentação, a caracterização de estruturas geológicas como falhas e suas idades relativas, zonas de fraturamento e as relações de contato entre as diferentes unidades litológicas encontradas na área de estudo.

1.2. Localização da área

A área de pesquisa está situada na região dos municípios de Venâncio Aires, Santa Cruz do Sul e Candelária, Rio Grande do Sul (Fig. 2).

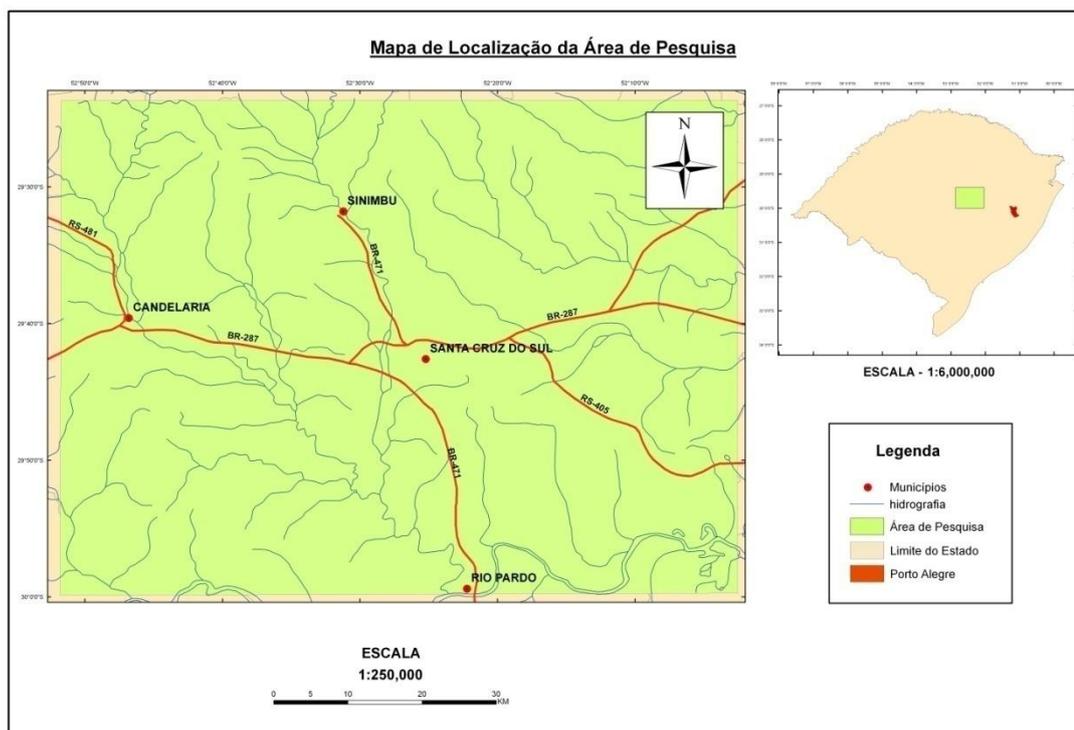


Figura 2. Mapa de localização da área de pesquisa e principais acessos.

Para acessar a área é necessário tomar a BR-386 e depois a RS-287, ambas as rodovias são asfaltadas. Partindo da capital Porto Alegre até o primeiro afloramento é aproximadamente 150 km, localizado a beira da RS-287, principal via de acesso à região. Esta estrada tem direção Leste-oeste e contorna a escarpa da serra gaúcha até o município de São Pedro do Sul, depois segue sentido NW em direção a São Borja.

2. METODOLOGIA

A metodologia utilizada neste trabalho, bem como as descrições das técnicas, foi dividida em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo.

2.1. Etapa pré-campo

Nesta etapa, foi realizado levantamento bibliográfico, interpretação de imagens de satélite do sensor LANDSAT (sensoriamento remoto), assim como a confecção de projeto SIG (Sistemas de Informações Geográficas).

2.1.1. Levantamento bibliográfico

A análise bibliográfica consiste na revisão de artigos científicos, dissertações, livros, mapas e teses realizados anteriormente na área estudada, com o objetivo de obter embasamento teórico sobre conceitos, metodologias, técnicas e a geologia da região.

2.1.2. Sensoriamento remoto e confecção de projeto SIG

A área proposta para este estudo foi analisada estruturalmente por meio de imagens de satélite do sensor LANDSAT, permitindo o reconhecimento das macroformas do relevo e dos principais lineamentos e outras estruturas geológicas, bem como as possíveis áreas com afloramentos a serem visitadas nas etapas de campo na região de Santa Cruz do Sul. Esta etapa foi realizada utilizando o *software* ENVI 4, no qual foram geradas diversas composições falsa-cor (RGB), juntamente com filtros direcionais. As imagens de satélite foram obtidas no sítio eletrônico *Global Land Cover Facility* e também foram obtidas imagens de relevo sombreado de montanha (*Hill Shade Relief*) pelo sítio eletrônico do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS).

Os lineamentos regionais foram reconhecidos e traçados na imagem de satélite em escalas 1:50.000 e 1:250.000 pelo *software* ArcGis 9.3 e ArcGis 10, iniciando-se assim a confecção do projeto SIG.

Será gerado por meio do *software* ArcGis, um banco de dados digital, contendo novas informações geológicas e fisiográficas da área de estudo através de uma base cartográfica, imagens de satélite, modelo digital de

elevação, os arquivos vetoriais (*shapefiles*) e mapas geológicos extraídos de trabalhos realizados anteriormente.

2.2. Etapa de campo

Foram realizadas duas etapas de campo, nas quais foram levantados quatro perfis geológicos para a observação das relações estratigráficas, coleta de amostras e dados estruturais com o objetivo de delimitar e caracterizar as litologias e suas relações de contato. Uma etapa de campo foi realizada em 2011 e outra em junho de 2012. A partir das amostras coletadas, serão confeccionadas lâminas delgadas, para análise petrográfica, e separados o mineral zircão para estudos de proveniência detrítica pelo método U-Pb.

Os principais materiais utilizados na etapa de campo foram: imagens de satélite, seis cartas topográficas na escala 1:50.000, sendo elas: folha Vera Cruz SH.22-V-C-VI-2, Melos SH.22-V-D-IV-4, Venâncio Aires SH.22-V-D-IV-2, Bexiga SH.22-V-C-IV-4, Santa Cruz do Sul SH.22-V-D-IV-1 e Rio Pardo SH.22-V-D-IV-3, além de bússola, sistema de posicionamento global (GPS), marreta, martelo, talhadeira, sacos plásticos, fita crepe e caneta permanente.

2.3. Etapa pós-campo

A seguir, serão descritas as preparações das amostras para as técnicas utilizadas na realização do presente trabalho.

2.3.1. Análise petrográfica

Foram confeccionadas e descritas 06 lâminas delgadas representativas de cada unidade aflorante na área de estudo. As análises petrográficas referente a Fm. Serra Geral têm como objetivo caracterizar o tipo de lava e classificá-las segundo o diagrama QAPF, Streckeisen (1967);

já as análises petrográficas das unidades sedimentares têm como objetivo a classificação da rocha obedecendo critérios estabelecidos por Folk (1968), e no caso de arenitos, fornecer bases para interpretação de proveniência.

2.3.1.1. Preparação de amostras para petrografia

Para a confecção das lâminas delgadas, as 06 amostras passaram pelas seguintes etapas:

- corte da amostra utilizando uma serra circular motorizada com disco de corte diamantado, em fatias com aproximadamente 2 cm de espessura;
- utilizando uma serra menor deverão ser efetuados cortes retangulares com o formato das lâminas delgadas;
- polimento de uma das superfícies do corte;
- colagem de uma lâmina de vidro na superfície polida anteriormente;
- a cola deverá secar em estufa por aproximadamente 24 horas;
- desbaste da superfície colada à lâmina de vidro para a retirada de quantidades desnecessárias de rocha;
- desbaste final desta superfície em uma serra de corte mais precisa;
- a lâmina deverá ser lixada utilizando uma série de lixas com distintos potenciais abrasivos;
- o acabamento final é feito com uma máquina politriz com 100 rotações por minuto, com a utilização de uma pasta de alumina até que a lâmina atinja a espessura de 0,03 mm.

As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS.

2.3.2. Separação mineral

A preparação das amostras para o método U-Pb envolve inicialmente a separação de minerais alvo, no caso zircão. Para a separação deste mineral, são seguidas as etapas de (i) desagregação e cominuição das amostras; (ii) separação densimétrica, (iii) separação magnética e (iv) catação dos minerais alvo. A etapa de separação mineral foi realizada no

Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS.

2.3.2.1. Desagregação e cominuição das amostras

Os equipamentos utilizados nesta etapa foram: britador, moinho de discos e peneiras (7, 80 e 170 *mesh*). Os materiais que auxiliaram na preparação das amostras foram: marreta, martelo, bateia, álcool, papel toalha, sacos plásticos, caneta permanente e fita adesiva.

Nessa etapa, a sala de preparação foi mantida limpa, a fim de evitar contaminação. O britador e o moinho de discos foram limpos com jato de ar comprimido até se ter a certeza de que não existiam mais fragmentos de rocha aderidos às suas superfícies. Depois, foram limpos com esponja e detergente e secos com flanela e ar comprimido. Por último, foram limpos com álcool e flanela e novamente com jato de ar comprimido.

O primeiro passo na preparação das amostras foi sua fragmentação, utilizando marreta e martelo. Depois da fragmentação da amostra, resultaram dois grupos diferentes de fragmentos. Os fragmentos maiores, com diâmetro variando entre 3 e 8 cm, são separados e britados no britador de mandíbulas (Fig. 3A) até atingir tamanhos da ordem de 1 cm de diâmetro. Esse material é então moído. Os fragmentos menores, de diâmetro milimétricos a no máximo 3 cm, foram peneirados em peneiras com malha de 7 *mesh*. O material menor que 7 *mesh* é moído diretamente. A moagem é realizada em um moinho de discos (Fig. 3B). Depois da moagem dos dois grupos de fragmentos no moinho de discos, obteve-se um tamanho de grão ideal para se iniciar o processo de peneiramento.

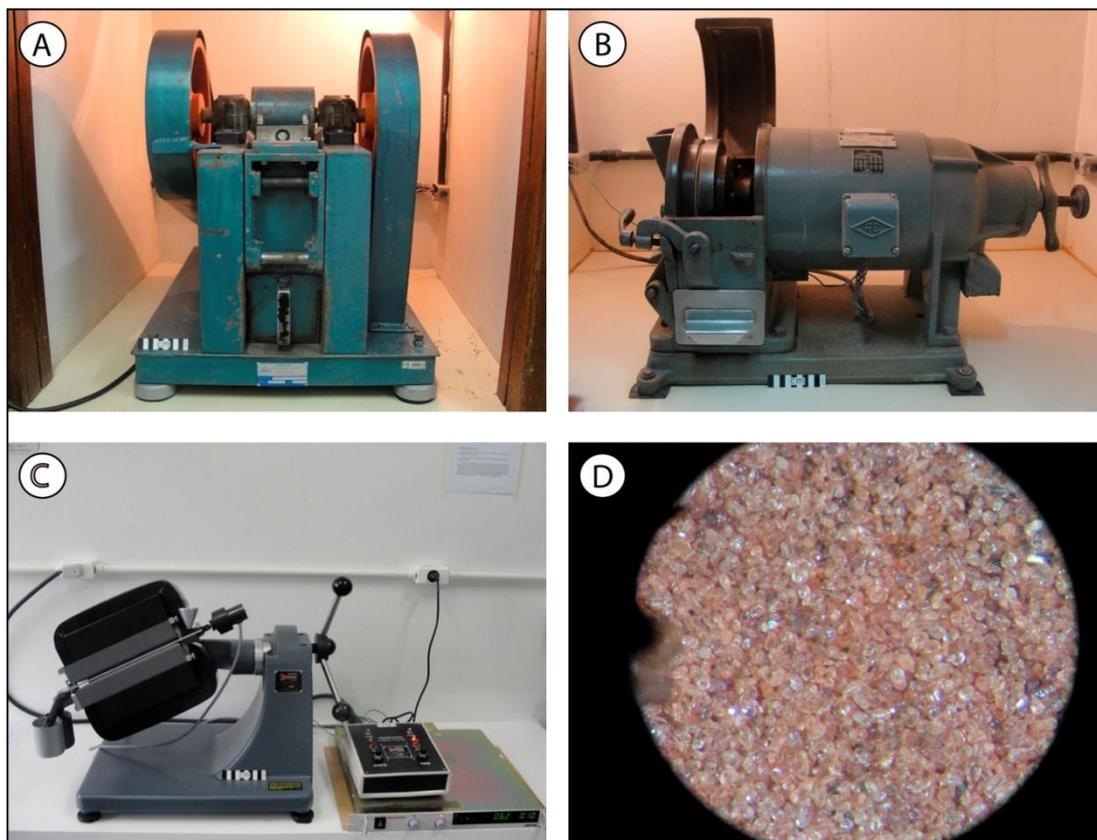


Figura 3. (A) Britador de mandibulas do Laboratório de Preparação de Amostras; (B) moinho de discos do Laboratório de Preparação de Amostras; (C) separador magnético do Laboratório de Preparação de Amostras e (D) concentrado de minerais.

O peneiramento das amostras foi realizado entre as frações de 80 e 170 *mesh* (0,177 e 0,088 mm) e entre 170 e 250 *mesh*. O material retido na peneira de 80 *mesh* foi reservado, e aquele retido na peneira de 170 *mesh* foi separado para bateamento.

2.3.2.2. Separação densimétrica das amostras

A primeira separação densimétrica foi realizada por meio da técnica de bateamento, na qual se utiliza um instrumento de metal com forma cônica (bateia). Após as amostras serem bateadas, obteve-se o primeiro concentrado de minerais pesados, que foi colocado em estufa para secar a 50° C, por aproximadamente um dia.

2.3.2.3. Separação magnética das amostras

Depois de secas as amostras, foi realizada a separação magnética, utilizando o separador isodinâmico Frantz (Fig. 3C), no qual os minerais são separados em função das diferentes susceptibilidades magneticamente. Os concentrados obtidos (Fig. 3D) foram analisados em lupa binocular e os grãos de zircão foram separados manualmente sem distinção de tamanho, grau de euedria, grau de arredondamento e cor, visto que o trabalho visa à proveniência de sedimentos.

2.3.3. Análises U-Pb em zircão

A síntese contendo os princípios do método de datação radiométrica U-Pb é baseada em Faure (1986), Torquato & Kawashita (1996) e Carneiro, Mizusaki & Almeida (2005).

Os isótopos radioativos possuem uma proporção entre prótons e nêutrons que é responsável por originar forças de atração equivalentes às forças de repulsão. Esta equivalência entre forças faz com que o núcleo dos átomos de determinados elementos se torne instável, podendo sofrer transformações espontâneas à procura de uma configuração interna mais estável, envolvendo a emissão de partículas e energia, processo conhecido como radioatividade.

Ao se considerar um conjunto de átomos radioativos, não se pode prever o instante exato em que ocorrerá o decaimento destes radionuclídeos. Portanto, existirá uma fração que se desintegrará em um determinado intervalo de tempo e que será proporcional à quantidade de isótopos radioativos existente no intervalo de tempo decorrido e à constante de decaimento (λ).

A constante de decaimento é única para cada átomo radioativo e ocorre a uma taxa constante ao longo do tempo geológico, sem sofrer nenhum tipo de interferência que seja externa ao núcleo.

A meia-vida ($T_{1/2}$) de um determinado isótopo-pai (radioativo) é o tempo necessário para que a metade da massa deste átomo tenha decaído para o isótopo-filho (radiogênico), e é inversamente proporcional à constante de decaimento.

O método de datação radiométrica U-Pb é baseado no decaimento radioativo do ^{238}U para ^{235}U e do ^{206}Pb para ^{205}Pb .

O urânio apresenta duas valências nas suas ligações iônicas. A valência estável é U^{+6} , que pode produzir sais de urânio e uranato, que são geralmente solúveis em condições normais. Quando está na forma de U^{+4} , resulta em sais insolúveis em condições normais. Por redução, pode-se passar de U^{+6} para U^{+4} , e inversamente U^{+4} de para U^{+6} por oxidação. Este fato é muito relevante para a geocronologia, já que zircões armazenam na sua estrutura cristalina o U^{+4} , passível de sofrer oxidação, tornando-se solúvel e possivelmente lixiviado por soluções aquosas e vapores.

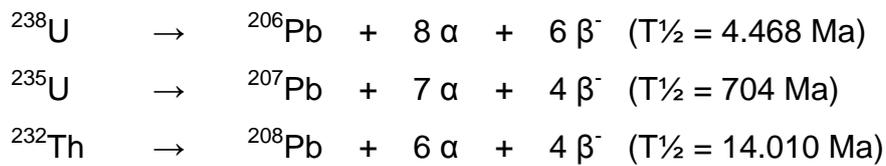
O urânio ocorre naturalmente na forma de três isótopos: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , sendo que todos os três são radioativos. Ocorrem sempre associados ao, também radioativo, ^{232}Th . Outros cinco isótopos radioativos de Th ocorrem na natureza como átomos radiogênicos com meia-vida muito curta, originários de decaimentos do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th . O elemento tório é monoisotópico (^{232}Th) e apresenta apenas uma valência (Th^{+4}), sendo que a maioria dos sais que forma são insolúveis em condições normais.

São raros os minerais que contém urânio como componente principal. Naqueles em que o U ocorre em quantidades-traço, como é o caso do zircão, que possui entre 1 e 10.000 ppm de U, torna-se viável a aplicação do método U-Pb.

O Th e U são considerados elementos com raios iônicos altos, com 1,02 Å e 0,97 Å, respectivamente. Em razão desses raios iônicos altos, esses elementos não são facilmente acomodados nas estruturas cristalinas dos minerais que constituem as rochas da crosta terrestre. O Th ocorre em minerais acessórios como torianita (ThO_2) e torita (ThSiO_4), em minerais de zircônio, como o zircão (ZrSiO_4), e em fosfatos como a monazita (CePO_4), nos quais o Th e o U aparecem substituindo o Zr na estruturas destes minerais.

Em zircões, a razão Th/Pb é baixa, da ordem de 0,4 a 0,5. A aceitação do Th e do U na estrutura do zircão é favorecida pelo fato do raio iônico do Zr^{+4} (0,80 Å) não ser muito diferente dos raios do U^{+4} e do Th^{+4} . O fato da razão Th/U estar em média entre 0,4 e 0,5 se deve ao fato de que o raio iônico do urânio é cerca de 3% maior que o do tório.

As três séries naturais de decaimento do sistema de datações U, Th-Pb em função da emissão de partículas α e β podem ser resumidas da seguinte forma:



Onde α representa a partícula alfa ($\alpha = 4\text{He}$) e β representa a partícula beta.

Em estudos geocronológicos é relevante o fato de que o Pb^{+2} não é facilmente adaptável na estrutura do zircão ($Zr^{+4} = 0,80 \text{ Å}$), devido às diferenças de cargas eletrônicas e raios iônicos. Estes fatores explicam porque o Pb original é quase ausente nos cristais de zircão. As razões do ${}^{207}\text{Pb}$, ${}^{206}\text{Pb}$ e ${}^{208}\text{Pb}$ relativas ao chumbo original (${}^{204}\text{Pb}$), que é o único isótopo não radiogênico e praticamente estável, são as mais altas nestes minerais.

O chumbo possui quatro isótopos naturais: ${}^{208}\text{Pb}$, ${}^{207}\text{Pb}$, ${}^{206}\text{Pb}$ e ${}^{204}\text{Pb}$. Os três primeiros são produtos do decaimento do U e Th. Apenas o ${}^{204}\text{Pb}$ não é radiogênico, e é tratado como isótopo estável de referência. A composição isotópica do Pb em minerais que contêm Pb pode ser expressa na forma da seguinte equação:

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Onde: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ é a razão isotópica do chumbo no mineral ao momento da análise; $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ é a razão isotópica inicial de chumbo, incorporada no mineral no tempo de sua formação; $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ é a razão isotópica no momento da análise; λ_1 é a constante de decaimento; e t é o tempo passado desde o fechamento do mineral para os isótopos de U e Pb.

Na figura 4, são ilustradas as séries de decaimento do ^{238}U , ^{232}Th e ^{235}U , utilizadas para a datação U/Pb. A meia-vida dos radionuclídeos principais é representada entre parênteses abaixo do símbolo do elemento. Pode-se notar que todas as três séries de decaimento possuem cadeia ramificada.

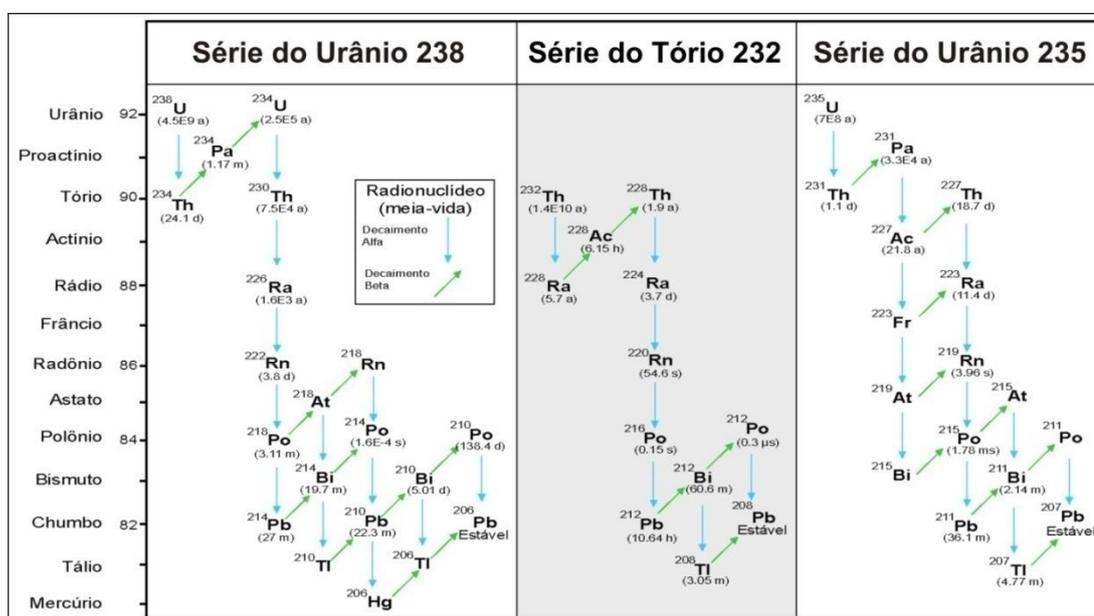


Figura 4. Séries de decaimento do ^{238}U , ^{232}Th e ^{235}U . Observar que todas as séries possuem ramificações, mas o elemento Pb é sempre o isótopo estável. Extraído do sítio eletrônico NuDat (Nuclear Structure and Decay Data).

O mineral zircão é um dos mais utilizados para datações radiométricas pelo fato de permitir a entrada do urânio e reter o chumbo em sua estrutura cristalina ao momento de sua cristalização, devido às cargas e raios iônicos destes elementos. Outro fator importante é que o zircão é um mineral refratário, muito resistente aos processos supergênicos, recristalizando sob temperaturas metamórficas de cerca ou superiores a

800°C, e é dissolvido pelos magmas a partir de temperaturas em torno de 750-800°C.

2.3.3.1. Preparação das pastilhas para análise U-Pb em zircão

Separados os zircões de cada amostra, eles foram impregnados em resina do tipo epoxy. Depois de secas, as montagens foram abrasadas e polidas, para expor a superfície interna dos grãos.

A resina foi preparada em uma proporção de 5 partes de resina para 1 parte de endurecedor. Os zircões foram colocados em uma fita dupla-face aderida a uma placa de vidro. Uma ordem pré-estabelecida foi seguida na montagem dos cristais de zircão na fita dupla-face, para que se pudesse confeccionar um mapa da pastilha, que serve como orientação para as análises. Com os zircões aderidos à fita dupla-face, foi feita a deposição da resina. Um molde cilíndrico de teflon, com 1 cm de diâmetro, foi acoplado à placa de vidro com os zircões e a fita dupla-face. A resina foi depositada dentro do molde e o conjunto foi levado à estufa durante 3 horas, com temperatura de 40° C.

Depois de secas as pastilhas, elas foram retiradas do molde e realizadas o lixamento e polimento da montagem, para expor a superfície interna dos zircões. O lixamento foi realizado com três granulometrias diferentes, seguindo um decréscimo de granulometria de maneira que os riscos resultantes do lixamento de granulometria mais grossa sejam eliminados pelo segundo e assim por diante. Após a abrasão com três granulometria diferentes foi feito o polimento, por meio de soluções com partículas de diamante com 3 µm, 1 µm e 0,25 µm. Após essa etapa, a pastilha ficou polida e pronta para ser analisada.

As pastilhas com os zircões serão fotografadas com lupa e imageadas ao microscópio eletrônico de varredura com elétrons retroespalhados, para definir a estrutura interna dos cristais e assim definir a melhor região para ser datada.

2.3.3.2. Imageamento dos zircões ao Microscópio Eletrônico de Varredura

Para a datação *in situ* de cristais de zircão por LA-ICP-MS, é necessário obter previamente uma imagem da superfície interna dos cristais, com a finalidade de observar as estruturas internas dos mesmos. A partir desta imagem, e considerando o objetivo da análise, pode-se determinar o melhor lugar para incidir o feixe de laser e realizar a análise. Deve-se optar por áreas livre de fraturas e/ou afetadas por processos de alteração hidrotermal ou de recristalização metamórfica.

Para o imageamento dos zircões é necessário obedecer as seguintes etapas: (a) monta-se os zircões em pastilha de resina epoxy; (b) procede-se à abrasão da pastilha até expor o núcleo dos cristais de zircão; (c) procede-se ao polimento do conjunto em uma solução de diamante com diâmetros sucessivos de 3 μm , 1 μm , e $\frac{1}{4}$ μm respectivamente; (d) metaliza-se a amostra com carbono (LA-ICP-MS) ou ouro (caso as análises sejam feitas em SHRIMP); (e) imageia-se os zircões.

Neste projeto, foi utilizado o processo de imageamento de zircões por elétrons retroespalhados (*backscattering electrons*-BSE). É possível, também, obter a imagem por catodoluminescência, em microscópio eletrônico de varredura, descrito abaixo.

A formação da imagem eletrônica de varredura se dá pela incidência de um feixe de elétrons no mineral sob condições de vácuo. A incidência do feixe de elétrons no mineral promove a emissão de elétrons secundários, retroespalhados, *auger* e absorvidos, assim como raios X característicos e de catodoluminescência. A imagem eletrônica de varredura representa em tons de cinza o mapeamento e a contagem de elétrons secundários e retroespalhados emitidos pelo material analisado. A coloração está relacionada com a composição química dos materiais.

A imagem de BSE é gerada pela emissão de elétrons retroespalhados e demonstra diferenças composicionais na região ionizada do mineral. Esta região possui formato de “pêra” e se estende desde a superfície até alguns micrômetros no interior do mineral (Fig. 5). O volume

da região ionizada depende do número atômico (Z) médio da zona de interação do mineral com o feixe de elétrons.

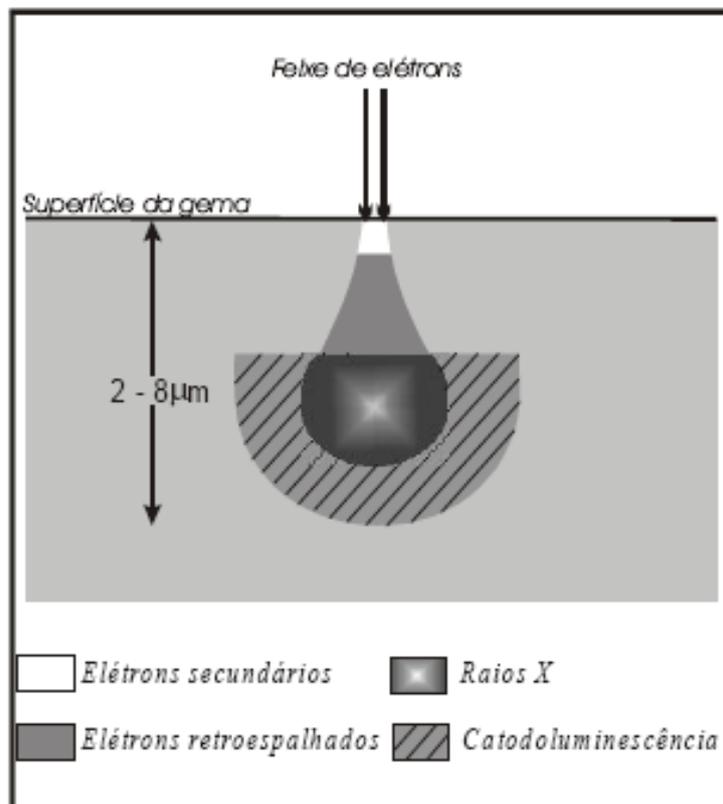


Figura 5. Ilustração da incidência do feixe de elétrons e da “pêra” de ionização (Duarte *et al.*, 2003).

2.3.3.3. Método de análise U-Pb em zircões com LA-MC-ICP-MS

A geocronologia *in situ* do método U-Th-Pb surgiu aproximadamente há duas décadas, com o desenvolvimento da sonda iônica sensível de alta resolução em massa (*Sensitive High Resolution Ion Mass Spectrometry* - SHRIMP). A sonda a laser com espectrômetro de massa a plasma acoplado indutivamente (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* – LA-ICP-MS) surgiu em 1985 e rapidamente se tornou uma importante ferramenta analítica para a determinação de elementos-traço de amostras geológicas. Logo se percebeu que as grandes variações no Pb radiogênico e nas razões isotópicas U/Pb poderiam ser resolvidas com a

utilização da técnica de ICP-MS e que, quando acopladas a um laser, poderia ser usado como uma ferramenta de datação similar à sonda iônica. Grandes avanços no método de datação U-Pb em zircões, realizados nas últimas duas décadas, permitiram avaliar a distribuição do tempo no registro geológico e as taxas de evolução dos processos geológicos com uma precisão não existente anteriormente.



Figura 6. (A) ICP-MS e (B) microsonda a laser do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da USP.

Entre os diversos tipos de espectrômetros de massa utilizados na determinação de razões isotópicas U/Pb, destacam-se o espectrômetro de massa de ionização termal (*Thermal Ionic Mass Spectrometry* - TIMS), a microsonda iônica sensível de alta resolução em massa (SHRIMP) e a sonda a laser com espectrômetro de massa a plasma acoplado indutivamente (LA-ICP-MS) (Fig. 6). Estas duas últimas técnicas mostram alto poder de resolução, com pequenas variações de erro, e diferem entre si, essencialmente, pelo tamanho da área de análise (Fig. 7).

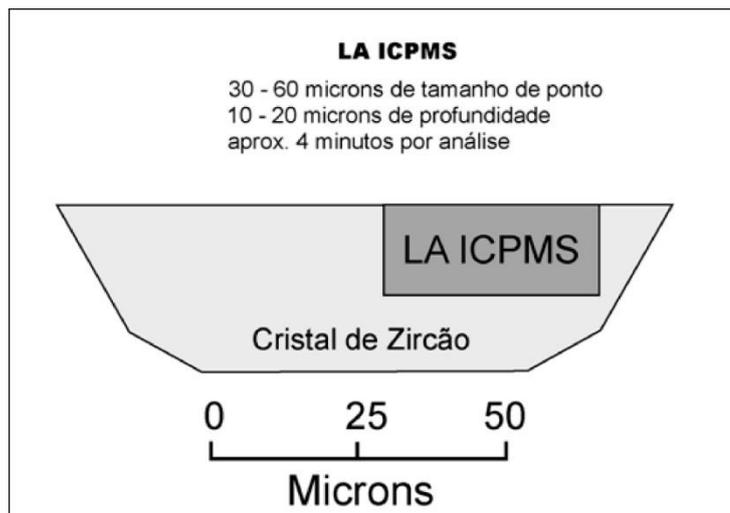


Figura 7. Ilustração das dimensões geradas pelo feixe de laser e a relação com o tamanho do cristal de zircão (fonte: Kosler & Sylvester, 2003).

Segundo Torquato & Kawashita, 2002, as vantagens do LA-ICP-MS e do SHRIMP em relação ao sistema convencional de datação de zircão em que se usa o método químico e o TIMS são a independência de um laboratório químico super limpo, a velocidade de obtenção de resultados e, principalmente, a possibilidade de efetuar microanálises localizadas diretamente no cristal.

Os espectrômetros de massa operam com íons positivos ou negativos de elementos ou espécies moleculares em um sistema de alto vácuo, variando entre 10^{-7} a 10^{-9} mbar. A amostra, necessariamente, deve ser ionizada, porque é preciso acelerar a massa no analisador, responsável por fazer a deflexão de íons em função da massa, da velocidade e da intensidade de campos elétricos e/ou magnéticos. Existem várias técnicas de ionização, tais como: (i) termo-ionização (utilizada no TIMS), (ii) plasma (utilizada no LA-ICP-MS) e (iii) impacto de elétrons e impacto de íons (utilizado no SHRIMP).

Neste projeto, será descrita a técnica de ionização da amostra por meio de plasma (ii), que será a técnica utilizada para as datações.

A técnica de LA-ICP-MS (Fig. 8) produz o feixe de íons com maior eficiência do que o TIMS. Outra vantagem do ICP com relação às outras formas de ionização é o mecanismo de introdução da amostra, realizado

pelo processo clássico de nebulização ou injeção de átomos ou moléculas liberados por abrasão a laser sob condições normais de pressão.

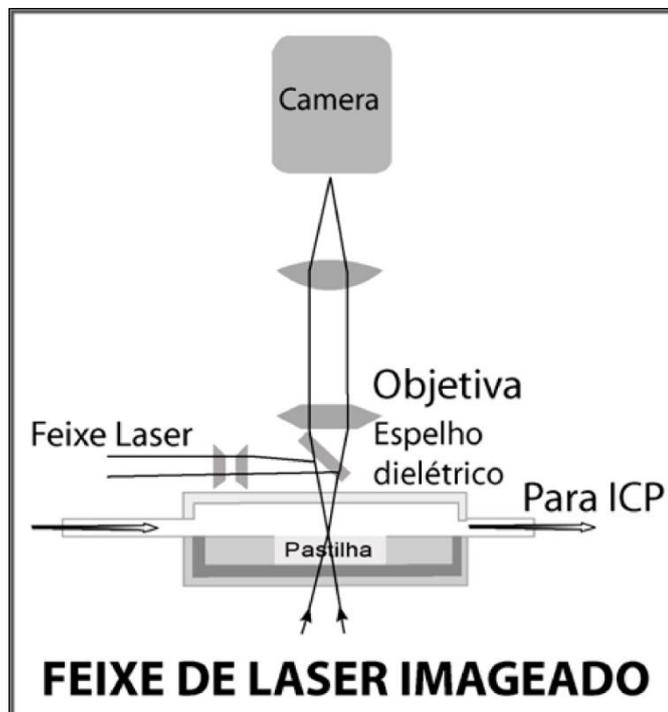


Figura 8. Ilustração do sistema de sonda a laser. O laser é convergido através de lentes para a pastilha que contém os zircões. O material produzido pela interação do laser com a amostra é então carregado por um gás até o ICP-MS (fonte: Kosler & Sylvester, 2003).

O plasma é definido como o estado de alta energia de um gás, no qual praticamente todos os átomos e moléculas são ionizados. O início do protoplasma se dá por meio de um fluxo de gás que possui elétrons livres, produzidos por uma faísca de alta tensão. Campos elétricos e magnéticos produzidos pelo gerador de ondas de rádio frequência (RF) da ordem de 40 MHz gerados dentro de uma bobina de carga (*load coil*) são responsáveis pela sustentação do plasma. Por intermédio da aceleração de elétrons livres da periferia para uma zona interna da bobina de carga, estes campos acoplam a energia no plasma. A energia é então transferida para outra espécie de plasma por meio de colisão. O gás de argônio atinge uma temperatura de até 10.000 °K na porção central do plasma para um fluxo de 0,7 litros por minuto e uma pressão de 1,25 bar. Como o plasma possui um estado de alta energia, as moléculas injetadas dentro da tocha são

desmembradas em seus elementos químicos constituintes, que, por sua vez, são ionizados. O plasma gerado em argônio flui através de três tubos de vidro concêntricos (tocha) (Fig. 9). O tubo interno carrega o gás da amostra, o tubo médio carrega o gás que tem a função de manter a tocha afastada dos tubos (para não fundir os tubos de vidro) e o tubo externo carrega o gás com a função de refrigerar o sistema.

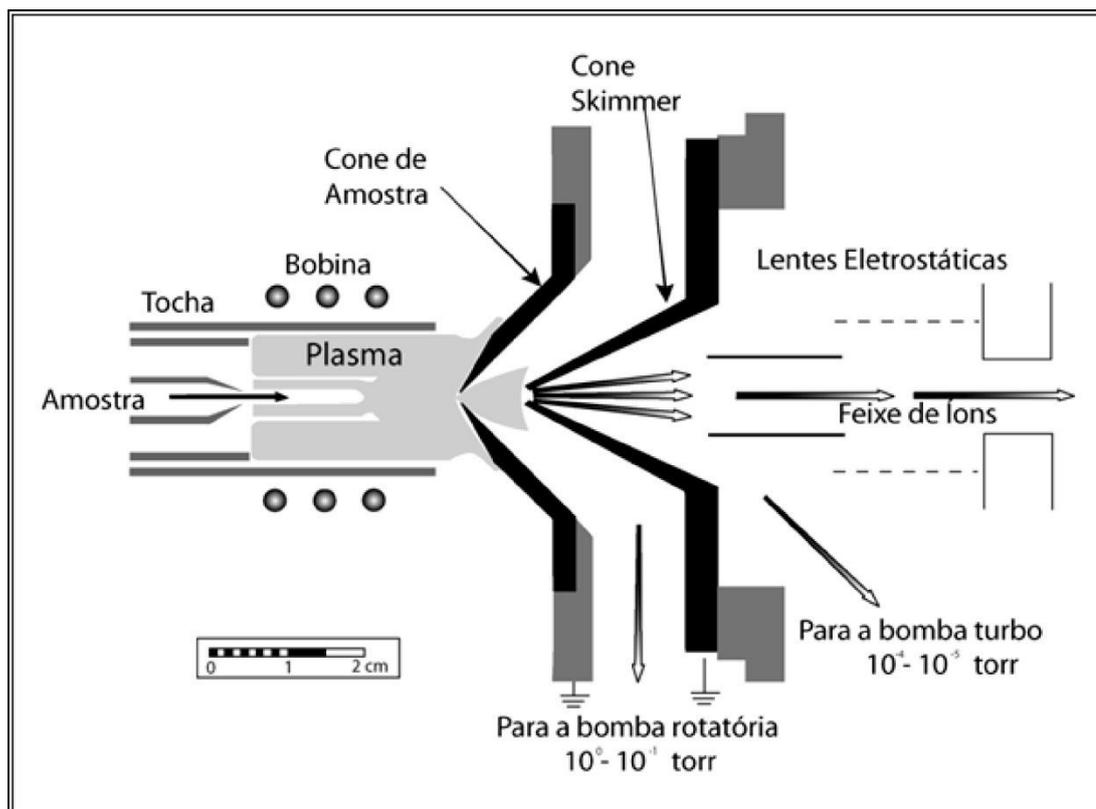


Figura 9. Ilustração da tocha de plasma (fonte: Kosler & Sylvester, 2003).

Os íons devem passar da pressão de 1 atmosfera para o vácuo através de bombas de vácuo extremamente eficientes. Duas quebras ocorrem na pressão do sistema: a primeira, entre o cone da amostra e o cone *skimmer*, e a segunda, após o cone *skimmer*. Os íons do plasma adentram o equipamento em altas velocidades por um pequeno orifício no cone de amostra. Apenas 1% da amostra atinge o espectrômetro e os outros 99% restantes são retirados pelos dois cones.

Os íons produzidos em um ICP são extraídos para dentro de um sistema de lentes que colimam e aceleram os íons para dentro de um analisador de massas, que neste trabalho será o ICP-MS de setor magnético (AM) (Fig. 10).

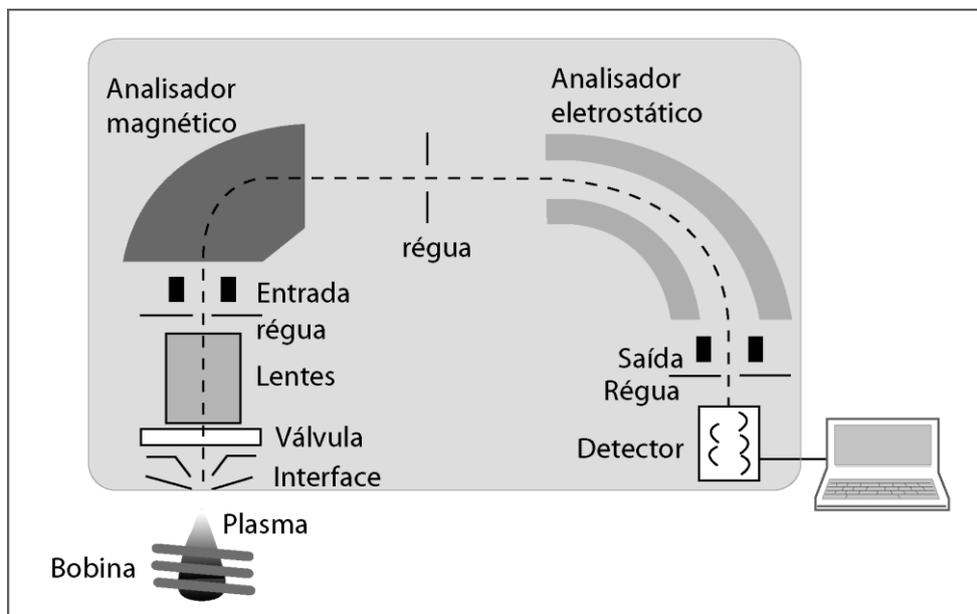


Figura 10. Esquema de funcionamento do ICP-MS de setor magnético (fonte: Kosler & Sylvester, 2003).

No espectrômetro de massas de setor magnético, o princípio da filtragem de massa reside no fato de que os íons, que se movem por um campo magnético criado por um eletromagneto, são deflexionados de sua trajetória retilínea. Quando os íons possuem energia cinética idêntica, a quantidade de deflexão é proporcional à intensidade do campo magnético e à massa do íon. O ICP-MS de setor magnético combina filtragem de massa magnética e aceleração de íons para extrair os isótopos desejados da fonte de ICP ao detector.

2.3.3.4. Condições analíticas utilizadas para U-Pb

Os grãos de zircões foram datados com microsonda a laser (New Wave UP213) acoplado a um MC-ICP-MS (Neptune), no Centro de

Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo (USP).

Dados isotópicos foram adquiridos pelo modo estático com tamanho do feixe laser de 30 μm . Fracionamentos de elementos por indução do laser e discriminação de massa instrumental foram corrigidos com a utilização de um padrão de referência de zircão (GJ-1) (Simon *et al.*, 2004). Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das medidas individuais de cada amostra de zircão (ou *spot*). A figura 11 apresenta as condições de operação do laser.

| Condições de operação do laser | |
|--|--|
| <p>Tipo de Laser New Wave UP213</p> <ul style="list-style-type: none"> • Potência de saída do Laser 4-6 J/cm² • Taxa de repetição dos feixes de laser 10 Hz • Tamanho do spot de Laser 15 and 25 μm | <p>MC-ICP-MS Neptune</p> <ul style="list-style-type: none"> • Configuração dos coletores: Faradays ²⁰⁶Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U MIC's ²⁰²Hg, ²⁰⁴Hg+²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb • Injeção de Gas: Fluxo de resfriamento (Ar) 15 l/min Fluxo auxiliar (Ar) 0.8 l/min Fluxo de transporte de amostra (Ar) + 0.45 l/min (He) 0.75 l/min • Aquisição 50 ciclos of 1.048 s |

Figura 11. Condições de operação do laser.

3. EVOLUÇÃO DOS CONCEITOS ESTRATIGRÁFICOS

A organização estratigráfica da Bacia do Paraná tem como marco inicial o trabalho desenvolvido por White (1908). Neste trabalho White estabeleceu o “Sistema de Santa Catarina”, para designar as exposições de rochas gondwânicas que ocorrem naquele estado. Desde então, a clássica “Coluna White” passou a servir como referência inicial obrigatória para todos os estudos estratigráficos e paleontológicos que vieram a se desenvolver na Bacia do Paraná, especialmente na região sul. Inúmeras modificações

introduzidas a concepção original de White foram feitas nos anos subseqüentes em função de novas descobertas paleontológicas e trabalhos estratigráficos. As principais etapas desta evolução são esquematizadas no quadro 1, enfatizando as propostas mais significativas para a porção superior da seção gondwânica do Rio Grande do Sul.

| White (1908) | | | Oliveira (1918) | | | Oliveira (1927) | | |
|-----------------------|---|--------------------------------|--------------------------------------|--|------------------------------------|-------------------------------------|--|--|
| Série São Bento | Eruptivas da Serra Geral Grés São Bento Camadas vermelhas do Rio do Rasto | | Série São Bento | Eruptivas da Serra Geral Arenito Botucatu Série Rio do Rasto | | Série São Bento | Eruptivas da Serra Geral Arenito Botucatu Grupo Rio do Rasto | |
| Du Toit (1927) | | | Morais Rego (1930) & Oliveira (1930) | | | Huene & Stahlecker (1931) | | |
| Série São Bento | Eruptivas Serra Geral Arenito Botucatu Grupo Rio do Rasto Grupo Estrada Nova Superior Série Passa Dois | | Série São Bento | Eruptivas Serra Geral Arenito Botucatu Grupo Rio do Rasto Cam. de Santa Maria Cam. de Serrinha Cam. de Teresina | | Série São Bento | Eruptivas da Serra Geral Grés São Bento Camadas do Rio do Rasto | |
| Carvalho (1932) | | | Fiúza da Rocha & Scorza (1940) | | | Gordon Jr. (1947) | | |
| Série São Bento | Eruptivas Serra Geral Arenito Botucatu Grupo Rio do Rasto Grupo Teresina | | Série São Bento | Eruptivas Serra Geral Arenito Botucatu | | Série São Bento | Arenito Caiuá Formação Serra Geral Formação Botucatu Formação Santa Maria | |
| | | | Série Rio do Rasto | Andar Santa Maria Andar Teresina | | Série Passa Dois | Formação Rio do Rasto Formação Estrada Nova | |
| Beurlen (1953) | | | Martins, Sena Sob. & Beurlen (1955) | | | Beurlen, Martins & Sena Sob. (1955) | | |
| Série São Bento | Arenitos Botucatu Arenito Pirambóia (SP) equivalente às camadas de Santa Maria (RS) | | Série São Bento | Derrames da Serra Geral Arenito Botucatu Camadas de Santa Maria | | Série São Bento | Derrames da Serra Geral Arenito Botucatu Camadas de Santa Maria (equivalentes ao conglomerado Seival, Bacia do Camaquã) | |
| Delaney & Goñi (1963) | | | Bortoluzzi & Barbarena (1967) | | | Tommasi (1973) | | |
| | Lavas da Serra Geral Formação Botucatu Fm. Santa Maria Superior Fm. Santa Maria Inferior Formação Rio Pardo | | | Formação Serra Geral Formação Botucatu Formação Santa Maria | | Grupo São Bento | Formação Serra Geral Formação Botucatu | |
| | | | | | Mb. Superior Mb. Inferior | Grupo Rio do Rasto | Fm. Santa Maria Formação Rio Pardo | |
| Gamermann (1973) | | | Bortoluzzi (1974) | | | Schneider <i>et al.</i> (1974) | | |
| | Formação Serra Geral Formação Botucatu Formação Rosário do Sul | | Grupo São Bento | Formação Serra Geral Formação Botucatu Formação Santa Maria Formação Rosário do Sul s.s. | | Grupo São Bento | Formação Serra Geral Formação Botucatu Mb. Santa Maria Formação Rosário do Sul | |
| | fc. Santa Maria fc. fluvial | | | | fc. Alemoa fc. Passo das Tropas | | | |
| Soares (1975) | | | Jabur (1979) | | | Andreis, Bossi & Montardo (1980) | | |
| Série São Bento | Formação Serra Geral Formação Botucatu Formação Rosário do Sul | | Série São Bento | Formação Serra Geral Formação Botucatu Formação Caturrita Formação Santa Maria Formação Rosário do Sul | | Grupo São Bento | Formação Serra Geral Formação Botucatu Formação Caturrita Formação Santa Maria Formação Sanga do Cabral | |
| | | fc. Santa Maria fc. fluvial | | | | Grupo Rosário do Sul | Mb. Alemoa Mb. P. Tropas | |

Quadro 1. Evolução histórica das principais propostas de organização litoestratigráfica do intervalo Permo-Triássico da Bacia do Paraná, enfatizando os trabalhos relacionados à estratigrafia do Rio Grande do Sul (Faccini, 2000).

O estabelecimento do limite Permo-Triássico da Bacia do Paraná, constitui um dos pontos mais controvertidos de sua estratigrafia. O registro deste intervalo no Rio Grande do Sul serviu sempre como referência bioestratigráfica para o esclarecimento desta questão, devido o seu rico conteúdo fóssilífero. O estabelecimento do limite Permo-Triássico pode ser resumido em dois aspectos: (1) a extensão das “camadas de Santa Maria” e suas correlações além dos limites do estado e (2) a ocorrência ou não da Formação Rio do Rasto no Rio Grande do Sul.

Parte deste problema começa a ser solucionado com Gordon Jr. (1947), com a criação da Formação Santa Maria, que delimita o registro do Triássico a uma unidade autônoma, restrita ao Rio Grande do Sul. Contudo, quanto à caracterização do Grupo Passa Dois no Rio Grande do Sul, a questão permaneceu controvertida até o início da década de oitenta.

Beurlen, Martins & Sena Sobrinho (1955), admitem para este estado, somente a ocorrência dos Folhelhos Irati e dos sedimentos equivalentes ao Membro Serra Alta da Formação Estrada Nova (*sensu* Gordon Jr., 1947), considerando ausentes as camadas Teresina e toda Formação Rio do Rasto. Esta opinião é compartilhada por Delaney & Goñi (1963) e Mendes (1967).

Figueiredo Filho (1972) considera que a Formação Estrada Nova, No Rio Grande do Sul, não apresenta similaridade faciológica com sua seção tipo, no Paraná. Em vista disso, cria para o Rio Grande do Sul duas fácies para aquela Formação: (1) fácies caveira, inferior, pelítica, com cores cinza e avermelhada; e (2) fácies Armada, superior, constituída por intercalações arenosas, crescentes para o topo, nos pelitos vermelhos. A exemplo de diversos outros autores (Beurlen, Martins & Sena Sobrinho, 1955; Delaney & Goñi, 1963; Mendes, 1967), Figueiredo Filho (*op. cit.*) conclui pela inexistência da Formação Rio do Rasto no estado.

Schneider *et al.* (1974) admitem que ambas as formações, tanto Rio do Rasto quanto Estrada Nova (embora não utilizem esta última designação) ocorrem no Rio Grande do Sul, com características similares às exposições do Paraná.

Este problema estratigráfico começa a ser esclarecido somente no início da década de oitenta, com o aporte de novos dados paleontológicos apresentados por Barberena *et al.* (1983). Os autores registram a descoberta do réptil fóssil *Pareiasaurus*, em sedimentos relacionáveis à fácies Armada (*sensu* Figueiredo Filho, 1972), próximo à fronteira com o Uruguai. No sistema Karoo da África do Sul, os fósseis de *Pareiasaurus* ocorrem junto com outro réptil, *Endothiodon*, sendo estes fósseis constituintes da chamada zona de Cistecephalus, atribuída ao Permiano.

Barberena & Daemon (1974), Barberena & Araújo (1975) e Barberena, Correia & Aumond (1980), já haviam relatado a ocorrência do réptil *Endothiodon*, juntamente com anfíbios rinessucóides, em camadas pertencentes a Formação Rio do Rasto, no Paraná. Com base nestes dados, Barberena, Araújo & Lavina (1985) sugerem uma correlação temporal entre as camadas contendo *Pareiasaurus* no Rio Grande do Sul e aquelas do Paraná portadoras de *Endothiodon*. Em função desta correlação paleontológica passam a reconhecer as camadas fossilíferas de Aceguá (Fácies Armada de Figueiredo Filho, 1973) como representante da Formação Rio do Rasto no Rio Grande do Sul, apontando ainda, sua possível equivalência com o Membro Morro Pelado daquela Formação.

Com a evolução destes estudos, Barberena *et al.* (1983 e 1985) e Barberena *et al.* (1991), reafirmam a existência da Formação Rio do Rasto no Rio Grande do Sul e refinam a correlação bioestratigráfica dentro da unidade, posicionando apenas *Endothiodon* (PR) na Zona de Cistecephalus e relacionando o réptil *Pareiasaurus* (RS) à zona de Daptocephalus, que se sobrepõe à primeira na África do Sul.

A ocorrência desta unidade no Rio Grande do Sul tem sido posteriormente demonstrada por correlações de subsuperfície, apresentadas em trabalhos mais recentes (e.g. Lavina, 1992; Milani, 1997), restabelecendo a coerência entre a seção estratigráfica do Permiano Superior do Rio Grande do Sul com o registro preservado nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

Por outro lado, a sucessão triássica, devido suas características particulares em relação ao contexto da bacia, teve sua organização e nomenclatura litoestratigráfica modificada e aprimorada de forma quase independente, desde a individualização das “camadas de Santa Maria” por Morais Rego (1930) e sua posterior elevação à categoria de Formação por Gordon Jr. (1947).

A evolução dos conceitos pode ser retomada nos anos setenta, com a caracterização da Formação Rosário do Sul, e depois elevada à categoria de Grupo, passa a ser a designação formal do Triássico da Bacia do Paraná. Finalmente, a ordenação estratigráfica do intervalo atinge seu estágio atual a partir de três contribuições fundamentais: Gamermann (1973), Bortoluzzi (1974) e Andreis, Bossi & Montardo (1980).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO

A Bacia do Paraná é uma sinéclise intracratônica e constitui uma imensa região sedimentar da América do Sul, abrigando dentro de seus limites uma sucessão de rochas sedimentares cobertas na sua porção de topo por associações de rochas vulcânicas. Geograficamente localizada na região centro leste da América do Sul, inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, em uma área total de aproximadamente 1.500.000 km² (Milani, 2004). A bacia possui formato ovalado, alongado na direção NNE-SSW e encontra-se inteiramente contida na placa sul-americana (Fig. 12).

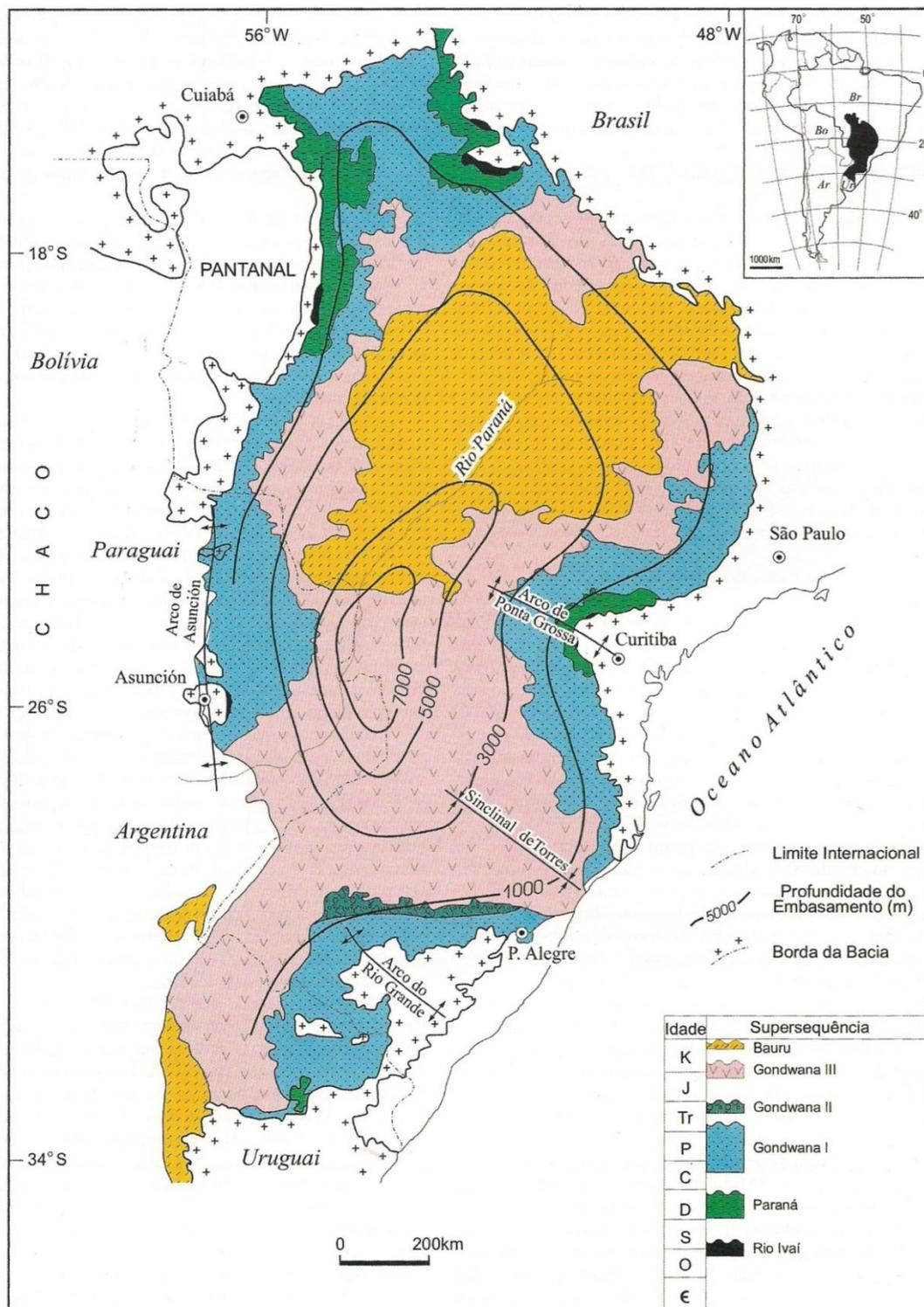


Figura 12. Mapa geotectônico simplificado da Bacia do Paraná, com contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino (Milani, 2004).

O conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas que preenchem a bacia atinge 8.000 m de espessura em subsuperfície, e remontam uma

história deposicional de mais de 350 Ma, desde o Ordoviciano até o Cretáceo Superior.

O contorno atual da sinéclise é de natureza erosiva ou demarcada por estruturas de origem tectônica, correspondentes a grandes arqueamentos, flexuras e lineamentos possivelmente relacionados à reativação de antigas zonas de fraqueza crustal. As principais estruturas relacionadas a estes esforços andinos possuem direção N30-50°W e são reconhecidos como arcos do Rio Grande e Ponta Grossa e Sinclinal de Torres (Fig. 12). O flanco leste da bacia foi esculpido pela erosão em função do soerguimento marginal ao *rift* sul-atlântico, expondo o embasamento cristalino. Para oeste, a Bacia do Paraná é limitada pelo Arco de Assunção, uma feição positiva originada pela sobrecarga litosférica imposta ao continente pelo cinturão andino, e que separa a bacia de áreas antes a ela contíguas, no Chaco paraguaio-boliviano. Evidências de um limite original, uma paleoborda deposicional, aparecem ao longo do flanco nordeste, região persistentemente arenosa para o inteiro registro sedimentar da bacia (Almeida, 1981). Para sul-sudoeste, a bacia apresenta uma continuidade em território do Uruguai e Argentina.

Estratigraficamente, a ampla área de sedimentação paleozóica e mesozóica sobre a crosta continental da Bacia do Paraná teve seus primeiros registros no Neo-Ordoviciano (450 Ma), e se encerrou no Eocretáceo (65 Ma) com a instalação do magmatismo Serra Geral e a consequente abertura do Oceano Atlântico Sul, que teve início a partir de 135 Ma. O espesso pacote sedimentar da Bacia do Paraná, resultado de sucessivos episódios de sedimentação – bacia de registro policíclico – possui uma série de discordâncias regionais, portanto, não é um registro contínuo. Milani (1997) dividiu o preenchimento da bacia em um conjunto de seis unidades de segunda ordem (supersequências) limitadas por discordâncias regionais (Fig. 13), na qual estas representariam grandes períodos de erosão e pausa na sedimentação.

As seis supersequências são: (1) Rio Ivaí, composta pelo Grupo Rio Ivaí (formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria), (2) Paraná, constituído pelo Grupo Paraná (formações Furnas e Ponta Grossa) e (3) Gondwana I,

composta pelos grupos Itararé, Guatá (formações Rio Bonito e Palermo) e Passa Dois. Estas três supersequências correspondem a eventos regressivos e transgressivos paleozoicos. As supersequências (4) Gondwana II, constituído pelo Grupo Rosário do Sul (formações Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita), (5) Gondwana III, formado pelo Grupo São Bento (formações Botucatu e Serra Geral) e (6) Bauru, consistem em unidades mesozóicas continentais com importante contribuição de rochas ígneas. Entre as supersequências aparecem importantes hiatos no registro estratigráfico. Cada uma destas sequências do arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná é a resposta individualizada de processos de subsidência com naturezas variadas, recorrentes no tempo e em sua posição geográfica.

Diversos autores têm relacionado às reestruturações do embasamento da bacia a eventos tectônicos de ampla escala, reconhecendo a influência destas estruturas no controle da sedimentação, orientando o eixo deposicional da bacia, modificando as taxas de subsidência, alterando a geometria e posição de seu depocentro ou subdividindo-a em sítios deposicionais diferenciados ao longo do tempo (Sanford & Lange, 1960; Almeida, 1969; Northfleet *et al.*, 1969; Soares *et al.*, 1974, 1978, 1991; Fúlfaro *et al.*, 1982; Cordani *et al.*, 1984; Zalán *et al.*, 1987, 1990; Hoffman, 1989; Milani, 1992, 1997; Milani & Zalán, 1998).

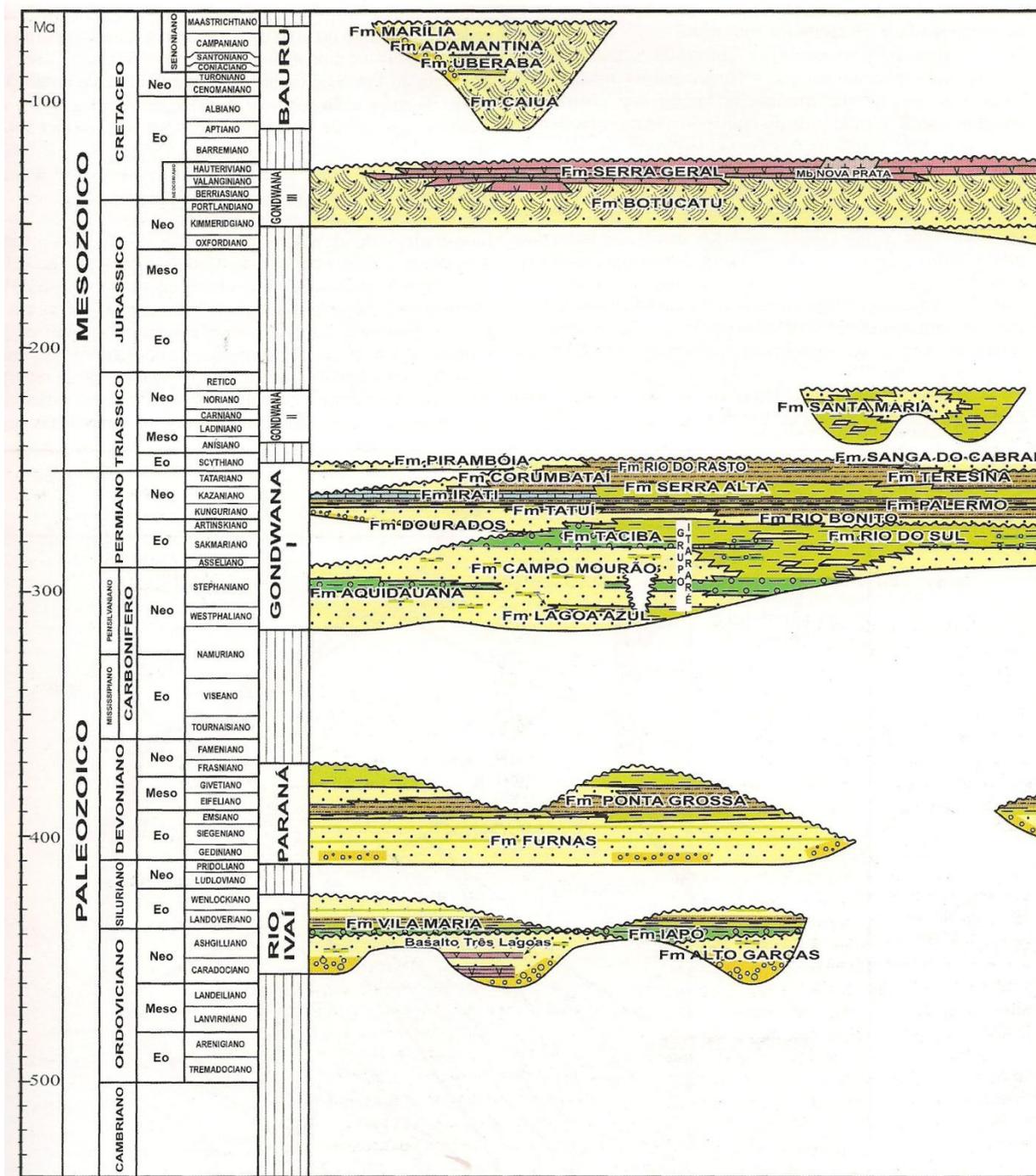


Figura 13. Diagrama crono-estratigráfico da Bacia do Paraná, construído com base em informações de subsuperfície. O arcabouço estratigráfico desta sinéclise inclui seis seqüências, cada uma representando a seção acumulada durante um dos ciclos evolutivos da bacia (Milani, 2004).

Sanford & Lange (1960) foram pioneiros ao relacionar os ciclos de sedimentação e erosão da Bacia do Paraná a fenômenos de mais ampla escala. Porém, induzidos pelo modelo geossinclinal, Sanford & Lange (*op.*

cit.) foram deficientes conceitualmente ao representar em um só momento evolutivo, a Bacia do Paraná, paleozóica, e o orógeno andino, cenozoico.

Em contrapartida, Almeida *et al.* (1980) afirmaram que a Bacia do Paraná desenvolveu-se como uma unidade geotectônica autônoma, portanto, sem relação direta com a faixa de dobramentos andina. Zalán (1991) afirma que a cada momento de colisão de um terreno contra a margem do Gondwana, o interior do continente era gradualmente soerguido. Isto se refletia nas bacias interiores, principalmente no desenvolvimento de discordâncias regionais. Para Assine (1996), as orogenias não mostram, necessariamente, correspondência com as discordâncias nas bacias intracratônicas, e sim uma relação temporal da subsidência que acolheu as sequências Ordoviciano-Siluriana e devoniana da Bacia do Paraná com “épocas de compressão e orogênese na região pré-andina”.

Recentemente, Milani (1997) e Milani & Ramos (1998) relacionam a origem e estruturação estratigráfica da Bacia do Paraná à evolução tectônica do sudoeste gondwânico, manifestando a estreita coincidência entre os ciclos de subsidência da bacia e os episódios compressivos que afetaram a margem sul-ocidental do paleocontinente durante o Fanerozóico, sendo assim, a ação combinada destes processos ao longo da evolução da bacia, torna o conceito de “bacia intracratônica” inadequado para classificar a Bacia do Paraná, uma vez que sua configuração original e seu desenvolvimento estão intimamente ligados aos fenômenos geodinâmicos atuantes na borda do paleocontinente. Milani (*op. cit.*) atribui a geração do espaço de acomodação para acumulação dos sedimentos que preenchem a bacia a dois mecanismos fundamentais: (1) subsidência flexural, produzida pela propagação da flexura litosférica ocasionada pela sobrecarga tectônica junto a margem convergente do Gondwana sul-ocidental (Orogenias Oclóyca, Precordilherana-Sanrafaélica, Chárnica e Gondwânica) e (2) reativação transtensiva de lineamentos de direção NE-SW do embasamento da bacia, sendo esta reativação resultado da dissipação intraplaca dos esforços compressivos, atuantes nos domínios de borda de placas. Logo, a Bacia do Paraná, durante a maior parte de sua história, teria se comportado como extensão mais continental de uma bacia de antepaís, implantada sobre

grábens produzidos pela reativação transtensional de suturas herdadas do Ciclo Brasileiro. Sua configuração seria de um golfo aberto para sul-sudoeste, submetida à subsidência flexural gerada pela propagação dos ciclos de subsidência acelerada, experimentados pelas bacias de *foreland* adjacentes, reflexos da atuação dos sucessivos eventos orogênicos paleozoicos.

A Bacia do Paraná, no final do Neopermiano, após o ciclo de subsidência relacionado a Orogenia Sanrafaélica, estaria confinada ao interior continental, isolada do mar Panthalassa pelo Cinturão Cabo-La Ventana, soerguido durante os processos de convergência que resultaram a consolidação do Pangea (Milani, 1997) (Fig. 14).

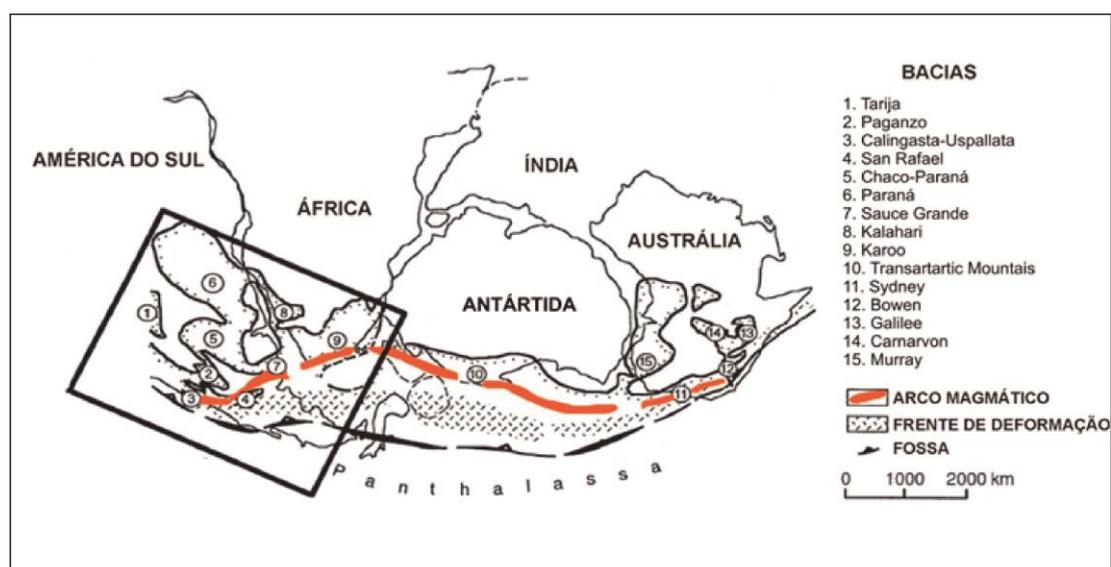


Figura 14. Contexto geotectônico do Fanerozóico na margem sul do Gondwana, um sítio de persistente convergência entre o paleocontinente e o oceano Panthalassa. Compilado de Powell (1993) e De Wit *et al.* (1988), segundo a concepção de Du Toit (1927).

É durante o Triássico que a porção sul-ocidental do Gondwana experimenta uma significativa modificação no regime tectônico, passando de um regime compressivo, durante praticamente todo o Paleozóico, para um regime amplamente distensivo. Esta importante mudança dos campos tensionais é atribuída ao relaxamento dos esforços compressionais atuantes na margem meridional do Gondwana durante o Paleozóico, dando origem às

diversas bacias distensivas na Argentina e na Bolívia (López-Gamundi *et al.*, 1994; Milani, 1997).

Zerfass (2003) propõe dois regimes tectônicos distintos para a configuração das bacias sedimentares do sul da América do Sul durante o Triássico. A causa da transtensão seria a colisão oblíqua da crosta oceânica do Panthalassa e/ou movimento de rotação do Gondwana:

- (i) A fase compressiva do Triássico Inferior (Fig. 15A e 16A), quando um cinturão de dobramento e cavalgamento foi desenvolvido sob transpressão (seção A1 – A1') e o magmatismo extensional de Choiyoi ocorreu sob tensão transtensional (seção A2 – A2'). É neste período que são geradas extensas planícies aluviais, identificadas no Rio Grande do Sul como Supersequência Sanga do Cabral.

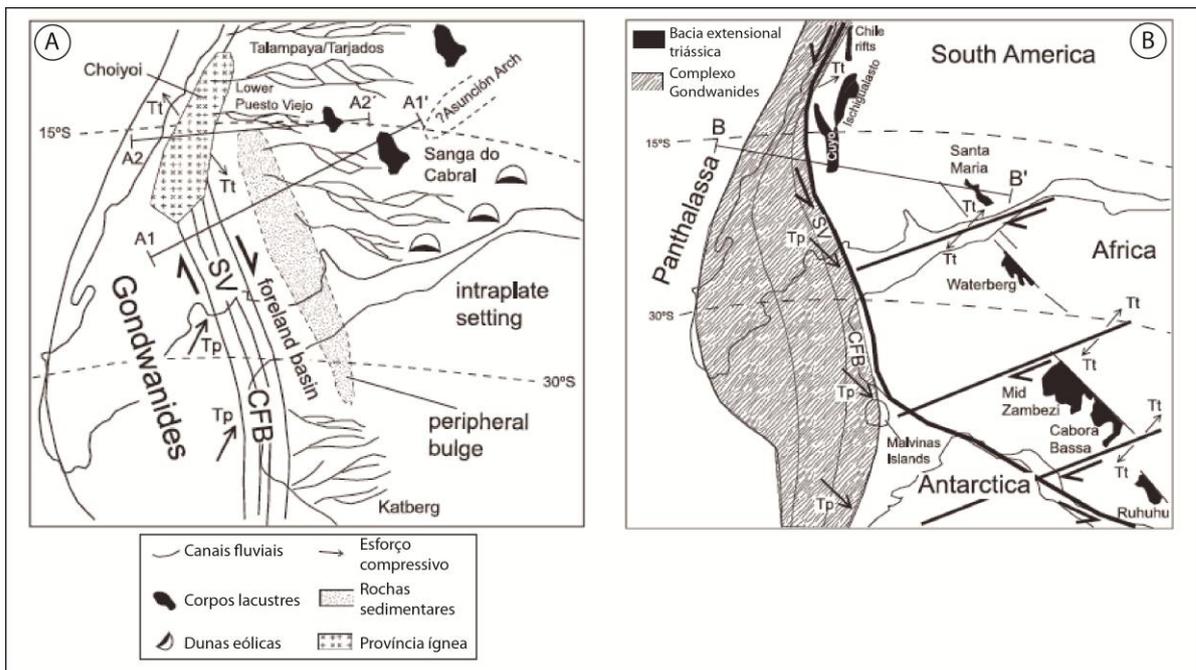


Figura 15. Mapa paleogeográfico da porção sul do Gondwana no Triássico Inferior (A) e Triássico Médio a Superior (B) (Zerfass *et al.*, 2003).

- (ii) A fase extensional do Triássico Médio a Superior (Fig. 15B e 16B), que deu origem ao rifteamento de *back-arc* na margem do

continente e rifteamento intraplaca no interior do paleocontinente. Neste contexto ocorre a reativação de falhas de direção NE do embasamento e a consequente sedimentação em calhas com orientação NW. No Rio Grande do Sul a Supersequência Santa Maria é atribuída a este contexto tectônico.

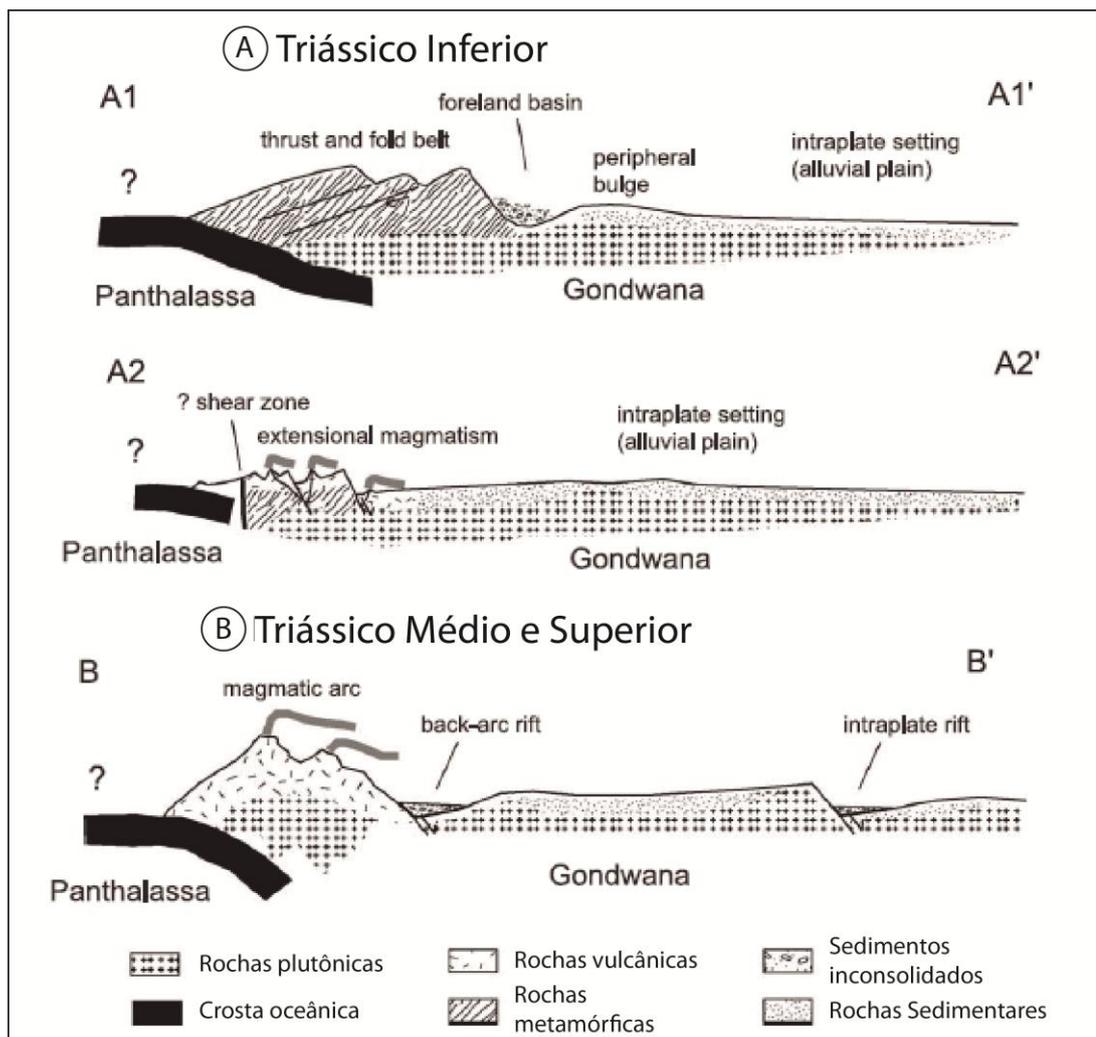


Figura 16. (A) Seção geológica idealizada através do orogeno Gondwanides e adjacências intraplaca no Triássico Inferior. (B) seção geológica idealizada no Triássico Médio a Superior, (Zerfass *et al.*, 2003).

No Rio Grande do Sul a sedimentação da Bacia do Paraná inicia-se com os depósitos glacio-marinhos do Grupo Itararé, de idade

Neocarbonífero-Eopermiano. Não há registros das sucessões ordovício-silurianas e devonianas identificadas em outras partes da bacia.

A partir do final do Carbonífero, a sucessão gondwânica preservada no setor sul-sudeste da bacia apresenta completa similaridade com o registro do Paleozóico verificado no restante da bacia (Faccini, 2000). O final do episódio glacial é marcado na região pela deposição dos sedimentos da Formação Rio Bonito. Ao final do Paleozóico, a contínua melhoria das condições climáticas globais e o recuo das geleiras são registrados pelo amplo ciclo transgressivo expresso em toda a bacia, representado pelas formações Palermo e Irati, esta última contendo fósseis de mesossaurídeos. O final deste ciclo inclui registros das formações Serra Alta e Teresina, seguindo o início do episódio regressivo e da completa continentalização da Bacia do Paraná (Faccini *op. cit.*).

O registro sedimentar do final do Permiano e de todo o Mesozóico no Rio Grande do Sul, coincide com os registros verificados no restante da bacia, e constitui uma sucessão de estratos continentais de cores avermelhadas (*red beds*). A seção mais completa deste intervalo ocorre ao longo de uma faixa contínua de direção leste-oeste na porção central do estado, e corresponde à borda sudeste da Bacia do Paraná.

Litoestratigraficamente, este pacote, na porção brasileira da bacia, corresponde ao intervalo transcorrido entre o Neopermiano e o Eocretáceo. Compreende o topo do Grupo Passa Dois (Formação Rio do Rasto) e os Grupos Rosário do Sul (Formações Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita) e São Bento (Formações Botucatu e Serra Geral). Raramente, depósitos de diversas idades incluindo depósitos Permo-Triássicos remanescentes da Bacia do Paraná, ocorrem sobre o Escudo Sul-riograndense como porções geograficamente isoladas, e recebem genericamente a denominação “Formação Caneleiras” (Tessari & Picada, 1966).

No Rio Grande do Sul, esta sucessão de “*red beds*”, especialmente as camadas da Formação Santa Maria, despertaram grande interesse científico devido seu expressivo e restrito conteúdo de vertebrados fósseis de idade triássica, sem correspondência faciológica ou cronoestratigráfica segura nas

demais regiões da bacia. Este caráter bioestratigráfico assume grande importância como elemento de correlação, não apenas no âmbito da Bacia do Paraná, mas também no amplo panorama de evolução do Gondwana meridional durante o final do Paleozóico e o início do Mesozóico.

5. ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DE SANTA CRUZ DO SUL

Este capítulo tem como objetivo revisar a estratigrafia e descrever a geologia, caracterizando as variações litoestratigráficas ao longo da sucessão sedimentar que compõe o registro da região de estudo (Fig. 17). Serão apresentadas, da base para o topo, as características faciológicas, paleoambientais e relações de contato das unidades litoestratigráficas inseridas no Grupo Rosário do Sul e no Grupo São Bento.

5.1. Grupo Rosário do Sul

A litoestratigrafia atual do Triássico sul-rio-grandense resulta dos estudos realizados por Andreis, Bossi & Montardo em 1980.

Andreis, Bossi & Montardo (*op. cit.*) reconheceram na região de Rio Pardo-RS as unidades individualizadas por Bortoluzzi (1974) em Santa Maria, e propuseram uma reorganização do pacote Triássico numa única unidade litoestratigráfica da categoria de Grupo, sendo formada por três megaciclotemas superpostos, equivalentes a formações.

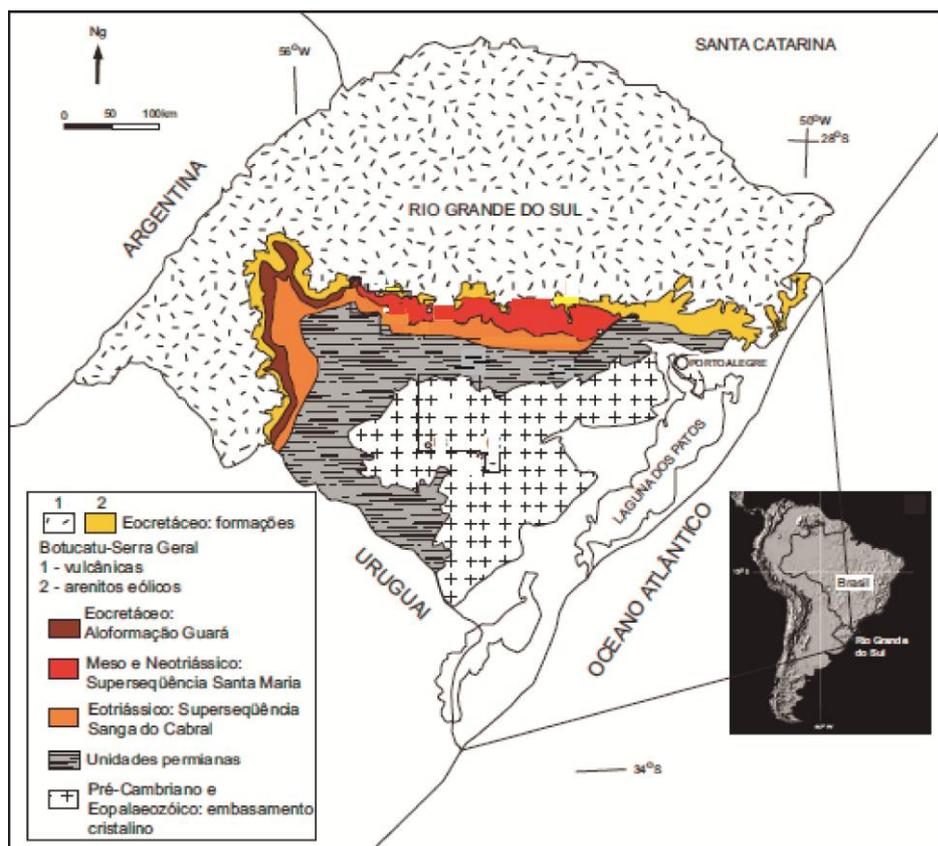


Figura 17. Mapa geológico simplificado com a sucessão sedimentar que compõe o registro da área estudada (modificado de Faccini, 1989).

Assim, a Formação Rosário do Sul, termo original de Gamermann (1973), é elevada à categoria de Grupo, com suas subdivisões internas obedecendo quase integralmente a concepção de Bortoluzzi (1974): (1) Formação Sanga do Cabral – única designação formal introduzida por Andreis, Bossi & Montardo (1980), em substituição ao termo Formação Rosário do Sul – correspondendo aos arenitos fluviais da base do Grupo; (2) Formação Santa Maria, exatamente conforme concebida por Bortoluzzi, inclusive subdividida internamente em Membro Passo das Tropas e Membro Alemoa e (3) Formação Caturrita, esta um pouco diferente do significado atribuído por Bortoluzzi, que a considerava como membro fluvial basal da Formação Botucatu. Andreis, Bossi & Montardo elevam esta unidade a categoria de Formação, adotando a proposição de Jabur (1979) que a incluiu na sequência triássica. Os autores justificam esta opção argumentando que a Formação Caturrita tenha afinidades genéticas com o Grupo Rosário do

Sul por apresentar semelhanças paleoambientais, contatos definidos e por conter uma fauna de répteis de idade triássica.

Quanto às idades das formações que compõem o Grupo Rosário do Sul, Andreis, Bossi & Montardo apoiam-se na paleontologia e suas correlações com as idades-réptil obtidas na Argentina (Bossi & Bonaparte, 1980; *apud* Andreis, Bossi & Montardo *op.cit.*).

A Formação Sanga do Cabral é posicionada entre o Permiano Superior e o Triássico Médio Inferior. Esta unidade ocorre entre a Formação Estrada Nova (Permiano) e o Membro Passo das Tropas, base da Formação Santa Maria, cuja idade é inferida com base na presença da flora de *Dicroidium*, e sua primeira aparição na Argentina é relacionada à idade-réptil Chañareense Inferior (Triássico Médio Inferior).

A Formação Santa Maria, devido a presença de vertebrados fósseis estudados por Barbarena (1977), é considerada como pertencente ao intervalo Chañareense Superior-Ischigualastense Inferior, Triássico Médio Superior (Anisiano-Carniano).

A Formação Caturrita, também por seu conteúdo fossilífero (*Proterochampsia*, *Exaeretodon* e *Jachaleria*) relacionado a idade-réptil Ischigualastense Superior-Coloradense, é incluída no Triássico Superior.

As interpretações paleoambientais feitas por Andreis, Bossi & Montardo para este novo Grupo, em geral, coincidem com as conclusões de Gamermann (1973) e Bortoluzzi (1974), principalmente no que se refere às fácies fluviais (Fm. Sanga do Cabral, Membro Passo das Tropas e Fm. Caturrita). A grande divergência é quanto ao Membro Alemoa, porque devido à ausência de estruturas primárias nestes pelitos, além da ocorrência de níveis de calcrete associado a rica fauna de répteis herbívoros, os autores descartam a hipótese lacustre sugerida por diversos pesquisadores, entre eles Gamermann (*op. cit.*) e Bortoluzzi (*op. cit.*). Logo, consideram que as características do Membro Alemoa são mais compatíveis com depósitos *loessicos*, semelhantes aos encontrados atualmente nos pampas da Argentina, interpretação coincidente com a formulada por Huene & Stahlecker (1931).

5.1.1. Formação Sanga do Cabral

A Formação Sanga do Cabral é a unidade basal do Grupo Rosário do Sul (Quadro 2), sendo constituída essencialmente por arenitos finos a médios e subordinadamente arenitos grossos, ruditos e pelitos. Esta unidade possui espessura média de 50 m, atingindo um máximo de 655 m em subsuperfície na região de Santa Maria (Lavina *et al.*, 1993) e é interpretada como sendo uma seqüência de segunda ordem tectonicamente controlada, e por isso, chamada Supersequência Sanga do Cabral (Zerfass *et al.*, 2003).

| | | | |
|--------------------------|-------------------------|-------------------------|----------------------|
| JURO-CRETÁCEO | Grupo São Bento | Formação Serra Geral | |
| | | Formação Botucatu | |
| TRIÁSSICO | Grupo Rosário do Sul | Formação Caturrita | |
| | | Formação Santa Maria | Mb. Alemoa |
| | | | Mb. Passo das Tropas |
| Formação Sanga do Cabral | | | |
| PERMIANO | Grupo Passa Dois | | |

Quadro 2. Organização litoestratigráfica do intervalo Neopermiano-Eocretáceo da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul (Andreis, Bossi & Montardo, 1980).

Em geral, esta unidade apresenta colorações avermelhadas ou alaranjadas, e localizadamente coloração esbranquiçada. A composição dos arenitos varia de litarenitos a arcósios (Andreis *et al.*, 1980; Zerfass, 1998), já os ruditos são principalmente brechas e conglomerados intraformacionais e mais raramente acumulações de ortoconglomerado polimítico, com

arcabouço formado por siltitos e siltitos argilosos, e em menor proporção argilitos, compostos predominantemente por argilominerais do tipo illita e montmorilonita (Ramos & Formoso, 1976).

Os conglomerados podem ser maciços ou apresentar estratificação cruzada planar, enquanto os arenitos possuem estratificação plano-paralela. Estas características, além do conteúdo de materiais reciclados tais como fragmentos sedimentares líticos, foram interpretadas por Zerfass *et al.* (2003) como sendo depósitos de canais não-confinados desenvolvidos em uma planície aluvial com baixo gradiente. É provável que a deposição ocorreu durante eventos de inundações relâmpagos, sob condições climáticas áridas ou semi-áridas. Intercalações de lentes de lamitos laminados também ocorrem e estão relacionadas a deposição lacustre e/ou pequenos corpos d'água. A taxa de geração do espaço de acomodação era baixa, como sugerido por evidências sedimentológicas (abundância de feições erosivas, elementos arquiteturais estreitos) (Zerfass *et al.*, 2003). O estilo fluvial e a uniformidade de fácies permitiram interpretar a unidade como sendo remanescente de um amplo ambiente deposicional intracratônico.

Os dados de paleocorrente sugerem um transporte fluvial para norte, mas com importante componente para leste (Fig. 18). O estudo de proveniência apresentado por Zerfass *et al.* (2000) indicaram que as áreas-fontes eram terrenos sedimentares soerguidos localizados a sul e sudoeste.

A idade de formação é atribuída ao final do Permiano, início do Triássico, baseada na ocorrência de vertebrados fósseis, mais especificamente os répteis *procolophonid* e os anfíbios *temnospondyl* (Lavina, 1982; Barberena *et al.*, 1985; Santana, 1992; Schultz, 1995; Silva, 1999). Estes fósseis apresentam correlação bioestratigráfica com a recentemente definida *Procolophon Range Zone* na Bacia do Karoo (*sensu* Nevelling *et al.*, 1999).

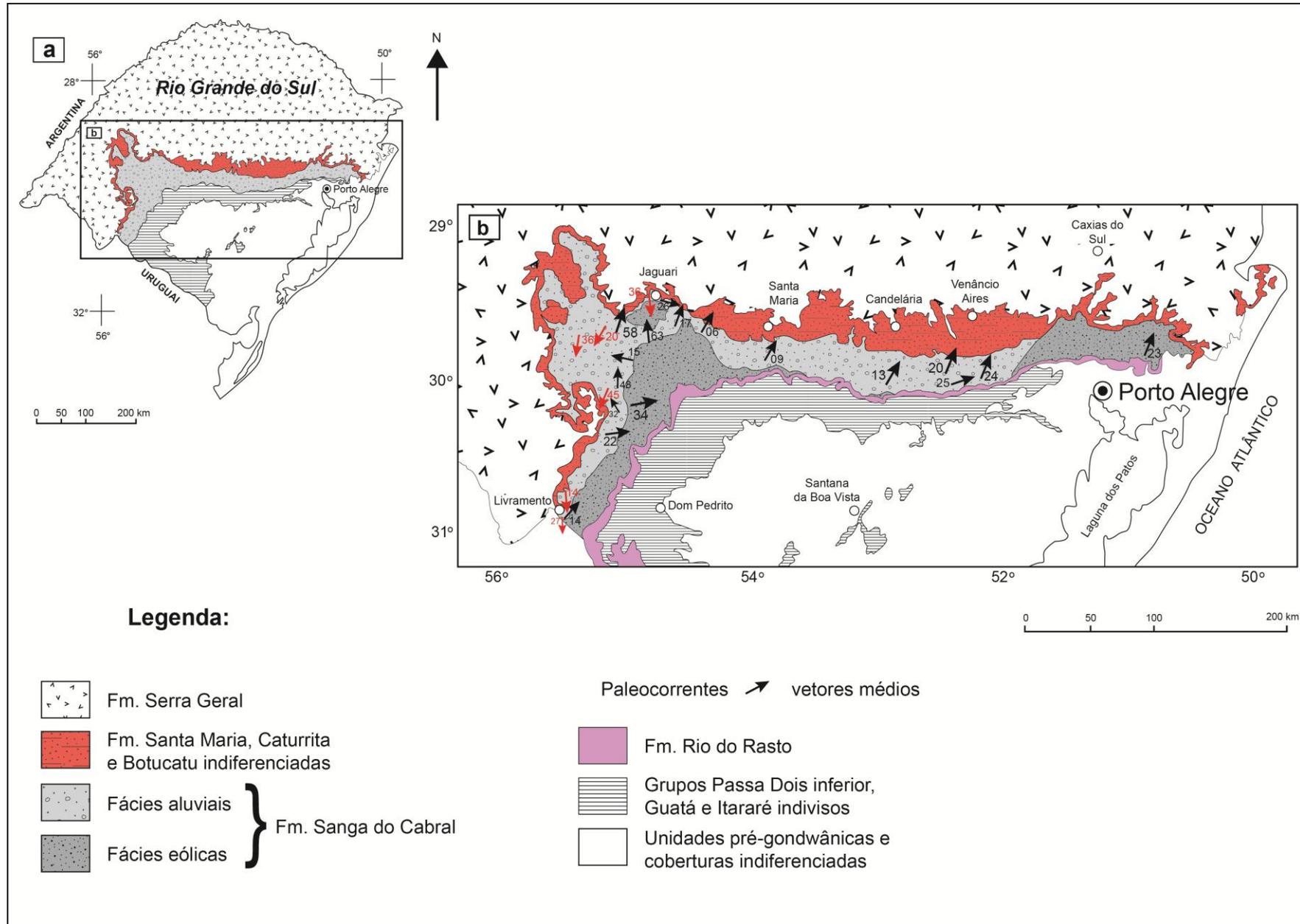


Figura 18. Mapa de paleocorrente da Formação Sanga do Cabral, com o número de medidas junto dos vetores (modificado de Faccini, 2000).

Os dados paleontológicos não permitem a subdivisão da Formação Sanga do Cabral em sequências de terceira ordem. Não há, também, superfícies limítrofes ou mudanças abruptas de fácies, que poderiam apontar para uma significativa mudança da taxa de criação do espaço de acomodação (Zerfass *et al.*, 2003).

5.1.2. Formação Santa Maria

Restrita ao estado do Rio Grande do Sul, a Formação Santa Maria ocorre segundo uma faixa alongada no sentido leste-oeste com aproximadamente 250 km de extensão e com uma largura máxima de 20 km no sentido norte-sul. Os limites leste e oeste desta unidade são demarcados por dois sistemas de falhamentos reativados: ao oeste, pelo “Sistema de Falhamentos Jaguari-Mata”, e ao leste pela “Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu” (Fernandes *et al.*, 1993; 1995).

O termo “Formação” foi primeiramente proposto por Gordon (1947), e Andreis *et al.* (1980) dividiu a unidade em duas formações: Formação Santa Maria e Formação Caturrita. Também é chamada de Supersequência Santa Maria, termo proposto por Zerfass *et al.* (2003), que considerou toda a sucessão como uma sequência de segunda ordem.

Litoestratigraficamente, a Formação Santa Maria corresponde a porção intermediária do Grupo Rosário do Sul, posicionada entre as Formações Sanga do Cabral e Caturrita (Quadro 2).

Formalmente definida por Bortoluzzi (1974), a Formação Santa Maria tem sua seção tipo localizada ao longo da BR-153 entre os municípios de Santa Maria e São Sepé. A unidade totaliza 80 metros de espessura, sendo dividida em dois membros: (i) Membro Passo das Tropas (base), predominantemente arenoso (cerca de 70-80%), com camadas pelíticas subordinadas, portadoras de elementos da flora *Dicroidium*, totalizando a espessura de 25-30 metros e (ii) Membro Alemoa (topo), constituído por siltitos argilosos, vermelhos, com níveis de paleossolos e portadores de vertebrados fósseis, com espessura de 50-55 metros (Faccini, 2000).

As espessuras são bastante variáveis ao longo da faixa de exposição. As espessuras máximas registradas chegam a 90-100 metros, onde as fácies pelíticas do Membro Alemoa são predominantes.

O contato inferior da Formação Santa Maria é demarcado por uma superfície erosional, que coincide com a incisão dos arenitos fluviais do Membro Passo das Tropas sobre as fácies aluviais da Formação Sanga do Cabral. Esta superfície corresponde a uma desconformidade regional, com hiato deposicional paleontologicamente determinado (Faccini, 1989; Schultz, 1995; 1998). Já as relações de contato superior são variáveis e, em geral, os pelitos vermelhos do Membro Alemoa interdigitam-se com os arenitos lenticulares da base da Formação Caturrita, caracterizando um contato gradacional com esta unidade litoestratigráfica. Porém, em determinados lugares, o Membro Alemoa é delimitado por superfícies de erosão, envolvendo extensões temporais variáveis sendo recoberto pelos “arenitos Mata” (Faccini, 1989), por sua vez portadores de troncos silicificados e recobertos pelos arenitos eólicos da Formação Botucatu de idade Eocretácea (Faccini *op. cit.*; Scherer, 1998).

A idade da Supersequência Santa Maria é determinada por seu conteúdo de paleovertebrados, o que permitiu a associação e o estabelecimento de quatro biozonas: *Procolophon Assemblage Zone* (Induano), *Dinodontosaurus Assemblage Zone* (Ladiniano), *Santacruzodon Assemblage Zone* (Ladiniano) e *Hyperodapedon assemblage zone* (Carniano) (Barberena, 1977; Barberena *et al.*, 1985; Scherer *et al.*, 1995; Schultz, 1995; Schultz *et al.*, 2000; Soares *et al.*, 2011) (Fig. 19).

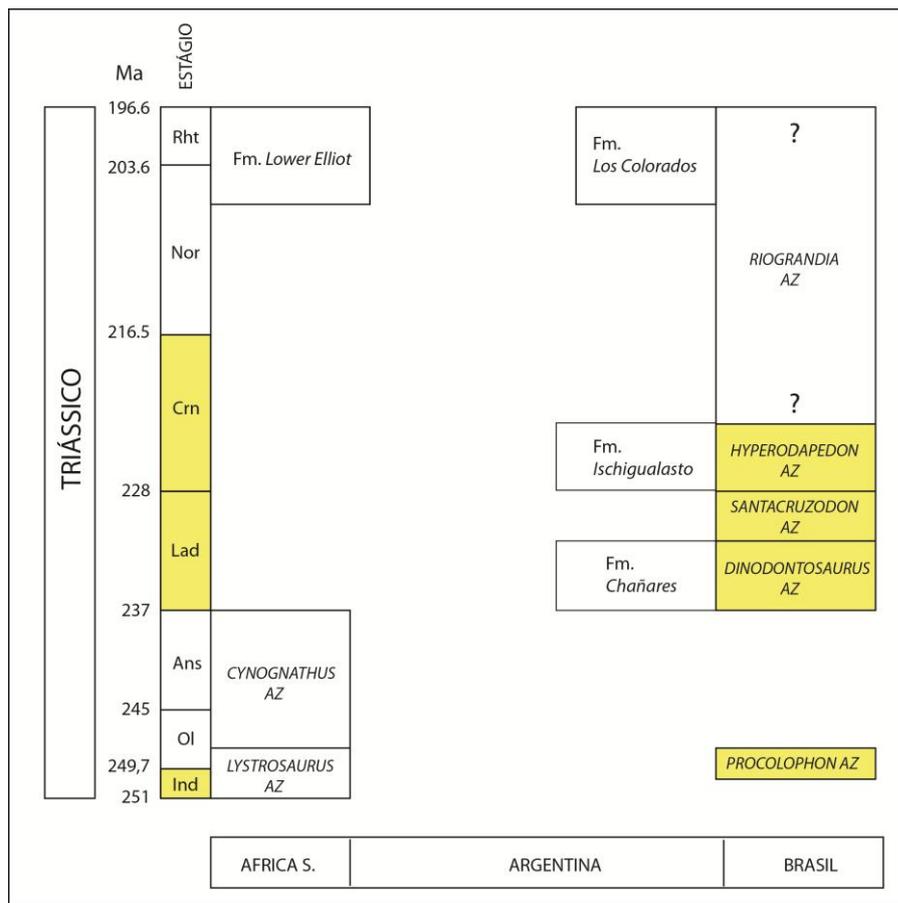


Figura 19. Posicionamento bioestratigráfico das biozonas estabelecidas por Soares *et al.*, 2011 (modificado de Soares *et al.*, 2011).

Zerfass *et al.* (2003) integrou dados geológicos e paleontológicos para estabelecer uma sequência estratigráfica, e dividiu a Supersequência Santa Maria em três sucessões de terceira ordem como veremos a seguir.

5.1.2.1. Sucessão Santa Maria 1 (SM1)

Esta sequência de terceira ordem possui uma espessura aproximada de 50 metros. Sua porção mais basal é composta predominantemente por conglomerados clastos suportados (Gm) com estratificação cruzada planar, arenitos conglomeráticos (St) e arenitos e siltitos maciços, ou com laminação cruzada cavalgante (Sm/Sr). A associação de fácies Gm/St tem sido relacionada a elementos arquiteturais de barra cascalhosa e forma de leito arenosa, atribuídos a rios de baixa sinuosidade e alta energia. Dados de

paleocorrente indicam fluxo para N-NE (Fig. 20). Os arenitos finos e siltitos são interpretados como sendo depósitos lacustrinos de frente deltaica.

A associação de fácies Gm/St e Sm/Sr é abruptamente sobreposta por lamitos depositados sobre uma superfície de inundação, interpretada como uma superfície transgressiva.

Entretanto, é difícil assumir se a deposição fluvial e deltaica ocorreu após o rebaixamento do nível de base ou durante o subsequente aumento do nível de base, uma vez que não é conhecido nenhum controle em toda a extensão da bacia. Por esta razão, podemos assumir que o contato abrupto com os lamitos sobrepostos representa uma superfície transgressiva, embora também possa ser classificado como uma superfície transgressiva local. Consequentemente, as fácies fluviais e deltaicas da SM1 têm sido interpretadas como trato de sistema de nível baixo (Zerfass *et al.*, 2003).

O arenito deste intervalo é quartzoso e feldspático, incluindo também, uma quantidade menor de fragmentos líticos sedimentares. Esta composição deriva da mistura de duas fontes do embasamento granito-gnáissico soerguido e da bacia sedimentar reciclada (Zerfass *et al.* 2000).

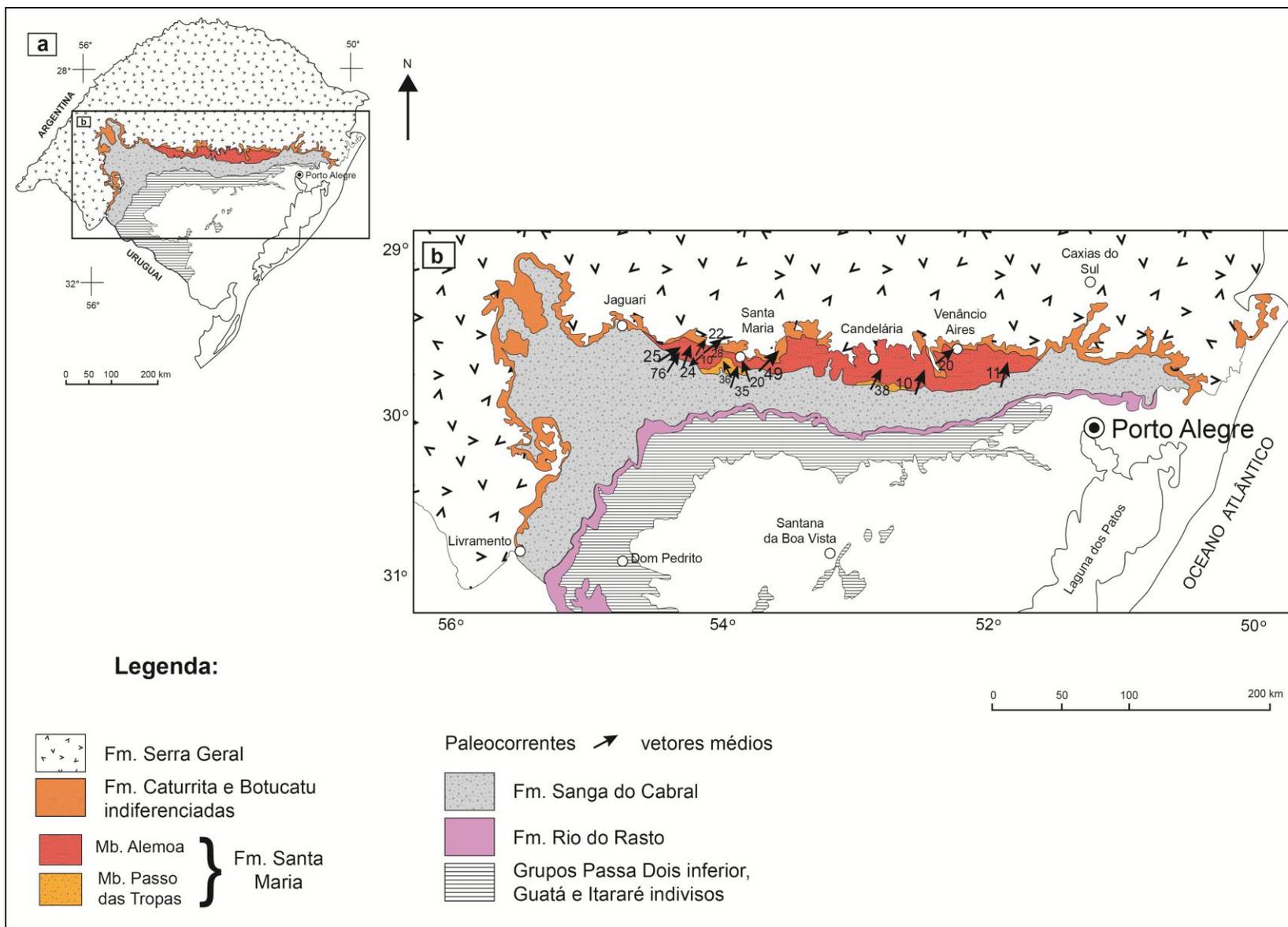


Figura 20. Mapa de paleocorrente da Formação Santa Maria, com o número de medidas junto dos vetores (modificado de Faccini, 2000).

A porosidade primária do arenito grosso de depósitos fluviais foi parcialmente preenchida por argila infiltradas, e segundo Garcia *et al.* (1998) esta feição sugere um clima com sazonalidade bem definida. O espaço intergranular era preenchido por ar durante as estações mais secas, com as formas de canais expostas a condição subaérea. Durante a consequente reativação dos canais (estação chuvosa), os poros seriam preenchidos por argilo-minerais. O arenito fino e o siltito apresentam cimento carbonático diagenético, descrito como pertencente a clima semiárido (Garcia *op. cit.*). Uma ocorrência significativa de cimentação precoce de calcedônia nas fácies mais grosseiras aponta para uma saturação local de fluidos intergranulares. De acordo com Silva e Garcia (1993), a precipitação de cimento silicoso é controlada pela alternância de estações secas e estações úmidas. Por fim, análises tafonômicas sobre paleotetrápodes (Holz & Barberena, 1994; Holz & Schultz, 1998; Holz & Souto-Ribeiro, 2000), também indicam alternância de estações, dada a ocorrência de carcaças articuladas e ossos isolados em um mesmo horizonte.

O trato de sistema transgressivo é, em sua maioria, composto por lamitos vermelhos maciços ou laminados interpretados como depósito lacustre raso. O contato abrupto com a associação de fácies de nível baixo sobreposto aponta um rápido aumento do nível de base. O abundante conteúdo de vertebrados fósseis (principalmente dicinodontes, cinodontes e tecodontes) ocorre associado a esta litofácie e constitui a Cenozona Therapsideos Ladinianos (Barberena, 1977; Scherer *et al.*, 1995; Schultz *et al.*, 2000).

5.1.2.2. Sucessão Santa Maria 2 (SM2)

A SM2 possui uma espessura aproximada de 130 metros, e também é delimitada em sua base com a SM1 por uma desconformidade. Seu trato de sistema de nível baixo é composto predominantemente por arenitos, que apresentam estrutura cruzada planar de pequeno a médio porte (fácies St), sobrepostas por lamitos. As formas de leito são o elemento arquitetural mais comum, embora em algumas instâncias, barras de acreção frontal também

são identificadas. O arenito é do tipo subarcósio, possui argila infiltrada e representa uma mistura de fragmentos reciclados derivados do embasamento granito-gnáissico (Zerfass *et al.*, 2000). A cimentação é telodiagenética, com caolinita e hidróxido de ferro preenchendo os poros secundários do arenito. Calcita precoce diagenética parece ter sido o primeiro cimento.

Os depósitos fluviais apresentam uma grande dispersão das atitudes das paleocorrentes. A direção do fluxo principal do arenito fluvial de nível baixo da SM2 é para NNE, embora alguns afloramentos apresentem paleocorrentes para SW e W (Zerfass *et al.*, 2003).

Lentes de lamitos interpretadas como depósitos de planícies de inundação, estão interdigitadas com o arenito fluvial. Estas lentes contêm fósseis da Flora *Dicroidium* (Guerra-Sommer *et al.*, 1999; Guerra-Sommer & Cazzulo-Klepzig, 2000), insetos (Homoptera) (Pinto, 1956) e crustáceos (Conchostraca) (Pinto, 1956; Kato, 1971; Tasch, 1987; Gallego, 1996).

Se, como previamente assumido, os depósitos fluviais representarem um trato de sistema de nível baixo, a primeira aparição de lamitos marca a superfície transgressiva (TS2). Apesar de geralmente abrupto, o limite arenito/lamito é ocasionalmente transicional. Este limite é interpretado como uma superfície de inundação que repousa sobre os depósitos fluviais, formada durante uma subida, relativamente rápida, do nível de base.

O trato de sistema transgressivo é composto por lamitos vermelhos, maciços ou laminados. Nestas litologias são encontrados abundantes ossos de répteis, principalmente rincossauros, dinossauros, tecodontes e cinodontes preservados (Barberena, 1977; Scherer *et al.*, 1995; Schultz *et al.*, 2000). Os lamitos representam uma deposição de lagos raso. Arenito/siltito com laminação cruzada cavalgante (*climbing*) (fácies Sr) são observados ao longo do contato com a associação de fácies de nível baixo. Uma granocrescência ascendente (Formação Caturrita de Andreis *et al.*, 1980) substitui, transicionalmente, os lamitos transgressivos e constituem um sistema de trato de nível alto. Este intervalo contém lentes isoladas de arenito com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte (fácies St) que são interpretados como canais fluviais encaixados. Ritmitos e corpos de

arenito sigmoidal, maciço ou com laminação cruzada cavalgante (*climbing cross-laminated*) também estão presentes. Esta associação de fácies é avaliada como um sistema deposicional do tipo deltaico-lacustrino. O arenito pode ocorrer como lentes estreitas maciças, ou estratificadas (plano-paralela ou cruzada acanalada) (fácies Sm, Sh e St), e são interpretadas como corpos areníticos amalgamados relacionados a canais de grande largura em relação a profundidade. Fonseca (1999) também reconheceu um sistema fluvial de baixa sinuosidade neste intervalo estratigráfico. A sucessão descrita revela uma redução progressiva do espaço de acomodação, tornando a bacia lacustrina mais rasa até sua completa substituição por um sistema fluvial.

O trato de sistema de nível alto da SM2 inclui duas biozonas distintas (Scherer *et al.*, 1995; Schultz *et al.*, 2000). O estrato mais baixo contém rincossauros, cinodontes e tecodontes, enquanto a seção superior inclui dicinodontes e dinossauros.

5.1.2.3. Sucessão Santa Maria 3 (SM3)

Esta unidade, com aproximadamente 20 metros de espessura, aflora somente nos arredores do município de São Pedro do Sul. A SM3 foi primeiramente definida por Faccini (1989), que a denominou de “Sequência Depositional III” ou “Arenito Mata”. O limite com a SM2 se dá através de uma desconformidade.

As coníferas silicificadas reportadas por Guerra-Sommer & Gamermann (1985), Minello (1994) e Guerra-Sommer *et al.* (1999) não fornecem suficiente informação bioestratigráfica para estabelecer, com precisão, a idade desta unidade. A área fonte da SM3 foi similar às áreas fontes das sucessões SM1 e SM2. Esta é uma evidência que a tectônica controladora da área fonte não mudou. A SM3 é claramente mais jovem que a SM2, porém não o suficiente para representar outra sequência de segunda ordem (Zerfass *et al.*, 2003).

Os arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada planar, fácies dominante, são subarcósios e novamente incluem uma mistura de clastos reciclados (Zerfass *et al.*, 2000). Argila infiltrada é abundante nestes arenitos. A cimentação é telodiagenética e o cimento primário teria sido calcita. Os dados de paleocorrente indicam um transporte fluvial para norte.

Lentes de diamictito intraformacionais estão intercaladas com arenito e foram descritos como elementos arquiteturais de fluxo gravitacional. Esta litofácies é interpretada como produto de fluxo gravitacional gerado pelo colapso de terraços fluviais e sua ocorrência sugere um trato de sistema de nível baixo, no qual terraços eram bem desenvolvidos, mas não totalmente preenchidos.

Devido à pequena quantidade de exposições, as informações sobre a fácies SM3 não são conclusivas para definir um estilo fluvial, ainda assim, a inexistência de fácies de planície de inundação e a natureza do arenito grosseiro sugerem fluxos de alta energia.

5.1.3. Formação Caturrita

Esta unidade foi originalmente definida por Bortoluzzi (1974) como pertencente à Formação Botucatu, constituindo as fácies fluviais da base do Grupo São Bento no Rio Grande do Sul. A formação Caturrita possui sua seção tipo localizada no município de Santa Maria e corresponde ao conjunto de camadas predominantemente arenosas que ocorrem acima do Membro Alemoa da Formação Santa Maria. Reconhecida por Jabur (1980) e por Medeiros (1980) em áreas distantes de sua seção tipo, a designação Caturrita foi elevada à categoria de Formação passando a constituir o topo do Grupo Rosário do Sul (Andreis, Bossi & Montardo, 1980) (quadro 2), designando os arenitos posicionados entre as formações Santa Maria e Botucatu no estado do Rio Grande do Sul. Já o termo “arenitos Mata” foi posteriormente introduzido por Faccini (1989) com o objetivo de diferenciar dentre os depósitos do topo da Formação Caturrita, os arenitos fluviais portadores de expressivas acumulações de troncos silicificados de coníferas que ocorrem a oeste de Faxinal do Soturno, especialmente nas regiões de

São Pedro do Sul e Mata. Com base em seu conteúdo de vertebrados fósseis (Barbarena *et al.* 1995, 2000; Schultz, 1995; Schultz *et al.*, 2000) a idade da Formação Caturrita é atribuída ao intervalo Carniano-Noriano, Triássico Superior.

O contato inferior da Formação Caturrita com a Formação Santa Maria é marcado pela intercalação de corpos lenticulares de arenitos fluviais com as litofácies pelíticas do Membro Alemoa. O contato superior é delimitado por uma superfície de erosão, atribuída ao extenso período e deflação, registrado em toda a Bacia do Paraná, que antecede a deposição da Formação Botucatu (Faccini, 2000).

De um modo geral, os litotipos constituintes da Formação Caturrita incluem camadas lenticulares, tabulares e sigmoidais de arenitos muito finos a conglomeráticos, com espessura métricas, ocorrendo intercaladamente com pelitos maciços ou laminados, associados a horizontes de paleossolos (Andreis & Montardo, 1980). As espessuras totais são variáveis, podendo atingir entre 60 e 80 metros, registrados nas regiões de Rio Pardo e Santa Maria, respectivamente.

Esta unidade litoestratigráfica pode ser descrita, da base para o topo, como uma sucessão grano e estratocrescente, caracterizada em sua base por canais fluviais isolados (*ribbons*), instalados sobre amplas planícies de inundação com importantes registros de depósitos de *crevasse* e frentes deltaicas lacustres na porção intermediária, que passam na sua porção superior para canais mais amplos lateralmente, com significativa redução das litofácies finas de planície de inundação em direção ao topo (Faccini, 2000).

Os arenitos basais da unidade são constituídos por depósitos de preenchimento de canais isolados, com margens bem definidas, baixas razões largura/profundidade e evidências de acresção vertical como processo dominante de preenchimento. As litofácies pelíticas contendo vertebrados fósseis, calcretes e níveis de paleossolos imaturos pertencentes ao Membro Alemoa da Formação Santa Maria, separam os canais evidenciando um contato gradacional entre o topo desta unidade e a base da Formação Caturrita.

A identificação de frentes deltaicas lacustres, instaladas sobre as planícies adjacentes aos canais e sujeitos a variações periódicas do nível de base estratigráfico, confere uma associação característica de sistemas fluviais de canais anastomosados (Faccini *op. cit.*). Em direção ao topo da unidade, uma primeira modificação de estilo fluvial é observada pela ocorrência de arenitos de preenchimento de canais, constituídos por macroformas com evidências de acresções laterais como elemento dominante. Estes depósitos correspondem a barras em pontal, ou seja, macroformas características de sistemas fluviais meandranes.

A outra modificação significativa de padrão fluvial observada corresponde aos Arenitos Mata, caracterizados por seu abundante conteúdo de madeira silicificada. Os elementos arquiteturais que compõem este segmento estratigráfico indicam um sistema de canais fluviais dominado pela associação de macroformas e formas de leito arenosas superpostas, relacionados a ocorrência bastante restrita de litofácies finas de planícies de inundação. A migração das macroformas é marcada principalmente pelo padrão de acresções frontais, e subordinadamente evidências de acresções laterais e oblíquas, as quais podem ser explicadas por variações locais das direções do fluxo fluvial. O padrão de acresção frontal é característico de barras de canal, comuns em sistemas do tipo anastomosados (*braided*).

A ocorrência de caules silicificados, *in situ*, no interior de *set* de estratos cruzados, indicando a existência de uma floresta de coníferas contemporânea ao sistema fluvial, sugere variações das condições de energia do sistema. A retirada das coníferas de sua posição original e incorporação ao fluxo fluvial seriam consequência dos episódios de maior energia, enquanto a deposição dos caules ocorreria durante os períodos de redução de energia, que são evidenciados pelas formas de leito de regime de fluxo inferior que contêm os caules. Este conjunto de evidências permite interpretar os Arenitos Mata como um registro de sistema fluvial arenoso, constituído por canais de baixa a moderada sinuosidade, submetido a variações periódicas de regime de descarga relacionadas a oscilações sazonais de precipitação no interior da bacia de drenagem.

A Formação Caturrita corresponde, resumidamente, a uma superposição de sistemas fluviais distintos, que evoluíram a partir de canais isolados, anastomosados na base, passando para um sistema de canais meandранtes e culminando com canais entrelaçados ou com moderada sinuosidade no topo (Faccini, 2000).

5.2. Grupo São Bento

O primeiro trabalho que designou de Série São Bento o pacote sedimentar aflorante no topo da Serra do Rio do Rasto, em Santa Catarina, foi realizado por White (1908). Esta série seria constituída de camadas do Rio do Rasto, Grês de São Bento e rochas eruptivas da Serra Geral. O autor estendeu esta divisão para o Rio Grande do Sul, onde as camadas do Rio do Rasto continham os fósseis de tetrápodes do Triássico.

Gordon Jr. (1947) apresentou uma nova classificação estratigráfica para o Gondwana. A principal modificação referia-se à Série São Bento, composta pela Formação Santa Maria, Arenito Botucatu e Formação Serra Geral, além disso, Gordon Jr. admitiu um contato discordante do Arenito Botucatu, tanto subjacente, quanto sobrejacente.

O próximo trabalho de vulto foi efetuado por Gamermann (1973), que propôs a denominação de Formação Rosário do Sul para o pacote de rochas localizado entre o Grupo Passa Dois e a Formação Botucatu. A Formação Rosário do Sul seria constituída por duas fácies distintas: uma fluvial, composta por arenitos, e outra lacustre, caracterizada pelos pelitos vermelhos com fósseis de vertebrados. No que se refere ao topo do pacote gondwânico, Gamermann (*op. Cit.*) defende um contato gradacional entre as Formações Rosário do Sul e Botucatu.

Bortoluzzi (1974), estudando os sedimentos na região de Santa Maria, propôs uma coluna estratigráfica para o Mesozóico do Rio Grande do Sul que se diferenciava daquela defendida por Gamermann (1973). Bortoluzzi sugeriu a designação de Formação Rosário do Sul para os depósitos arenosos da base do pacote triássico (base da Formação Rosário do Sul,

sensu Gamermann *op. Cit.*), enquanto os pelitos vermelhos sobrejacentes, ricos em vertebrados fósseis, foram denominados de Formação Santa Maria.

Andreis, Bossi & Montardo (1980) publicaram uma nova proposta litoestratigráfica para os sedimentos mesozóicos do Rio Grande do Sul. A Formação Rosário do Sul (termo original de Gamermann) passa a ser elevada à categoria de Grupo. O Grupo Rosário do Sul seria composto, da base para o topo, pela Formação Sanga do Cabral (equivalente a Formação Rosário do Sul de Bortoluzzi), Formação Santa Maria, composta pelos Membros Passo das Tropas e Alemoa (correspondente às fácies Passo das Tropas e Alemoa de Bortoluzzi) e Formação Caturrita (termo original de Jabur, 1979). O Grupo São Bento, neste contexto, seria formado pela Formação Botucatu e Formação Serra Geral (Quadro 2).

5.2.1. Formação Botucatu

A seção mesozóica da Bacia do Paraná, sotopostas às rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, corresponde a uma ampla área de deposição eólica denominada Paleodeserto Botucatu (Almeida, 1953). Distribuída por uma área com aproximadamente 1.300.000 km², inclui exposições no Brasil, Paraguai, Uruguai e depósitos correlatos na África (Mountney *et al.*, 1998; 1999; Stanistreet & Stollhofen, 1999).

No estado do Rio Grande do Sul, a Formação Botucatu apresenta espessuras variáveis, desde poucos metros na região oeste do estado até cerca de 150 metros na porção leste. O contato basal da Formação Botucatu é interpretado como uma discordância regional (Zalán *et al.*, 1987) e no Rio Grande do Sul os arenitos Botucatu estão assentados em discordância sobre arenitos da Formação Caturrita e sobre lamitos da Formação Santa Maria.

O contato entre as Formações Botucatu e Serra Geral é concordante, ocorrendo intercalações de arenitos com as primeiras manifestações vulcânicas (Almeida, 1954; Soares, 1975; Faccini *et al.*, 1989; Scherer, 1998), indicando que os primeiros derrames de lavas foram contemporâneos à deposição das areias eólicas do deserto Botucatu.

A idade da Formação Botucatu ainda é controversa. Inicialmente foi atribuída ao deserto Botucatu uma idade neotriássica (Rhaetiano) por Almeida (1953), que embora não dispusesse de datações, levou em consideração o fato de que a Formação Botucatu se sobrepõe a seção sedimentar mesotriássica da Formação Santa Maria no Rio Grande do Sul. Datações radiométricas de rochas da Formação Serra Geral, sobrepostas concordantemente aos arenitos da Formação Botucatu, contribuíram para o avanço cronoestratigráfico da seção mesozoica. As datações de basaltos (Cordani & Vandomos, 1967) revelaram idades entre 119 e 147 Ma, concentradas em 120 e 130 Ma, logo a Formação Botucatu passou a ser considerada com idade jurássica. Por outro lado, Scherer (1998) considerou idade cretácea para a Formação Botucatu no Rio Grande do Sul, baseado no fato que o contato com as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral é concordante e que a idade destas é eocretácea, conforme datações entre 131 e 133 Ma (Renne *et al.*, 1992) e entre 127 e 137 Ma (Turner *et al.*, 1994; Thiede & Vasconcelos, 2010).

A Formação Botucatu é constituída essencialmente por arenitos com estratificação cruzada, planar ou acanalada de médio a grande porte (campos de dunas eólicas), e compreende raras intercalações de arenitos com estratificação plano-paralela (interdunas secas). Apresentam alternância de lâminas de arenito fino e de arenito médio, resultando em bimodalidade textural. As camadas frontais dos estratos cruzados apresentam alto ângulo de mergulho, frequentemente tangenciais na base, refletindo uma diminuição do tamanho dos grãos do topo para a base dos *sets*.

Na porção sul da Bacia do Paraná, a Formação Botucatu é constituída predominantemente por dunas crescentes, simples e compostas, associadas a dunas lineares complexas (Scherer, 1998; 2000). Esta associação é característica de sistemas eólicos secos, onde a preservação de interdunas é reduzida em detrimento do constante nível baixo do lençol freático (Kocurek & Havholm, 1993), que favorece a remoção da areia seca e frequente cavalgamento de dunas constituindo *draas*. Além disso, a ausência de bioturbações ou depósitos subaquosos e a presença de

pseudomorfos de gipsita, que evidenciam a intensa evaporação de águas subterrâneas nas regiões interdunares, corroboram a aridez do sistema.

As condições desérticas, prevalentes em toda a sucessão, é atribuída ao posicionamento paleogeográfico da bacia e aos padrões de circulação vigentes no sudoeste do Gondwana durante o final do Jurássico, início do Cretáceo (Parrish *et al.*, 1982), e continuaram atuantes no início do intenso vulcanismo fissural, associado à ruptura do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul. Os derrames vulcânicos da Formação Serra Geral recobriram a paisagem eólica preexistente, permanecendo preservada a forma completa de muitas dunas. Primeiro as lavas foram preenchendo as áreas entre os campos de dunas, para depois ocupar as áreas de interdunas, e por fim, recobrir os *draas* (Waichel *et al.* 2012).

5.2.2. Formação Serra Geral

A abertura do Atlântico Sul foi precedida por um volumoso magmatismo, gerando extensos e espessos pacotes de lava de natureza básica toleítica sobre a bacia sedimentar intracratônica do Paraná, sendo a Formação Serra Geral uma das maiores províncias basáltica do mundo. A origem deste vulcanismo é relacionada à fusão parcial do manto astenosférico, com ou sem contribuição litosférica, como resposta aos mecanismos de descompressão da crosta.

As rochas vulcânicas da Formação Serra Geral ocorrem como uma sucessão de derrames de lava, formando pacotes com espessura total variável, cuja média é da ordem de 650 m, e máxima de 1500 m, sotopostas em discordância aos arenitos eólicos da Formação Botucatu. Localmente repousam sobre os sedimentos triássicos do Grupo Rosário do Sul, e na borda da Bacia do Paraná, diretamente sobre o embasamento pré-cambriano. A Formação Serra Geral abrange uma área de aproximadamente 1.200.000 km² na América do Sul, estando representada também na Argentina, Paraguai e Uruguai. Na África do Sul abrange uma área de 80.000 km² e recebe o nome de Grupo Etendeka (Roisenberg & Viero, 2000).

O vulcanismo da Bacia do Paraná, na América do Sul, e o vulcanismo da Bacia de Etendeka, na África Ocidental, foi originado no Cretáceo Inferior como uma província magmática única, associada à tectônica distensiva (*rift*) que ocasionou a ruptura do continente gondwânico, e conseqüentemente, a abertura do Oceânico Atlântico Sul (Erlank *et al.*, 1984; Bellieni *et al.*, 1984). Dados radiométricos pelo método Ar/Ar identificaram um intervalo da ordem de 10 Ma para o magmatismo, com idades entre 138 e 128 Ma, decrescentes de NW para SE (Baski *et al.*, 1991; Rene *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996).

Os derrames possuem composição dominante de basaltos toleíticos, havendo registro subordinado de magmatismo de afinidade picrítica e de magmatismo alcalino (Roisenberg & Viero, 2000) e cobrem cerca de 75% da bacia. Por outro lado, em algumas províncias, o adelgaçamento litosférico favorece a fusão parcial da crosta continental, promovendo a geração de magmas ácidos. Além dos derrames, houve significativa atividade ígnea intrusiva, também de natureza toleítica e predominantemente de composição básica, na forma de *sills* e diques (Marques & Ernesto, 2004). Este registro magmático é aflorante no território do Rio Grande do Sul, onde metade da área do estado é recoberta por derrames basálticos sobrepostos ou intercalados com unidades ácidas que constituem a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

Diversos trabalhos de caracterização geoquímica e petrogenética do vulcanismo mesozoico da Bacia do Paraná foram publicados a partir da década de 80. O conteúdo químico regional, em particular a distribuição de TiO_2 e P_2O_5 identifica três setores da Província Vulcânica: a) Bacia do Paraná Meridional, ao sul do lineamento Rio Uruguai; b) Bacia do Paraná Setentrional, ao norte do lineamento do Rio Piquiri e c) Bacia do Paraná Central, entre os lineamentos do Rio Piquiri e do Rio Uruguai (Bellieni *et al.*, 1984, 1986; Mantovani *et al.*, 1985; Fodor, 1987; Piccirillo, 1988).

A Bacia do Paraná Meridional, que abrange o Rio Grande do Sul, possui uma assinatura geoquímica marcada pela presença de basaltos do tipo baixo- TiO_2 (BBT – $TiO_2 < 2,0\%$), definido pelo empobrecimento relativo em elementos incompatíveis, enquanto o estrôncio radiogênico é aumentado

($R_o \approx 0,707$ a $0,710$) e o neodímio radiogênico diminuindo ($\epsilon_{Nd} \approx -3,5$ a $-7,9$). Nesta porção da bacia, a presença de derrames de natureza intermediária (andesitos e andesibasaltos) é frequente, tendo ainda abundante e expressiva ocorrência de derrames ácidos afíricos (tipo Palmas).

Os basaltos e rochas associadas são geralmente afíricos a subafíricos, com um conteúdo de fenocristais e microfenocristais inferior a 5% do volume, sendo constituídos por plagioclásio (An 86-40), augita (Wo 30-48), pigeonita (Wo 12-6), titano-magnetita, ilmenita e rara olivina, usualmente pseudo-morfizada para argilo-minerais que também podem se originar da alteração dos piroxênios (Roisenberg & Viero, 2000). De modo geral, as rochas intermediárias tendem a apresentar um conteúdo ligeiramente maior de fenocristais e uma maior incidência de minerais metálicos. A matriz contém os mesmos constituintes registrados como fenocristais, à exceção de olivina. Resíduos subvítreos de cristalização em arranjo intersertal, tendo cristais de apatita aciculares tardias associadas, são constantes e possuem uma composição granítica próxima à do eutético quartzo-feldspato potássico (Corwin *et al.*, 1987). A nomenclatura química das rochas básicas e intermediárias, de acordo com o sistema Tas (Le Bas & Streckeizen, 1991) demonstra que a maioria dos derrames pode ser classificada como basaltos e andesibasaltos toleíticos.

6. GEOLOGIA LOCAL

A região estudada compreende a área entre as cidades de Candelária, Santa Cruz do Sul e Venâncio Aires. Foram descritas na área de pesquisa depósitos triássicos das supersequências de Milani (2004) Gondwana II (Formações Sanga do Cabral e Santa Maria) e depósitos jurocretáceos da supersequência Gondwana III (Formações Botucatu e Serra Geral). O mapa da figura 21 apresenta a geologia da área estudada.

A Fm. Sanga do Cabral aflora na porção sul da área em contato com os depósitos da Fm. Santa Maria, que ocorrem no centro da região

estudada. Os sedimentos da Fm. Botucatu são aflorantes, principalmente, na borda da escarpa formada pelos derrames vulcânicos da Fm. Serra Geral. A Fm. Serra Geral corresponde a um terço da área e ocorre em sua porção norte. O mapa da figura 22 apresenta os pontos realizados no campo.

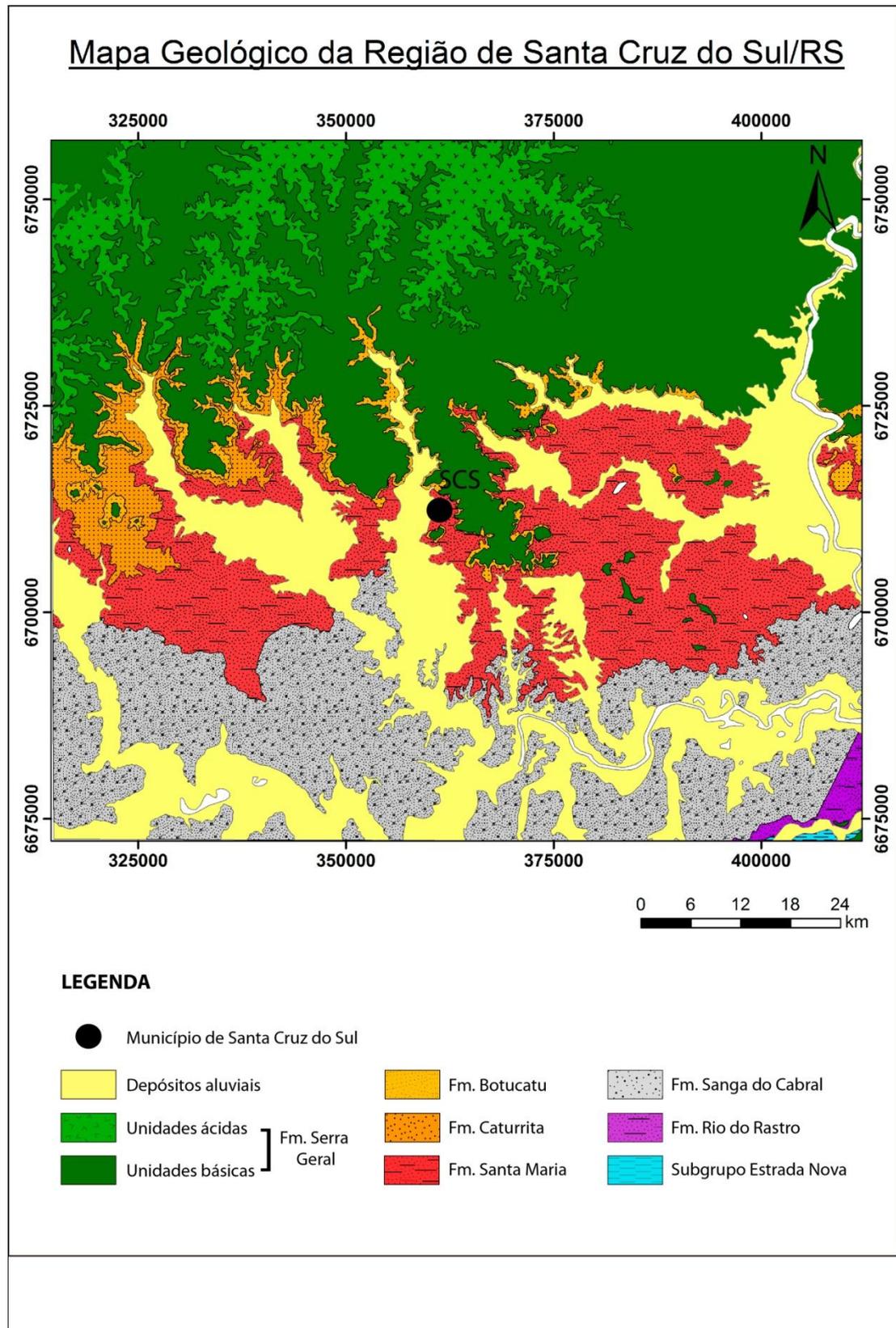


Figura 21. Mapa geológico da área de estudo (CPRM, 2007).

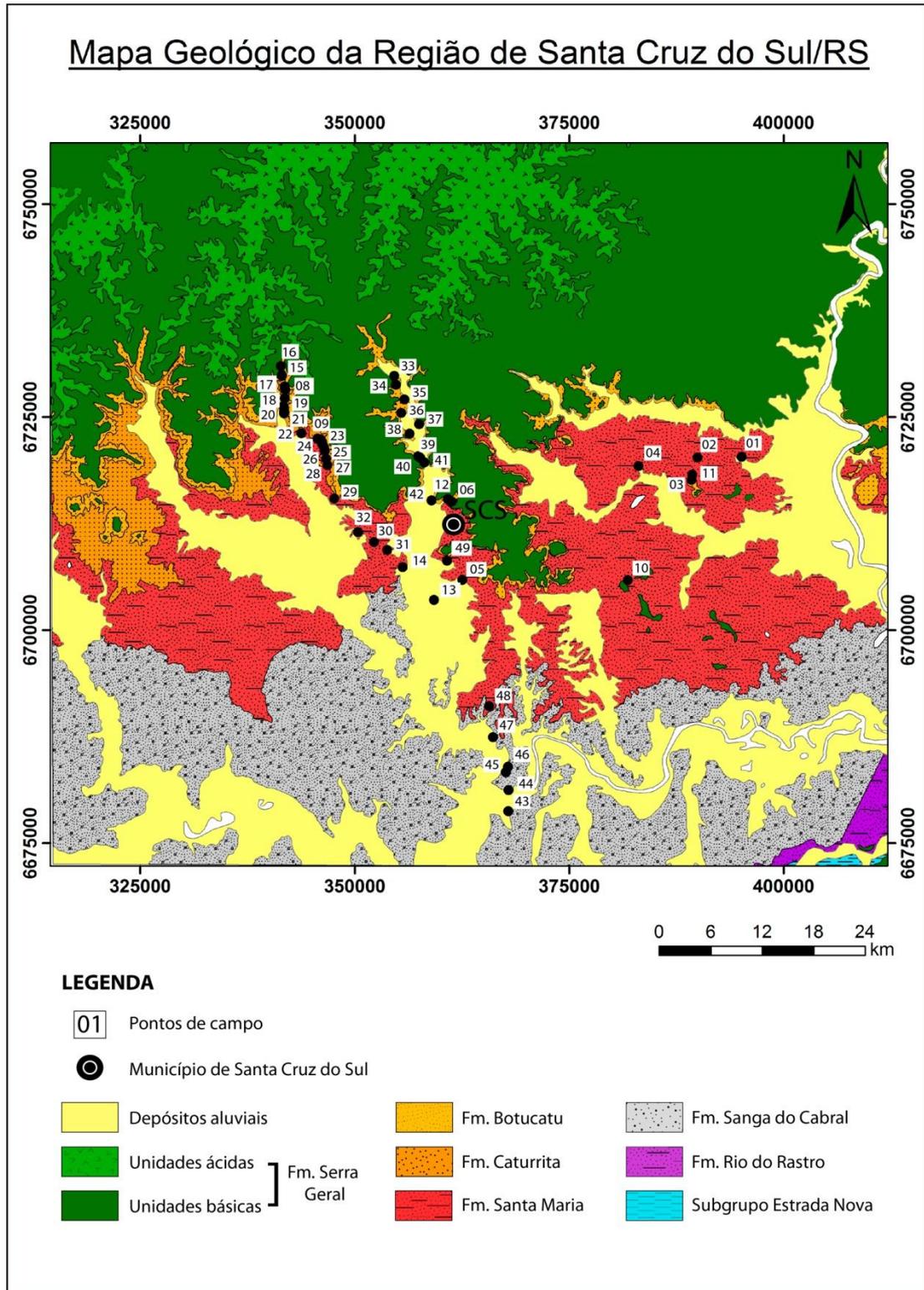


Figura 22. Mapa geológico com os pontos realizados em campo.

6.1. Formação Sanga do Cabral

A Formação Sanga do Cabral aflora, principalmente, em corte de estrada ao longo da rodovia RSC-471 a sul do município de Rio Pardo (Ponto BS-44, Fig. 23A). As rochas descritas correspondem a arenitos arcoseanos finos a grossos, de cor rosa, intercalado com camadas pelíticas com espessuras entre 10 a 20 cm finamente laminadas (milimétricas) (Fig. 23B). O arenito possui estratificação cruzada acanalada e por vezes estratificação plano-paralela, caracterizada por camadas com espessuras entre 10 e 50 cm. Os arenitos são arcoseanos e são compostos predominantemente por quartzo e feldspatos, com cimento carbonático. Alguns níveis de arenitos apresentam intraclastos de pelitos vermelhos (Fig. 23C). A laminação dos pelitos é plano-paralela e pode apresentar *ripples* subaquosas (Fig. 23D). A atitude média do acamadamento (S_0) é 050;06, com paleocorrente para 060°.

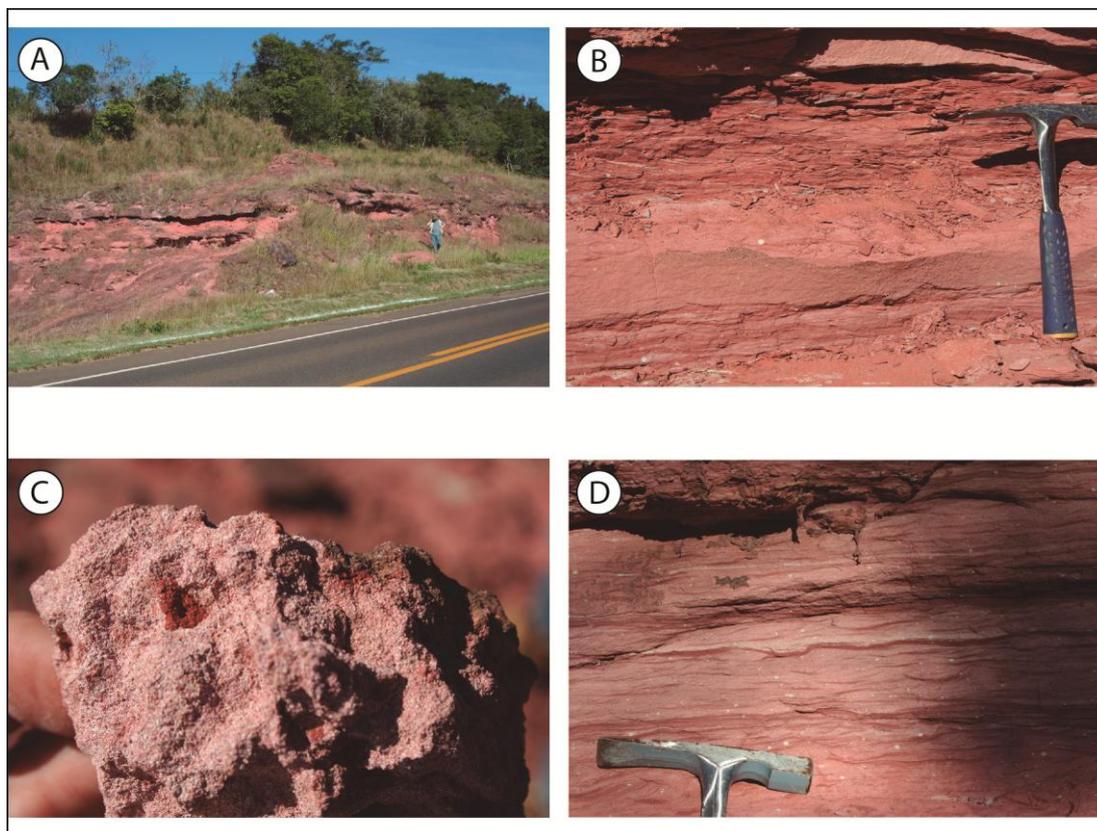


Figura 23. (A) Vista geral do afloramento BS-44, rodovia RSC – 471; (B) intercalação de arenito e pelito; (C) intraclasto de pelito em arenito e (D) *ripples* subaquosas.

6.2. Formação Santa Maria

As unidades da Formação Santa Maria são as que predominam na área estudada. Esta formação é dividida em dois membros. O Membro Passo das Tropas, base da Formação Santa Maria, é constituído, principalmente, por arenitos grossos a arenitos conglomeráticos, de coloração rosa ou alaranjada, com estratificação cruzada acanalada (Fig. 24A e B). Os arenitos são essencialmente quartzosos, com grânulos e seixos de quartzo anguloso, organizados em conjunto de estratificações cruzadas acanaladas. Nos *sets* da estratificação é possível observar grãos de areia grossa até grânulos de quartzo leitoso e transparente (Fig. 24C). Em alguns afloramentos é possível observar o contato erosivo do Membro Passo das Tropas com o Membro Alemoa (topo da Formação Santa Maria) (Fig. 24D, ponto BS-14).

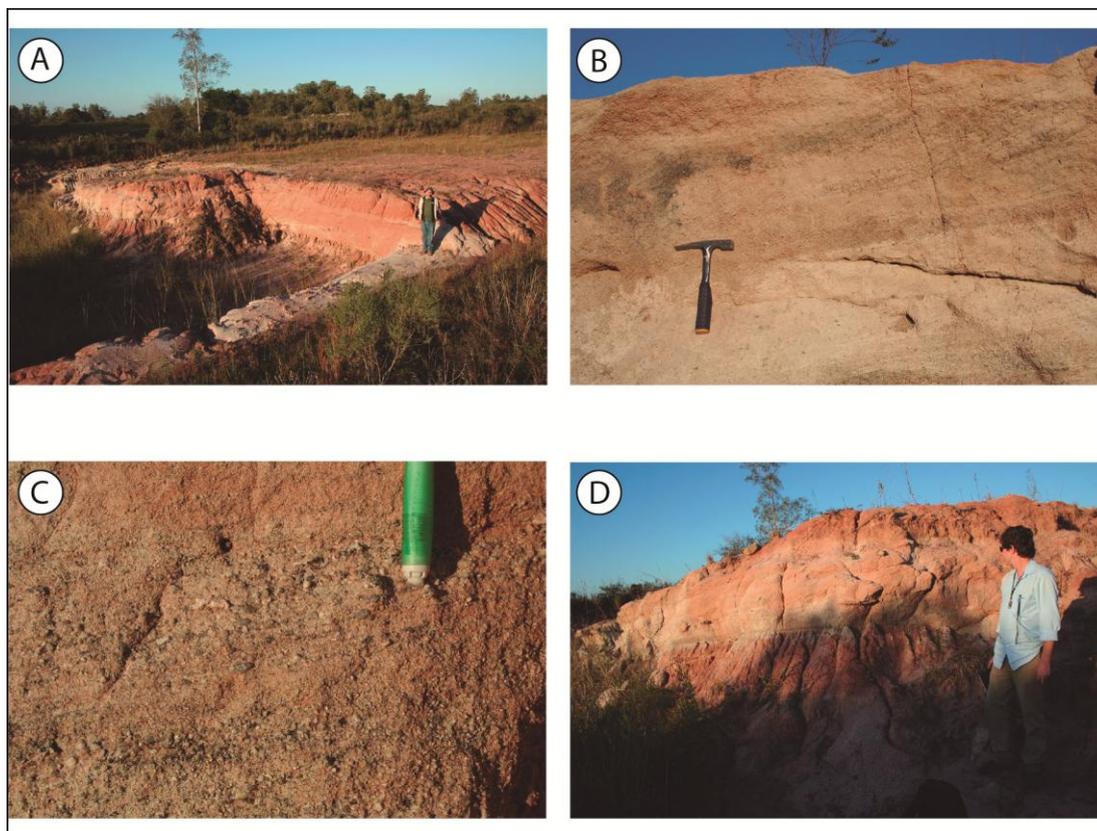


Figura 24. (A) Vista geral do Aloramento; (B) estratificação cruzada acanalada; (C) *sets* da estratificação cruzada acanalada marcada por grânulos de quartzo; (D) contato erosivo entre o Mb. Passo das Tropas e o Mb. Alemoa. Ponto BS-14.

Em um corte de estrada da rodovia RST – 412 foi identificada uma intercalação de pelitos e de arenitos com coloração rosa avermelhado (Ponto BS-15, Fig. 25A). Neste afloramento, os estratos inferiores de um conjunto de *sets* estão basculados e afetados por falhas sin-sedimentares de direção NW. Os estratos superiores possuem estrutura sub-horizontal com ampla discordância angular e erosiva, sugerindo a atuação da tectônica em parte da deposição deste membro (Fig. 25B).

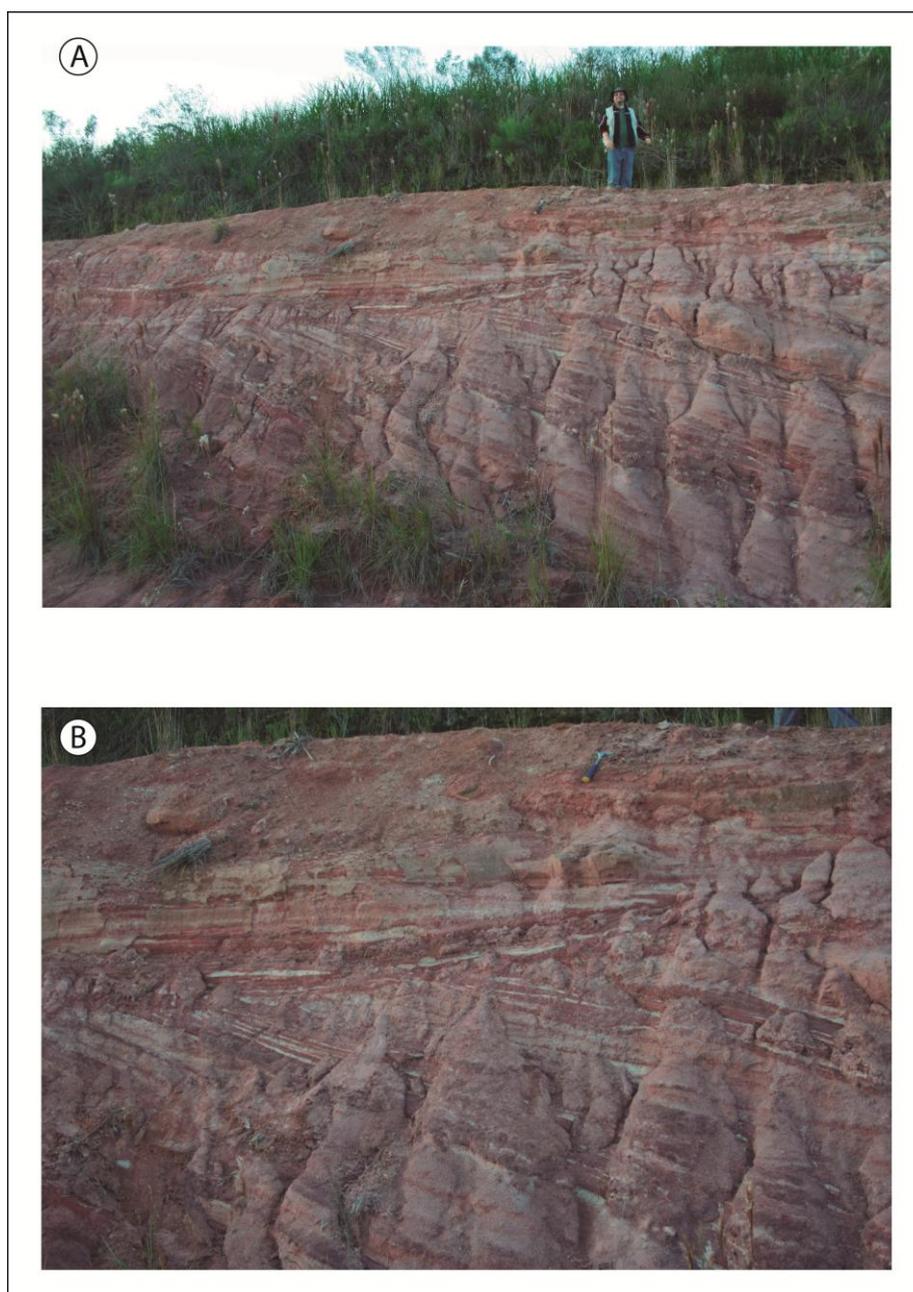


Figura 25. (A) Afloramento BS-15, Membro Passo das Tropas; (B) detalhe da discordância angular entre os estratos inferiores e superiores.

O Membro Alemoa, topo da Fm. Santa Maria, é uma das unidades que mais aflora na região estudada, sendo caracterizado por apresentar fácies mais finas quando comparado com o Membro Passo das Tropas. A litofácies varia de pelitos a arenitos finos laminados (Fig. 26A), de coloração tipicamente avermelhada, com estratificação plano-paralela. Os siltitos são as unidades mais abundantes, apresentam cor avermelhada e possuem estrutura em geral maciça, ocorrendo também pelitos laminados. Os arenitos possuem composição arcoseana e são compostos por areias finas, bem selecionadas. Os grãos de areia são predominantemente de quartzo. É comum a ocorrência de intercalações de pelitos avermelhados com níveis brancos de paleossolos (Fig. 26B).

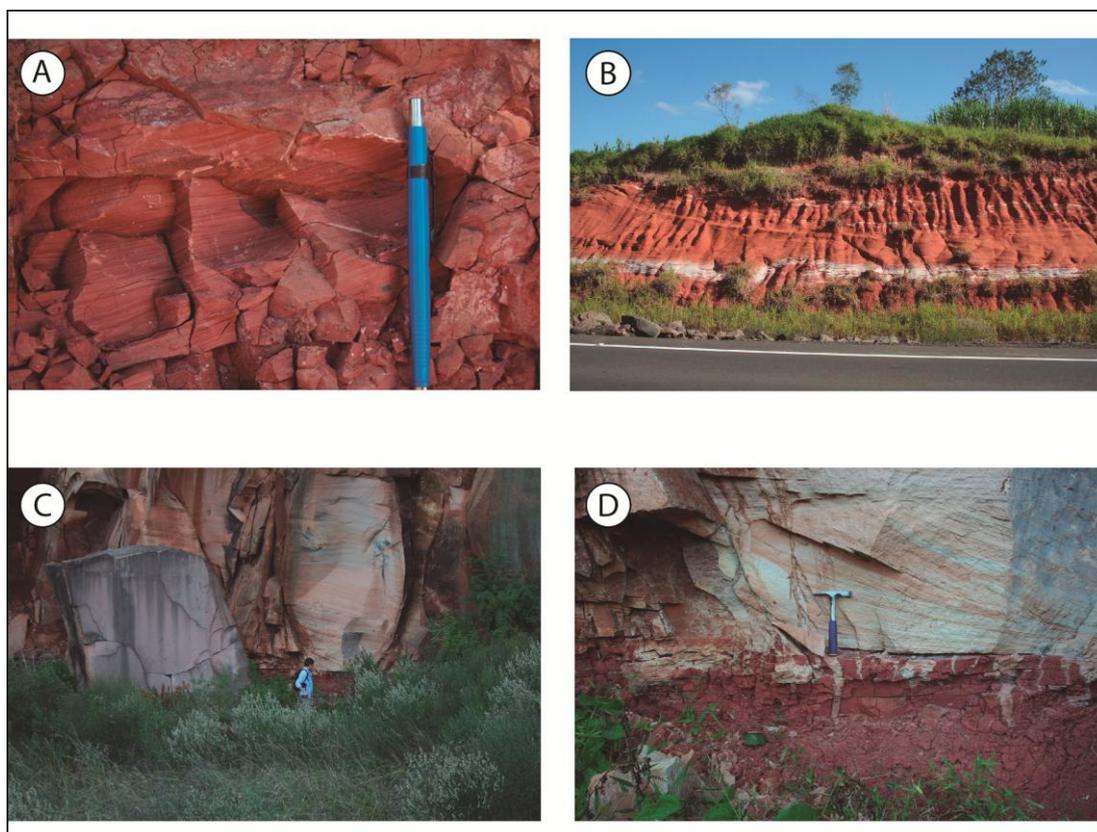


Figura 26. (A) Siltito finamente laminado; (B) vista geral do afloramento BS-11, pelito avermelhado com níveis brancos de paleosolo; (C) contato entre o Mb. Alemoa e a Fm. Botucatu em pedreira e (D) arenito eólico (Fm. Botucatu) preenchendo gretas de contração do Mb. Alemoa, ponto BS-13.

As relações com os arenitos da Formação Botucatu foram observadas em uma pedreira próxima ao município de Santa Cruz do Sul (Ponto BS-13, Fig. 26C). Nesta pedreira observa-se uma discordância temporal entre o Membro Alemoa e os arenitos eólicos da Formação Botucatu, onde estes últimos arenitos estão preenchendo gretas de contração nos pelitos da Formação Santa Maria (Fig. 26D). Estas relações são indicativas de um hiato temporal entre a deposição subaquosa dos pelitos, sua exposição e desenvolvimento das gretas, e finalmente, a deposição dos arenitos da Formação Botucatu.

Na entrada do município, em uma pedreira abandonada (Ponto BS-7) as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral estão cobrindo os pelitos da Fm. Santa Maria, com contatos retilíneos e bem definidos (Fig. 27A e B). Na base do derrame basáltico ocorrem vesículas do tipo *degassing pipes* (Fig. 27C), enquanto nos pelitos observa-se a formação de vesículas parcialmente preenchidas por quartzo (Fig. 27D), sugerindo que o vulcanismo afetou sedimentos finos ainda saturados em água e com baixa taxa de litificação.

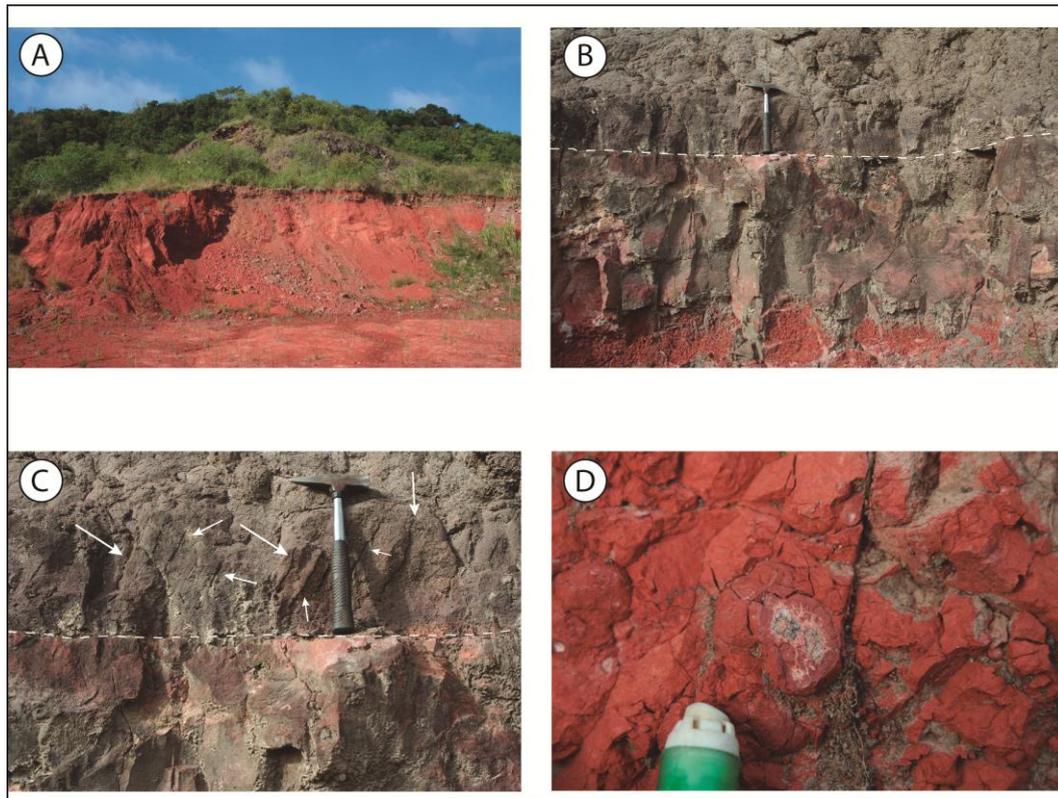


Figura 27. (A) Vista geral do afloramento BS-7; (B) contato retilíneo entre basalto e pelito; (C) detalhe das vesículas do tipo *degassing pipes* e (D) vesícula parcialmente preenchida por quartzo.

Também foi observada uma relação de contato tectônico, descrita em um afloramento na rodovia RSC-153, a noroeste de Santa Cruz do Sul (Ponto BS-9). Um sistema de falhas normais com direção aproximadamente leste-oeste põe em contato arenitos finos do Membro Alemoa com os basaltos da Formação Serra Geral (Fig. 28).



Figura 28. Visão geral do afloramento BS-9. Os arenitos finos do Membro Alemoa estão em contato com os basaltos da Fm. Serra Geral por falha normal.

6.3. Formação Botucatu

Os arenitos da Formação Botucatu encontrados na área do projeto caracterizam-se por sua coloração laranja ou rosa claro, são arenitos médios, arcoseanos, de natureza bimodal, com estratificação cruzada acanalada de grande porte, típico de sistemas eólicos.

Além da relação de contato descrita anteriormente entre a Formação Santa Maria e a Formação Botucatu, foram descritas relações de contemporaneidade entre os arenitos eólicos e os derrames de basalto da Formação Serra Geral ao longo da rodovia RSC-153 (Fig. 29A). Os quatro primeiros derrames de rochas básicas encontram-se intercalados com o arenito, onde estas relações são definidas pela extensão lateral entre as lavas e os sedimentos (Ponto BS-8) (Fig. 29B, C e D).

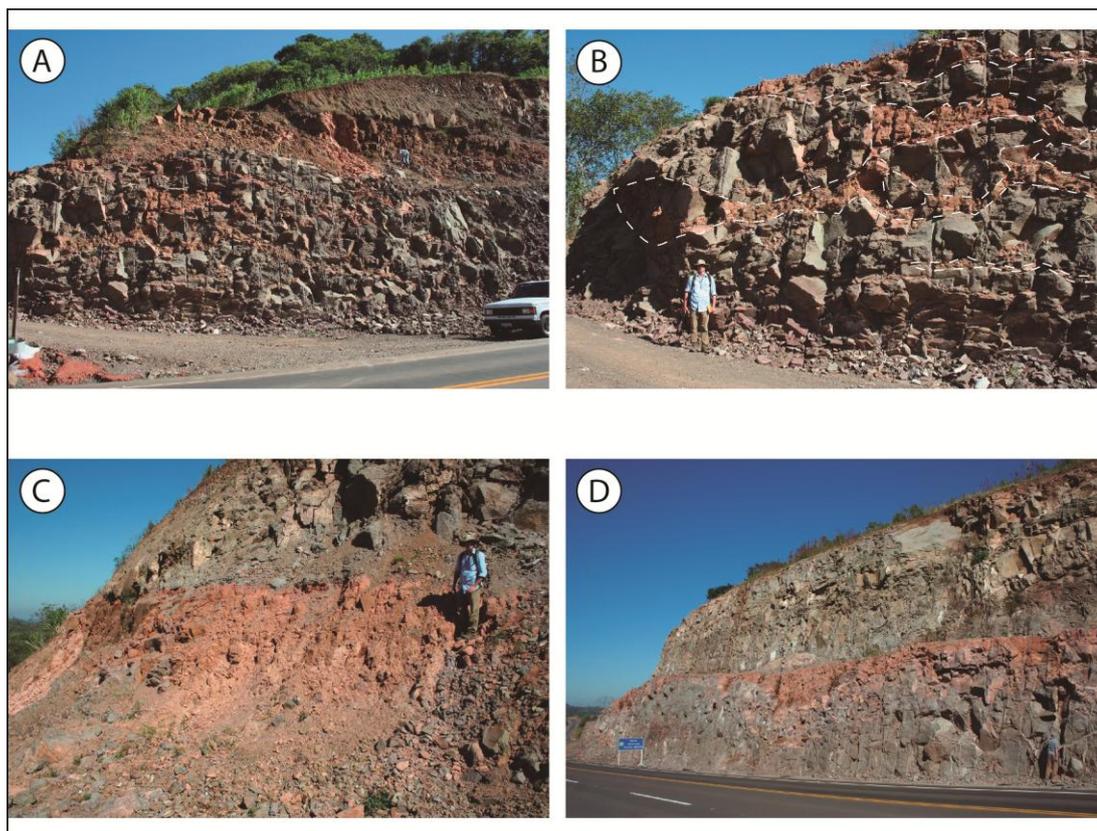


Figura 29. (A) Vista do início do afloramento BS-8; (B) detalhe do arenito intercalado com basalto; (C) pacote de arenito com 3 m de espessura entre o derrame 1 e o derrame 2 e (D) extensão lateral dos sedimento eólicos.

6.4. Formação Serra Geral

As lavas básicas da Formação Serra Geral afloram principalmente em diversos cortes de estrada ao longo da rodovia RSC-153. Nesta seção foram descritos oito derrames de basalto, onde os quatro primeiros derrames estão intercalados com os arenitos da Formação Botucatu (Fig. 29), relação de contato já descrita anteriormente. Nos primeiros derrames basais desta sequência foram observados diques de areia silicificada com espessura de no máximo 3 cm (Ponto BS-8 e BS-16) (Fig. 30A). Alguns diques de areia estão preenchendo as fraturas entre as estruturas *pahoehoe* (Fig. 30B).

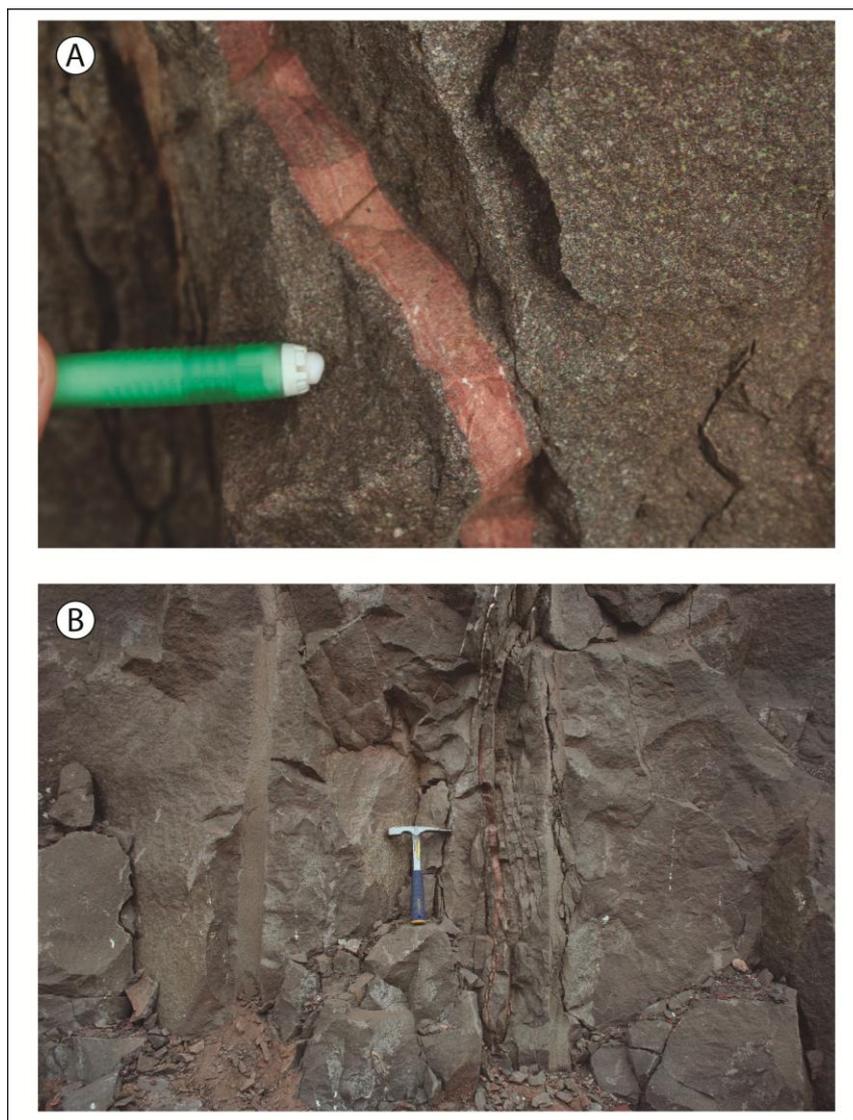


Figura 30. (A) Dique de arenito silicificado e (B) dique de arenito silicificado preenchendo fratura entre estrutura do tipo *pahoehoe*.

Os derrames de basaltos possuem espessuras entre 5 e 10 metros e mostram internamente uma zonação caracterizada por um topo muito vesicular, com estrutura interna maciça e porção basal com pequeno número de vesículas (Fig. 31A). O topo de cada derrame é marcado pela presença de vesículas e/ou amígdalas milimétricas a centimétricas e com formas arredondadas (Fig. 31B). As amígdalas são preenchidas por quartzo, calcedônia e zeolita (Fig. 31C). As amígdalas e vesículas encontradas nas porções basais possuem formas alongadas e podem representar uma estrutura de fluxo (Fig. 31D).

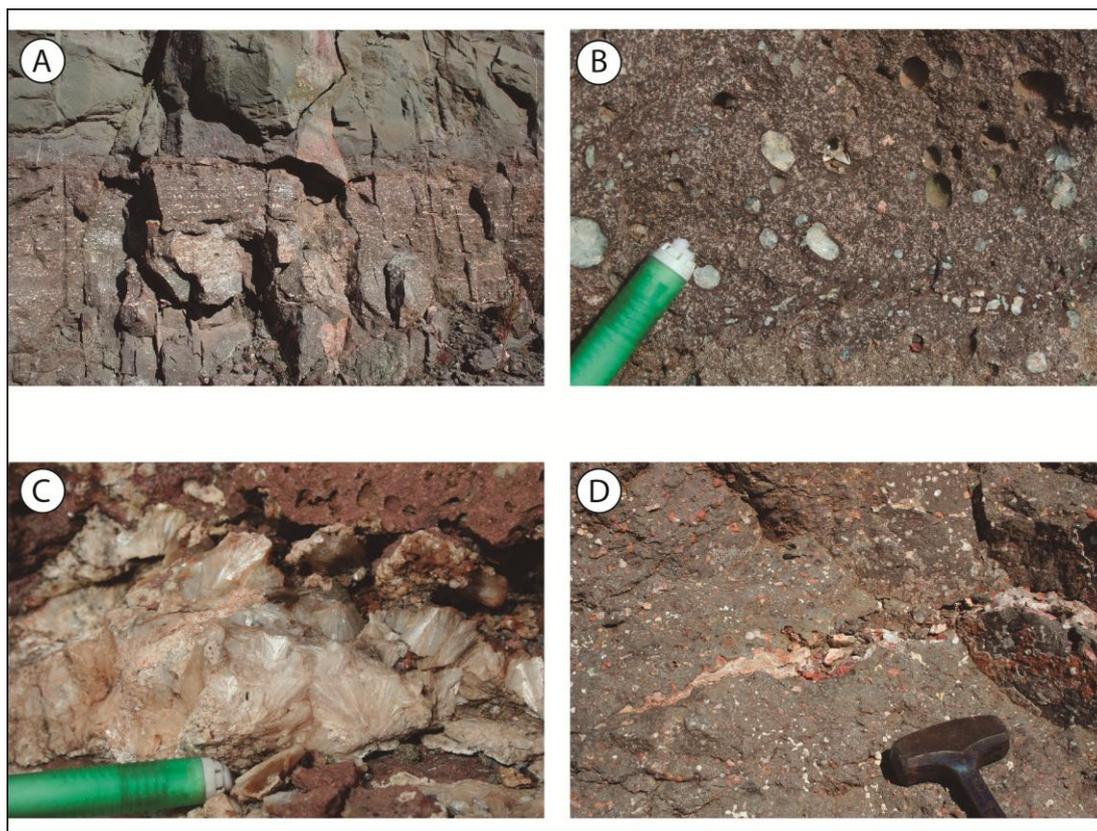


Figura 31. (A) Porção basal vesiculada e estrutura interna maciça (porção superior da foto); (B) amígdalas arredondadas de topo de derrame; (C) amígdala preenchida por zeolita e (D) vesículas e amígdalas alongadas. Ponto BS-8.

Os basaltos possuem cor preta a cinza escura e estrutura maciça, com textura, em geral porfirítica, caracterizada por fenocristais diminutos de cristais de plagioclásio com formas prismáticas e alongadas, imersos em uma matriz afanítica a equigranular fina (< 0,5 mm). Nas porções de topo e base do derrame a textura é afanítica. A estrutura interna do derrame é maciça e caracterizada por feições tubulares do tipo corda com dimensões entre 30 e 50 cm chegando até 3 metros. Estas feições caracterizam estes derrames como do tipo *pahoehoe* (Fig. 32A e B).

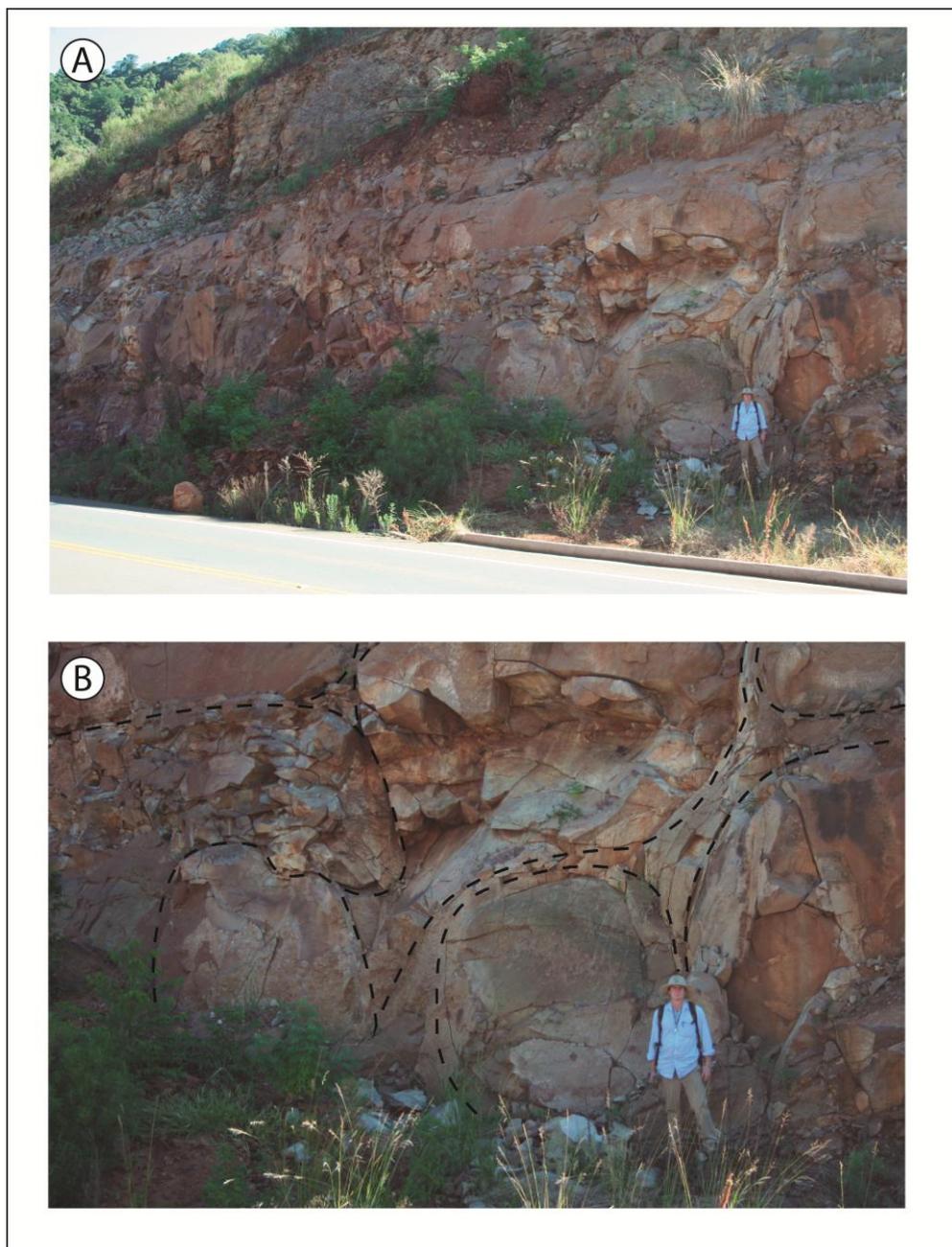


Figura 32. (A) Afloramento BS-17, derrame do tipo *pahoehoe* e (B) detalhe da estrutura.

Na seção geológica entre a localidade de Vera Cruz até a cidade de Herveiras foram individualizados 8 derrames de basaltos do tipo *pahoehoe*.

Como relatado anteriormente, foi observado em uma pedra abandonada na entrada da cidade de Santa Cruz do Sul, uma relação intrusiva entre um *sill* de rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral e os pelitos da Fm. Santa Maria. As relações de contatos são bem

definidas e caracterizadas por limites retilíneos e nítidos (Fig. 27B). Na base deste *sill* foram observadas vesículas do tipo *degassing pipes* (Fig. 27C), enquanto nos pelitos observou-se a formação de vesículas parcialmente preenchidas por quartzo (Fig. 27D).

Em uma pedreira abandonada situada ao leste do município de Santa Cruz do Sul observou-se uma relação intrusiva de um domo de riolito/riodacito (Fig. 33A) em pelitos de cor castanho avermelhado da Formação Santa Maria. Os riolitos possuem cor marrom a cinza avermelhado, textura equigranular fina a média (1-1.5 mm). A estrutura principal é um bandamento de fluxo que apresenta uma forma dômica caracterizada por porções subhorizontais no topo do corpo, gradando para formas subverticais nas suas porções laterais. Os riolitos possuem textura equigranular fina a muito fina caracterizada por cristais ripiformes de plagioclásio com espaços intersticiais ocupados por cristais de piroxênio, contendo até 2% de amígdalas de quartzo. Este domo é cortado por intrusões de diabásio afírico, de cor preta, com textura equigranular fina e que apresenta fraturas de resfriamento perpendiculares aos limites do corpo (Fig. 33B).

No topo da intrusão ocorre o contato do riolito com o arenito fino da Formação Santa Maria (Fig. 33C). Os contatos são interlobados e mostram a interação das lavas com os arenitos finos da Formação Santa Maria. A intrusão do domo está associada a falhas extensionais de direção SW-NE (atitude média 235;35) (Fig. 33D).

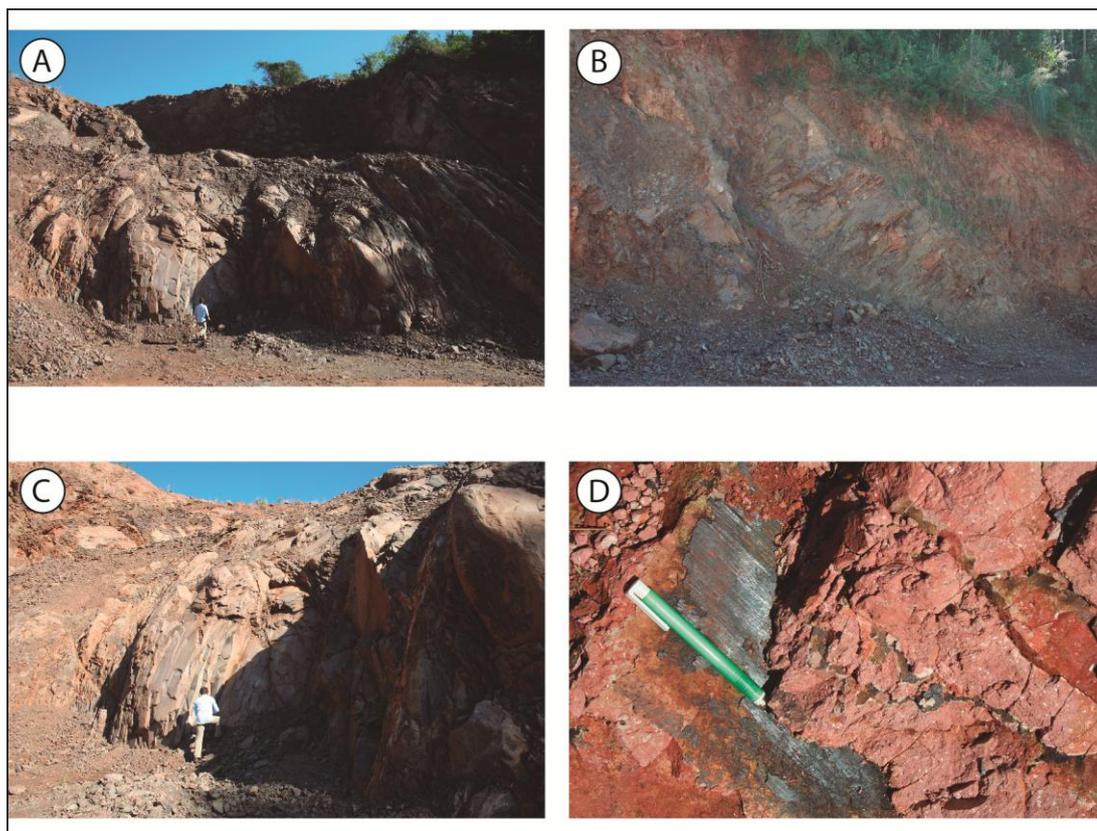


Figura 33. (A) Vista geral do domo de riolito/riodacito; (B) dique de diabásio; (C) contato do domo com o pelito da Fm. Santa Maria (canto superior esquerdo) e (D) estria de falha relacionada a intrusão do domo. Ponto BS-4.

7. PETROGRAFIA

As análises petrográficas envolveram a descrição de lâminas delgadas, duas amostras da Formação Santa Maria, BS-7F do Membro Alemoa e BS-9 do Membro Passo das Tropas e quatro lâminas de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (BS-4, BS7B, BS-8B e BS-13).

7.1. Formação Santa Maria

7.1.1. Membro Passo das Tropas

A lâmina BS-9 é de um arenito fino, com estrutura marcada por um alinhamento incipiente (laminação) dos grãos de quartzo (Fig. 34A). A

composição apresenta 59% de quartzo, 39% de plagioclásio alterado (sericitização), 1,5% de mica branca e 0,5% de zircão. Os grãos de quartzo possuem formas subarredondadas a angulosas, com tamanho máximo de 0,5 mm. Há cutículas de óxido de ferro na borda dos cristais de plagioclásio e compactação física das micas (deformação elástica) (Fig. 34B e D). A preservação de micas é indicativa de ambiente árido (Fig. 34C). Segundo a porcentagem dos minerais a amostra foi classificada como um arenito arcóseo.

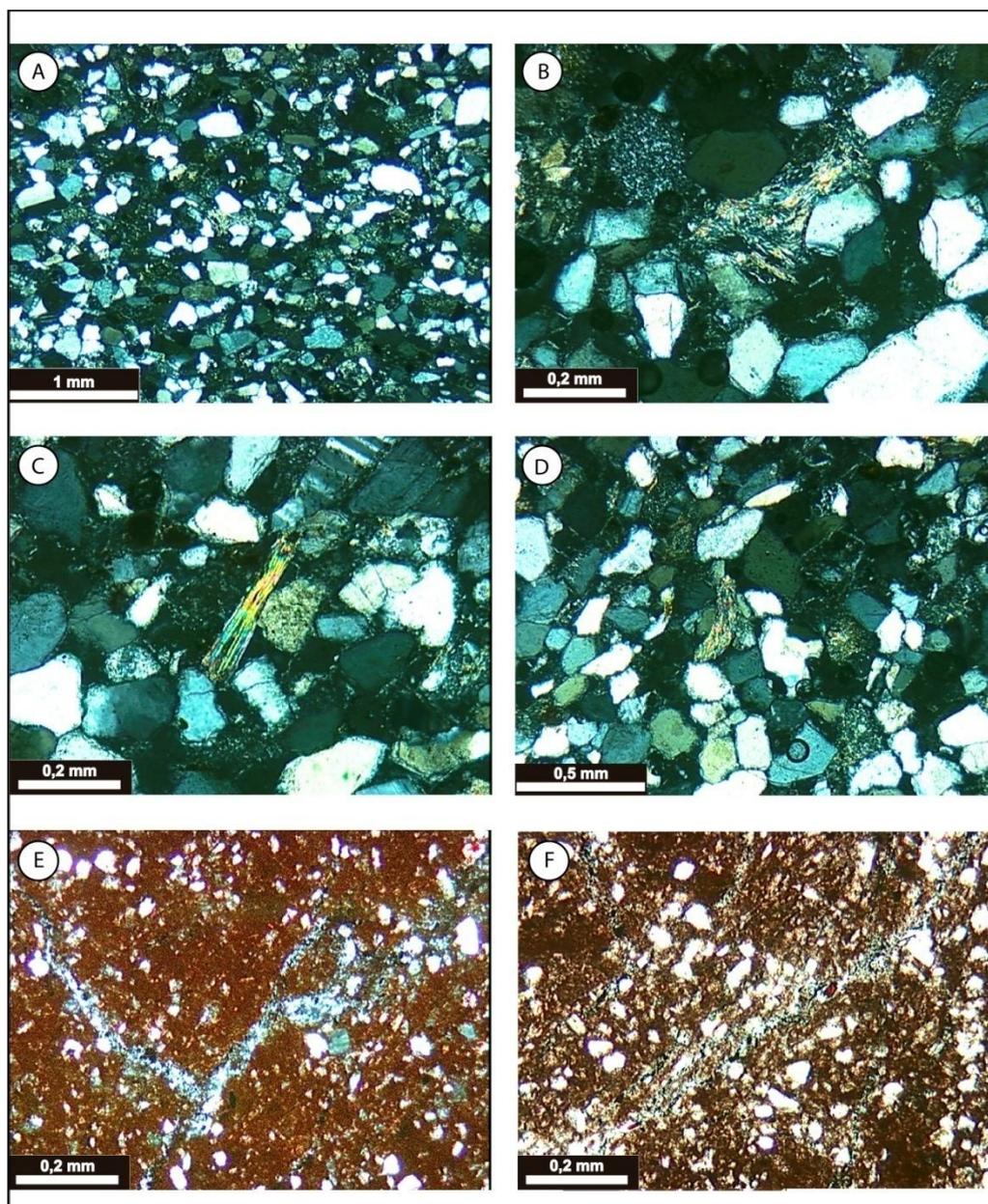


Figura 34. (A) Aspecto geral da lâmina BS-9; (B) mica branca alterada sofrendo deformação elástica; (C) mica branca em estágio inicial de compactação com abertura das lamelas; (D)

mica branca e plagioclásios alterados; (E) aspecto geral da lâmina BS-7F e (F) detalhe das fraturas preenchidas por quartzo.

7.1.2. Membro Alemoa

A lâmina BS-7F é de um siltito. A rocha apresenta estrutura maciça, composta predominantemente por quartzo muito fino, e uma matriz rica em argilo-minerais e óxido de ferro (Fig. 34E). Os grãos de quartzo são subarredondados a subangulosos, mas no preenchimento das fraturas são policristalinos (Fig. 34F).

7.2. Formação Serra Geral

7.2.1. Basaltos

As lâminas BS-7B, BS-8 e BS-13 são representativas de basaltos. Os basaltos possuem estrutura maciça, com textura equigranular fina definida por cristais ripiformes de plagioclásio e cristais subédricos de piroxênio de forma intergranular (Fig. 35A e B). O plagioclásio tem forma prismática alongada, é subédrico a euédrico e possui tamanhos entre 0,5 a 2,0 mm quando fenocristais e menores que 0,5 mm quando ocorrem na matriz. O piroxênio tem forma prismática curta, é subédrico a euédrico e varia entre 0,5 a 1 mm quando fenocristais e menores que 0,5 mm quando ocorrem na matriz. Também foi observada a textura glomeroporfirítica, definida por concentrações de fenocristais de plagioclásio e textura subofítica (Fig 35C e D), também do plagioclásio em fenocristais de piroxênio.

A rocha (amostras BS-7 e BS-8) é composta por 50% de plagioclásio, 15% de augita, 5% de minerais opacos, 2% de clorita (mineral de alteração) e 1% de zircão, podendo ser classificada como basalto. A rocha (amostra BS-13) (Fig. 35E e F) é composta por 56% de plagioclásio, 11% de augita, 2% de vidro vulcânico, 3% de minerais opacos e 0,5% de zircão.

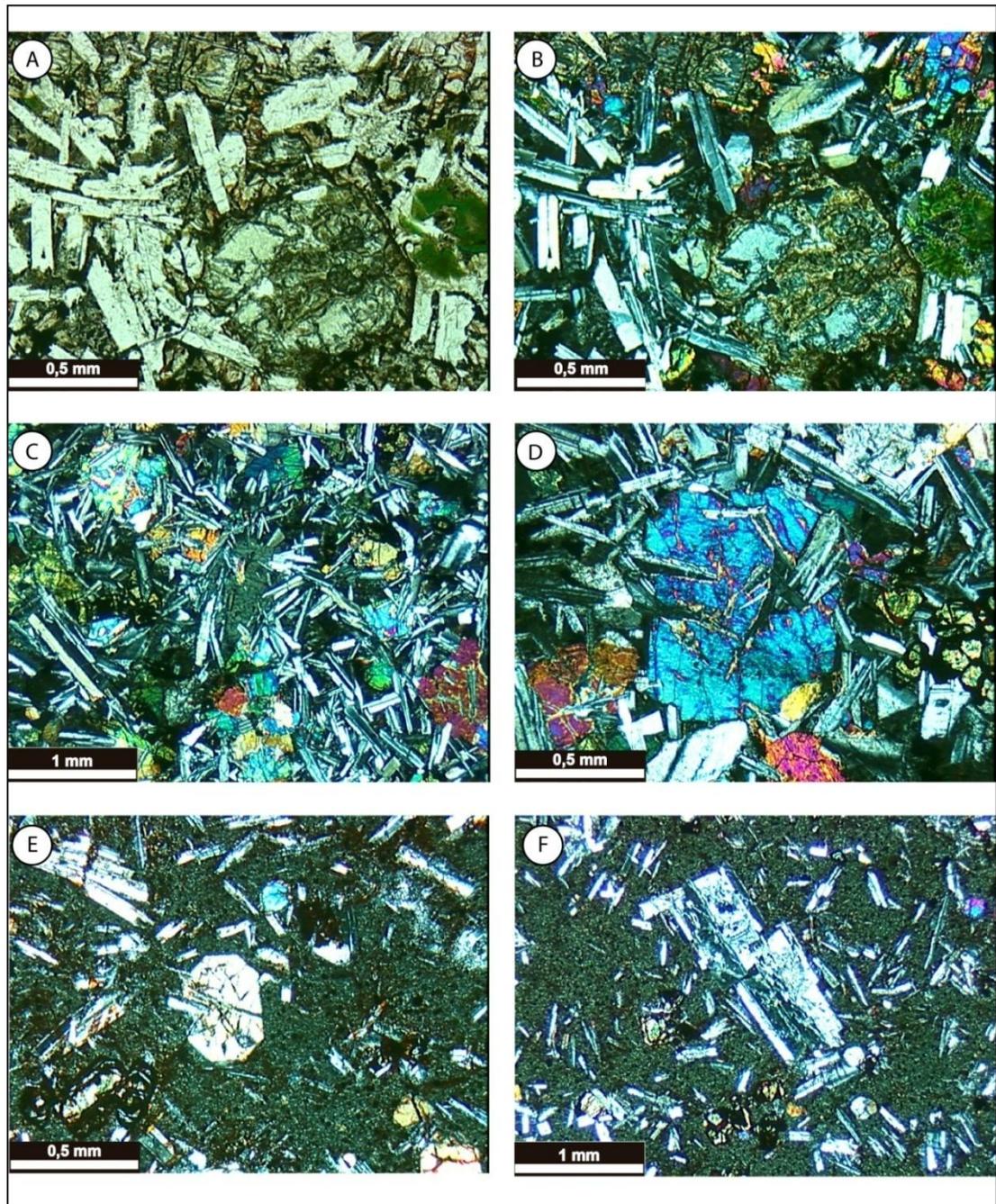


Figura 35. (A) Aspecto geral da lâmina BS-7B, com cristais ripiformes de plagioclásio a luz natural; (B) luz polarizada; (C) lâmina BS-8B, fenocristais de piroxênio; (D) textura subofítica; (E) lâmina BS-13, cristal euédrico de piroxênio e (F) fenocristal de plagioclásio em matriz fina.

7.2.2. Riolito

A lâmina BS-4 (Fig. 36) é de um riolito. A rocha possui estrutura maciça, com textura porfirítica definida por 5-10% de fenocristais euédricos de plagioclásio atingindo no máximo 1,5 mm (Fig. 36E e F), envoltos em uma matriz fina composta predominantemente por cristais ripiformes de feldspato, piroxênio com forma quadrática (Fig. 36A e B) e quartzo. Observa-se também a textura glomeroporfirítica (Fig. 36C e D), caracterizada pela aglomeração de fenocristais de feldspatos. A amostra é constituída por 61% de feldspato (feldspato alcalino e plagioclásio), piroxênio do tipo augita (8%), quartzo (7%), vidro vulcânico (5%), minerais opacos (3%), 0,5% de zircão, 0,5% esfero e pode ser classificada como um riolito.

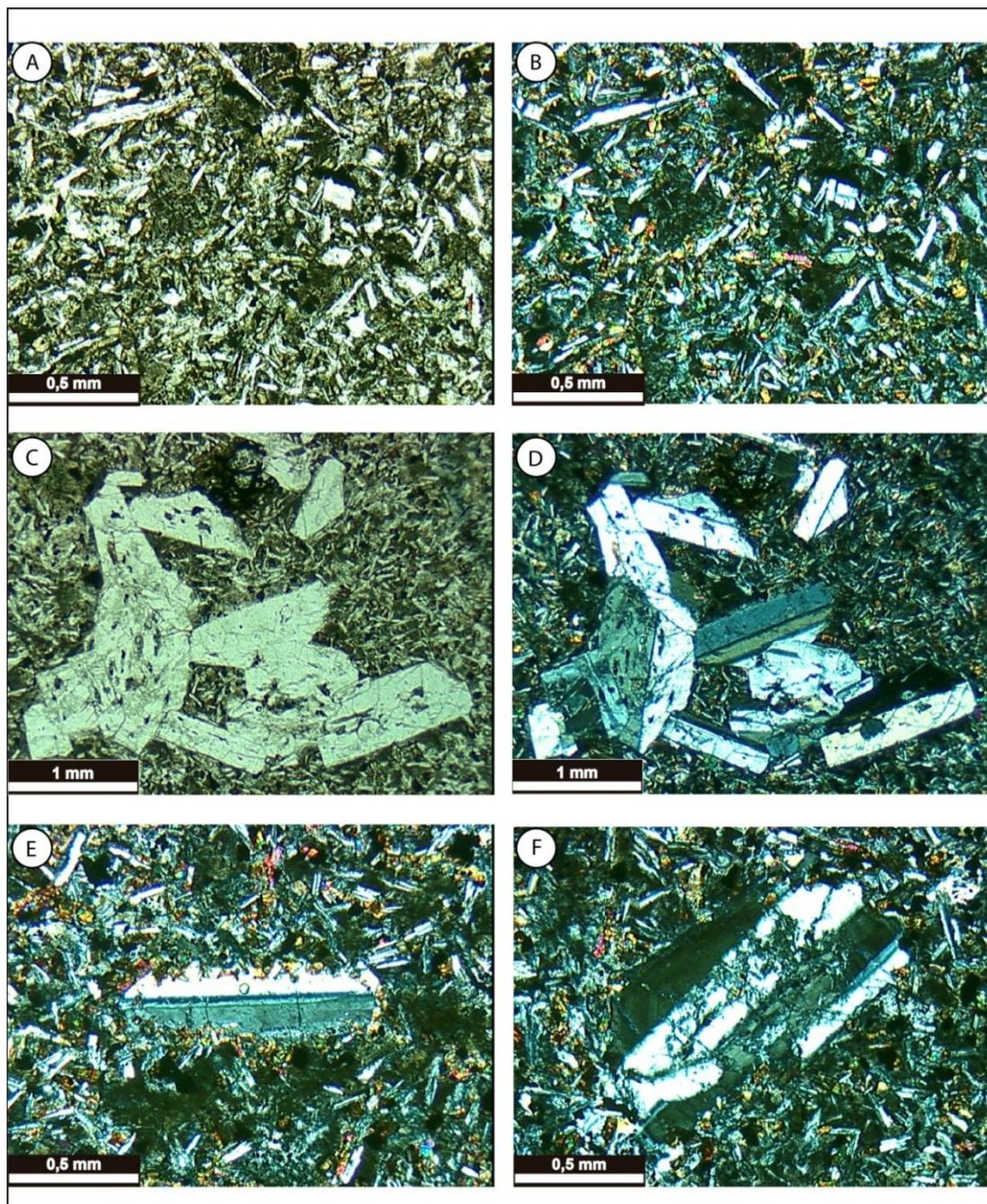


Figura 36. Lâmina BS-4. (A) e (B) cristais ripiformes de feldspatos; (C) e (D) textura glomeroporfírica; (E) e (F) fenocristais de feldspato.

8. ESTRUTURAL

A análise estrutural da região de Santa Cruz esta baseada na integração de informações de escala megascópica como as imagens de satélite, com dados estruturais retirados na escala de afloramentos. Também

foram retiradas amostras de rocha para análise microscópica dos seus componentes e avaliação da deformação. Para visualização das relações de contato entre as unidades e análise do comportamento das principais estruturas primárias e tectônicas, foi realizado um perfil geológico detalhado de direção N-S começando em Rio Pardo e estendendo-se em direção ao norte até a localidade de Herveiras.

8.1. Imagem de satélite

A análise tectônica da região de Santa Cruz teve início com o reconhecimento e delimitação dos principais lineamentos estruturais da área de estudo através de imagens de satélite do sensor LANDSAT. A partir da análise das imagens em escala 1:50.000 e 1:100.000 foi produzido o mapa de lineamentos. A observação dos lineamentos mostra que estes são muito mais intensos nas rochas vulcânicas da Serra geral, quando comparados com os sedimentos do Triássico (Fig. 37A). Esta diferença evidencia a diferença de comportamento reológico entre as unidades ígneas e sedimentares.

Os levantamentos estatísticos dos lineamentos envolveram a avaliação do comprimento e da frequência ou intensidade de ocorrência. A partir da observação do diagrama de roseta de comprimento dos lineamentos (Fig. 37B), podemos dizer que as maiores estruturas possuem direção $N60^{\circ}W$, seguido de estruturas de direção E-W. De modo subordinado ocorrem lineamentos nas direções $N15^{\circ}E$ e $N50-60^{\circ}E$. A observação da frequência mostra resultados muito semelhantes. Quanto a frequência destas estruturas, os lineamentos com direção $N55-60^{\circ}W$ e $N80^{\circ}W/E-W$ são os mais frequentes sendo seguidos pela frequência de estruturas $N80^{\circ}W/E-W$ e, subordinadamente, os lineamentos com direção N-S com importante componente para $N50-60^{\circ}E$ (Fig. 37C).

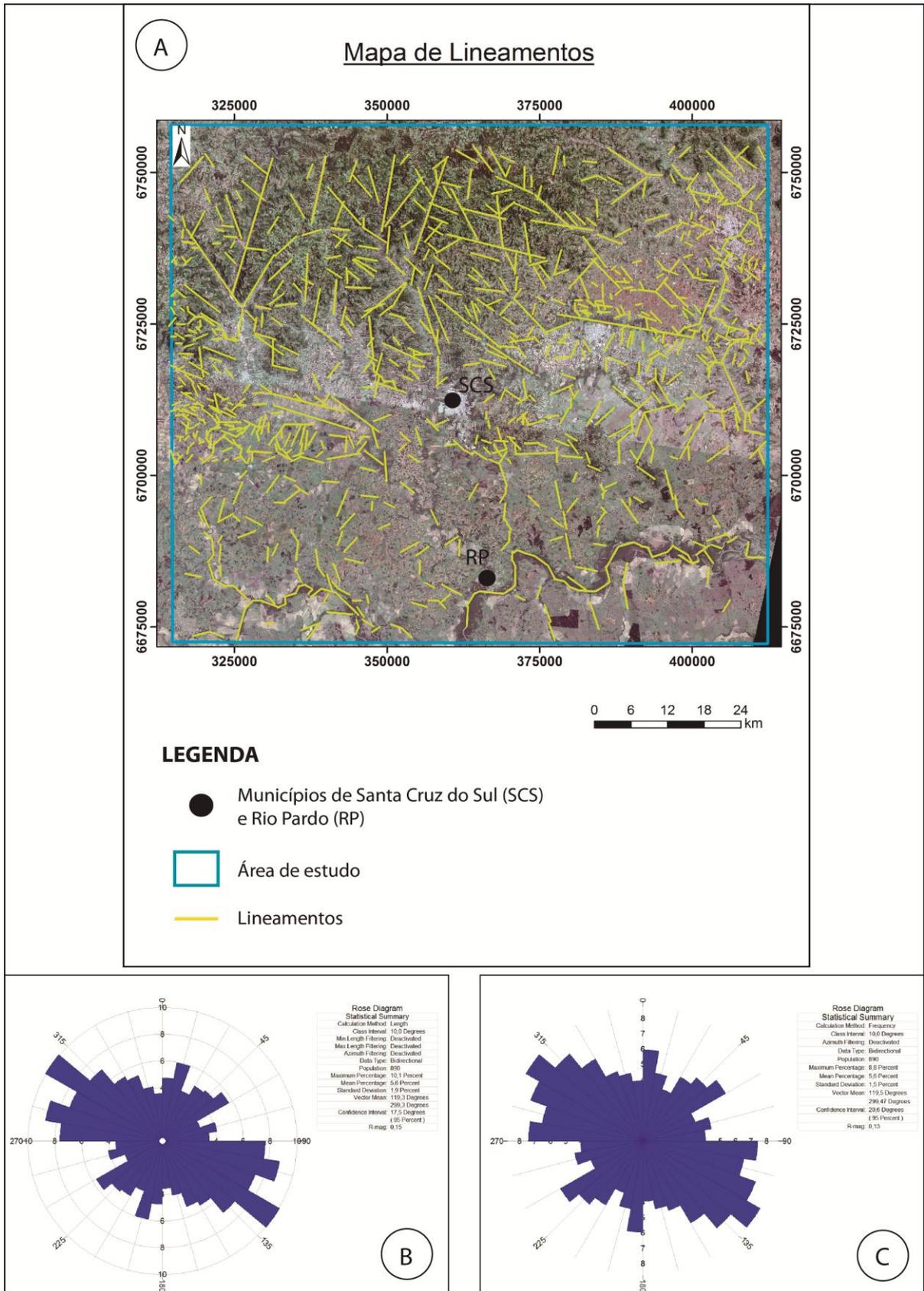


Figura 37. (A) Mapa de lineamentos. Os lineamentos representados no mapa estão traçados em escala 1:100.000; (B) diagrama de roseta de comprimento dos lineamentos e (C) diagrama de roseta de frequência.

8.2. Estruturas primárias

As principais estruturas primárias medidas em campo foram estruturas plano-paralelas e superfícies que delimitam os sets em rochas sedimentares das Formações Santa Maria e Sanga do Cabral, além da orientação das estruturas de fluxo dos derrames de basaltos da Fm. Serra Geral.

8.2.1. Formação Sanga do Cabral

Os afloramentos visitados da Formação Sanga do Cabral estavam próximos do Rio Jacuí e eram compostos por sucessões de arenitos fluviais, com estruturas plano-paralelas que gradam para estruturas cruzadas e cruzadas acanaladas (Fig. 38, ponto BS-44). Nesta área foram medidas atitudes da estruturação plano-paralela do acamadamento primário.

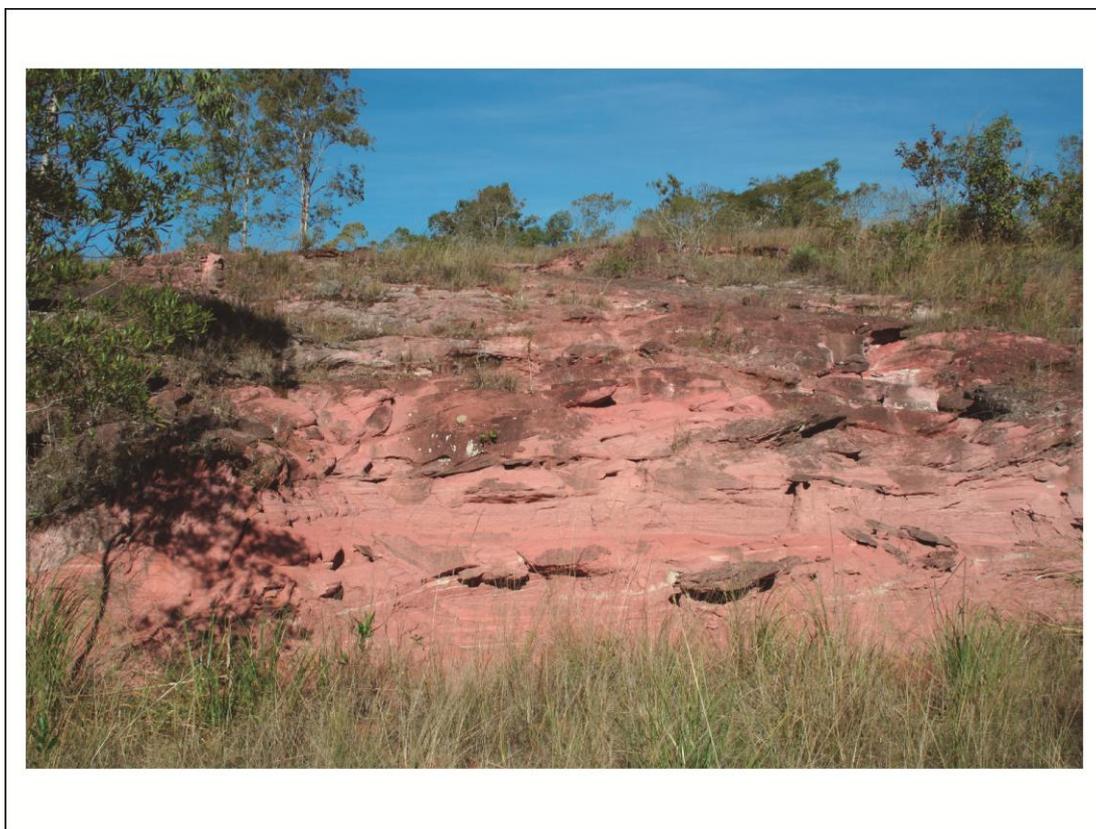


Figura 38. Foto da estrutura plano-paralela gradando para cruzada acanalada. Ponto BS-44.

As 19 atitudes coletadas apresentaram uma atitude média do acamadamento de N43°E, com mergulho de 13° para SE. O efeito das falhas ao longo do perfil ocasionou uma variação das atitudes do acamadamento, que variou entre N04°E, com mergulhos de 4° para NW até N36°E, com mergulhos de até 15° NW (Fig. 39).

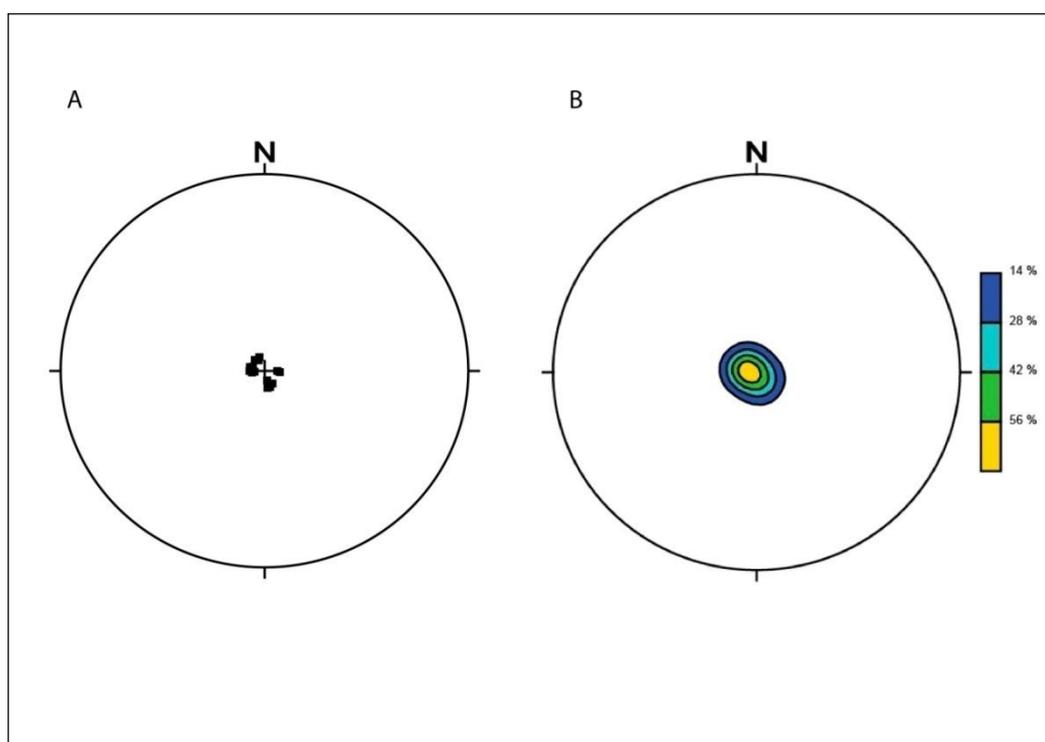


Figura 39. Atitude média dos pólos do acamadamento primário (S_0) da Formação Sanga do Cabral. (N = 19).

8.2.2. Formação Santa Maria

A grande maioria dos afloramentos visitados ao longo do perfil são representados por pacotes maciços de pelitos, principalmente siltitos e argilitos. Estes pacotes são muito homogêneos e estão intercalados com pacotes compostos pela alternância de finas lentes de arenitos finos e siltitos laminados. Estas unidades apresentam estruturas plano-paralelas ou são homogêneas, sem estrutura interna. Ao longo do perfil e em outros

afloramentos próximos foram medidas 89 atitudes da acamadamento primário.

A atitude média do acamadamento foi N16°E, com mergulho de 28° para SE. O movimento de blocos em zonas de falhas observadas ao longo do perfil ocasionou uma variação das atitudes do acamadamento, que oscila entre N12°E, com mergulhos de 34° para NW até N81°W, com mergulhos de até 4° para NE (Fig. 40).

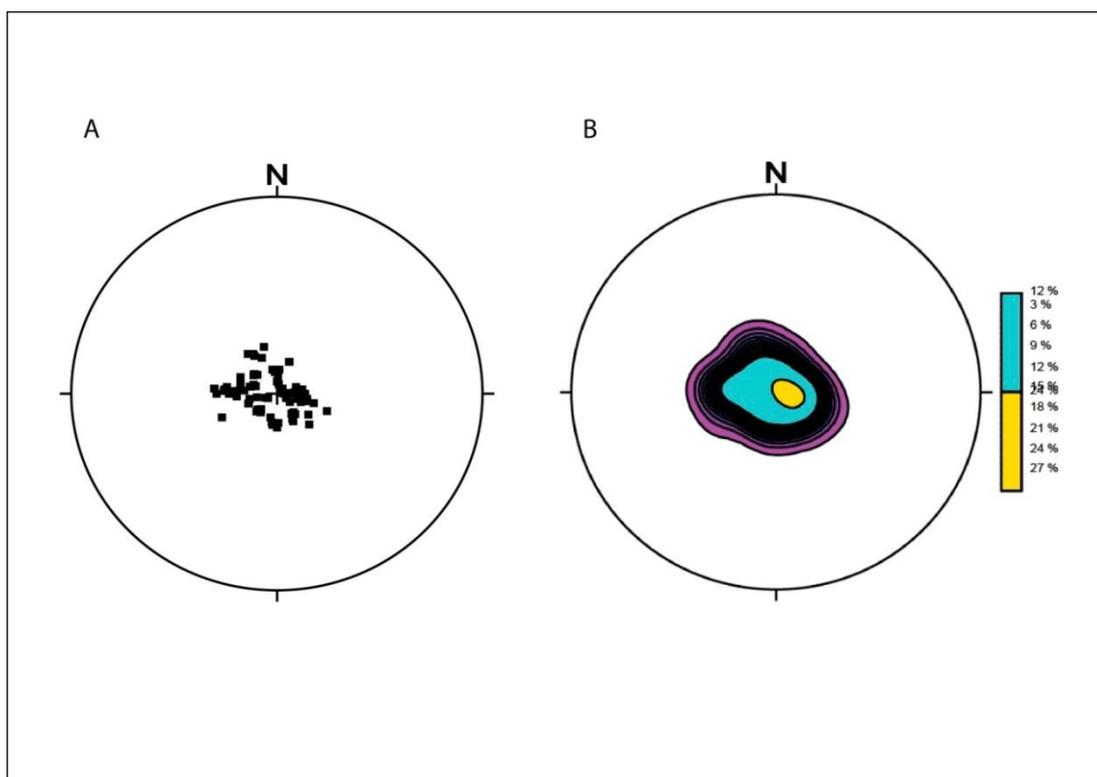


Figura 40. Atitude média dos pólos do acamadamento primário (S_0) da Formação Santa Maria. (N = 89).

Em um afloramento do Membro Passo das Tropas (BS-15) foram observadas falhas sin-sedimentares. Nesta seção observa-se um *set* de arenitos com acamadamento plano-paralelo perturbados internamente, mas recobertos por arenitos com estruturas plano-paralelas subhorizontais (Fig. 41A e B). As camadas perturbadas apresentam uma orientação segundo a direção N30-40°W, com mergulhos de 17 a 25° para NE. Estas falhas são consideradas sin-sedimentares e, portanto, é o grupo de falhas mais antigo encontrado na área.

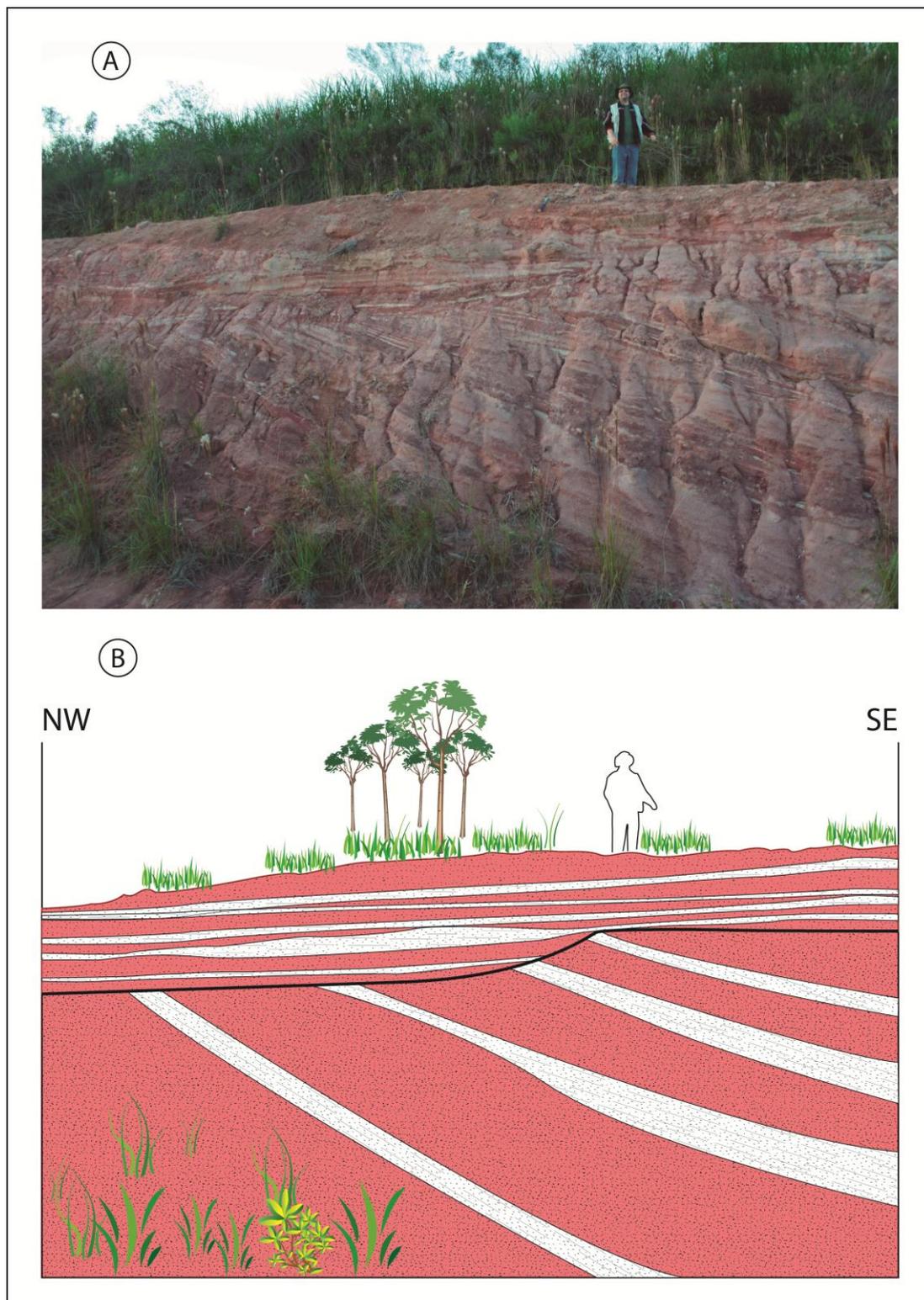


Figura 41. (A) visão geral do afloramento e (B) croqui digitalizado demonstrando a relação dos estratos inferiores e superiores. Ponto BS-15.

8.2.3. Formação Serra Geral

A Formação Serra geral esta representada pela ocorrência de derrames de basaltos. Foram mapeados e identificados no perfil oito derrames de basaltos do tipo *pahoehoe*. A principal estrutura encontrada nestes derrames é caracterizada por uma foliação de fluxo magmático, acentuada pelo desenvolvimento de fraturas de resfriamento, encontradas principalmente nas porções basais dos derrames.

A observação da seção geológica entre as cidades de Herveiras, Santa Cruz e Rio Pardo mostra que enquanto os derrames mergulham para o norte, os sedimentitos do Grupo Rosário do Sul estão seccionados por falhas normais e mergulham concordantemente para o norte e, subordinadamente, para o sul (Fig. 42).

8.3. Estruturas tectônicas

A presença de estruturas tectônicas é frequente em todo o perfil e em outros afloramentos da área estudada.

Na área do projeto foram identificadas três grupos de falhas normais.

As falhas de direção N10-30°W e subordinadamente N-S afetaram os pelitos triássicos da Formação Santa Maria (Fig. 43 e 44).

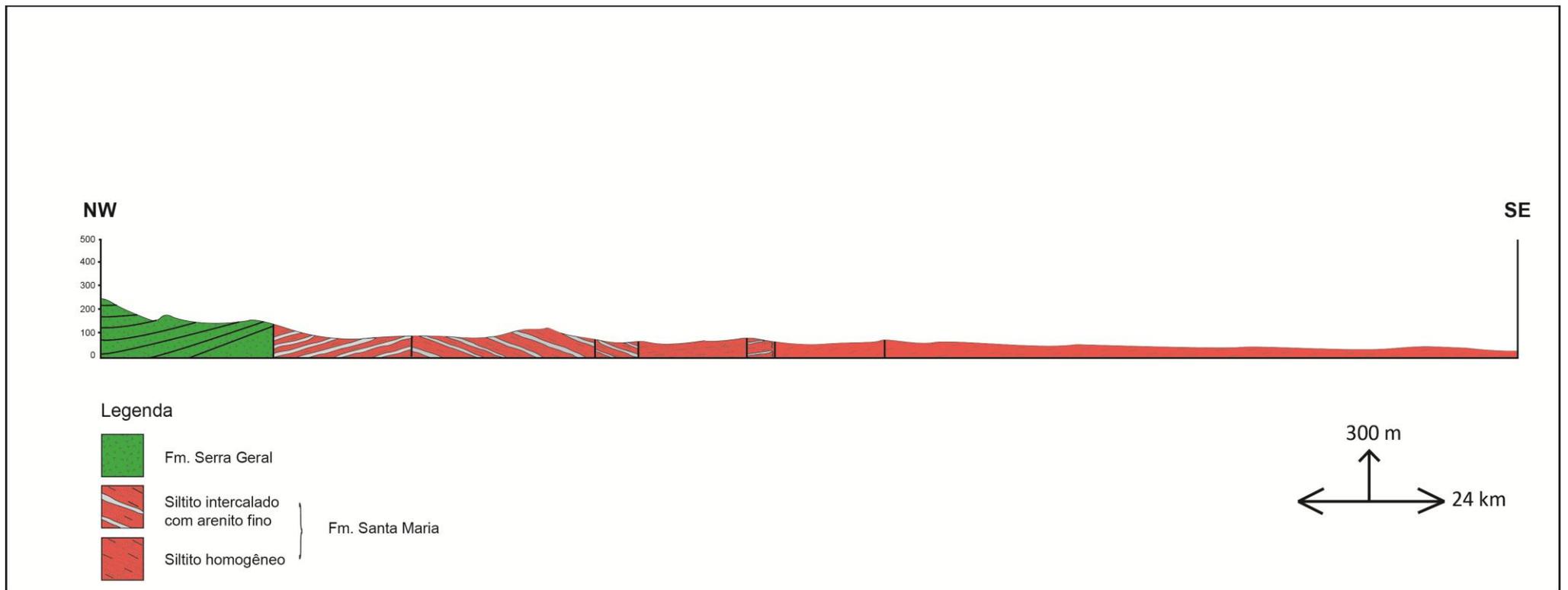


Figura 42. Seção geológica Herveiras-Vera Cruz.

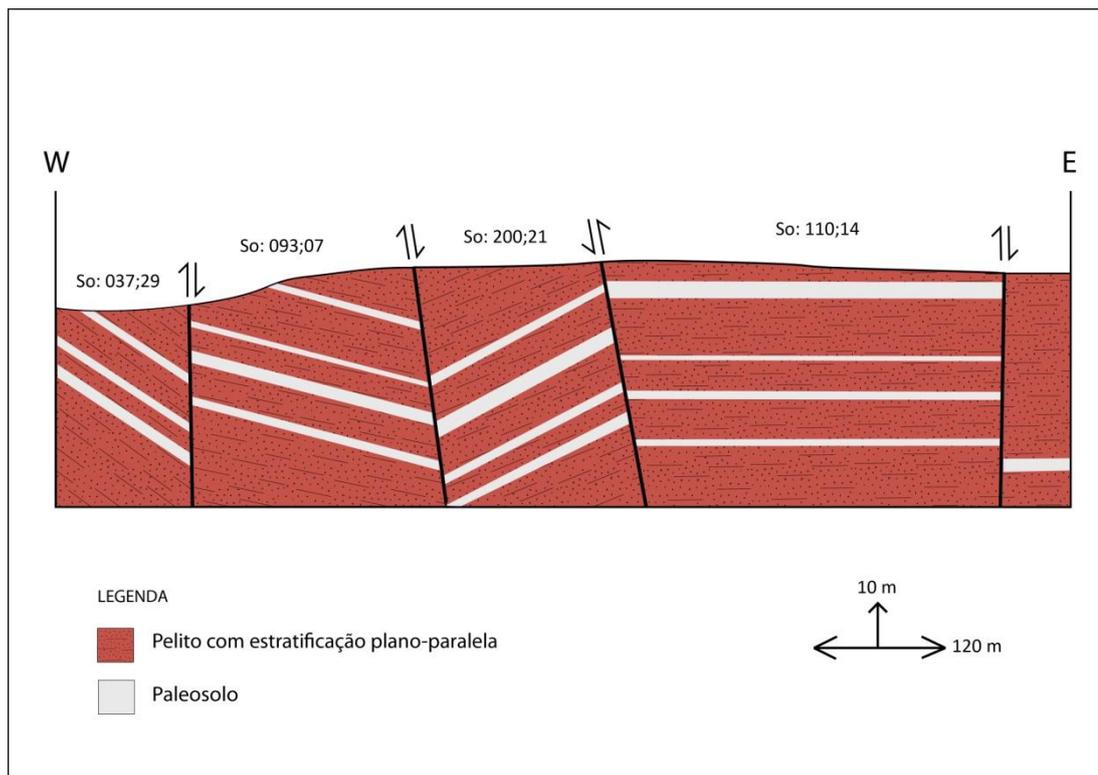


Figura 43. Croqui do ponto BS-3 mostrando a atuação de falhas normais seccionando o acamadamento primário dos pelitos do Membro Alemoa.

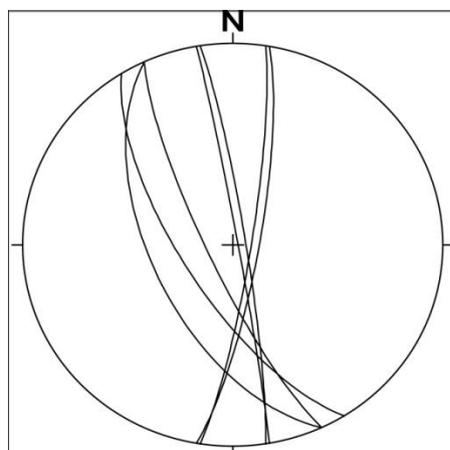


Figura 44. Estereograma com a representação das atitudes dos planos de falhas normais do ponto BS-3.

Por outro lado, as falhas normais de direção E-W seccionam as falhas sin-sedimentares triássicas e afetam principalmente os pelitos da Formação Santa Maria, inclusive pondo estes em contato direto com os basaltos da Formação Serra Geral (Ponto BS-9) (Fig. 45A e B).

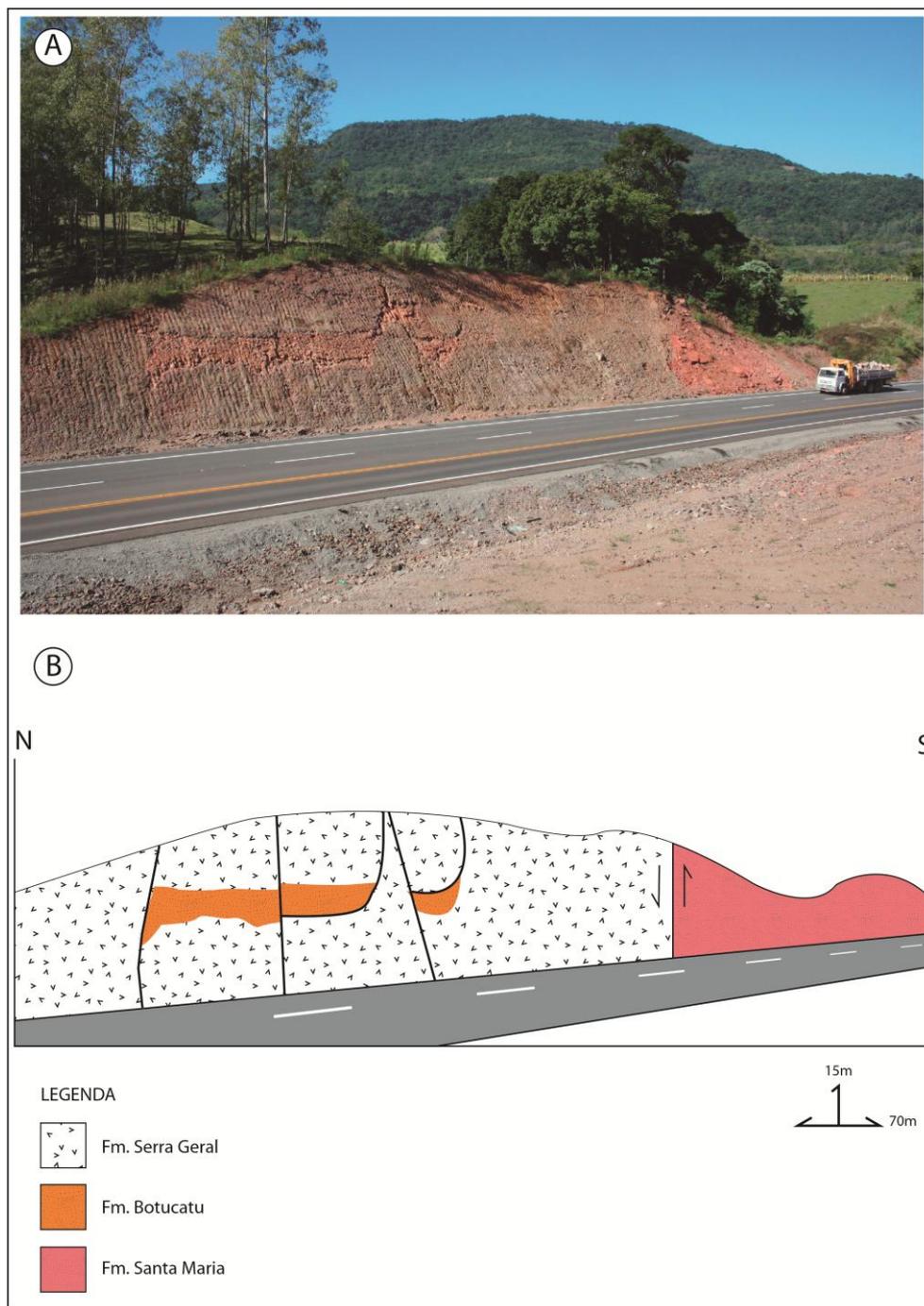


Figura 45. Ponto BS-9. (A) Corte de estrada na RSC-153 e (B) croqui mostrando a atuação de falhas normais seccionando uma camada de arenitos eólicos da Fm. Botucatu intertrápicos nos basaltos da Fm. Serra Geral e no sul desta seção o contato dos pelitos da Fm. Santa Maria e os basaltos.

Na continuidade para o sul, este corte de estrada mostra um conjunto de falhas lístricas e normais de alto ângulo afetando um nível de arenitos intertrápicos da Formação Botucatu e gerando brechas de falha no topo da

estrutura. Na porção sul do mesmo corte, os pelitos (Fm. Santa Maria) estão em contato tectônico com os basaltos da Formação Serra Geral (Fig. 46 e 47).

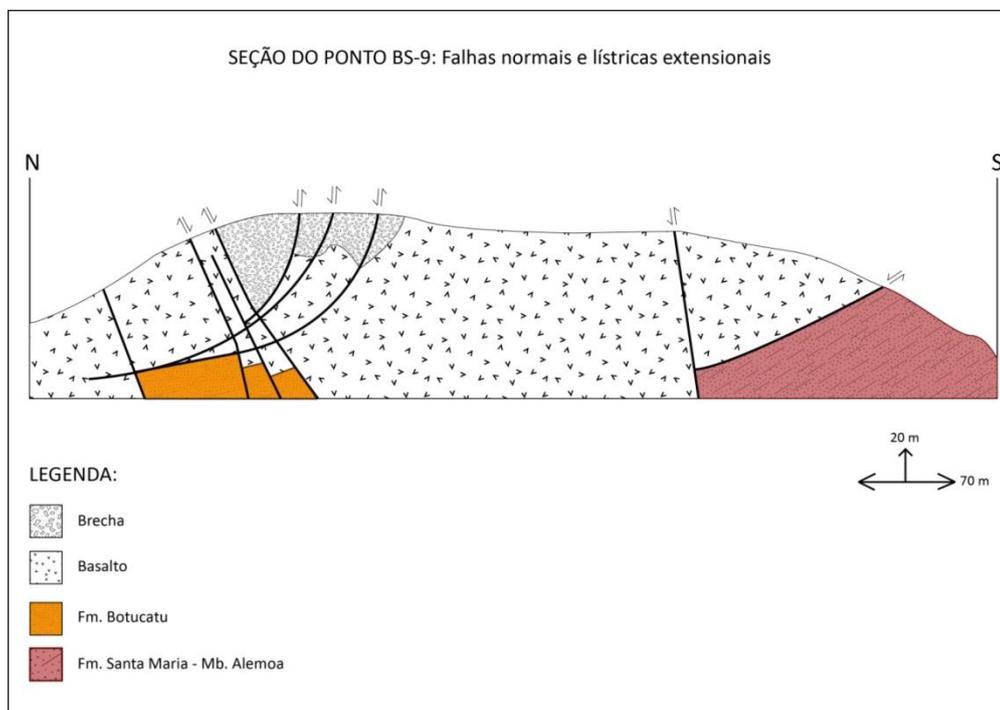


Figura 46. Croqui digitalizado do ponto BS-9. Extremo sul do afloramento.

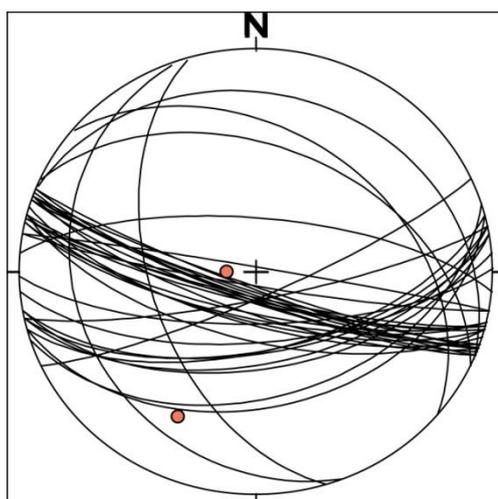


Figura 47. Estereograma com a representação das atitudes dos planos de falhas normais e lístricas do ponto BS-9 com indicação das estrias de falha (círculos de cor laranja).

Na pedreira do ponto BS-4 ocorre a intrusão de um domo de riodacito da Formação Serra Geral (Fig. 48) em pelitos avermelhados da Formação Santa Maria. No topo desta intrusão foram observadas falhas extensionais de direção N40-50°E, com mergulhos de 40 a 50° para NW (Fig. 49B). Nestas falhas são observadas estrias de falhas direcionadas para NW (Fig. 49A).

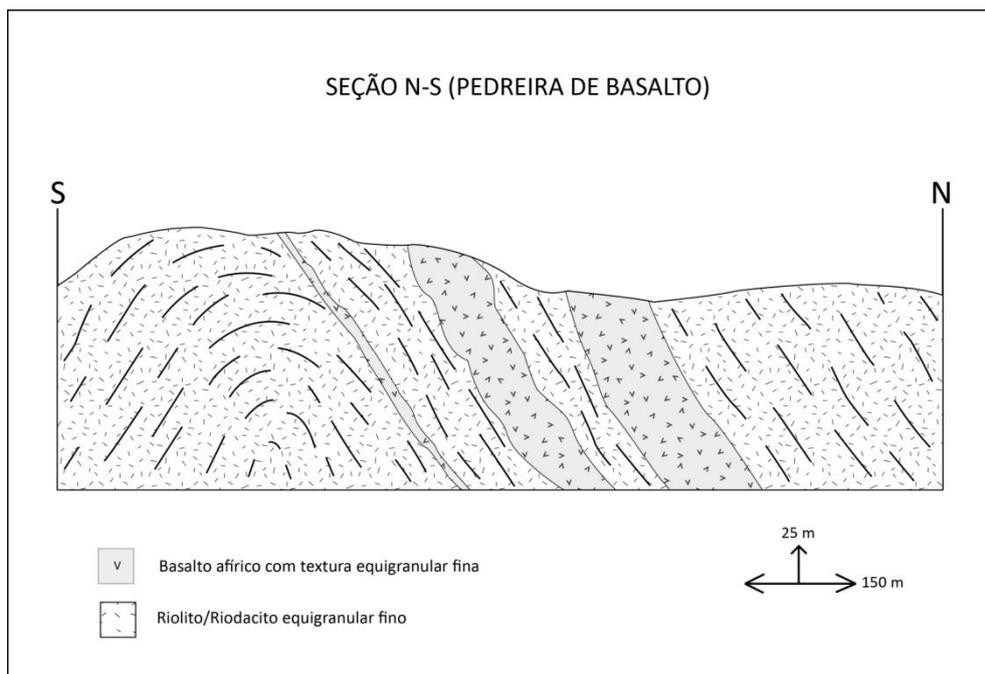


Figura 48. Croqui digitalizado do ponto BS-4.

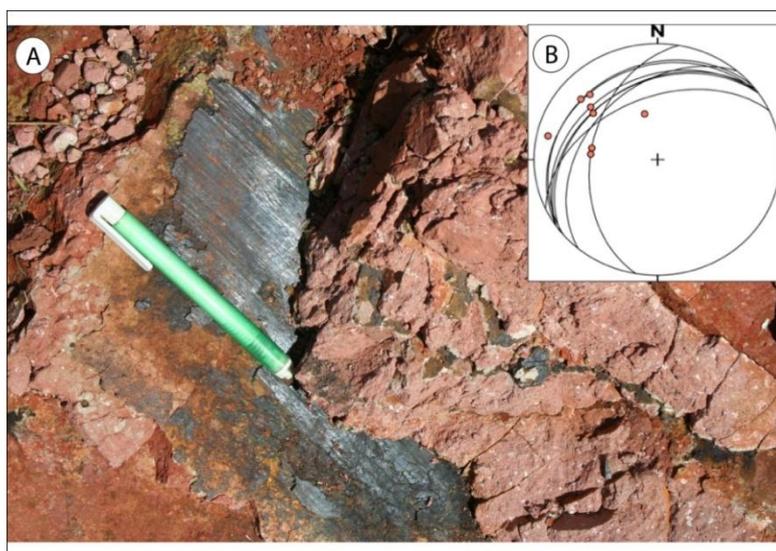


Figura 49. (A) Foto do ponto BS-4. Estria de falha e (B) estereograma das falhas extensionais, direção N40-50°E, com mergulhos de 40 a 50° para NW.

No corte de estrada do ponto BS-16 são observadas falhas transcorrentes e falhas normais afetando os basaltos da Formação Serra Geral. As falhas normais possuem direção E-W, com mergulhos subverticais e estrias de falhas subverticais. As falhas transcorrentes possuem direção N-S a $N20^{\circ}W$, com mergulhos elevados. Nestas falhas as estrias possuem caimento de 5 a 6° na direção N-S ou $N20^{\circ}W$.

9. GEOCROLOGIA

As análises geocronológicas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) da Universidade de São Paulo (USP), utilizando o Laboratório de Laser Ablation associado a um espectrometro de massas (ICP) (LA-ICP-MS) (Fig. 6A e B). Foram analisados pelo método U-Pb zircões detríticos de duas amostras de arenitos e pelitos da Formação Santa Maria. As amostras são representativas dos Membros Passo das Tropas e Alemoa.

As análises pelo método U-Pb em zircão tiveram como o objetivo obter informações sobre a área fonte destes sedimentos. Foram analisados noventa e um grãos de zircão de cada amostra, sendo a amostra BS-2 pertencente ao Membro Alemoa e a amostra BS-5 pertencente ao Membro Passo das Tropas.

Os dados serão apresentados de forma parcial e informativa, pois as análises foram feitas muito recentemente e os valores finais das leituras das razões U/Pb e Pb/Pb ainda estão em processamento na USP.

9.1. Membro Passo das Tropas

A amostra BS-5 apresenta diversos conjuntos de zircões, reconhecidos pelas variações de formas, padrões cristalográficos e padrões de zonação interna. Foram reconhecidos cristais de zircão de diversos tipos de rochas graníticas e de rochas vulcânicas.

Os zircões da amostra BS-5 apresentaram um intervalo de idade muito restrito (Fig. 50). A idade mais jovem encontrada é de 485 Ma, e a idade máxima foi de 819 Ma, com amplo predomínio de idades no intervalo entre 600 e 700 Ma. Este intervalo de valores é encontrado em rochas do Terreno São Gabriel (819 e 680 Ma) e em rochas graníticas do Batólito Pelotas (570 a 630 Ma). Estes dois intervalos sugerem que a deposição dos sedimentos que compõe o Membro Passo das Tropas teve fontes mistas, em parte vindo do norte, do Terreno São Gabriel e com pulsos que envolveram fontes vindas do sul, do Batólito Pelotas.

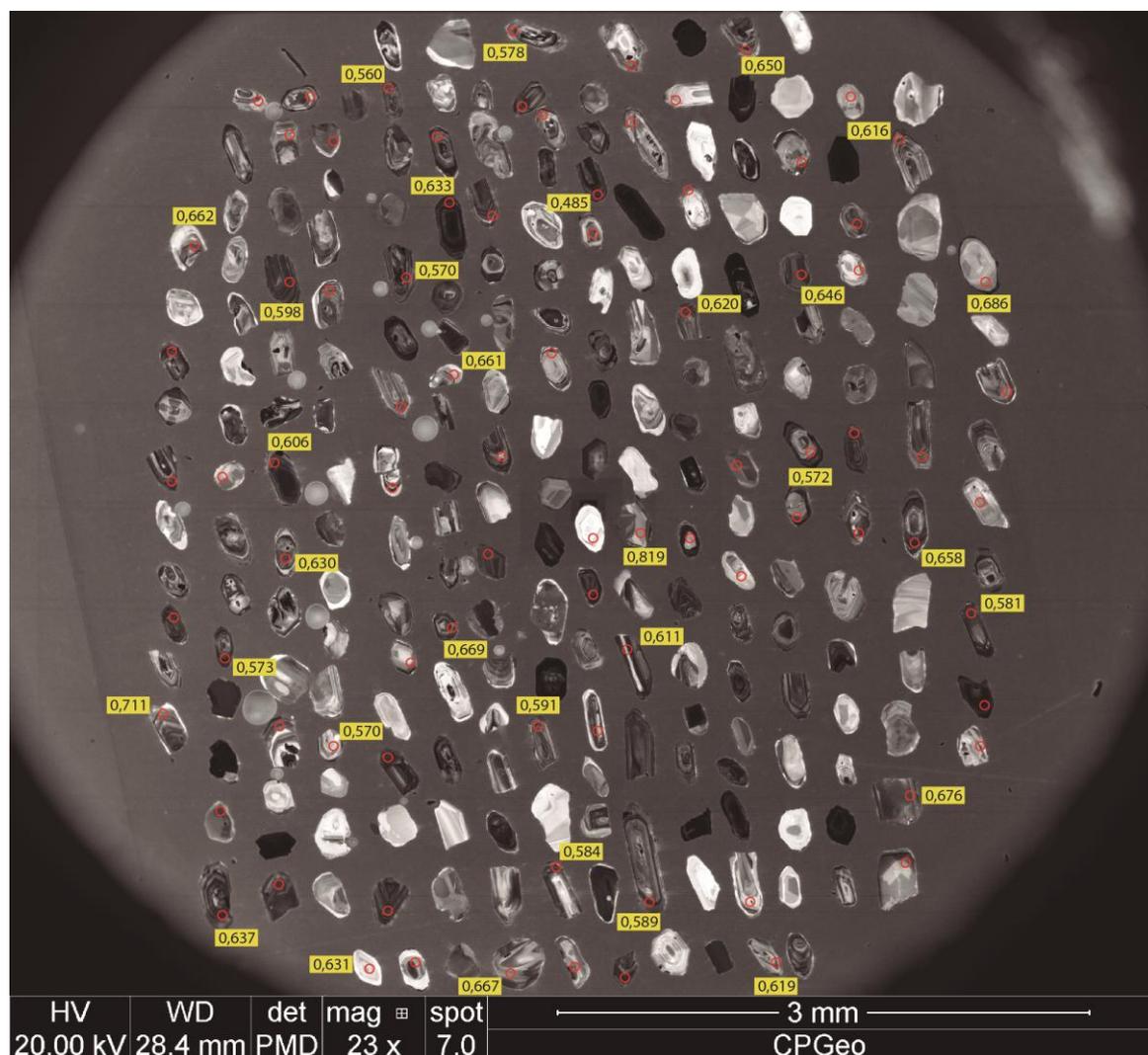


Figura 50. Imagem por catodoluminescência dos zircões da amostra BS-5. Os *spots* estão plotados em vermelho e em amarelo suas respectivas idades.

Estas informações podem ser associadas aos mapas de paleocorrentes apresentados por Faccini (2000) (Fig. 20). Nesta análise o autor apresenta dados de paleocorrentes que indicam aporte sedimentar vindo do sul.

A reunião destas informações permite sugerir que este membro recebeu aporte sedimentar em dois pulsos distintos vindos de fontes associadas a duas unidades geotectônicas distintas, o Terreno São Gabriel e o Batólito Pelotas.

9.2. Membro Alemoa

A amostra BS-2 apresentou diversos conjuntos de zircões detríticos, reconhecidos pelas suas formas variadas, distintos padrões cristalográficos e padrões de zonação interna. Foram reconhecidos cristais de zircão de diversos tipos de rochas graníticas e de rochas vulcânicas.

Os zircões da amostra BS-2 apresentaram um intervalo de idade muito amplo (Fig. 51). A idade mais jovem encontrada é de 215 Ma, e a idade máxima foi de 2300 Ma, com amplo predomínio de idades nos intervalos entre 2300 e 2000 Ma, 1000 e 740 Ma, 630 e 517 Ma e entre 296 e 215 Ma, com idades isoladas em 1500 Ma e entre 430 e 330 Ma. Estes intervalos de valores são encontrados em parte em rochas do Escudo Sul-rio-grandense e em parte em rochas provenientes dos Andes.

As idades paleoproterozoicas são encontradas no Terreno Tijucas e correspondem as idades do Complexo Encantadas. As idades entre 1000 e 740 Ma correspondem às rochas do Terreno São Gabriel. O intervalo de idades entre 630 e 517 Ma corresponde às rochas graníticas do Batólito Pelotas. As idades mais jovens, entre 296 e 215 Ma, com média de idade em torno de 230 Ma, estão relacionadas a rochas vulcânicas andinas (Província Magmática Choiyoi). Estes intervalos sugerem que a deposição dos sedimentos que compõe o Membro Alemoa teve fontes mistas, com contribuição do alto de Santana da Boa Vista, e também de outros terrenos

situados ao sul como o Terreno São Gabriel e com pulsos que envolveram fontes vindas do sudeste, do Batólito Pelotas.

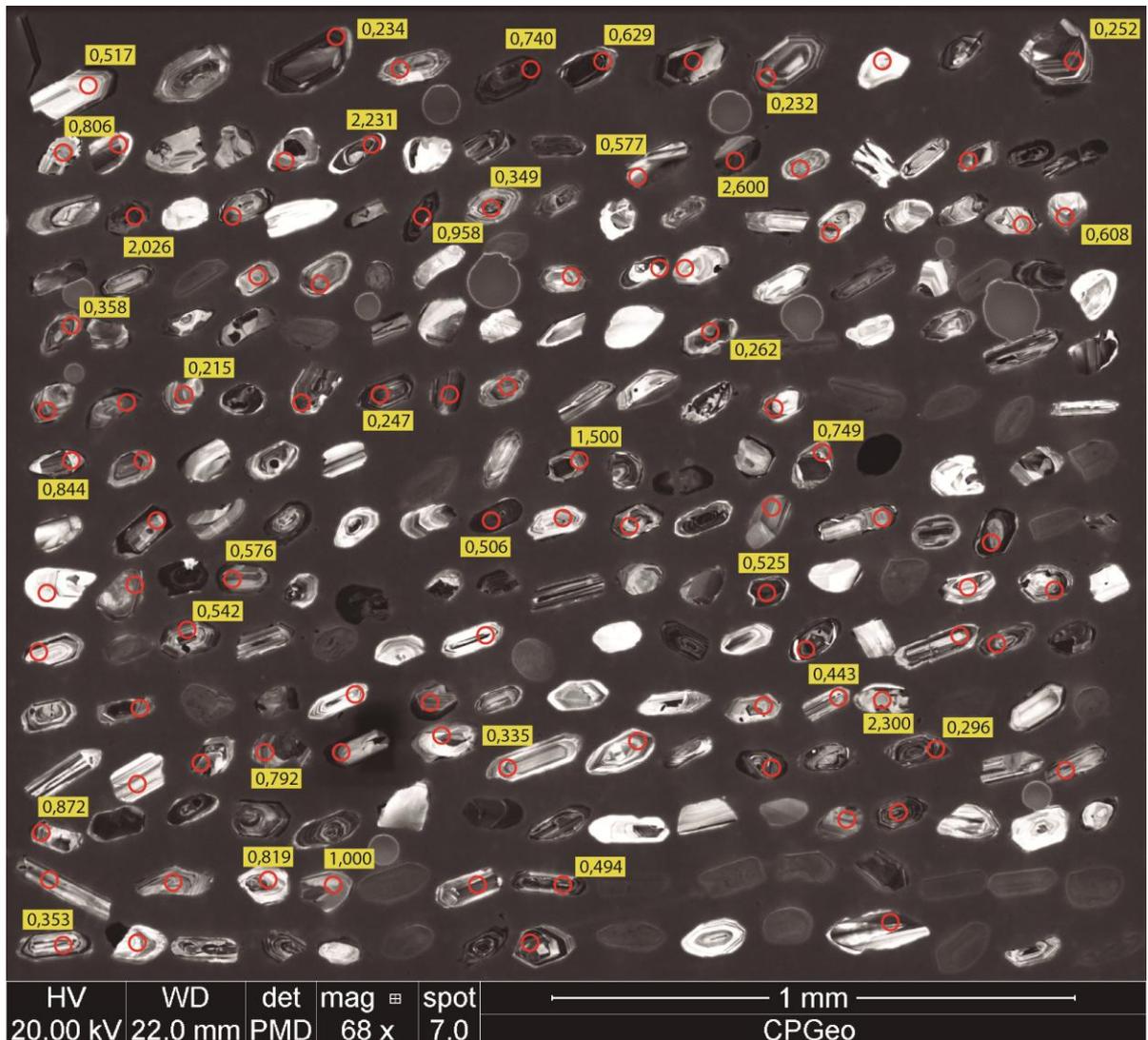


Figura 51. Imagem por catodoluminescência dos zircões da amostra BS-2. Os *spots* estão plotados em vermelho e em amarelo suas respectivas idades.

Estas informações também podem ser associadas aos mapas de paleocorrentes apresentados por Faccini (2000) (Fig. 20). Nesta análise o autor apresenta dados de paleocorrentes que indicam aporte sedimentar vindo do sul.

A reunião destas informações permite sugerir que o Membro Alemoa possui uma idade máxima de deposição em torno de 230 Ma e recebeu aporte sedimentar a partir de pulsos variados envolvendo fontes associadas

a três unidades geotectônicas distintas, os Terrenos Tijucas e São Gabriel e o Batólito Pelotas.

9.3. Discussão

A análise dos dados geocronológicos apresentados com os mapas de paleocorrentes e as divisões tectônicas entre os principais terrenos do escudo permite sugerir que a deposição dos sedimentos da Formação Santa Maria esta associada ao soerguimento do bloco sudoeste da calha tectônica de direção NW-SE que controla a deposição desta formação (Zerfass *et al.*, 2003). Desta forma o soerguimento desta área expõe as três unidades geotectônicas referenciadas e permite a erosão e transporte dos sedimentos da Formação Santa Maria.

10. CONCLUSÕES

- A presença de arenitos conglomeráticos e arenitos na Fm. Sanga do Cabral e a ocorrência de arenitos conglomeráticos no Membro Passo das Tropas (Fm. Santa Maria), associado à presença de falhas sin-sedimentares de direção NW sugerem que a deposição destes sedimentos foi controlada por processos tectônicos.
- Estas estruturas de direção NW foram superpostas por falhas extensionais de direção E-W, que seccionam, inclusive os basaltos da Fm. Serra Geral, posicionando tectonicamente pacotes sedimentares com composição e estruturas distintas com as rochas vulcânicas.
- Os arenitos da Fm. Botucatu apresentaram relações de contato contemporâneas com os derrames basais da Fm. Serra Geral.
- Foram descritos 3 tipos de relações de contato entre os basaltos e os pelitos da Fm. Santa Maria: (1) As rochas vulcânicas estão cobrindo os pelitos, o contato é retilíneo e bem definido, ocorrendo na base do derrame basáltico a formação de vesículas do tipo *degassing pipes*.

Nos pelitos observa-se a formação de vesículas parcialmente preenchidas por quartzo, sugerindo que o vulcanismo afetou sedimentos finos saturados em água e com baixa taxa de litificação.

(2) A intrusão de um domo de riolito associado a falhas extensionais de direção N40°E. (3) Contatos tectônicos por falhamentos.

- Os dois intervalos de idades que compõe os zircões do Mb. Passo das Tropas indicam fontes mistas, em parte vindo do sul, provenientes do Terreno São Gabriel e do Batólito Pelotas.
- Os dados obtidos a partir da análise dos zircões do Mb. Alemoa permite sugerir que o mesmo recebeu aporte sedimentar envolvendo fontes associadas a três unidades geotectônicas distintas, os Terrenos Tijucas e São Gabriel e o Batólito Pelotas.
- A união dos dados geocronológicos, estruturais e de paleocorrentes permite sugerir que a fonte dos sedimentos da Formação Santa Maria teve como origem o soerguimento do embasamento a partir de um bloco elevado localizado ao sul da calha NW-SE.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASSINE, M. L.; SOARES, P.C.; MILANI, E.J., 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. *Revista Brasileira Geociências*, v. 24, p. 77-89.

ASSINE, M.L., PIRANHA, J.M., and CARNEIRO, C.D.R., 2004. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo; Beca, p. 77-92.

BONGIOLO, A.B. e S., SOARES, A.P., BITTENCOURT, A.V.L., FERREIRA, F.J.F., 2011. Compartimentação estrutural e conectividade hidráulica dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani: caracterização hidrogeoquímica na região central do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41, p. 319-333.

BORBA, A.W., VIGNOL, M.L.M., MIZUSAKI, A.M.P., 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 683–692.

DIAS, A.N.C., TELLO, C.A.S., CHEMALE, F., GODOY, M.C.T.F. DE., GUADAGNIN, F., IUNES, P.J., SOARES, C.J., OSÓRIO, A.M.A., BRUCKMANN,

M.P., 2011. Fission track and U-Pb in situ dating applied to detrital zircon from the Vale do Rio do Peixe Formation, Bauru Group, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, p. 298-305.

FACCINI, U.F., 2000. Estratigrafia do permo-triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais *versus* espaço de acomodação. Porto Alegre, 332p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências/UFRGS.

FÚLFARO, V.J., SAAD, A.R., SANTOS, M.V., VIANNA, R.B., 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, p. 590-610.

GOMES, M.E.B., 1996. Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná – região de Frederico Westphalen (RS). Porto Alegre, Brasil, 219 p. PhD Thesis, Instituto de Geociências/UFRGS.

HOLZ, M., KUCHLE, J., BISCHOFF, A.P., REIS, P.D.DOS., PHILIPP, R.P., 2006. Estratigrafia de Seqüências Aplicada à Caracterização de Aquíferos: um Estudo de Caso na Área de Candiota, Rio Grande Do Sul: *Pesquisas em Geociências*, v. 33. Porto Alegre: Instituto de Geociências/UFRGS, p. 51-66.

JELINEK, A.R., GOMES, D.H., DIAS, A.N.C., GUADAGNIN, F., CHEMALE, F., SOUZA, I.A., 2010. Termocronologia aplicada às Geociências: análise por traços de fissão: *Pesquisas em Geociências*, v. 37. Porto Alegre: Instituto de Geociências/UFRGS, p. 191-203.

LEINZ, V., 1949. Contribuição a geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. *Geologia (São Paulo)*, 66 p.

MARQUES, L.S., ERNESTO, M., 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná: Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo; Beca, p. 245-263.

MELFI, A.J., PICCIRILLO, E.M., and NARDY, A.J.R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Paraná basin – an introduction: The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: USP, p. 1-15.

MILANI, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo; Beca, p. 265-279.

NARDY, A.J.R., MACHADO, F.B., and OLIVEIRA, M.A.F., 2008. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, p. 178-195.

PHILIPP, R.P., HORN, B.L.D., SCHULTZ, C.L., KLOSS, H.P., LIMA, E.F. de, 2011. Tectonismo pós-cretáceo e relações de contato entre a Fm. Serra Geral e as Fm. Botucatu e Santa Maria, Santa Cruz do Sul, RS. In: *Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*.

PINTO, V.T., HARTMANN, L.A., SANTOS, J.O.S., MCNAUGHTON, N.J., WILDNER, W., 2011. Zircon U-Pb geochronology from the Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~135 Ma: *Chemical Geology*, p. 93-102.

ROISENBERG, A., and VIERO, A.P., 2000. O vulcanismo mesozóico da bacia do Paraná no Rio Grande do Sul: *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p. 355-374.

ROSTIROLLA, S.P., ASSINE, M.L., FERNANDES, L.A., ARTUR, P.C., 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 639-648.

RUBAN, D.A., ZERFASS, H., PUGATCHEV, V.I., 2009. Triassic synthems of southern South America (southwestern Gondwana) and the Western Caucasus (the northern Neotethys), and global tracing of their boundaries: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 28, p. 155-167.

SANTOS, T.B., MANCINI, F., ROSTIROLLA, S.P., BARROS, C.E. de M., SALAMUNI, E., 2011. Registro da deformação pós-paleozóica na Bacia do Amazonas, região de Itaituba (PA): *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41, p. 95-107.

SCHERER, C.M.S., TOMAZELLI, L.J., GOLDBERG, K., 2004. Construção, acumulação e preservação do paleoerg Botucatu. *Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo; Beca, p. 283-297.

SOARES, M. B., SCHULTZ, C. L., HORN, B. L.D. 2011. New information on *Riograndia guaibensis* Bonaparte, Ferigolo & Ribeiro, 2001 (Eucynodontia, Tritheledontidae) from the Late Triassic of southern Brazil: anatomical and biostratigraphic implications., 2011, Rio de Janeiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 83, p. 329-354.

SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B., FÚLFARO, V.J., 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras: *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Sociedade Brasileira de Geologia, v. 4, Porto Alegre, p. 61-83.

THIEDE, D.S. and VASCONCELOS, P.M. 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *GEOLOGY*, August, 747-750.

WAICHEL, B.L., LIMA, E.F., VIANA, A., SCHERER, C.M., BUENO, G.V., DUTRA, G. 2012. Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 215-216 (2012) 74–82.

ZALÁN, P.V., CONCEIÇÃO J.C.J., ASTOLFI, M.A.M., APPI, V.T., WOLFF, S., VIEIRA, I.S., MARQUES, A., 1985. Estilos estruturais relacionados a intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares: *Boletim Técnico da PETROBÁS*, v. 28, p. 221-230.

ZERFASS, H., GARCIA, A.J.V., SUSCZYNSKI, A.M., LAVINA, E.L., 2000. Análise de proveniência dos arenitos neopermianos e triássicos da Bacia do Paraná na região de São Pedro do Sul (RS): uma contribuição para o conhecimento da

arquitetura estratigráfica e da evolução tectonosedimentar: *Acta Geologica Leopoldensia*, p. 61–85.

ZERFASS, H., CHEMALE, F., SCHULTZ, C.L., LAVINA, E., 2003. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic: *Sedimentary Geology*, v. 166, p. 265–292.

ZERFASS, H., LAVINA, E.L., SCHULTZ, C.L., GARCIA, A.J.V., FACCINI, U. F., CHEMALE, F., 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate: *Sedimentary Geology*, v. 161, p. 85–105.

ZERFASS, H., CHEMALE, F., LAVINA, E., 2005. Tectonic Control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its Correlation to the Waterberg Basin, Namibia: *Gondwana Research*, v. 8, p. 163-176.