

Joana Paula Sánchez

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DO
ASTROBLEMA DE CERRO DO JARAU-RS BRASIL**

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Curso de Pós-Graduação em Geologia
- Área de Concentração em Geologia Regional,
para obtenção do Título de Doutor em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Sergio Amarante Simões

Co-Orientador: Prof..Dr. Alvaro Penteado Crósta

Rio Claro (SP)
2014

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

JOANA PAULA SÁNCHEZ

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DO
ASTROBLEMA DE CERRO DO JARAU-RS BRASIL**

Rio Claro (SP)

2014

551.7 Sánchez, Joana Paula
S211m Mapeamento geológico-estrutural do astroblema de Cerro
do Jarau-RS / Joana Paula Sánchez. - Rio Claro, 2014
178 f. : il., figs., tabs., fots., mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Luiz Sergio Amarante Simões
Coorientador: Alvaro Penteado Crósta

1. Geologia estratigráfica. 2. Astroblemas. 3. Meteoritos.
4. Crateras de impacto. 5. Estratigrafia. I. Título.

COMISSÃO EXAMINADORA
TESE PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTORADO

Presidente e Orientador: Prof. Dr. Luiz Sérgio Amarante Simões

Co-orientador: Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta

Examinador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Profa. Dra. Adriana Alves

Examinador: Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz

Examinador: Prof. Dr. Norberto Morales

Aluna: Joana Paula Sánchez

Rio Claro, 11 de abril de 2014

RESULTADO: APROVADO

Dedico aos meus pais, ao
Barney e Luiza, aos que já foram e aos que virão.

AGRADECIMENTOS

À Fapesp pelo financiamento do projeto e ao CNPq pela bolsa de doutorado.

Ao Luiz por ser meu “Pai” geológico e por estes curtos 11 anos de orientação e amizade, obrigada.

Agradeço a Bete, Caio e Augusto por acreditarem nos meus sonhos.

Ao Barney e Luiza por formarem minha família e existirem neste plano.

Agradeço ao Alvaro pela co-orientação.

Ao Programa de Pós Graduação em Geologia Regional na UNESP.

Aos familiares que sempre estão torcendo pela nossa felicidade, aos novos integrantes que vieram junto com o Barney: Fátima, Carlinho e Cadú. Às tias Tati e Nê que são exemplos na minha vida e a vovó Ilde.

Aos meus amigos geólogos e não geólogos, como seria sem vocês presentes em todos os momentos da vida e que fazem parte do meu crescimento?

Metralhas todas, Lua e Alice, por estarem sempre prontas a ao menos dar uma palavrinha, sem contar nas correções e sugestões, amo todas!

Ao Lee que me acompanhou em campo e se tornou um amigo.

Acreditar que vale a pena.

RESUMO

A estrutura do Cerro do Jarau está localizada no Estado do Rio Grande do Sul, nas proximidades da cidade de Quaraí, divisa com o Uruguai. A origem de sua feição circular é motivo de indagações há décadas. Neste trabalho foi realizado o aprofundamento do conhecimento geológico dessa estrutura que gerou uma nova compreensão da estratigrafia local e da estruturação das rochas que compõem esse astroblema. A estrutura era interpretada como um domo estrutural formado por tectônica após a deposição dos arenitos da Formação Botucatu e antes dos derrames basálticos da Formação Serra Geral, autores ressaltam que a estrutura circular se destaca na região, com a ocorrência de arenitos da Formação Botucatu, soerguidos no centro, e basaltos da Formação Serra Geral, na borda, com estratigrafia com os arenitos por baixo e o basalto por cima. Esta tese apresenta novos dados de cartografia geológica que demonstram que os arenitos da região do Cerro do Jarau encontram-se estruturados na forma de uma bacia, e não de um domo, e que o pacote de arenitos que ocorre na porção central encontra-se sobreposto aos basaltos situados em seu entorno. Foram realizados trabalhos de campo e o mapeamento de detalhe em escala 1:10.000, que permitiu a identificação das atitudes preferenciais dos planos de acamamento que evidenciam o mergulho para o centro da estrutura, configurando uma forma côncava, tipo bacia. Tal interpretação foi possível através das observações diretas no campo e pelo desenho do contato arenito/basalto (regra dos Vs) que evidenciam que o pacote de arenitos encontra-se sobreposto aos basaltos. Análises petrográficas permitiram separar as Unidades Litológicas em três unidades principais, dentre elas Unidades da Formação Serra Geral, com basaltos, brechas ígneas e arenitos intertrapa, Unidade dos Arenitos Homogêneos e Unidade dos Arenitos Laminados. Análises de microscopia eletrônica de varredura permitiram caracterizar as fraturas intragranulares nos arenitos e a caracterização das venulações observadas nos basaltos. As análises geoquímicas dos basaltos permitiram a comparação entre os basaltos internos e externos à estrutura, para averiguar se houve contaminação pelo corpo impactante, não mostrando diferenças composicionais marcantes. Análises isotópicas ^{40}Ar - ^{39}Ar foram realizadas para tentar identificar a idade que a estrutura foi formada, necessitando ainda mais dados para a conclusão. Quanto à origem da estrutura circular não foram encontradas algumas das feições diagnósticas de processos de impacto (cones de estilhaçamento, minerais de alta pressão e feições de deformação planar-PDF). Entretanto, a forte perturbação do acamamento, associada a dobras e falhas locais, contrasta com as áreas adjacentes, que não exibem deformação. Basaltos com fraturas preenchidas por material hidrotermalizado e arenitos com fortes deformação intracristalina foram encontrados somente na estrutura circular. Caracteriza-se assim como uma deformação pontual (em escala regional), provavelmente ocasionada por processo de impacto meteorítico. Assim, embora a Estrutura do Cerro do Jarau apresente várias evidências indicando que sua formação está ligada a um processo de impacto de meteorito, a geometria e o tamanho da estrutura não são compatíveis com os modelos atualmente conhecidos para formação de crateras de impacto. No momento esta é uma questão de difícil solução. Isso sugere que a Estrutura do Cerro do Jarau deve corresponder a uma região mais profunda em relação ao ponto de impacto, representando a raiz de uma zona de impacto. Talvez a formação da Estrutura do Cerro do Jarau tenha sido favorecida pelas propriedades reológicas das rochas envolvidas.

ABSTRACT

The Cerro do Jarau structure is located in the Rio Grande do Sul state, nearby the Quaraí city, in the limit with Uruguai. The origin of its circular feature has been a source of question for decades. In this work the deepening of the geological knowledge of this structure was done and generated a new understanding of the local stratigraphy and the rock structuring that compose this astroblem. The structure was interpreted as a structural dome formed by tectonic after the Botucatu Formation sandstone deposition and before the basalt flows of the Serra Geral Formation, authors point out that the circular structure is highlighted in the region, with the occurrence of the Botucatu Formation sandstones uplifted in the center and Serra Geral Formation basalts on the edge. This Thesis present new geological mapping data that demonstrate that the Cerro do Jarau region sandstones are structured in a basin shape, not a dome, and the sandstone package that occurs in the central portion is superimposed to basalts located in its surroundings. Detailed field and mapping work at 1: 10 000 scale were realized and allowed the identification of the preferred bedding plans attitudes that points the dip to the center of the structure, setting a concave shape, as a basin shape. Such interpretation was possible by the direct field observation and by the drawing of the sediment/basalt contact (V rule) which show that the sandstone package is overlapped to basalts. Petrographic analysis allowed to separate the lithological units in three main units, among them the Serra Geral Formation Unit with basalt, igneous breccias and intertrap sandstones, Homogeneous Sandstone Unit and Laminated Sandstone Unit. Analysis of scanning electron microscopy allowed the characterization of the intragranular fractures in the sandstones and characterization of the veining observed in the basalts. Geochemical analysis of the basalts allowed the comparison of the internal and external basalts of the structure, to investigate whether there was contamination by the impacting body, not showing remarkable compositional differences. Isotopic ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis were realized aiming the identification of the age of the formation of the structure, requiring more data to reach a conclusion. Regarding the origin of the circular structure, the diagnostic features of impact processes (shatter cones, high pressure minerals and planar deformation features-PDF) were not found. However, the strong disturbance of bedding, associated with local folds and faults, contrast with the surrounding areas, which do not exhibit deformation. Basalts with fractures filled by hydrothermal material and sandstones with strong intracrystalline deformation were found only in the circular structure. It is characterized as a punctual deformation (regional scale), probably caused by a meteorite impact process. Thus, although the structure of the Cerro do Jarau present several evidences indicating that its formation is linked to a meteorite impact process, the geometry and the size of the structure are not consistent with the currently known impact crater formation models. At the moment this is a question of difficult solution. This suggests that the Cerro do Jarau structure must correspond to a deeper region in relation to the impact point, representing the root of an impact zone. Perhaps the formation of the Cerro do Jarau structure has been favored by the rheological properties of the involved rocks.

SUMÁRIO

1. Introdução.....	01
1.1. Objetivos.....	02
1.2. Métodos.....	02
2. Localização e vias de acesso.....	05
3. Aspectos geomorfológicos.....	07
3.1. Clima, vegetação e solos.....	09
3.2. Relevo.....	09
4. Crateras de impacto.....	10
4.1. Tipos de crateras de impacto e formação.....	13
4.2. Feições de Impacto.....	16
4.2.1. Feições Radiais e Concêntricas.....	16
4.2.2. Shatter Cones e PDF's.....	16
4.2.3. Brechas.....	18
4.3. Impactos oblíquos.....	19
4.4. Estrutural em estruturas de impacto.....	21
4.5. Crateras em basalto.....	22
5. Geologia Regional.....	26
6. Histórico da área.....	41
7. Estratigrafia: Artigo: Geologia do Cerro do Jarau-RS: Novas Propostas.....	53
8. Litologias.....	65
8.1. Introdução.....	65
8.2. Formação Serra Geral.....	66
8.2.1. Basaltos externos.....	66
8.2.2. Basaltos Internos.....	70
8.2.2.1. Basaltos internos afaníticos.....	71
8.2.2.2. Basaltos internos subfaneríticos equigranulares finos....	74
8.2.2.3. Basaltos internos faneríticos equigranulares médios.....	76
8.2.2.4. Brechas ígneas.....	79
8.2.2.5. Arenitos Intertrapa.....	83
8.2.2.6. Basaltos internos com feições de deformação.....	84
8.3. Arenitos.....	91
8.3.1. Arenitos conglomeráticos.....	94
8.3.2. Arenitos Homogêneos.....	96
8.3.3. Arenito Laminado.....	100

9. Geologia Estrutural.....	105
9.1. Estratificação primária e dobras.....	106
9.1.1. Basaltos, Brechas ígneas e arenitos intertrapa.....	106
9.1.2. Arenitos Homogêneos e Arenitos Laminados.....	110
9.1.3. Estereogramas de S0.....	118
9.2. Juntas.....	120
9.3. Falhas.....	126
9.4. Microestruturas.....	133
10. Geoquímica.....	138
11. MEV-EDS (Microscopia eletrônica de Varredura e Espectroscopia de Energia Dispersiva).....	148
11.1. Basaltos.....	148
11.2. Arenitos Laminados.....	156
12. Geocronologia.....	159
13. Discussões.....	162
14. Conclusões.....	167
15. Referências.....	170
ANEXO1: Mapa geológico	
ANEXO 2: Mapa de Pontos	
ANEXO 3: Mapa com pontos das lâminas	

1. Introdução

A Estrutura do Cerro do Jarau está localizada no Estado do Rio Grande do Sul, nas proximidades da cidade de Quaraí na divisa com o Uruguai. Sua feição circular é motivo de indagações há décadas quanto à sua origem. A investigação geológica detalhada realizada através deste trabalho permitiu o aprofundamento dos aspectos litológicos e estruturais dessa estrutura conduzindo a uma nova compreensão da estratigrafia local.

Essa feição circular foi inicialmente reconhecida por Ghres (1969) que interpretou que se tratava de um domo estrutural formado por tectônica pós deposição da Formação Botucatu e pré derrames basálticos da Formação Serra Geral. Trabalhos posteriores como Moreira (1980), Lisboa *et al.* (1987), Schuck & Lisboa (1988), Lourenço (2007), Crósta *et al.* 2010 e Philipp *et al.* (2010), ressaltam que a estrutura circular se destaca na região, com a ocorrência de arenitos da Fm. Botucatu, soerguidos no centro e basaltos da Fm. Serra Geral na borda. Os trabalhos mais recentes interpretam que a estrutura se trata de uma cratera de impacto meteorítico (Lourenço 2007, Crósta *et al.* 2010, e Philipp *et al.* 2010).

Esta tese apresenta resultados de cartografia geológica detalhada, com descrição 852 afloramentos, que conduziram a um novo mapa geológico que requer reinterpretção da estrutura e estratigrafia local. Os dados de campo demonstram que os arenitos da região do Cerro do Jarau encontram-se estruturados na forma de uma bacia e não de domo e que o pacote de arenitos que ocorre na porção central encontra-se sobreposto aos basaltos situados em seu entorno. Analisando-se a estrutura como um todo, bem como a geometria, intensidade e o gradiente deformacional registrados na área, conclui-se que o único processo conhecido para a formação de tais feições é o de impacto meteorítico.

Além do trabalho de mapeamento, foram realizadas análises laboratoriais enfocando petrografia e geoquímica das rochas da área, permitindo uma melhor compreensão dos processos que contribuíram para a formação da Estrutura do Cerro do Jarau.

Esta tese é apresentada em 15 capítulos, sendo que o capítulo de estratigrafia é apresentado na forma de artigo, submetido à Revista Brasileira de Geociências (Brazilian Journal of Geology) em dezembro de 2013.

1.1. Objetivos

O objetivo da tese foi determinar o padrão estratigráfico e estrutural do Cerro do Jarau, buscando evidências estruturais, petrográficas e químicas nas rochas do local para entendimento dos processos envolvidos na sua formação visando compreender a origem da estrutura.

1.2. Métodos

Os métodos utilizados para o estudo da área foram:

Levantamento bibliográfico - Durante todo o estudo foram adquiridos artigos científicos referentes à área estudada, a crateras de impacto, métodos geoquímicos, geocronológicos, de microscopia eletrônica de varredura com EDS e sobre Maars.

Aquisição de imagens e mapas - Consistiu na aquisição de imagens de satélite, fotos aéreas e folhas topográficas. Foram adquiridas as imagens CBERS e imagens do Google Earth. Mapas topográficos 1:50.000, folhas Guarupá (SH.21-Z-A-I-2), Baltazar Brum (SH.21-Z-A-II-1), Quaraí-Mirim (SH.21.-Z-A_I-4) e Quaraí (SH.21.-Z-A-II-3).

Fotointerpretação – A fotointerpretação foi realizada com estereoscópio para determinar fraturas, falhas, redes de drenagem e delimitar a área mapeada em escala 1:50.000.

Análise de imagens e preparação de mapas- Os mapas topográficos em escala 1: 50.000 das folhas Guarupá (SH.21-Z-A-I-2), Baltazar Brum (SH.21-Z-A-II-1), Quaraí-Mirim (SH.21.-Z-A_I-4) e Quaraí (SH.21.-Z-A-II-3) foram utilizados para confeccionar bases topográficas 1:25.000 e 1:10.000 com a digitalização das folhas no programa ArcGis. As imagens de satélite foram usadas como base para os mapas 1:10.000 que foram confeccionados com base nas imagens de satélite do Google Earth.

Trabalho de campo – Consistiu na realização da coleta de dados em campo, que ocorreu em seis etapas, num total de 47 dias de campo. Foram coletados dados de 852 afloramentos e coletadas cerca de 300 amostras.

Foi realizado essencialmente a pé, através de perfis e seguindo os contatos das unidades litoestratigráficas com coleta de dados estruturais (plano de estratificação primária, falhas, fraturas e dobras). Foram utilizadas Bússola do tipo Clar, GPS, Caderneta, Martelo/Marreta e Câmera Fotográfica. No levantamento de campo utilizou-se uma base planialtimétrica (1:10.000) composta por imagem Google Earth, georeferenciada e com grid 100 x 100 m.

Mapeamento Geológico-Estrutural - Os dados estruturais levantados incluíram planos de acamamento, fraturas (juntas e falhas), estrias, eixos e planos axiais de dobras. Para análise do comportamento estrutural dos planos de acamamento e falhas elaborou-se um mapa estrutural, onde foram plotadas as medidas em todos os pontos em que foram identificadas essas estruturas. Com base na análise dos mapas estruturais e em função da geometria circular da estrutura, fez uma divisão em domínios na forma de quadrantes. E as medidas de plano de acamamento e fratura para cada quadrante foram lançadas em estereogramas, através do programa OpenStereo, para análise do padrão estrutural de cada quadrante. Para as fraturas, visando determinar o padrão referente ao processo do impacto meteorítico, foram filtradas as fraturas regionais, determinadas por imagem de satélite, confeccionado um estereograma e subtraídas estas fraturas regionais das fraturas medidas em campo do local mapeado.

Petrografia - Foram coletadas cerca de 300 amostras e confeccionadas 131 lâminas de amostras representativas dos aspectos estruturais e litológicos. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp - Campus de Rio Claro. A descrição das lâminas foi realizada no Laboratório de Petrografia do IGCE-Unesp-Rio Claro, no laboratório de Petrografia do IGE-Instituto de Geociências da UNICAMP e na UNESPETRO em Rio Claro.

Confeção de Mapas e Seções Geológicas – Os mapas foram confeccionados no programa Arcgis10, com os dados coletados em campo. Apresentados como mapa geológico, mapa de fraturas, mapa de estratificações primárias e mapa de pontos estudados com indicação da localização de amostras, lâminas e fotos. Foram confeccionadas seções geológicas na escala 1: 25.000 e três seções geológicas na escala 1:10.000, utilizando o programa CorelDrawX6.

Geoquímica - Para as análises geoquímicas foi utilizado o método ICP-MS para analisar a composição geoquímica das rochas basálticas de dentro e de fora da estrutura de Cerro do Jarau. Foi efetuada a comparação da composição química entre as mesmas para determinar se houve contaminação nas rochas pelo corpo impactante no locais onde se identificou alteração hidrotermal. Para tanto foram selecionadas 8 amostras de basaltos, sendo cinco de dentro da estrutura e três de fora, enviadas a dois laboratórios. Os laboratórios foram o Laboratório de geoquímica do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP-Campus de Rio Claro e o ACME Laboratórios no Canadá.

MEV-EDS (Microscopia Eletrônica de Varredura com Espectroscopia de Energia Dispersiva)- Para auxiliar na caracterização das zonas fraturadas e venulações encontradas nas rochas basálticas e arenitos deformados, foram analisadas oito lâminas delgadas polidas por microscopia eletrônica de varredura (MEV – modelo do equipamento LEO430i), no Instituto de Geociências da Unicamp. Para a realização do procedimento de aquisição de imagens e microanálise mineralógica, as lâminas foram revestidas com camada de carbono.

Geocronologia- As análises geocronológicas foram realizadas no laboratório Western Australian Argon Isotope Facility, Applied Geology & JdL-CMS, da Curtin University of Technology, Austrália, pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

O método proposto em $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ provê datações isotópicas variando de 10 mil a bilhões de anos de idade com 0,1-0,5% de precisão. Foram datadas as rochas que contém veios avermelhados, verificados apenas no centro da estrutura, pois poderiam conter elementos modificados durante o impacto que pudessem fornecer uma idade para o impacto.

Lâminas dos basaltos com finas zonas brechadas associadas a alterações hidrotermais foram enviadas ao responsável do laboratório para análise (pontos CJ 405. CJ 426 e CJ 399A).

2. Localização e vias de acesso

A área situa-se no município de Quaraí, no Estado do Rio Grande do Sul, próximo da fronteira com o Uruguai. Localiza-se a 632 km de Porto Alegre - RS, com acesso pelas rodovias BR-290 e BR-293, a 122 km de Uruguai e 126 km de Alegrete (Figura 2.1). Para acessar a área do Cerro do Jarau segue-se de Quaraí sentido Norte pela rodovia RS-377. (Figura 2.2).



Figura 2.1. Mapa do Estado do Rio Grande do Sul e principais rodovias de acesso. Localização da cidade de Quaraí na elipse preta e a 20 km a Norte, a estrutura do Cerro do Jarau.
(<http://www.google.com.br/imgres?q=mapa+rodovi%C3%A1rio+do+rio+grande+do+sul&h>)



Figura 2.2. Localização da Estrutura do Cerro do Jarau em relação à Cidade de Quaraí. Imagem do Google Earth.

3. Aspectos Geomorfológicos

O Cerro do Jarau está localizado no Planalto de Uruguaiana (Nível Baixo) juntamente com o Planalto Basáltico (Figura 3.1) (IBGE 2003). Geomorfologicamente na região de Quaraí há presença de campos limpos e característicos dos pampas.

O Cerro localiza-se na porção mais avançada para oeste e para sul do domínio morfo-estrutural das Bacias e Coberturas sedimentares. Situa-se na região geomorfológica Planalto da Campanha e unidade geomorfológica Planalto de Uruguaiana. Os limites desta unidade para oeste estão definidos pelos rios Uruguai e Quaraí (IBGE 2003).

As feições geomorfológicas mais encontradas na área são as superfícies de aplainamento e as superfícies aplainadas. O escalonamento de níveis topográficos, através da ruptura de declives é característica marcante desta região geomorfológica. Ocorrem erosões em toda área de contato dos derrames vulcânicos, aparecendo frequentemente morros testemunhos constituídos por arenitos de formações anteriores aos derrames. O relevo desta unidade geomorfológica é caracterizado por áreas planas com suave caimento para oeste, em direção ao rio Uruguai. Este relevo constitui uma superfície plana e elevada, correspondendo ao interflúvio que separa a bacia hidrográfica do rio Quaraí, a sul, e a bacia hidrográfica do rio Ibicuí, a norte.

Uma das principais feições geomorfológicas marcantes é o Cerro do Jarau. Lemes e Pires (2009) concluem que o município de Quaraí não é marcado por grandes elevações, predominando as pequenas formas arredondadas chamadas localmente de coxilhas.

O Cerro do Jarau apresenta feições geomorfológicas caracterizadas por uma área semi-circular, com cristas alongadas com média de 240 metros de altitude, com declividade entre 15 a > 25%. O cerro é sustentado por arenitos, sua feição semi-circular é única na região, apresenta um relevo baixo no centro caracterizado pela bacia do rio Nhanduvaí, que apresenta feições radiais.



Figura 3.1. Divisão Geomorfológica do Rio Grande do Sul. Localização do Cerro do Jarau na elipse preta.
<http://www.ufrgs.br/paleotocas/RioGrandedoSul.htm>
http://www.fzb.rs.gov.br/novidades/images/06_geomorfologia_unidades_130.pdf

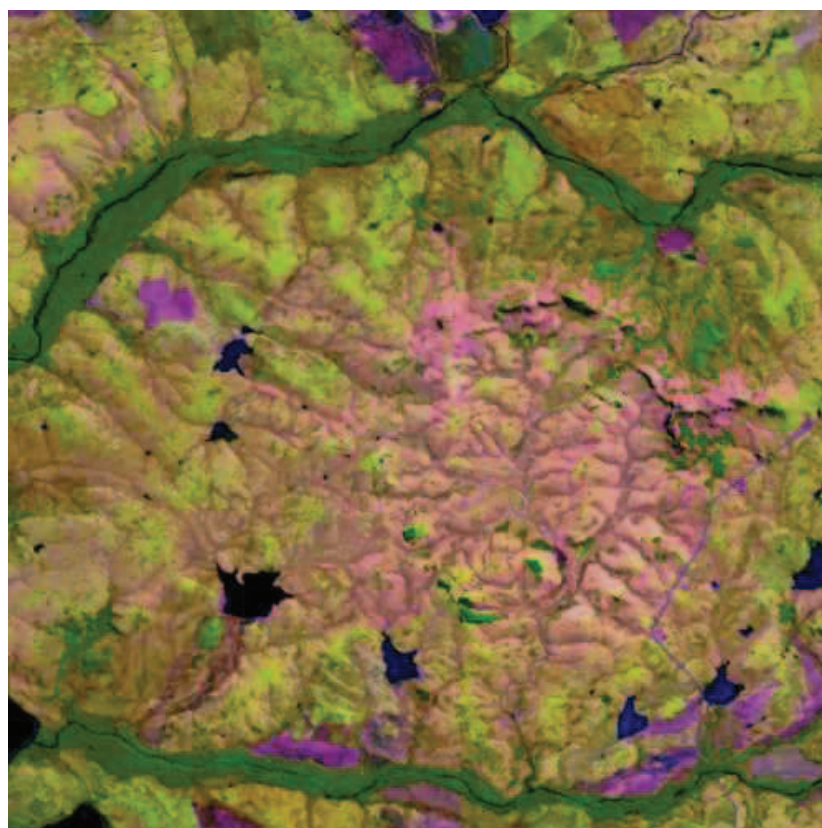


Figura 3.2. Imagem de satélite do Cerro do Jarau onde é possível verificar o padrão radial das drenagens e o aspecto semi-circular da área. http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/rs/img0/rs33_27.jpg

3.1. Clima, Vegetação e solos

O clima é subtropical, com verões e invernos bastante rigorosos, com temperaturas no inverno chegando a -9° C e no verão até 43° C. A média de temperatura anual é de 23° C.

A área mapeada encontra-se no “Pampa”, também conhecido como Campos do Sul ou Campos Sulinos (<http://www.ibflorestas.org.br>).

As plantas nesta região são submetidas a uma dupla estação climática, segundo IBGE 2012, uma fisiológica provocada pelo frio das frentes polares e outra seca mais curta. A vegetação é composta por gramíneas e poucas árvores de grande porte. Dispersas nos afloramentos rochosos existem as cactáceas.

3.2. Relevo

A altitude média na região é de 100 metros, mas chega a 300 metros na serra da Estrutura do Cerro do Jarau que apresenta morfologia circular, com cristas irregulares. O Cerro destaca-se na região por sua topografia elevada.

O município de Quaraí apresenta uma amplitude altimétrica de aproximadamente 140 metros, sendo que seu ponto com maior altitude se encontra a 318 metros na localidade do Cerro do Jarau e o ponto mais baixo fica em torno de 80 metros próximo ao Rio Quaraí (Lemes & Pires, 2009).

4. Crateras de Impacto e Astroblemas

As crateras de impacto são estruturas formadas quando um planeta ou satélite é atingido por meteoritos, asteróides ou cometas. Estudos planetários mostraram que não só a Lua como também todos os corpos sólidos do nosso Sistema Solar sofreram intenso bombardeio por corpos desses tipos durante sua história. O testemunho disso são as cicatrizes deixadas na superfície, representadas por crateras de diversas dimensões, como é o caso da Lua, Marte, Vênus, Mercúrio e outros.

O impacto de um meteorito é, em princípio, um processo geológico simples, em que um grande objeto de grande massa atinge outro de maior porte, a uma velocidade muito alta, liberando localmente uma enorme quantidade de energia. Ao contrário de processos geológicos endógenos, esta simplicidade torna os impactos e as consequentes crateras de impacto passíveis de modelagem física, e os estudos geológicos dos impactos vêm sendo apoiados por extensos ensaios laboratoriais (FRENCH, 2010).

Embora a Terra tenha sido igualmente bombardeada, principalmente nas fases iniciais de sua história (antes de 4 Ga), esse registro não se encontra preservado devido à dinâmica intensa da superfície de nosso planeta. Assim, as crateras são obliteradas pelos processos de erosão e sedimentação, bem como pela atividade vulcânica, tectônica e humana, como minerações.

A primeira cratera terrestre a ter sua origem associada ao impacto meteorítico foi a Cratera do Meteoro, ou Cratera Barringer, no Arizona (EUA). Atualmente são mais de 181 crateras meteoríticas reconhecidas em toda a superfície terrestre, de diversos tamanhos e diferentes graus de preservação (<http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html>). A maioria delas se encontra em terrenos geologicamente estáveis e antigos. Na América do Norte, Europa e Austrália, onde houve, nas últimas décadas grande esforço de exploração e reconhecimento desse tipo de estrutura geológica (Figura 4.1).

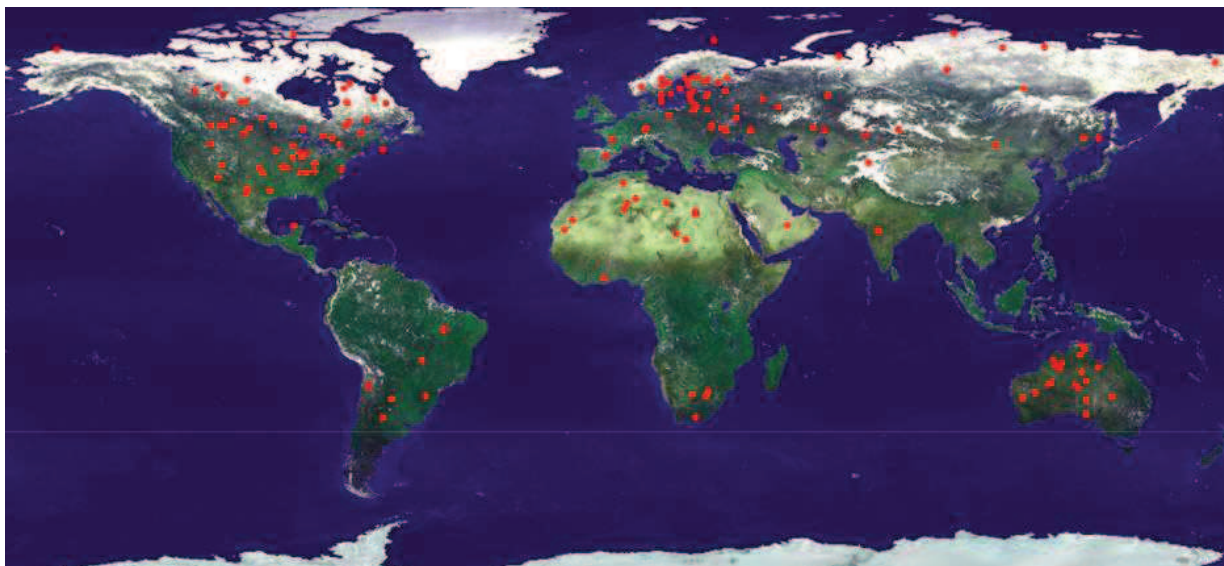


Figura 4.1. Distribuição das crateras de impacto na Terra.

http://www.lpi.usra.edu/science/kring/epo_web/impact_cratering/World_Craters_web/intromap.html

A cratera do Arizona foi associada a um fenômeno de impacto após intenso debate na comunidade geo-científica ocorrido no final do século 19 e início do século 20 graças aos inúmeros fragmentos meteoríticos encontrados na região. Outras crateras foram descobertas posteriormente em associação com fragmentos meteoríticos, geralmente de pequenas dimensões. Por esse motivo, durante algum tempo pensou-se que todas as crateras de impacto deveriam conter fragmentos meteoríticos que comprovassem sua origem. Entretanto, hoje se sabe que apenas as crateras menores e mais jovens têm possibilidade de conter fragmentos do meteorito, ao passo que nas maiores e mais antigas, nenhum fragmento sobrevive intacto ao processo colisional de hipervelocidade (FRENCH, 1998). Estas últimas são geralmente crateras em avançado estado de erosão e são denominadas “astroblemas” (do grego para “cicatrices dos astros”). Nesses eventos massivos de impacto, as condições de pressão e temperatura, geradas pela liberação de imensas quantidades de energia na forma de ondas de choques, são extremamente elevadas. Consequentemente, tanto o corpo impactante como as rochas da superfície são total ou parcialmente vaporizadas, o que destrói os vestígios do meteorito. No caso dos cometas, por serem formados em sua maior parte por gelo e poeira, não há preservação de vestígios. Em algumas crateras meteoríticas, é possível detectar vestígios do corpo impactante por meio da presença de anomalias em elementos químicos siderófilos (relativamente raros na superfície da Terra, mas comuns em meteoritos e asteróides), em quantidades anormalmente altas (CRÓSTA, 2006).

No Brasil são conhecidas 7 crateras de impacto (Figura 4.2) e várias outras que possivelmente foram formadas pela colisão meteorítica, mas que ainda necessitam de estudos conclusivos. Em toda a Terra, eram conhecidas até recentemente apenas três crateras em basalto, sendo uma na Índia (Lonar Crater) e duas no Brasil (Vista Alegre-PR e Domo do Vargeão-SC). A cratera do Cerro do Jarau será a quarta cratera em basaltos reconhecida no mundo.



Figura 4.2. Localização das crateras de impacto do Brasil.

Segundo Loczy & Ladeira (1976), as principais feições relacionadas a estruturas de impacto são a forma circular ou oval em planta com diâmetros entre 1 km e 300 km, expostas morfologicamente em áreas circulares deprimidas ou com núcleo soerguido, como uma sinclinal marginal anelar, com estruturas falhadas. Cones de estilhaçamento (*“Shatter cone”*), que são limitados por formas cônicas, descontínuas, que se recobrem e mostram estriamentos são distintivos de impacto. A mineralogia distintiva, com presença de formas polimórficas de sílica também é característica de impacto; o impacto origina o estilhaçamento dos cristais, com estabelecimento de laminações decoradas, no quartzo, e transformações deste mineral e de feldspato em fases isotrópicas.

4.1. Tipos de crateras de impacto e formação

Existem dois tipos de crateras de impacto, as simples e as complexas (Figura 4.3), as simples são depressões geralmente circulares com até 4 km de diâmetro, em forma de bacia ou tigela, com a borda elevada. As complexas são caracterizadas pela existência de um ou mais núcleos centrais soerguidos, fundo plano, sistemas anelares de falhas de colapso e diâmetros entre 4 e 300 km e bacias multi-anelares (formadas por múltiplos anéis concêntricos soerguidos e grabens anelares, atingindo até centenas de km de diâmetro).

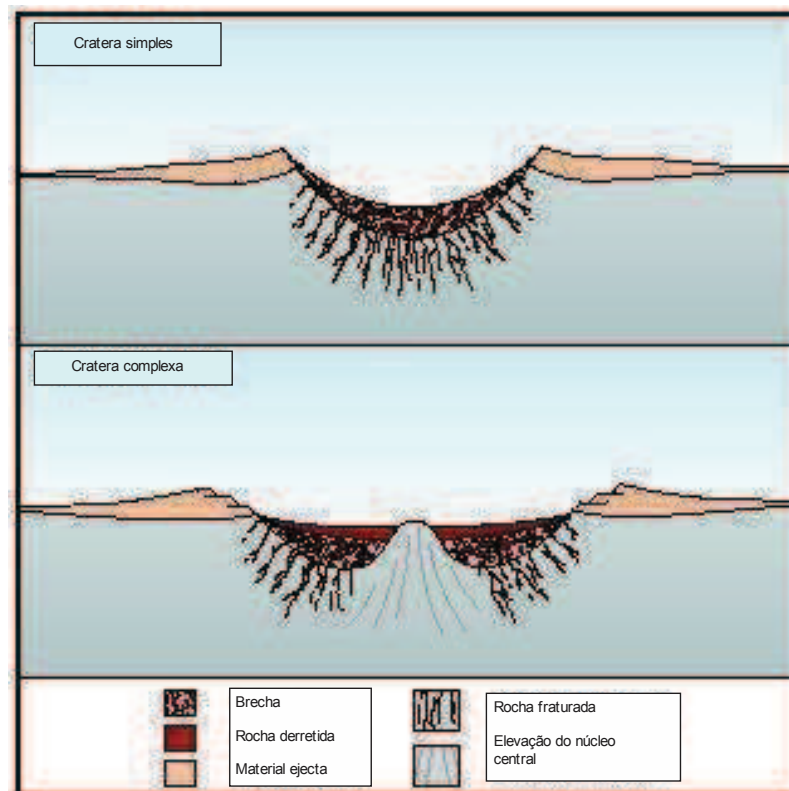


Figura 4.3. Modificado de <http://www.scienceclarified.com/landforms/Faults-to-Mountains/Meteorite-Crater.html#b>, referente aos tipos de crateras simples e complexas.

As crateras são formadas em três estágios principais, sendo estes: fase de contato e compressão, fase de escavação e estágio de modificação (Figura 4.4). Com o impacto do corpo cósmico ocorrem ondas de choque que se propagam a partir do ponto de choque e vão se disseminando até perderem a energia. Conforme a onda se propaga nas rochas abaixo da superfície, o comprimento de onda, sua frequência, amplitude e velocidade diminuem até atingirem a resistência do material das rochas que está passando, não causando mais efeitos de deformação. As pressões causadas por estas ondas podem chegar à ordem de megabars e a temperaturas até 10.000 graus. A fase de contato/ compressão (FRENCH, 1998) se inicia no instante que a borda do projétil faz

contato com a superfície do solo. Neste instante a energia cinética é transformada em ondas de choque que perdem rapidamente sua energia conforme vão se propagando longe do ponto de impacto. Dois fatores são causadores desta perda de energia: a expansão radial da frente da onda de choque nas rochas e a perda da energia para as rochas por aquecimento, aceleração e deformação.

Com base em modelos teóricos (MELOSH, 1969), pode-se dizer que os impactos são rodeados por diversos círculos concêntricos diferenciando zonas de choque, que são distinguidas por determinados intervalos de picos de pressão e temperatura causados pela propagação das ondas de choque. No ponto onde ocorre o choque o pico de pressão pode exceder 100 GPa, produzindo fusão parcial ou total (chegando a vaporização) do projétil e de parte da rocha que ele impacta.

A fase de contato/compressão é determinada pelo comportamento da onda de choque, não dura mais que alguns segundos e se inicia quando a onda refletida no projétil atinge a parte de trás deste e à partir deste momento começa a propagação de onda para as rochas. Após o local receber o corpo, uma grande quantidade de vapor com fragmentos de rocha é gerado, formando uma imensa nuvem de poeira que contém gases tóxicos. As rochas são fraturadas nos instantes que a onda de choque passa por elas, causando brechação, faturamento intenso e por vezes derretimento, estas serão depositadas como brechas (FRENCH, 1998).

A fase de escavação, ou cratera transiente está diretamente ligada à propagação das ondas de choque, à medida que o estágio de compressão termina, as ondas de choque se expandem rapidamente pelas rochas adjacentes, cruzam a superfície do solo e são refletidas para baixo onde excedem a resistência mecânica das rochas que passam, fraturando-as e quebrando-as. Este processo complexo produz uma escavação simétrica em torno do centro da estrutura em desenvolvimento. Nos níveis superiores da cratera, o material que foi atingido se move para cima e para fora da cratera. Estes movimentos produzem uma depressão em forma de tigela (cratera transiente) nas rochas que foram atingidas (MAXWELL, 1977; GRIEVE *ET AL*, 1977; GRIEVE E CINTALA, 1981; MELOSH, 1989). A cratera transiente é dividida em zonas superior e inferior, na superior existem as zonas de ejeção, que podem chegar a distâncias significativas do ponto de impacto. A zona inferior é onde o material não é ejetado para fora da cratera, mas para baixo. O crescimento transiente da cratera cessa quando as ondas de choque já não podem mais escavar ou deslocar a rocha, quando estas atingem a mesma resistência do material impactado existe um instante de equilíbrio teórico onde a energia da onda de

choque não atua mais. O estágio de modificação começa imediatamente. (OBS: O fluxo de escavação perto da superfície, em uma cratera pode chegar a uma velocidade média de 1 km/s, em seguida, uma cratera de 200km de diâmetro, na fase transiente, pode ser escavada em menos de 2 minutos).

No estágio de modificação, as ondas de choque em expansão começam a perder elasticidade. A cratera agora é modificada por fatores convencionais de gravidade e mecânica das rochas, esta fase dura alguns minutos (menos de um minuto para crateras pequenas e alguns para uma grande), o estágio de modificação não tem um fim bem marcado, os processos de elevação e queda do material podem gradualmente se transformar em movimentos de massa geológica, como soerguimento isostático, erosão e sedimentação.

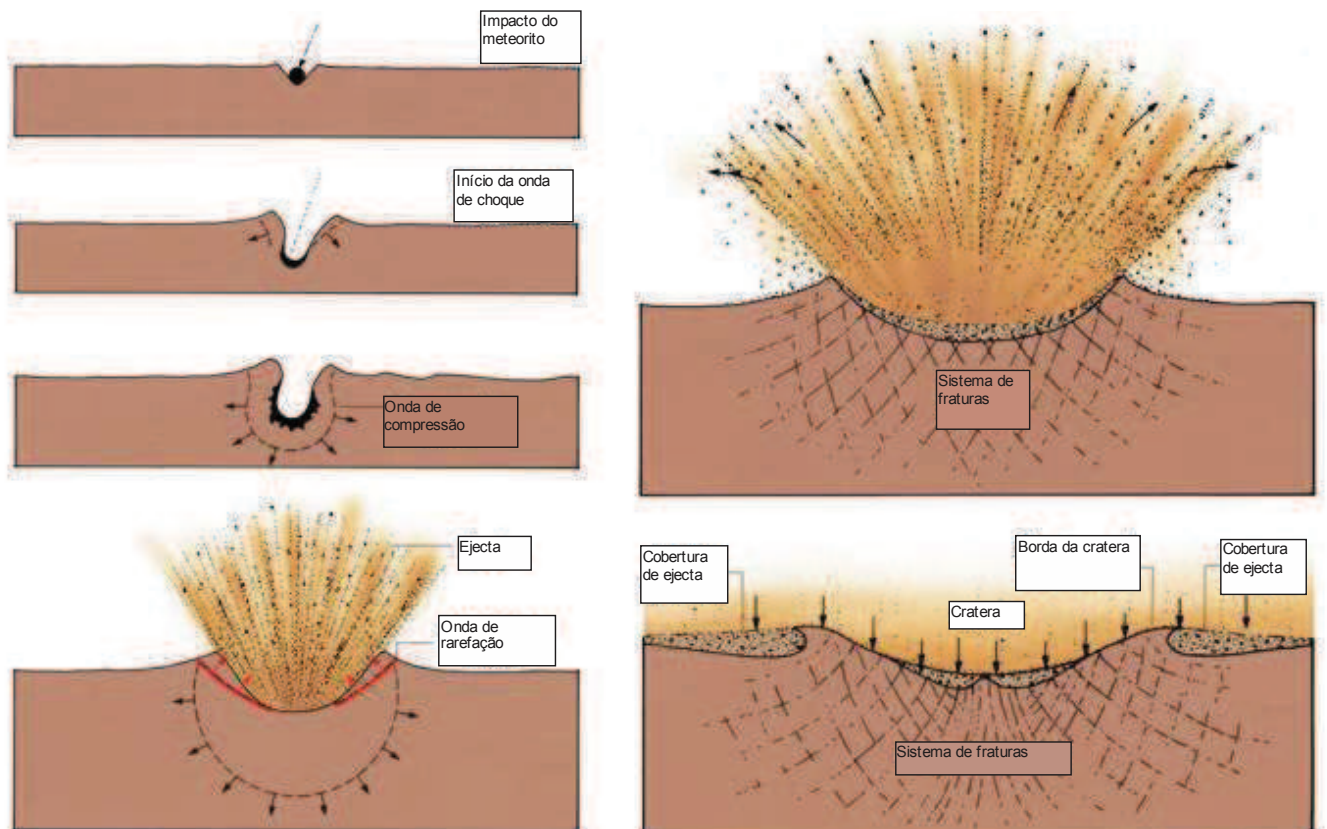


Figura 4.4. Estágios de formação de uma cratera de impacto. Modificado de:
<http://explanet.info/Chapter04.htm>

4.2. Feições de Impacto:

4.2.1. Feições concêntricas e radiais

As feições características de uma estrutura de impacto em macroescala são as feições concêntricas e radiais possíveis de ver em imagem de satélite, evidenciam o impacto e ajudam na caracterização das áreas.

4.2.2. Shatter Cones e PDF'S

Algumas feições em rochas e minerais são características de crateras de impacto. Os *Shatter cones* ou cones de estilhaçamento são fraturas estriadas cônicas e são encontrados nas partes profundas das crateras, bem como nas brechas. Podem variar de milímetros a metros de comprimento, as superfícies dos *Shatter cones* e as estrias sobre elas podem ser positivas ou negativas. As estrias são direcionais e formam um padrão distinto onde o ângulo agudo da intersecção aponta para o vértice do cone. Os *Shatter Cone* se formam em qualquer tipo de rocha, como arenitos, folhelhos, basaltos, carbonatos, rochas cristalinas ígneas e metamórficas. (Figura 4.5)



Figura 4.5. Exemplo de *Shatter Cone* da cratera de Vista Alegre-PR.

As feições de deformação planar, PDFs (Planar deformation feature), são característicos de crateras de impacto e são usados para confirmar o evento de impacto

(Figura 4.6). Estudos em microscópio eletrônico de transmissão demonstraram que dentro de cada PDF a estrutura cristalina do quartzo é deformada, de modo que o quartzo se transforma em uma distinta fase amorfa. Os PDF'S são estreitos planos, formados dentro de cada cristal e orientados segundo os planos cristalográficos do quartzo. Em rochas alteradas e geologicamente antigas o PDF tem um caráter distinto, o material amorfo original dos planos dos PDFs é recristalizado de volta para o quartzo, e durante o processo, as matrizes de inclusões fluidas pequenas se desenvolvem ao longo dos planos originais do quartzo e geram os chamados PDF'S decorados. PDF'S também ocorrem em outros minerais como feldspatos (FRENCH, 1998). Segundo Gratz *et. al* (1996), os PDFs podem ser mais facilmente visíveis em MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) se tratados com HF (Ácido Fluorídrico) ou outra solução alcalina. Esta técnica é útil para distinguir os PDF's mas não substitui técnicas ópticas (exemplo de um PDF em MEV-Figura 4.7).

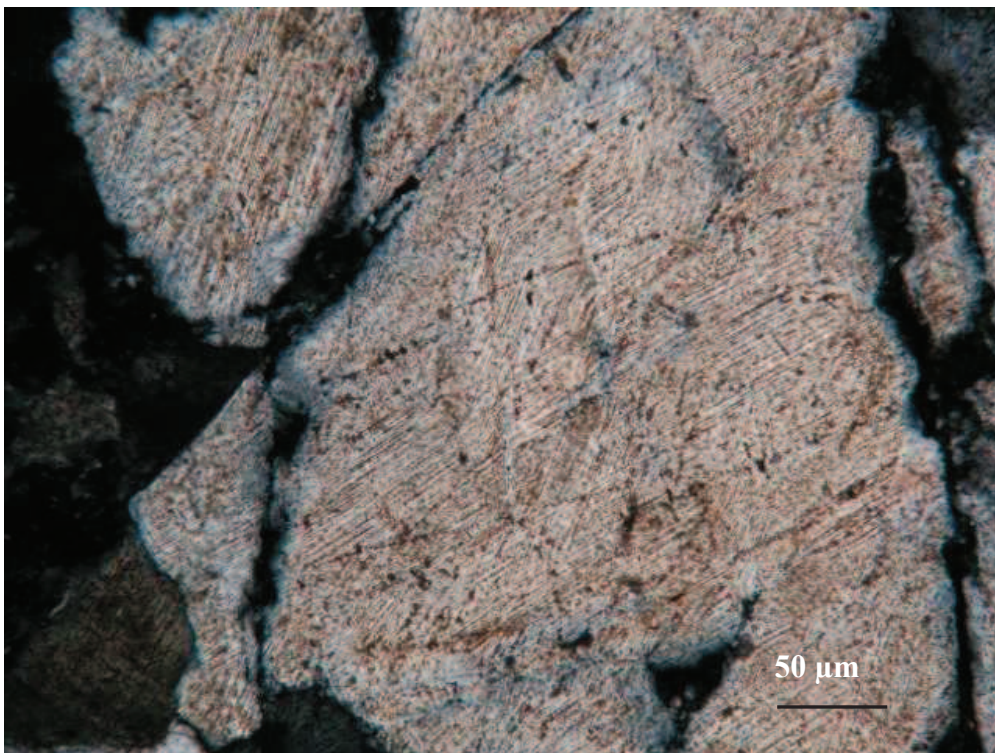


Figura 4.6. Exemplo de PDF em grão de quartzo do Domo de Araguainha-MT (Sánchez, 2006).

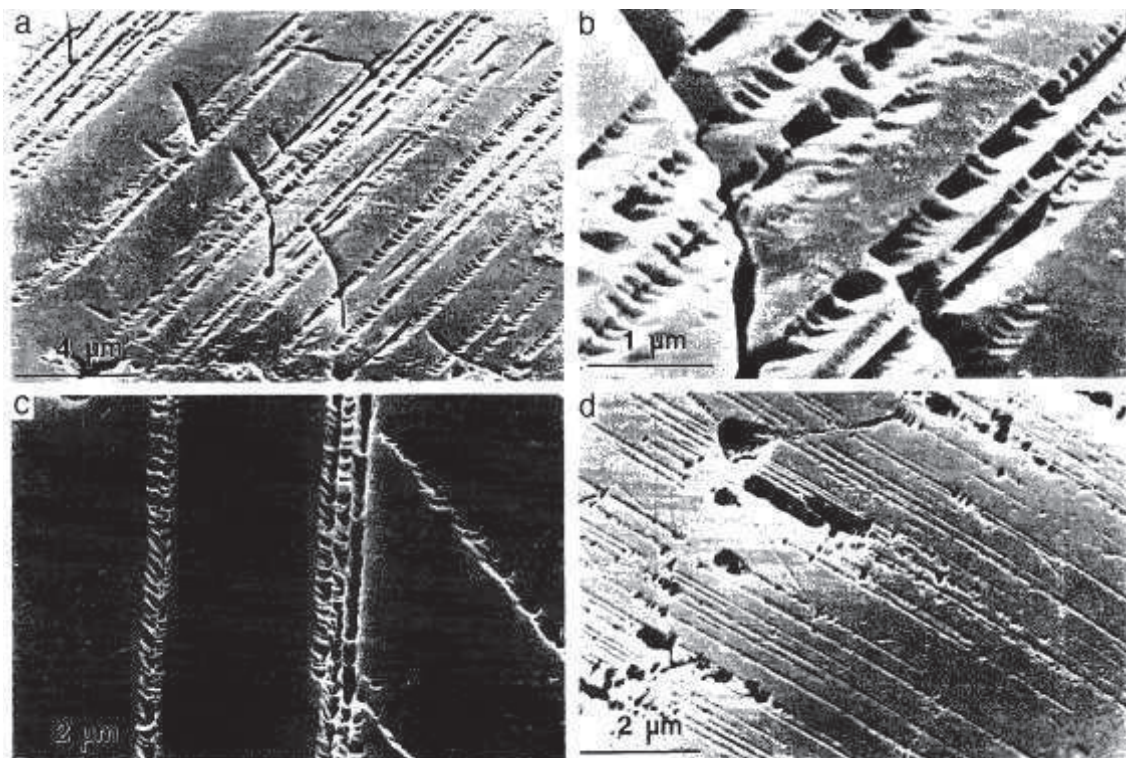


Figura 4.7. Exemplo de PDF em MEV, tratados por 3 minutos com HF em solução a 30%. Quartzo da cratera de impacto de Haughton, NW do Canadá. A) Conjuntos paralelos de lamelas de choque com “pilarização”. Nota-se uma linha irregular de deslocamentos com tendência normal, herdada pela tectônica antes do impacto. B) Maior detalhe do PDF de (A). C) Dois conjuntos diferentes de interseção dos PDF’s. Estes conjuntos são raros e inexistentes onde o quartzo é tectonicamente deformado. D) Lamelas extremamente finas com característica planar da deformação por choque. Extraído de Gratz *et. al* (1996).

4.2.3. Brechas

As brechas são formadas nos instantes que o projétil atinge e quebra as rochas que ele impacta. São rochas de diversos níveis onde ocorreu o impacto, que se depositam e se fundem juntas, com uma matriz “derretida” (Figura 4.8). São encontradas em toda borda da cratera e no seu núcleo. Os fragmentos dentro dela não possuem um padrão, podem ser encontrados *Shatter cones* e PDF’s em seu interior e são características de crateras de impacto. As brechas podem se formar em vários estágios da formação das crateras, durante a expansão da onda de choque e a formação da cratera transitória, durante a alteração posterior da cratera transitória, incluindo os movimentos associados ao soerguimento do núcleo central e o colapso do aro lateral. Mesmo dentro do breve tempo de formação da cratera, é possível ter várias gerações de brechas, e produzir relações distintas entre elas (FRENCH, 1998).

Existem diversos tipos de brechas, a classificação destas é usada como critério para classificar os impactos, como:

- a. Fragmentos de caráter lítico da brecha “Suevita” (brecha). Rocha, fragmentos de minerais derretidos e fragmentos de vidro. Fragmentos de rochas e minerais.
- b. Fragmento litológicos monomíticos (brecha monomítica) e polimíticos (brecha polimítica).
- c. Matriz com caráter clástico (brecha), ou matriz com caráter fundido (Impact Melt). Fragmentos de fusão parcial ou total, vítrea ou cristalina.



Figura 4.8. Brecha de impacto no Domo de Vredefort, África do Sul. (Foto cedida pelo Prof. Álvaro P. Crósta).

4.3. Impactos oblíquos

Segundo Kenkmann & Poelchau (2010), quase todas as crateras de impacto são circulares, no entanto 4% de crateras devem ser formadas por impactos em ângulos inferiores a 12° em relação à horizontal. Os autores estudaram a cratera de impacto de Mett Wilson, no norte da Austrália, com 7,5 por 6,3 km de diâmetro, que tem uma tendência que o impacto tenha sido com um ângulo de 10° a 15° em relação a horizontal, com direção NE-SW. Os afloramentos tem uma preferência de acamamento no centro da estrutura e na sinclinal circundante para NE-SW, com transporte das camadas de topo para SW. Concluem que esta cratera fornece evidências para as assimetrias estruturais bem como ferramenta diagnóstica para inferir vetores de impacto.

Segundo Wünnemann *et al.* (2009), a maioria das crateras complexas aparecem como estruturas simétricas, depressões circulares com um pico no centro geométrico. Sendo que esta observação pode parecer incompatível com a maioria dos impactos, que podem ser oblíquos. A aparente discrepância é explicada pelo fato de que, em hipervelocidade, a formação da cratera é o resultado de uma expansão da onda de choque que se origina em um ponto "fonte", análogo ao centro da detonação de uma explosão.

É sabido que a distribuição assimétrica do ejecta fornece clara evidência para a direção do impacto. As assimetrias no subsolo da estrutura dentro do pico central têm sido propostas como características de diagnóstico dos impactos oblíquos. A modelagem numérica do impacto oblíquo geralmente confirma a presença de assimetrias estruturais no subsolo da cratera.

Wünnemann *et al.* (2009) apresentam resultados preliminares de uma modelagem 3D no estudo da formação da cratera com impacto oblíquo para investigar o desenvolvimento de assimetrias estruturais, bem como uma função do ângulo de impacto e tamanho da cratera.

Os resultados sugerem que a distribuição do ejecta proximal e distal de expressão na superfície de impacto oblíquo é ainda relativamente simétrica (Figura 4.9). Existe um ligeiro deslocamento do pico central na direção do impacto com a diminuição do ângulo de inserção do meteorito. Contudo, de acordo com observações de campo e trabalho de modelagem anterior, as simulações sugerem que a estrutura interna do pico central é muito assimétrica e é um diagnóstico da direção do impacto. Esta observação é de particular relevância na Terra pois a maioria das estruturas de impacto terrestre foram submetidas a um determinado grau de erosão e fornecem a introspecção na estrutura interna do pico central.

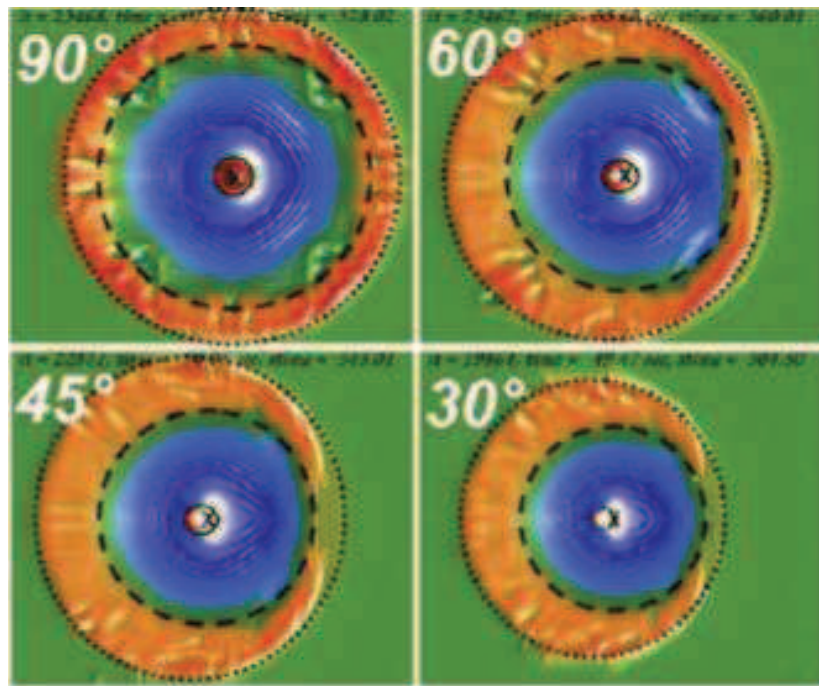


Figura 4.9. Modelos numéricos de impactos oblíquos. WÜNNEMANN *et al.* (2009). Vista final do plano da cratera de impacto para ângulos diferentes. Linha tracejada marca o limite interior da cratera, X é o centro geométrico da cratera, a linha sólida os limites do pico central, e a linha pontilhada indica a extensão do ejecta proximal.

4.4. Estrutural em estruturas de impacto

São características deformacionais de impactos, dobras e falhas, com muitas semelhanças às estruturas tectônicas, a deformação plástica bruta acontece seguida de deformação frágil de milímetros a centímetros em zonas de falhas espaçadas, formando uma rede de veios deformados (KENKMANN, 2002).

Segundo Kenkmann (2002), uma oportunidade única para definir o período de deformação de uma rocha e assim, estudar um único caso de deformação é proporcionada por crateras de impacto. As principais diferenças entre o colapso de grandes crateras e a tectônica da crosta superior ocorrem no comportamento e deslizamento da trajetória das partículas. Com uma primeira aproximação as partículas apresentam simetria radial em relação ao centro do impacto. Deslocamentos de cisalhamento ocorrem como deslizamentos com deslocamentos que variam de milímetros a quilômetros. Alterações nas condições de fronteira durante o período de deformação (por exemplo, o estado de tensão) pode levar a superposição de diferentes padrões de tensão dentro de uma única estrutura. As diferentes deformações como dobras e falhas induzidas por um impacto podem levar a grandes diferenças na geometria final das estruturas, como pode ser o caso do Cerro do Jarau. O deslocamento/comprimento da proporção de falhas pode evoluir de maneiras diferentes.

Características de deformação induzidas por um impacto podem fornecer informações importantes para a geologia estrutural em vários aspectos (KENKMANN 2002): Permitem a análise de eventos de deformação de um único deslizamento, estruturas formadas num determinado período de tempo e a deformação não planar.

Segundo Senft & Stewart (2009) a fase final da formação de crateras envolve o colapso de uma cavidade hemisférica transiente. As crateras pequenas envolvem uma quantidade limitada de colapso e preserva uma cavidade em forma de taça ou bacia. Sustentam por cálculos e observações a hipótese de que pequenas quantidades de material enfraquecido transitoriamente em zonas de falha controlam o colapso de grandes crateras de impacto.

A estrutura complexa de Serra da Cangalha no Brasil (KENKMANN *et. al*, 2011), com elevação do núcleo central apresenta zonas preferenciais de fraqueza que controlam a forma do perímetro exterior e interior da estrutura e afetaram a deformação do núcleo central. Juntas radiais não sofreram mudanças na orientação durante o basculamento de estratos quando o núcleo central foi formado.

4.5. Crateras em Basalto

São conhecidas três crateras em basalto no mundo, sendo duas delas no Brasil: Vargeão-SC e Vista Alegre-PR e a terceira na Índia, Lonar Lake,. A cratera do Cerro do Jaraú é quarta em basalto.

As crateras do Brasil em Basalto atingem a Formação Serra Geral, Cretáceo (134 +/- 2 Ma) da Bacia do Paraná. O astroblema de Vista Alegre-PR (Figura 4.11), (CRÓSTA *et al.* 2011), nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, possui 9,5 km de diâmetro, é constituída por uma depressão de conformação quase circular, segundo Crósta *et al.* (2011), tendo seu perímetro marcado por escarpas íngremes, com desníveis de até 120 m entre as porções mais externas elevadas e seu interior. Nas bordas desta estrutura são expostas camadas de basalto representando cinco distintos derrames de lavas. No local foram encontrados *Shatter cones* nas brechas e brechas de impacto polimíticas compostas por fragmentos de rochas preexistentes no local onde ocorreu o impacto.

A cratera de Vargeão-SC (Figura 4.10) também foi formada sobre os derrames da Formação Serra Geral, possui 12,4 km de diâmetro, em seu interior ocorrem feições características de deformação por impacto, como *shatter cones* em arenitos e basaltos e feições de deformação planar em quartzo (PDF'S). Kazzuo-Vieria *et al.* (2009)

concluem que a cratera do Domo de Vargeão se caracteriza como uma estrutura com expressão crustal rasa, com lineamentos anelares e cristas topográficas alinhadas ao longo de sua borda e seu interior e que estas representam múltiplos conjuntos de falhas normais. Caracterizam a estrutura como uma cratera de impacto do tipo complexa, com núcleo central soerguido, sendo a estrutura formada por dois processos atuantes, sendo o primeiro o colapso das bordas da cratera original e o segundo processo de soerguimento e exposição em superfície das camadas sedimentares subjacentes das Formações Botucatu e Pirambóia na parte central da estrutura, caracterizando o núcleo central soerguido.

A cratera Lonar Lake, na Índia, atingiu o derrame de basalto Decan, do final do Cretáceo, mede cerca de 2 km de diâmetro e tem 150 metros de profundidade (Figura 4.12). Localiza-se no distrito de Buldana em Maharashtra, é uma cratera do tipo simples, onde foram encontrados os “vidros” derretidos (Shock-melted glass) e microbrechas de impacto. Sua borda externa é levemente soerguida, mas segundo Misra *et al.* (2010), é difícil analisar a inclinação causada pelo impacto. Logo ao redor da cratera, a cerca de 1-2 km de distância os derrames são sub-horizontais, com no máximo 8° de inclinação. Para a análise de fraturas os autores dividiram o local em 9 partes. Os basaltos que sofreram o choque pelo meteorito mudaram sua direção em relação a sua deposição inicial, concluem que o impacto foi oblíquo vindo do Leste, os fluxos de lava de direção SSE e SSW demonstram mergulhos íngremes variados e orientação vertical. As falhas verticais normais que ocorrem em toda a borda da cratera e os ejectas da parte nordeste, que se alinharam segundo a direção NE-SW, fazem parte de uma tendência de um lineamento reativado no período pós-impacto de direção NE-SW. Segundo Maloof *et al.* (2010), a borda da cratera apresenta dobras recumbentes e os blocos de brecha são orientados aleatoriamente.

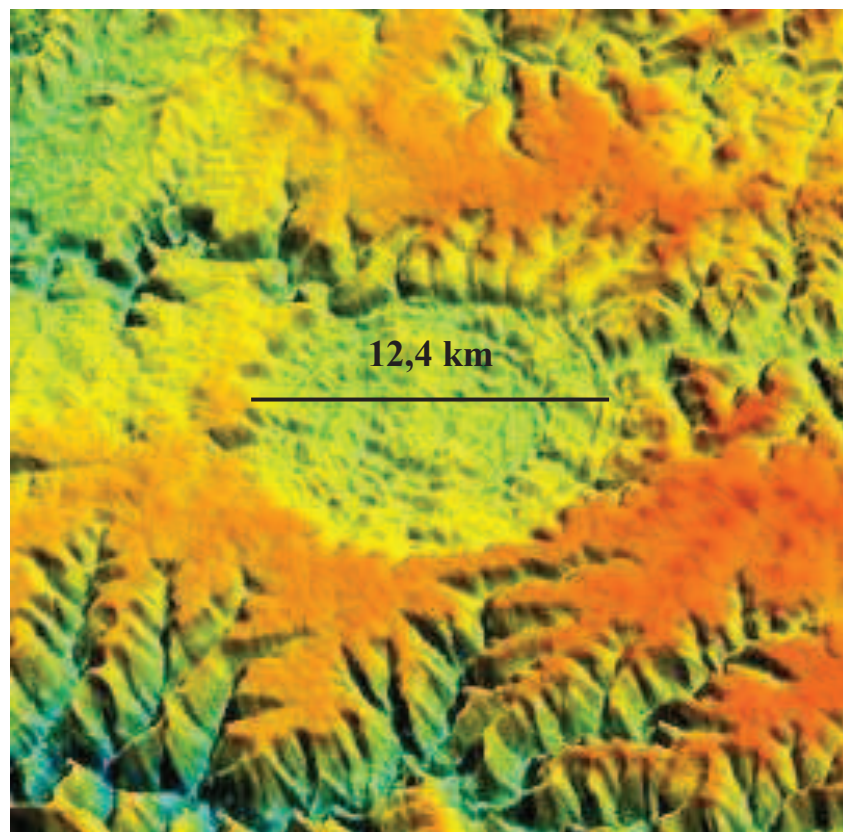


Figura 4.10. Domo do Vargeão no estado de Santa Catarina. Modelo SRTM, cedida por Prof. Alvaro P. Crósta.

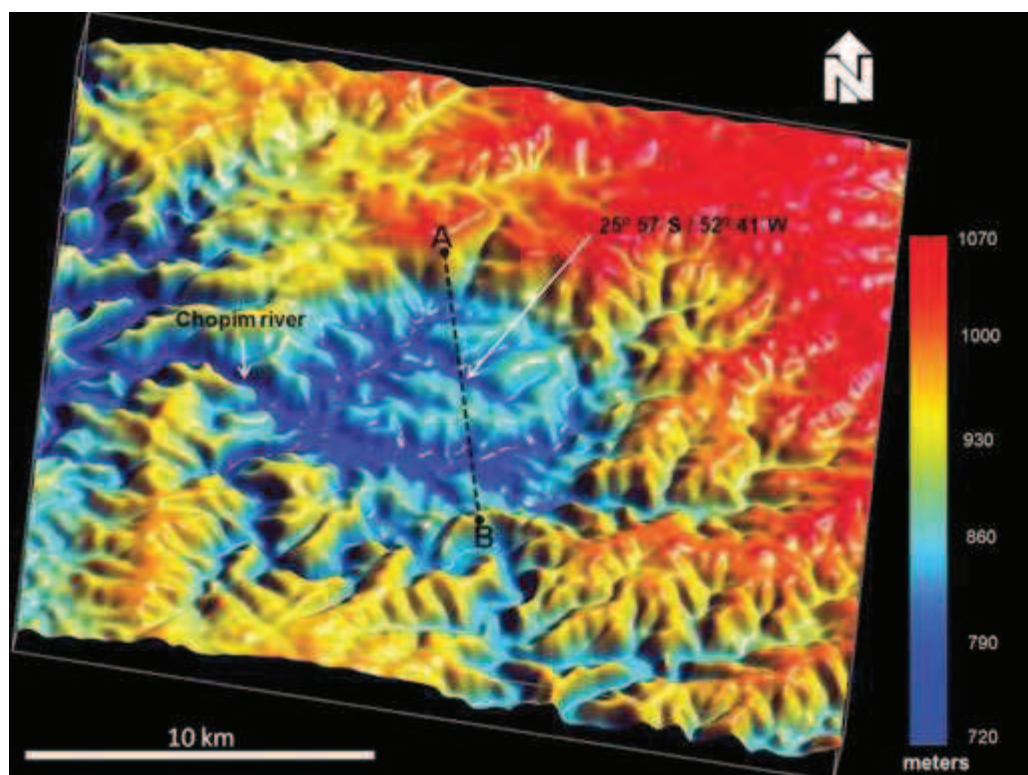


Figura 4.11. Cratera de Vista Alegre-PR, imagem de satélite Modelo SRTM. Imagens Aster, cedidas por Alvaro P. Crósta.



Figura 4.12. Imagem de satélite da Cratera simples de Lonar Lake na Índia, com 2 km de extensão, evidenciando a borda e o centro da cratera, que hoje é um lago.
(<http://trimbakeshwar.in/maharashtra/Buldhana/Buldhana-Tourist-Attractions.aspx>)

5. Geologia Regional

A área de estudo abrange rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná. A Bacia do Paraná (Figura 5.1) situa-se no centro leste da América do Sul, com uma área aproximada de 1.500.000 km². Está localizada em sua maior parte no Brasil, abrangendo os estados de Mato Grosso, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, São Paulo, Minas Gerais e Goiás. Estende-se também pelo Paraguai, Uruguai e Argentina. Sua porção mais alongada está orientada segundo a direção N – S, com extensão de 1750 km e uma largura média de 900 km. É classificada como uma bacia intracratônica ou sinéclise, que evoluiu sobre a Plataforma Sul-Americana, e sua formação teve início há cerca de 400 milhões de anos no Período Devoniano terminando no Cretáceo (MILANI, 1997).

O registro estratigráfico da Bacia do Paraná compreende um pacote sedimentar-magmático com espessura total máxima de 7.000 metros.

A origem da Bacia do Paraná relaciona-se de alguma maneira ao fim do Ciclo Brasileiro (ZALÁN *et al.* 1990), durante o qual se desenvolveram as faixas móveis circundantes à bacia, até o Neo-Ordoviciano.



Figura 5.1. Localização da Bacia Sedimentar do Paraná na América do Sul (em verde).
http://www.geocaching.com/geocache/GC38T9K_itaimbezinho?guid=f06f6985-0cc6-4d9b-8c94-cc567981adfe

A subsidência e sedimentação na Bacia do Paraná ocorreram do Neo-Ordoviciano até o final do Mesozóico sendo interrompida pela abertura do Atlântico Sul (ALMEIDA, 1980). Durante este período de tempo geológico (450 Ma a 65 Ma), ocorreram sucessivos episódios de sedimentação, divididos em seis unidades de segunda ordem (MILANI, 1997): Supersequência Rio Ivaí (Caradociano-Llandovertiano), Supersequência Paraná (Lochkoviano-Frasniano), Supersequência Gondwana I (Westphaliano-Scytiano), Supersequência Gondwana II (Neoanisiano-Eonoriano), Supersequência Gondwana III

(Neojurássico-Berriasiano) e Supersequência Bauru (Senoniano) (pacotes sedimentares continentais e rochas ígneas associadas) (Figura 5.2). As três primeiras supersequências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivos-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico, ao passo que as demais correspondem a pacotes de sedimentos continentais com rochas ígneas associadas.

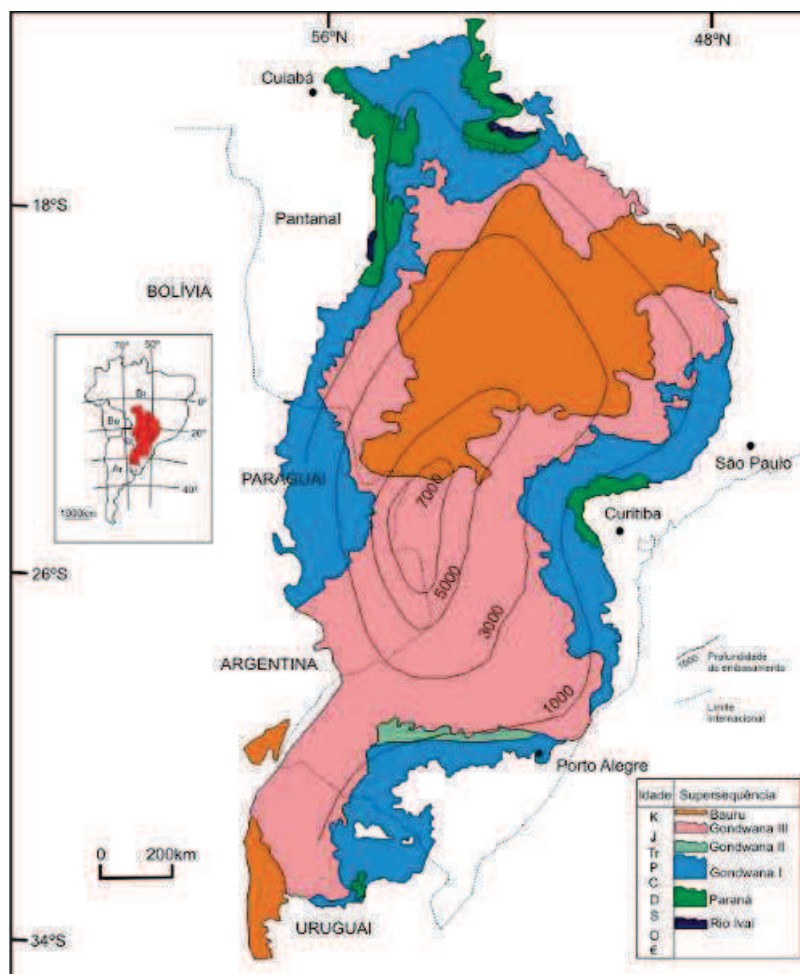


Figura 5.2. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. A porção a oeste do estado do Paraná corresponde ao depocentro da acumulação sedimentar-magmática. (MILANI, 2004).

Neste trabalho adotaremos a coluna estratigráfica da Bacia do Paraná elaborada por Milani *et al* (2007), apresentada na figura 5.3.

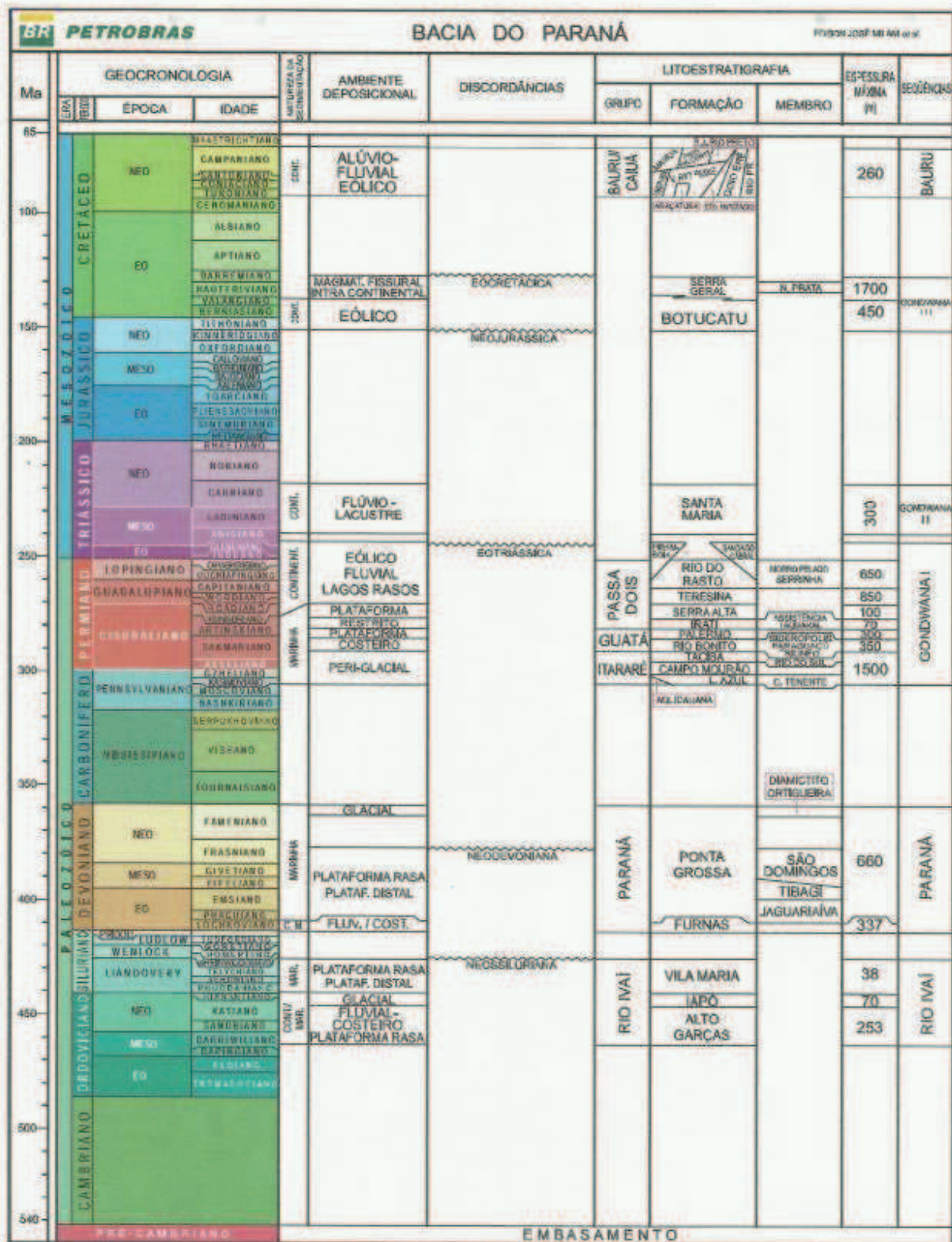


Figura 5.3. Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná (MILANI *et al.* 2007).

Faccini (1989) e Scherer & Lavina (1997) individualizaram cinco unidades, limitadas por superfícies erosivas regionais, segundo o conceito de sequências deposicionais. As sequências são denominadas tendo como base o intervalo de tempo no qual a maior parte da sedimentação teve lugar, sendo estas: (1) Sequência Eoscytiana; (2) Sequência Ladiniana-Eonoriana; (3) Sequência Rética; (4) Sequência Neojurássica e (5) Sequência Neocomiana (SCHERER 2000).

Na região da área de estudo ocorrem rochas da Formação Guará pertencente à sequência Neojurássica e rochas do Grupo São Bento, este é representado no Estado do Rio Grande do Sul pelas Formações Botucatu e Serra Geral (SCHERER *et al.* 2003), cobrindo uma área superior a 150.000 km² e apresentando uma espessura máxima de 800 metros. A Formação Botucatu apresenta uma espessura variada, estando ausente na porção central do Rio Grande do Sul onde os derrames da Formação Serra Geral se apresentam sobre os depósitos Triássicos. Segundo Scherer (2003) o Grupo São Bento é limitado no topo e na base por desconformidades que podem ser correlacionadas ao longo de toda Bacia do Paraná, constituindo uma sequência de 3^a ordem de grandeza, denominada por Milani (2000) de Supersequência Gondwana III ou denominada por Scherer *et al.* (2000) de Sequência Neocomiana e, segundo Milani (1997), a discordância basal desta supersequência III corresponde a uma vasta superfície de deflação eólica e no topo desta supersequência a Formação Serra Geral demarca o término do episódio eocretácico, o qual está relacionado com a abertura do Atlântico Sul.

Segue-se uma síntese das formações que, de acordo com as referências bibliográficas consultadas, ocorrem na área de estudo (Formação Guará, Formação Botucatu e Formação Serra Geral), segundo a carta estratigráfica de Milani (1994) e mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul de Lavina (1991) (Figura 5.4). Também é apresentada a descrição de uma formação posterior aos derrames denominada Formação Tupaciretã e arenitos intertrapa.

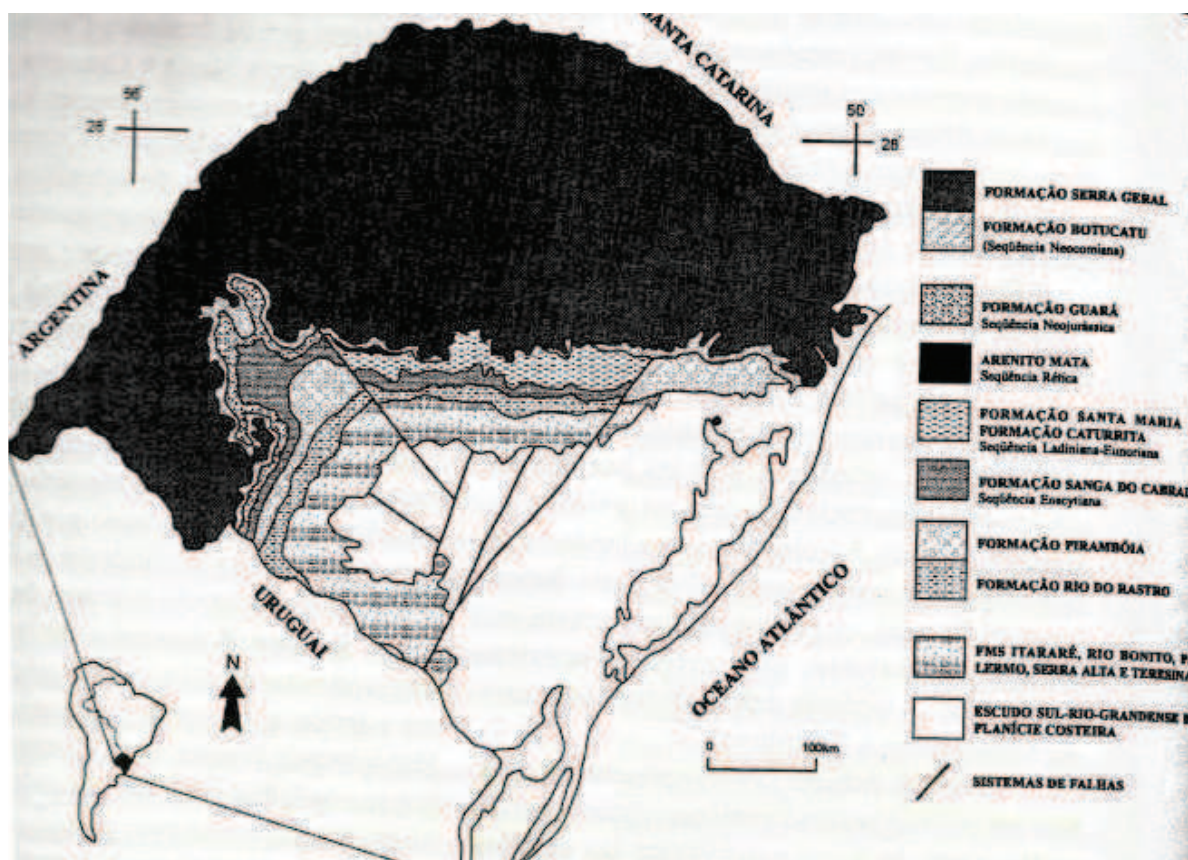


Figura 5.4. Mapa geológico simplificado das unidades litoestratigráficas neopermianas e mesozoicas do Rio Grande do Sul (Lavina 1991).

Formação Guará

A Formação Guará encontra-se no Rio Grande do Sul subjacente e em contato discordante com a Formação Botucatu, de idade neocomiana, representando a sequência neojurássica. O mais provável, segundo Scherer (2000), é que sua sedimentação tenha ocorrido no final do Jurássico.

A Formação Guará é limitada na base (Formação Sanga do Cabral) e no topo (Formação Botucatu) por discordância e representa a continuidade dos arenitos fluviais da Formação Tacuarembó do Uruguai. Segundo Lavina & Scherer (2003), a Formação Guará representa uma nova unidade crono-estratigráfica da Bacia do Paraná em território brasileiro. Esta formação possui cerca de 200 m de espessura na faixa aflorante e é formada por uma sucessão de arenitos finos a conglomeráticos, de cores esbranquiçadas a avermelhadas, com estratificações cruzadas de pequeno a grande porte e laminação plano-paralela, com intercalações de níveis de pelitos centimétricos (SCHERER *et al.* 2000). Nos

municípios de Santana do Livramento e Rosário do Sul, os arenitos apresentam diminuição na granulometria, com intercalações de arenitos finos com estratificações de grande porte (dunas eólicas) e ritmitos lacustres. O padrão de paleocorrentes aponta para o sul, o que mostra uma mudança no eixo deposicional da Bacia do Paraná, além de uma organização bidirecional (SE e NE) no padrão de paleoventos (SCHERER *et al.* 2000). Dentzien-Dias *et. al* (2008) encontraram pegadas e rastros de vertebrados (dinossauros) na Formação Guará, preservados em dunas e lençóis de areia com idade do final do Jurássico.

Formação Tacuarembó (Uruguai)

Cortrelacionável à Formação Guará no Brasil, no Uruguai é mapeada a Formação Tacuarembó, que segundo Perea *et. al* (2009), caracterizada por fácies eólicas, seguidas de fácies eólico-fluvias, fácies fluvial-lacustrinas, fácies fluviais eólicas e por fim fácies eólicas. A fácies fluvial-lacustrina corresponde ao Membro Batovi, que compreendem canais de areia e planícies distais, intercalados por depósitos eólicos, que podem ser correlacionáveis a Formação Guará flúvio-eólica descrita por Sherer e Lavina (2005).

Formação Botucatu

Os arenitos da Formação Botucatu da seção mesozóica da Bacia do Paraná, e de unidades correlatas existentes no oeste do Uruguai, leste do Paraguai e nordeste da Argentina, que ocorrem sotopostos às rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, distribuem-se por área de aproximadamente 1.300.000 km² (Figura 5.5). Esta extensa província tornou-se conhecida como Paleodeserto Botucatu, segundo Almeida (1953).

A Formação Botucatu é mais nova que o Meso-triássico já que, no Rio Grande do Sul, recobre estratos das Formações Santa Maria e Caturrita, cuja idade triássico é comprovada pela presença de fósseis de vertebrados característicos do período (ALMEIDA, 1980).



Figura 5.5. Deserto Botucatu: extensão original inferida a partir do registro sedimentar da Formação Botucatu e de unidades correlatas no Paraguai, Uruguai e Argentina. Convenções: 1: Embasamento pré-cambriano, 2: Sequências Fanerozóicas, 3: Cadeia Andina, 4: Formação Botucatu e unidades correlatas. (ALMEIDA, 1953).

A Formação Botucatu segundo Assine (2004) é constituída essencialmente por arenitos com estratificação cruzada, planar ou acanalada, de médio a grande porte (campos de dunas eólicas), com raras intercalações de arenitos com estratificação plano-paralela (interdunas secas). As camadas frontais dos estratos cruzados apresentam ângulos de mergulho altos, sendo frequentemente tangenciais na base, o que reflete diminuição do tamanho de grãos do topo para a base dos *sets*. Apresentam alternância de lâminas de arenito fino e de arenito médio, que resulta numa característica de bimodalidade textural. O paleodeserto Botucatu é interpretado como um grande sistema eólico seco (SCHERER, 2000). A variação de espessura da Formação Botucatu é, em grande parte, função da distribuição dos campos de dunas e da sua preservação devido ao recobrimento pelos derrames vulcânicos.

Segundo Scherer (2002), a Formação Botucatu é composta na base por depósitos de lençóis de areia eólicos e fluxos torrenciais que ocorrem como lentes descontínuas com espessuras inferiores a 1 metro. Estes depósitos são recobertos por estratos cruzados de grande porte interpretados como depósitos residuais de dunas crescentes simples a localmente compostas e dunas lineares complexas (SCHERER, 2000).

Segundo Scherer *et. al* (2003), uma série de feições preservadas sugere que os derrames vulcânicos da Formação Serra Geral recobriram campos de dunas eólicas ativos

da Formação Botucatu, indicando que não existe um hiato temporal entre as duas unidades estratigráficas. Entre as evidências de contemporaneidade entre a sedimentação eólica e os fluxos de lavas, o autor destaca: (1) a preservação dos estratos de dorso das dunas (*topsets*), (2) o desenvolvimento de brechas vulcânicas formadas pela interação entre sedimentos eólicos e lavas, formando feições similares a peperitos e a (3) impressão de feições no dorso das dunas durante a movimentação das lavas, dentre essas destacam-se as marcas em crescente, originadas pela formação das areias durante o avanço de lobos de lavas do tipo *pahoehoe*.

Ao longo da seção estratigráfica da Formação Serra Geral no Estado do Rio Grande do Sul, ocorrem inúmeros corpos de arenito intercalados com derrames vulcânicos (SCHERER *et. al* 2003). Os pacotes arenosos ocorrem de duas formas distintas: em lentes de pequena espessura (menores que 20 metros), com topo plano e base irregular, ou em pacotes lenticulares com espessuras entre 3 e 15 metros e centenas de metros de extensão lateral (SCHERER, 2002).

A determinação da idade e a interação dos arenitos eólicos da Formação Botucatu e o vulcanismo da Formação Serra Geral é muito discutida entre diversos autores. Segundo Scherer (1998), as inúmeras feições de interação sedimento-lava, observadas na superfície de contato entre os depósitos eólicos e os derrames vulcânicos, indicam que as lavas recobriram campos de dunas que estavam migrando ao longo da bacia (Figura 5.6). A grande variação de espessura dos arenitos eólicos reflete a morfologia de um *erg* inteiramente preservada pelo vulcanismo Serra Geral. Sendo assim, Scherer (2000) determina que a idade da Formação Botucatu no Rio Grande do Sul é praticamente a idade dos derrames vulcânicos, tendo as dunas eólicas preservadas sido desenvolvidas no máximo algumas centenas de milhares de anos anteriormente ao vulcanismo Serra Geral. Assim, no extremo sul da Bacia do Paraná, a Formação Botucatu apresenta uma idade de 132 m.a. que corresponde ao Eocretáceo (Neocomiano).

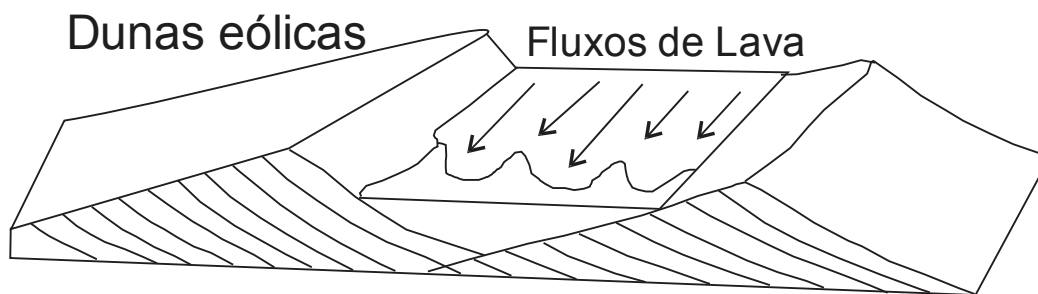


Figura 5.6. Modelo de recobrimento das dunas eólicas pelas lavas basálticas. As lavas inicialmente fluíram ao longo dos corredores de interdunas e progressivamente recobriam o dorso e a face frontal das dunas eólicas (SCHERER *et al.* 2003).

Segundo Petry (2006), as feições de interação vulcano-sedimentar geradas são controladas por inúmeros fatores que dependem mais ou menos diretamente da reologia destes dois componentes. Do ponto de vista ígneo, são determinantes o modo de colocação (derrame, intrusão rasa, fluxo piroclástico), a composição e temperatura do magma ou lava (determinantes da plasticidade) e o conteúdo de voláteis (Petry 2006). A granulometria do sedimento, seu grau de litificação, a presença ou não de água, bem como a morfologia de suas formas de leitos geradas pelos processos deposicionais são os principais fatores controladores do ponto de vista sedimentar. Petry (2006) entende que diversas formas de interação entre um ambiente sedimentar ativo e um magma podem ficar registradas, como feições características de corpo específico que lhes deu origem. Estas feições podem ser agrupadas por tipo genético, com registro da migração de lavas sobre sedimento incosolidado, migração e deposição de sedimento sobre derrames e feições de intrusão rasa.

Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral é constituída por rochas magmáticas relacionadas aos derrames e intrusivas de rochas basálticas que recobrem 1,2 milhões de km² da Bacia do Paraná, abrangendo toda a região centro-sul do Brasil e estendendo-se ao longo das fronteiras do Paraguai, Uruguai e Argentina. O vulcanismo Serra Geral ocorreu no início do Período Cretáceo e está associado ao processo de ruptura do supercontinente Gondwana e à formação do Atlântico Sul. Este evento resultou na formação de espessa sucessão vulcânica sendo uma das maiores extrusões ígneas do planeta, se estendendo até o continente africano, na Bacia de Etendeka, na Namíbia e Angola. A Formação Serra Geral pertence à supersequência estratigráfica denominada Supersequência Gondwana III segundo Milani

(1997). É considerada como registro do mais volumoso episódio de extravasamento intracontinental de lavas do planeta (MILANI *et al.* 1994). Trata-se de uma manifestação magmática associada aos estágios precoces da ruptura do Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico Sul. Compreende uma espessura de até 200m de basalto sobre os sedimentos da Bacia do Paraná. Os diques e soleiras de diabásio se introduziram nas camadas paleozóicas com as soleiras preferencialmente na Formação Irati. Na área sul da Bacia ocorrem lavas de composição dacítica e/ou reolítica resultantes da contaminação do magma basáltico por material da crosta continental. (MIZUSAKI & THOMAZ, 2004).

Segundo Nardy *et al.* 2008 durante o mesozóico o supercontinente Gondwana foi palco de intensa atividade magmática, resultando extensos derrames. A província continental cretácica do Paraná é considerada como uma das grandes regiões magmáticas do planeta, possuindo certas características em comum com outras províncias conhecidas. A porção mais significativa da Província do Paraná é a dos derrames constituindo a Formação Serra Geral, que cobre praticamente toda a região meridional do Brasil, as áreas oriental do Paraguai e ocidental do Uruguai (Formação Arapey) e a do norte da Argentina (Membro Posadas da Formação Curuzú Cuatiá).

Segundo Janasi *et al.* (2011), a nova idade de 134,3 +/- 0.8 M.a., datada em U-Pb Badeleita/ zircão de um dacito Chapecó hipocristalino, na região de Ourinhos-SP (parte Norte da Bacia do Paraná), é um marcador de tempo regional importante para o início do vulcanismo na porção Norte e Oeste desta província. Esta idade é considerada ideal para o início da deposição vulcânica na Bacia do Paraná.

As lavas toleíticas do Grupo Serra Geral (WILDNER *et al.*, 2010) têm composição bimodal na província vulcânica Paraná, com predomínio de basalto e riodacito. No distrito mineiro de Quaraí, no entanto, ocorre a Formação Alegrete, que tem predomínio de andesitos basálticos. Vários derrames têm espessura entre 12-50m, com crosta superior e crosta inferior amigdalóide e núcleo maciço. A descrição de testemunhos de sondagem para água subterrânea realizada pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 1983; 1986), incluindo a perfilagem gama dos poços, mostra a presença de 6 derrames acima do paleoerg na região (MARTINS *et al.*, 2010). Nesses perfis, há uma indicação geral de superposição dos derrames, possibilitando o estabelecimento da estratigrafia derrame-a-derrame por comparação com a geologia regional.

Na região de Quaraí, verifica-se a horizontalidade dos derrames de lava, pois lavas-guia podem ser identificadas e acompanhadas ao longo de distâncias da ordem de 50 km. Rejeitos verticais da ordem de 100-200m foram causados por falhas normais, como visto nos perfis de sondagem, em que furos próximos apresentam espessura total de derrames variável entre 50m e 300m.

A caracterização dos derrames foi realizada por Hartmann *et al.* (2010), com geoquímica associada a cintilometria, distinguindo ampla variação composicional dos derrames presentes na região, caracterizando cada derrame. Em decorrência, os teores de K₂O, U e Th também são característicos de cada derrame e variam amplamente entre eles, com isso, segundo Hartmann *et al.* (2010), as medidas cintilométricas (contagem por segundo, cps) também são específicas de cada derrame.

Segundo Hartmann *et al.* (2010), o primeiro derrame (colada Mata Olho) é um basalto, tendo a lava ocupado o fundo dos vales interdunas do deserto Botucatu. É o derrame com o valor mais baixo de cintilometria (45 cps) dentre os 6 descritos na região.

O segundo derrame (colada Catalán) é um andesito, exposto em uma área muito grande (50 x 50 km). Forma extensas porções de lava com bandamento magmático contorcido (horizontal a vertical). Os valores de cintilometria são os mais altos (=130 cps) dentre os 6 derrames, constituindo um derrame-guia para estabelecimento da estratigrafia. A composição geoquímica também é marcante para todos os elementos. Este segundo derrame possui estrutura aa (ARENA *et al.*, 2009; 2010), que é uma decorrência da maior viscosidade causada pelo teor de sílica mais elevado (57,5 %). Apresenta uma crosta superior com grande espessura de autobrecha e uma crista inferior amigdaloidal com laminação ígnea horizontal a inclinada. Este derrame recobre o derrame de lava 1 em muitos locais, mas em outros está em contato direto com o arenito do paleoerg.

O terceiro derrame (colada Cordillera) é um andesito basáltico, está posicionado acima do segundo derrame. Possui crosta superior e inferior amigdalóide, sendo o núcleo distintivo, pois possui uma porção basal e uma superior. A porção basal do núcleo é maciça, sem disjunção vertical, e contém mineralizações de geodos (somente em Los Catalanes). A porção superior do núcleo também é maciça, porém possui colunas delimitadas por disjunção vertical. No topo da porção basal do núcleo ocorrem brechas de basalto com matriz de arenito silicificado. Waichel *et al.* (2008) identificou estruturas

pahoehoe neste derrame. O colada Cordillera é o único dos seis derrames em que foi identificada olivina (intensamente alterada). O derrame 3 recobre o derrame 2 mas em muitos locais está em contato com direto com o derrame 1 no Arroio Mata Olho, e escorreu direto sobre a areia do deserto Botucatu em alguns locais (como HARTMANN *et al.* 2010 observou na BR 293).

O quarto derrame (colada Muralha) é um andesito basáltico, semelhante ao derrame 3. Também possui uma crosta superior e uma inferior amigdaloide e núcleo maciço com porção basal e superior; a porção basal (núcleo tipo I) não tem disjunção colunar, que se encontra presente na porção superior (núcleo tipo II). A colada Muralha apresenta crosta inferior amigdaloide, com grande volume de clinker, ficando caracterizada como lava tipo aa. O núcleo tipo I apresenta forte bandamento ígneo. A cintilometria deste derrame é igual a 100 cps, que só é inferior ao derrame 2 na região. A composição geoquímica também é distinta. Possui algumas características de lava aa, como laminação ígnea convoluta.

O Quinto derrame (colada UR-13) é um andesito basáltico, identificado em furos de sondagem pela CPRM.

O sexto derrame (colada Coxilha) é um andesito basáltico.

Segundo Hartmann *et al.* (2010), os seis derrames da região possuem composição química individual característica, que pode ser observada em elementos, conforme mostra a tabela abaixo.

Derrame	Cintilometria	% wt de TiO ₂	Espessura (metros)
1 Mata Olho	45 cps	0,9	50
2 Catalán	130 cps	1,1	40
3 Cordillera	70 cps	1,5	70
4 Muralha	100 cps	1,7	20
5 UR-13	50 cps	1,3	60
6 Coxilha	85 cps	1,8	60

Tabela 5.1. Basaltos da região de Quaraí, segundo dados de Cintilometria e porcentagem de TiO₂.

Segundo Duarte (2009), pela caracterização geoquímica, aliada à pesquisa de campo foi possível a identificação de quatro derrames basálticos na região de Quaraí-RS, sendo os

derrames 1 (andesito) e os derrames 2, 3 e 4 (andesitos Basaltos), todos com baixo Ti, sendo os derrames 1,2 e 3 do tipo Gramado e o derrame 4 do tipo Esmeralda.

Arenitos intertrapa

Em toda a Bacia do Paraná e na região estudada há a ocorrência de arenitos intertrapa, com até 100 metros de espessura. Estes podem ocorrer durante os derrames da Formação Serra Geral, como Scherer *et. al* (2003) propõem, onde os arenitos são depositados no mesmo período de tempo que os basaltos, além de poderem ocorrer arenitos em contato lateral com os basaltos, com a deposição dos mesmos entre as dunas. Outra possibilidade destes arenitos intertrapa é dada por Hartmann *et. al* (2012) que descrevem estes arenitos como injetitos, que ascendem por fraturas no basalto e preenchem locais com menor resistência mecânica nas rochas.

Formação Tupaciretã:

No centro do Estado do Rio Grande do Sul foi descrito um arenito posterior ao basalto, Formação Tupaciretã, por Menegotto *et al.* (1968) como produto de deposição pós Formação Serra Geral. A Formação Tupaciretã corresponde a um pacote de 80m de espessura, constituído predominantemente por arenitos quartzosos, associados a arenitos conglomeráticos, conglomerados basais e finas camadas de argila. Os conglomerados ocorrem na base da sequência e são constituídos por uma matriz arenosa, de granulação fina a média, contendo seixos e blocos subangulosos de basalto amigdalóide e/ou efusivas ácidas, quase sempre totalmente alterados, calcedônia e quartzo leitoso. As camadas argilosas apresentam, de um modo geral, pequena espessura e intercalam-se com a sequência arenosa próximo ao seu topo. São geralmente maciços podendo exibir estratificação plano-paralela e cruzada do tipo fluvial (GASS *et al.* 2009).

Formação Ituaingó (Plioceno), Depósitos Aluvionares e Coluvionares no Holoceno e Depósitos eólicos no Pleistoceno (Argentina)

São mapeados na Argentina, na fronteira com o Brasil, cerca de 100 km do Cerro do Jarau, arenitos pós Formação Serra Geral. A Formação Ituzaingo (Neógeno) é formada por sedimentos continentais aluvionares, uma faixa de acumulação fluvial que se encontra por extensos afloramentos nas margens do Rio Paraná (FRANCO, 2012). As características litológicas são basicamente areias e areias finas pouco consolidadas, friáveis, de grão fino com cimento limonítico e coloração variável de amarelo a amarelo róseo, também existem poucos conglomerados (ALBA, 1953 *appud* HERBEST, 2000).

As descrições das litologias superiores estratigraficamente são apenas encontradas no mapa geológico e se tratam de depósitos aluvionares e coluvionares (Holoceno) e depósitos eólicos e lacustres argilo-lamosos e argilosos (Pleistoceno).

Formações Guichón e Mercedes no Uruguay

Segundo Ana Alvarez (2004) afloram no Uruguay três formações posteriores ao derrame vulcânico Arapey (correspondente ao Serra Geral). Segundo Ana Alvarez (2004), a sequência estratigráfica se inicia com a Formação Guichón de caráter fluvial e flúvio eólico seguida pela Formação Mercedes lacustre e fluvial. A Formação Guichón é constituída por arenitos finos, conglomerados e arenitos grossos, e ocasionais níveis de pelitos. A sequência neocretácea é representada pela Formação Mercedes. Predominantemente arenosa, apresenta uma marcada granodecrescência em direção ao topo. É interpretada como de origem fluvial (rios entrelaçados).

6. Histórico da Área (Cerro do Jarau)

O Cerro do Jarau é objeto de diversos estudos há décadas, dentre eles geológicos, mas já foi contemplado por diversas áreas de pesquisa como arqueologia, história, turismo e principalmente literatura, com a Lenda da Salamanca do Jarau de Simões Lopes Neto. Apresentados a seguir os estudos geológicos.

O primeiro mapeamento da área de estudo foi feito por Grehs em 1969 (Figura 6.1 e 6.2), que relata que estudos geológicos *in situ* demonstraram que a feição geomorfológica do Cerro do Jarau é parte de um domo estrutural, resultante de esforços tectônicos posteriores ao Arenito Botucatu e anteriores aos derrames basálticos da Formação Serra Geral. A constatação de um domo estrutural e suas implicações regionais demonstrou a existência e continuidade do Arenito Botucatu sotoposto às rochas basálticas. Apresenta no trabalho a descrição de um poço perfurado nas proximidades do Cerro, a sudoeste, em terras uruguaias: poço com 70 m de profundidade total, com 0,00-18,0m de rochas basálticas; 18,0-58,0m de arenitos similares à Formação Botucatu; 58,0-70,0m de arenitos e folhelhos semelhantes aos da Formação Rio Pardo.

Grehs (1969) descreve os arenitos no centro da estrutura como sendo arenitos da Formação Rio Pardo, que se caracterizam por uma sequência de folhelhos e arenitos sotopostos à Formação Botucatu e relata que na área do Cerro do Jarau, a área aflorante é constituída predominantemente por arenitos. Sobre a Formação Botucatu, Grehs (1969) descreve que é representada por arenitos eólicos, descreve também quartzitos, correspondendo a cristas topográficas mais escarpadas, provenientes de metamorfismo da Formação Botucatu, no norte da área. Conclui que os estudos geológicos demonstram a existência de um domo estrutural resultante de esforços que afetaram o arenito Botucatu, a Formação Rio Pardo e litologias sotopostas e que um metamorfismo, que ocasionou o domo, foi anterior aos eventos vulcânicos que originaram os basaltos.

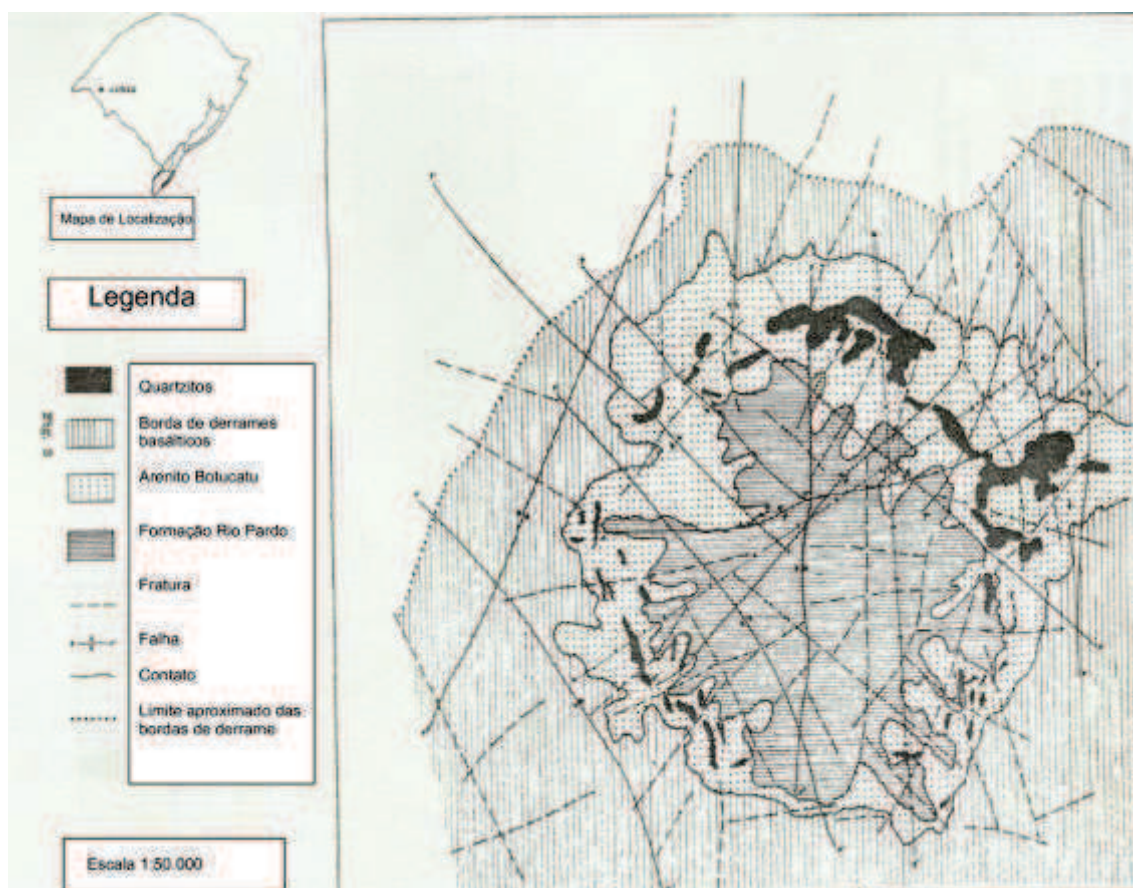


Figura 6.1. Mapa geológico do Cerro do Jarau, de Grehs (1969).

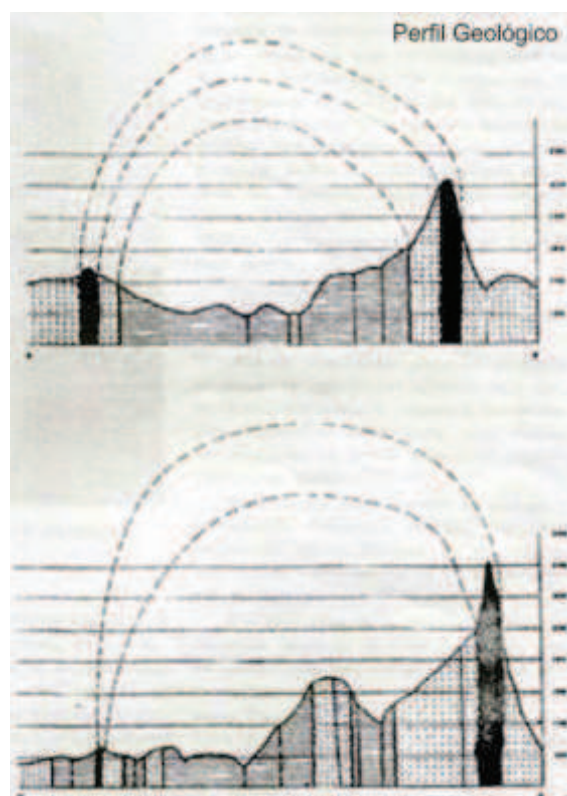


Figura 6.2. Perfil geológico do Cerro do Jarau de Ghres (1969).

Fleck e Grehs (1970) sugerem que houve um intenso metamorfismo contemporâneo à deposição do Arenito Botucatu, onde as cristas topográficas anômalas seriam resultado de um metamorfismo dinâmico onde os esforços são resultantes de processos semelhantes a um diapirismo, este processo, segundo os autores, teria se desenvolvido após o início da deposição dos arenitos da Formação Botucatu, porém sem atingir as rochas basálticas.

Moreira (1980) (Figura 6.3 e 6.4) descreve que a feição circular do Jarau é um domo, com seu núcleo rebaixado por colapso. Segundo Moreira (1980) a drenagem externa mostra um padrão radial centrífugo, e internamente além de maior densidade, converge para o centro com exceção da borda sul. Interpreta os arenitos da parte central da estrutura como fluviais, correlacionando-os com a Formação Pirambóia, e os arenitos da borda como eólicos e pertencentes à Formação Botucatu. Os diques básicos e derrames basálticos que ocorrem na estrutura o autor associou às rochas da Formação Serra Geral, onde localmente ocorrem arenitos intratrapa. Considerou que os derrames basálticos encontram-se sobrepostos aos arenitos das formações Botucatu e Pirambóia. Definiu a estrutura como um domo estrutural com colapso central, no qual, devido à atuação de processos secundários, as lavas basálticas afetadas pelo levantamento da estrutura foram erodidas. Conclui que a feição está encaixada em falhamentos noroeste originados pela reativação de antigas zonas de fraqueza do embasamento que propiciaram a intrusão de um corpo que não rompeu o teto. Compara em seu artigo o Cerro do Jarau com o Domo do Vargeão em Santa Catarina, que hoje é comprovado como uma cratera de impacto (KAZZUO-VIEIRA *et al.* 2009).

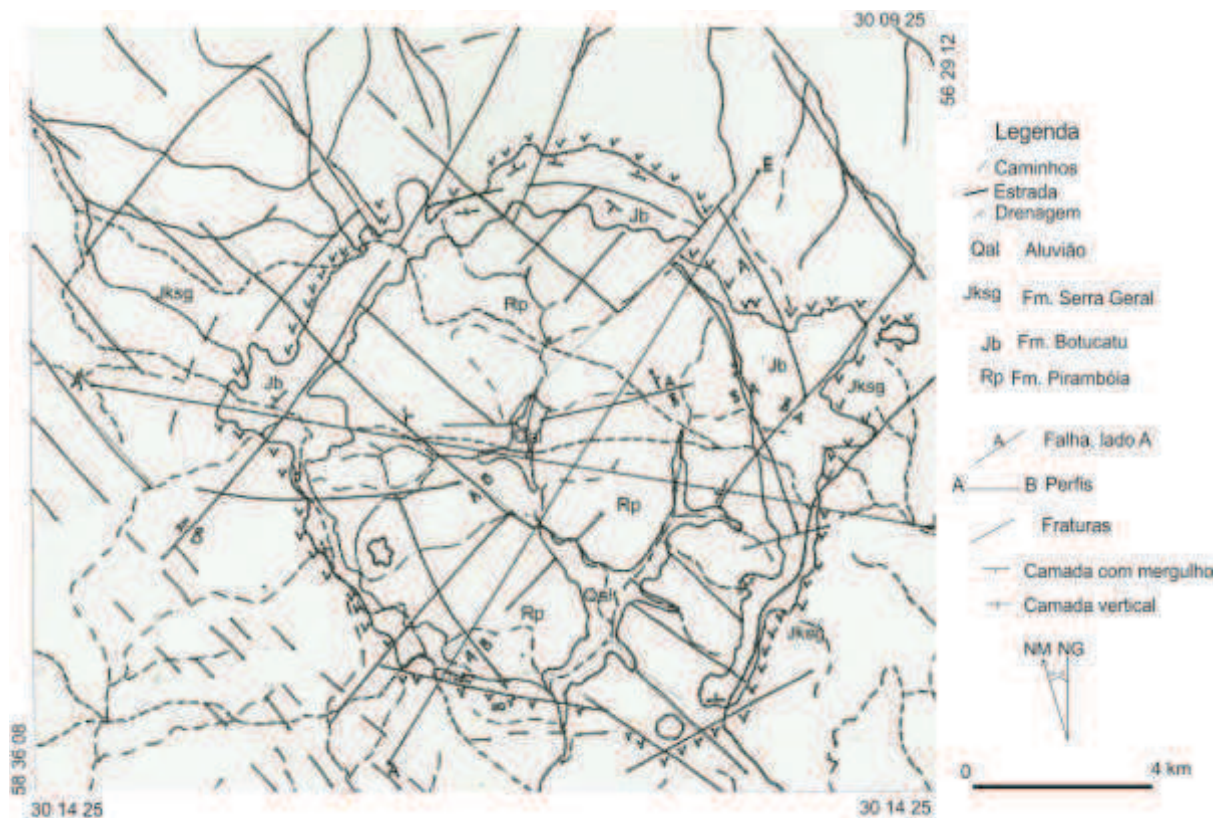


Figura 6.3. Mapa geológico do Cerro do Jarau de Moreira (1980).

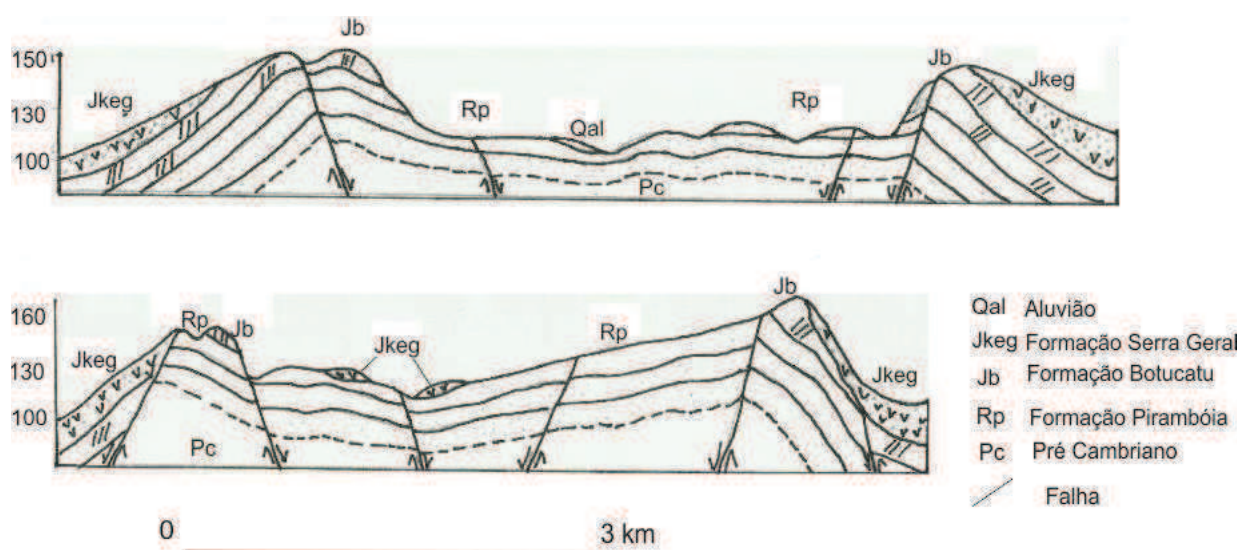


Figura 6.4. Perfil geológico do Cerro do Jarau de Moreira (1980).

Em 1987, Lisboa *et al.* (Figura 6.5) realizaram um reconhecimento geológico da região e definiram duas unidades litoestruturais: a Bacia da Barra do Quaraí Mirim, caracterizada pela associação “cuestas” e basaltos com diques clásticos e a estrutura falhada sinforme do Jarau, representada pela associação de cristas isoclinais, aplainamentos e depressões periféricas, esculpidos em cataclasitos, arenitos

silicificados, basaltos e arenitos pouco cimentados. Foram os primeiros autores a indagar sobre a gênese da estrutura, podendo se tratar de um astroblema. Lisboa *et al.* (1987) classificam a estrutura, geometricamente, como uma estrutura anelar falhada com basculamentos centrípetos, tendo como centro a depressão da bacia do Nhanduvai e como provável periferia as planícies aluviais dos arroios Garupá e Quaraí Mirim, englobando as cristas isoclinais do Jarau e os peneplanos circundantes. Foram os primeiros a descrever que as atitudes das camadas e dos planos de falha contradizem a original denominação de Domo do Jarau, descrevem que a disposição dos mergulhos das camadas dão à estrutura uma conformação geométrica de bacia estrutural, contudo, estratigraficamente, o afloramento de camadas mais antigas da sequência sub-aquosa no centro da estrutura não autoriza esta denominação.

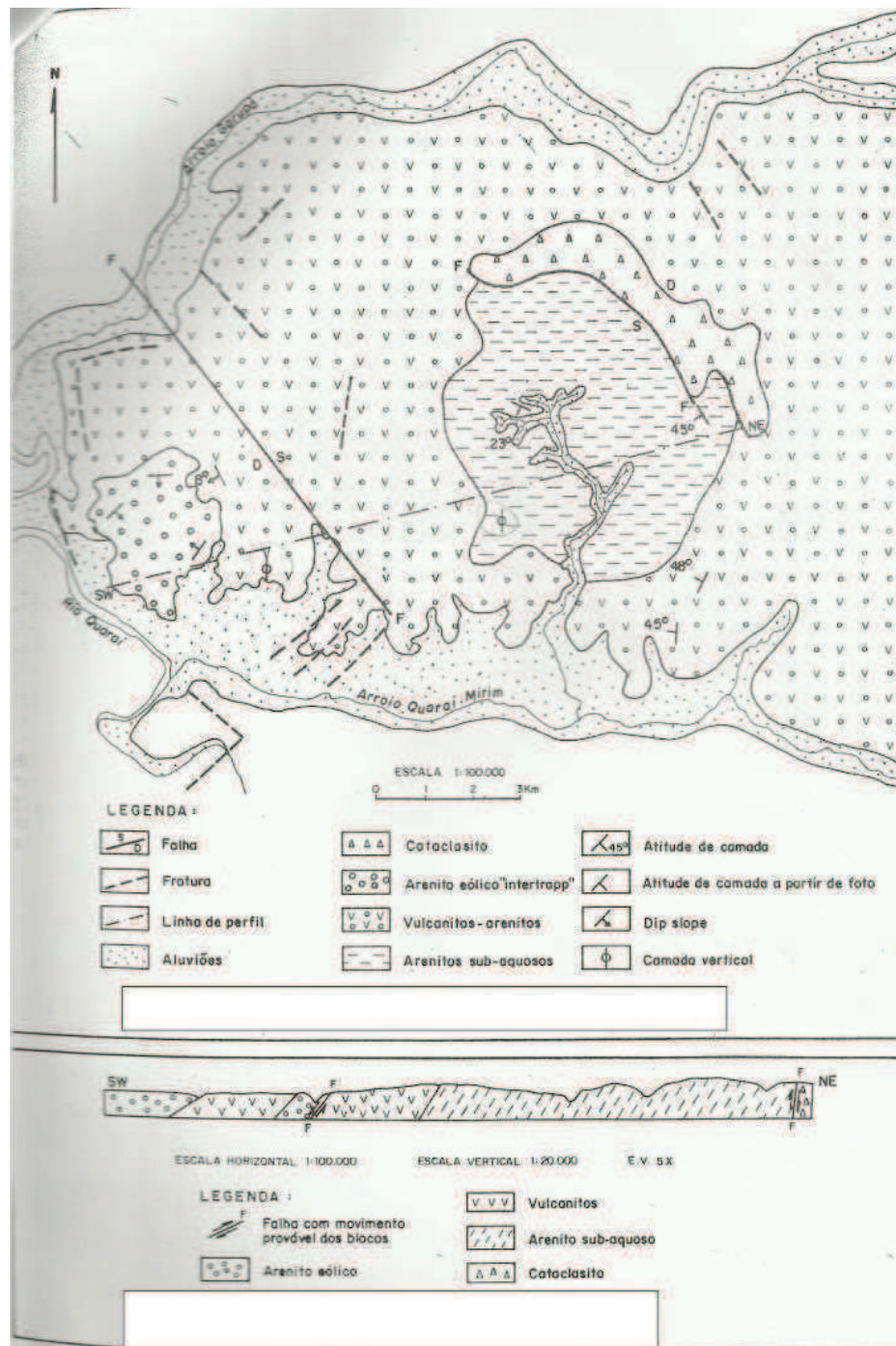


Figura 6.5. Mapa geológico do Cerro do Jarau, com perfil, de Lisboa *et al.* (1987).

Schuck & Lisboa (1988) descrevem que a estrutura anelar falhada do Jarau é uma forma anômala em relação às formas e padrões estruturais que ocorrem na região e é de idade Jurássica- Cretácica, colocando em questão novamente que a estrutura pode ter sido gerada por impacto de meteorito.

Hachiro *et al.* (1995) descrevem a estrutura do Cerro do Jarau como uma estrutura circular, com cinco quilômetros de diâmetro. A feição geomorfológica está

situada no domínio das rochas do Grupo São Bento e que a estrutura inicialmente havia sido interpretada como um domo tectônico formado após a deposição dos arenitos da Formação Botucatu e antes da extrusão dos basaltos da Formação Serra Geral. Descrevem que hoje as colinas do Cerro do Jarau são interpretadas como parte de uma cratera erodida causada pelo impacto de um meteorito. Destacam as evidências: o contorno circular externo, a borda da cratera desenvolvida em rochas deformadas, uma depressão circular em que as unidades subjacentes aparecem como resultado da remoção dos basaltos, estruturas microscópicas geralmente encontradas em rochas que sofreram metamorfismo de choque, cominuição de grãos de quartzo pós-deposicionais, silicificação nos arenitos Botucatu causada pela alta pressão e temperatura devido ao impacto e anomalias magnéticas de baixa intensidade na depressão circular.

Hachiro *et al.* (1996) comparam os astroblemas do Cerro do Jarau, Domo de Vargeão-SC e Piratininga-SP (este ainda não é confirmado) no Brasil e sugerem uma idade mínima de aproximadamente 100 Ma para os três eventos. Propõem que um mesmo corpo celeste possa ter sido dividido e causado as estruturas há 117 Ma, ainda no Cretáceo. Hachiro defende que existem “múltiplas colisões simultâneas” para as crateras acima e que estas têm uma orientação com direção N30E.

Lourenço (2007) descreve que do ponto de vista geomorfológico a estrutura do Cerro do Jarau apresenta a constituição típica de uma cratera do tipo complexa, com a presença de um núcleo central soerguido, que se encontra parcialmente preservado da erosão devido à intensa silicificação dos arenitos da Formação Botucatu. Essa silicificação é provavelmente devida à atuação local de processos de alteração hidrotermal decorrentes do impacto. Descreve basaltos estratigraficamente por baixo da Formação Botucatu mas caracteriza o fato como uma inversão estratigráfica (Figura 6.6 Mapa com perfil).

do Paraná, descrevem que este padrão de domo sugere a sobrelevação da parte central da estrutura expondo as unidades inferiores e formando uma janela estratigráfica/estrutural, pois comparam os arenitos centrais com os arenitos da Formação Guará. Os autores relatam que a estrutura já está em avançado estágio de erosão e portanto não preservou toda a borda circular.

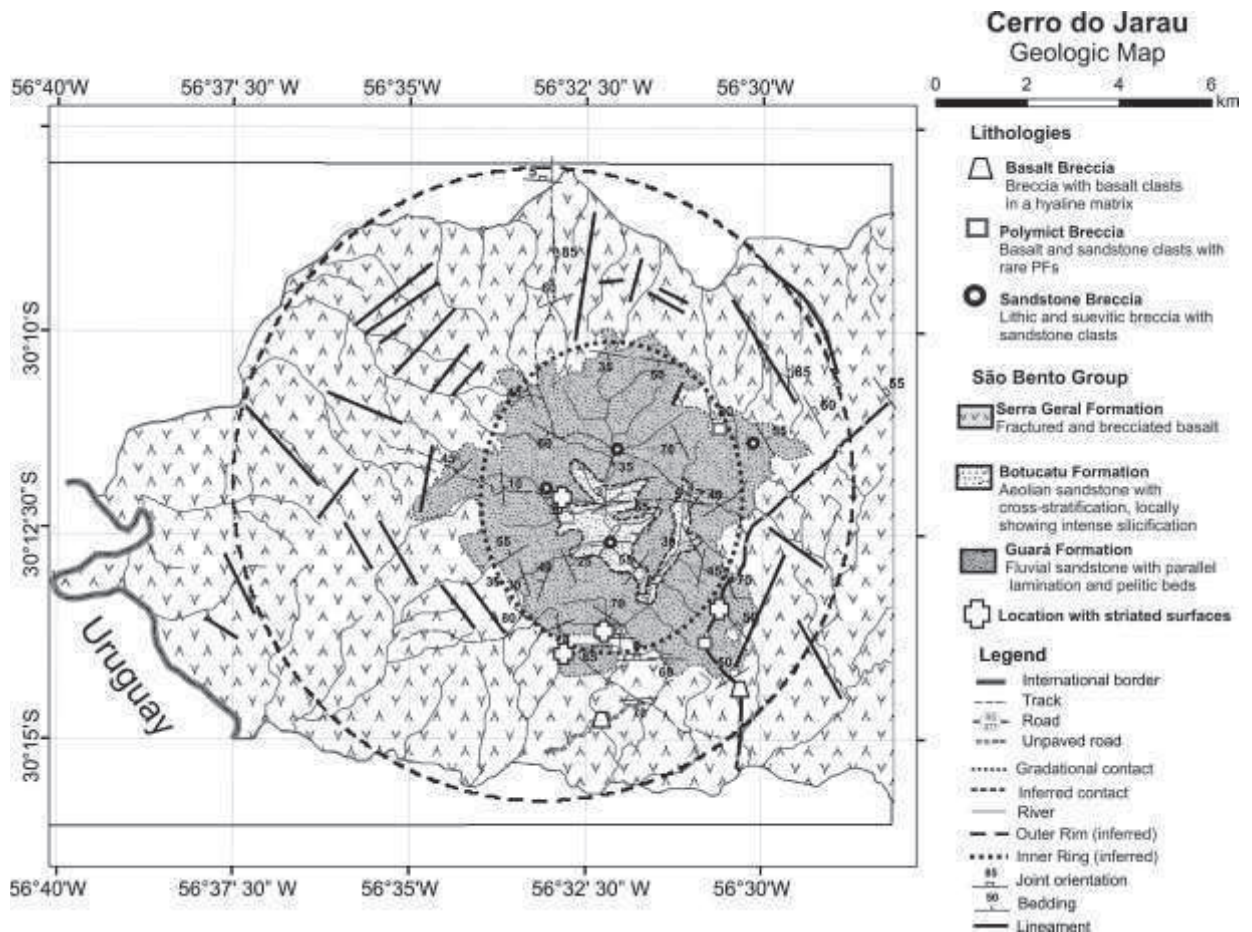


Figura 6.7. Mapa geológico do Cerro do Jarau de Crósta *et al.* (2010).

Philipp *et al.* (2010) descrevem que o núcleo central da estrutura tem 7 km de diâmetro e está soerguido, apresentando 160m de elevação nas suas bordas mais elevadas. Relatam que exibem anéis concêntricos e forma de meia lua, com a parte norte mais elevada e a sul erodida. Interpretam estas feições como remanescentes do processo erosivo de uma cratera de impacto. Indicam que a idade da cratera é pós-Cretáceo. Relatam que as rochas presentes na estrutura são da Formação Botucatu e da Formação Serra Geral. Em relação a estrutural da área, dizem que o núcleo central foi soerguido e que a ascensão deste está vinculada com a geração, em volta da porção central da

cratera, de zonas de cisalhamento rúpteis, zonas de falhas extensionais e sistemas de fraturas associados. Apresentam um mapa apenas com os basaltos da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu, além de aluviões (Figura 6.8). Seções geológicas Figura 6.9.

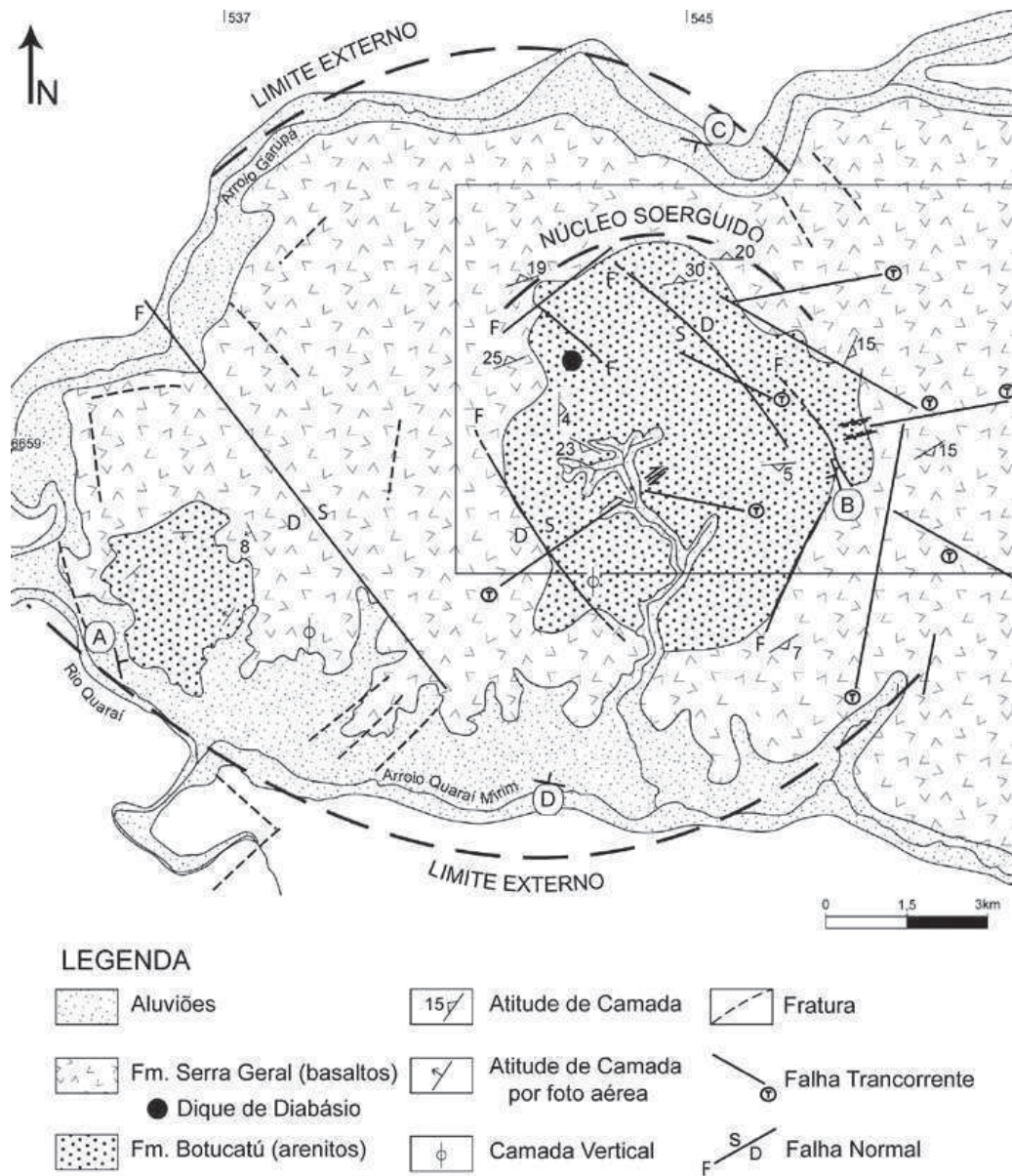


Figura 6.8. Mapa geológico do Cerro do Jarau de Philipp *et al.* (2010).

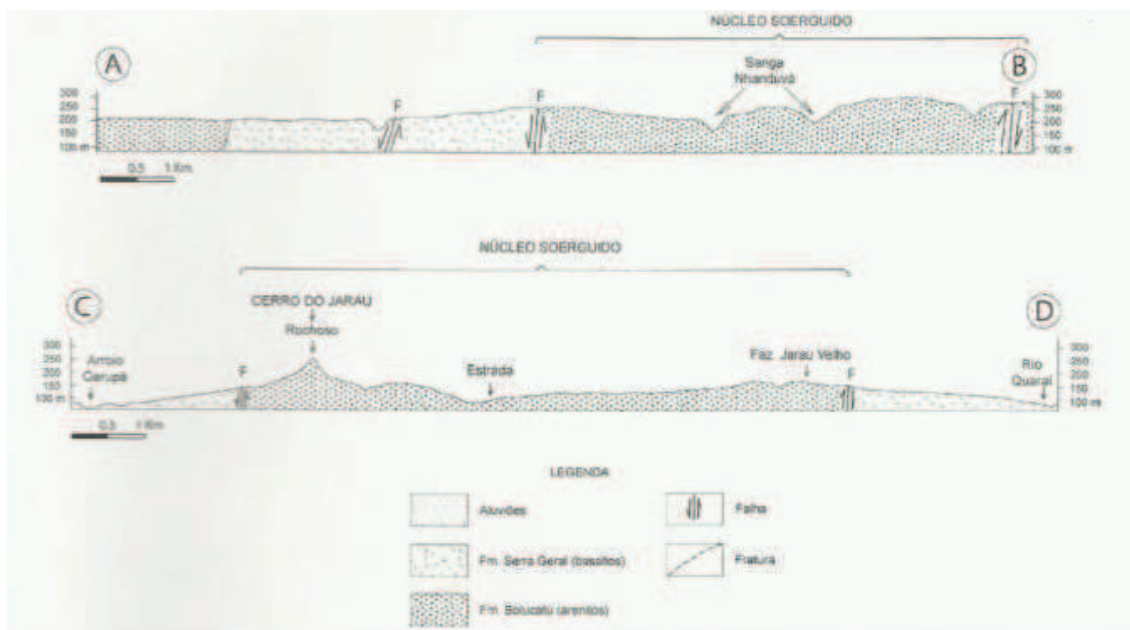


Figura 6.9. Seções geológicas do Cerro do Jarau propostas por Philipp *et al.* (2010).

No mapa geológico da CPRM (Carta Geológica do Brasil ao milionésimo) o Cerro do Jarau é composto por arenitos da Formação Botucatu e seu entorno por basaltos da Formação Serra Geral.

DNPM (2010) mapearam uma área a leste da cidade de Quaraí onde, segundo os autores, afloram arenitos da Formação Botucatu. Descrevem como sendo arenitos eólicos, constituindo o embasamento da sequência vulcânica basáltica na região; os arenitos possuem granulação média a grossa, com grãos arredondados de alta esfericidade e os arenitos possuem estratificações cruzadas de grande porte. Descrevem arenitos intertrapa nos basaltos, em diversas posições estratigráficas de níveis pouco espessos, com 3 a 4 metros apenas, aflorando principalmente no topo das mesetas e se apresentam com intensa silicificação. Fazem uma observação que o Derrame I comporta-se como horizonte guia para prospecção de ágata na região. A sequência vulcânica que descrevem apresenta seis derrames distintos, aflorando numa área com intervalo de curvas de nível de 310 a 90 metros, com topografia e estratigrafia variando do topo para base com 300 metros seguindo a deposição dos derrames VI, V, IV, III, II e I sobre o embasamento constituído pelos arenitos da Formação Botucatu.

Desde o primeiro artigo relacionado ao Cerro do Jarau a geologia é discutida, a maioria dos autores, com a exceção de Lisboa *et al.* (1987), descrevem a estrutura com um domo. Os mapas apresentados nos artigos não são condizentes com o que foi

mapeado em detalhe na estrutura durante este trabalho. Na maioria dos trabalhos os contatos do arenito com o basalto são por falhas extensas e os autores expõem sempre o basalto sobreposto aos arenitos.

7. Estratigrafia

GEOLOGIA DO CERRO DO JARAU-RS, NOVAS PROPOSTAS GEOLOGY OF CERRO DO JARAU, NEW PROPOSALS

Joana Paula Sánchez¹, Luiz Sérgio Amarante Simões², Lee Ernest Balster Martins³

1. Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional. IGCE-UNESP- Campus de Rio Claro (joana_paula_sanchez@yahoo.com.br)
2. Departamento de Petrologia e Metalogenia- IGCE- UNESP – Campus de Rio Claro (lsimoes@rc.unesp.br)
3. Graduação em Geologia na UNESP- Campus de Rio Claro

Resumo

O Cerro do Jarau, localizado no estado do Rio Grande do Sul apresenta em sua forma semicircular, com cristas elevadas em relação aos pampas gaúchos, características peculiares que desde a década de 1960 o faz ser parte de estudos geológicos e geomorfológicos. Sua origem é indagada sobre ser uma estrutura de impacto de meteorito, sendo neste trabalho destacadas algumas evidências de se tratar de uma estrutura de impacto, bem como novos dados da estratigrafia local e detalhamento da geologia realizados no âmbito de um projeto de pesquisa. Apresenta-se novo mapa geológico e nova proposta de denominação para o local, como bacia estrutural e não domo como é chamado até o presente momento, com base no mapeamento de detalhe.

Palavras chave: astroblema, cratera de impacto, estratigrafia.

Abstract

The Cerro do Jarau, located in the state of Rio Grande do Sul has in its semicircular form, with high ridges in relation to Pampas Gauchos, peculiar characteristics that since 1960 makes him to be part of geological and geomorphological studies. Their origin is asked about being a meteorite impact structure, in this paper being detached some evidences it is an impact structure as well as new data detailing the local stratigraphy and geology performed as part of a research project. This paper proposes a new geological map and a new classification for the Cerro do Jarau, that must be denominated as structural basin and not as a dome, such as in literature so far.

Keywords: Astrobleme, impact crater, stratigraphy

Introdução

A estrutura do Cerro do Jarau está localizada no Estado do Rio Grande do Sul, próximo à fronteira com o Uruguai, cerca de 20 km a NW da cidade de Quaraí. Possui forma circular, definida por cristas sustentadas por arenitos, em geral silicificados, que se destacam na topografia contrastando com a região plana dos Pampas Gaúchos. Foi reconhecida inicialmente por Grehs (1969) que interpretou que se tratava de um domo estrutural formado por tectônica após a deposição da Formação Botucatu e antes dos derrames basálticos da Formação Serra Geral. Trabalhos posteriores como Moreira, (1980), Lisboa *et al.* (1987), Schuck & Lisboa (1988), Lourenço (2007), Crósta *et al.* 2010 e Philipp *et al.* (2010), ressaltam que a estrutura circular se destaca na região, com a ocorrência de arenitos da Fm. Botucatu, soerguidos no centro, e basaltos da Fm. Serra Geral, na borda. Alguns autores confirmam que a estrutura se trata de uma cratera de impacto meteorítico (Lourenço 2007, Crósta *et al.* 2010, e Philipp *et al.* 2010).

O presente trabalho, produto de projeto de mapeamento geológico-estrutural detalhado, visa apresentar novos dados de cartografia geológica que demonstram que a região do Cerro do Jarau corresponde a uma bacia e não a um domo, e que o pacote de arenitos que ocorre na porção central encontra-se sobreposto aos basaltos situados em seu entorno.

Contexto Geológico e Trabalhos anteriores

O primeiro mapeamento da área de estudo foi realizado por Grehs em 1969 que, a partir de estudos de fotografias aéreas do Cerro do Jarau, identificou anomalias no padrão das redes de drenagem e da morfologia estabelecidos em rochas basálticas, distribuindo-se de forma elíptica ao redor do Cerro do Jarau. Sugeriu que os derrames se amoldaram à paleogeomorfologia de uma estrutura dômica formada pelos arenitos, cujos estudos geológicos *in situ*, demonstraram tratar-se de um domo estrutural, resultante de esforços tectônicos posteriores ao Arenito Botucatu e anteriores aos derrames basálticos da Formação Serra Geral.

Grehs (1969) descreve os arenitos no centro da estrutura como sendo arenitos da Formação Rio Pardo, que se caracterizam por uma sequência de folhelhos e arenitos sotopostos à Formação Botucatu e relata que no Cerro do Jarau a área aflorante é constituída predominantemente por arenitos. Grehs (1969) descreve a Formação Botucatu como representada por arenitos eólicos e circundando a Formação Rio Pardo, descreve também quartzitos, correspondendo a cristas topográficas mais escarpadas, provenientes de metamorfismo da Formação Botucatu.

Moreira (1980) descreve que a feição circular do Jarau é um domo, com seu núcleo rebaixado por colapso. Segundo Moreira (1980) a drenagem externa mostra um padrão radial centrífugo, e internamente além de maior densidade, converge para o centro com exceção da borda sul. Interpreta os arenitos da parte central da estrutura como fluviais, correlacionando-os com a Formação Pirambóia, já os arenitos da borda como eólicos e pertencentes à Formação Botucatu. Já os diques básicos e derrames basálticos associou à da Formação Serra Geral, localmente com arenitos intratrapas. Considerou que os derrames basálticos encontram-se sobrepostos aos arenitos das formações Botucatu e Pirambóia. Definiu a estrutura como um domo estrutural com colapso central, no qual, devido à atuação de processos secundários, as lavas basálticas afetadas pelo levantamento da estrutura foram erodidas. Conclui que a feição está encaixada em falhas de direção noroeste, originadas pela reativação de antigas zonas de fraqueza do embasamento, que propiciaram a intrusão de um corpo que não rompeu o teto. Compara em seu artigo o Cerro do Jarau com o Domo do Vargeão em Santa Catarina, que hoje é comprovado como uma cratera de impacto (Kazzuo-Vieira *et al.* 2009).

Lisboa *et al.* (1987) realizaram reconhecimento geológico da região e definiram duas unidades litoestruturais: a Bacia da Barra do Quaraí Mirim, caracterizada pela associação de “cuestas” e basaltos com diques clásticos e a estrutura falhada sinforme do Jarau. A estrutura falhada sinforme é representada pela associação de cristas isoclinais, aplainamentos e depressões periféricas, esculpidos em cataclastos, arenitos silicificados, basaltos e arenitos pouco cimentados. Foram os primeiros autores a indagar sobre a gênese da estrutura poder se tratar de um astroblema. Lisboa *et al.* (1987) classificam a estrutura, geometricamente, como uma estrutura anelar falhada com basculamentos centrípetos, tendo como centro a depressão da bacia do Nhanduvai e como provável periferia as planícies aluviais do Garupá e Quaraí Mirim. Descrevem que as atitudes das camadas e dos planos de falha contradizem a original denominação de Domo do Jarau. A disposição dos mergulhos dos planos de falha e das camadas dão à estrutura uma conformação geométrica de bacia estrutural. Contudo, estratigraficamente, o afloramento de camadas mais antigas da sequência sub-aquosa no centro da estrutura não autoriza esta denominação, segundo os autores, por esta razão denominaram a estrutura como sinforme falhada.

Schuck & Lisboa (1988), descrevem que a estrutura anelar falhada do Jarau é uma forma anômala em relação às formas e padrões estruturais que ocorrem na região e é de idade Juro-Cretácica, colocando em questão novamente que a estrutura pode ter sido gerada por impacto de meteorito.

Crósta *et al.* (2010) descrevem a feição circular de 13.5 km, com cristas de arenitos silicificados que formam um “anel”, com 200m de elevação em relação aos pampas do Rio Grande do Sul. Relatam que a origem da estrutura vem sendo debatida há décadas, mas que ainda não surgiram evidências suficientes para a sua comprovação como uma cratera de impacto. Entretanto, por terem encontrado estruturas semelhantes a *shatter cones*, feições planares em quartzo e ocorrência de brechas, acreditam que deva se tratar de uma estrutura de impacto de meteorito. Propõem que a estrutura foi formada no mesozóico, pós Formação Serra Geral. Apresentam um mapa com três unidades litoestratigráficas, da base para o topo, representadas por arenitos da Formação Guará, arenitos da Formação Botucatu e basaltos da Formação Serra Geral, com morfologia de uma cratera de impacto complexa com núcleo central soerguido.. Também citam três litotipos de ocorrências localizadas: brechas monomíticas de arenito, monomíticas de basalto e brechas polimíticas.

Philipp *et al.* (2010), descrevem que o núcleo central da estrutura tem 7 km de diâmetro e está soerguido, apresentando 160m de elevação nas suas bordas mais elevadas. Relatam que exibem anéis concêntricos e forma de meia lua, com a parte norte mais elevada e a sul erodida. Interpretam estas feições como remanescentes do processo erosivo de uma cratera de impacto. A partir das rochas afetadas indicam que a idade da cratera é pós-Cretáceo pelos efeitos do impacto sob as rochas sedimentares da Formação Botucatu e basálticas da Formação Serra Geral. Relatam que as rochas presentes na estrutura são da Formação Botucatu e Formação Serra Geral. Em relação à estrutura da área, concluem que o local apresenta uma evolução complexa e resulta do impacto de um meteorito, com soerguimento do núcleo e este está vinculado com a geração, em volta da porção central da cratera, de zonas de cisalhamento rúpteis, zonas de falhas extensionais e sistemas de fraturas associados.

Dessa forma os trabalhos mais recentes sobre a área interpretam que as rochas foram soerguidas na porção central da estrutura expondo as unidades inferiores, Formação Botucatu, e para alguns autores também a Formação Guará, em meio aos basaltos da Formação Serra Geral. Além disso, consideram que a estruturação geral da área deve corresponder a uma feição dômica.

O mapa geológico da Estrutura do Cerro do Jarau

No âmbito de um projeto de pesquisa que visa o entendimento da cratera de impacto do Cerro do Jarau, foram realizados trabalhos de campo para levantamento detalhado de dados estruturais e aprimoramento da cartografia geológica. Foram descritos 852 afloramentos, coletadas cerca de 300 amostras e confeccionadas 131 lâminas petrográficas. Este acervo de dados conduziu a um mapa geológico (Fig. 1) que requer uma reinterpretação da estrutura e da estratigrafia local que vem sendo adotada para esta área.

Dois aspectos principais contrastam com os trabalhos cartográficos anteriores: 1) o traçado detalhado dos contatos, a observação direta de alguns afloramentos e a análise da regra dos “Vs” indicam que o pacote de arenitos que ocorre na porção central da estrutura encontra-se sobreposto aos basaltos adjacentes; 2) a atitude preferencial dos planos de acamamento, medidos nos arenitos mostram mergulho para o centro da estrutura, configurando uma forma côncava, tipo bacia, e não uma forma convexa, esperada para um domo.

Foram individualizadas cinco unidades litoestratigráficas: Basaltos, Brechas Ígneas Basálticas, Arenitos intertrapa, Arenitos Homogêneos e Arenitos Laminados (Fig. 1).

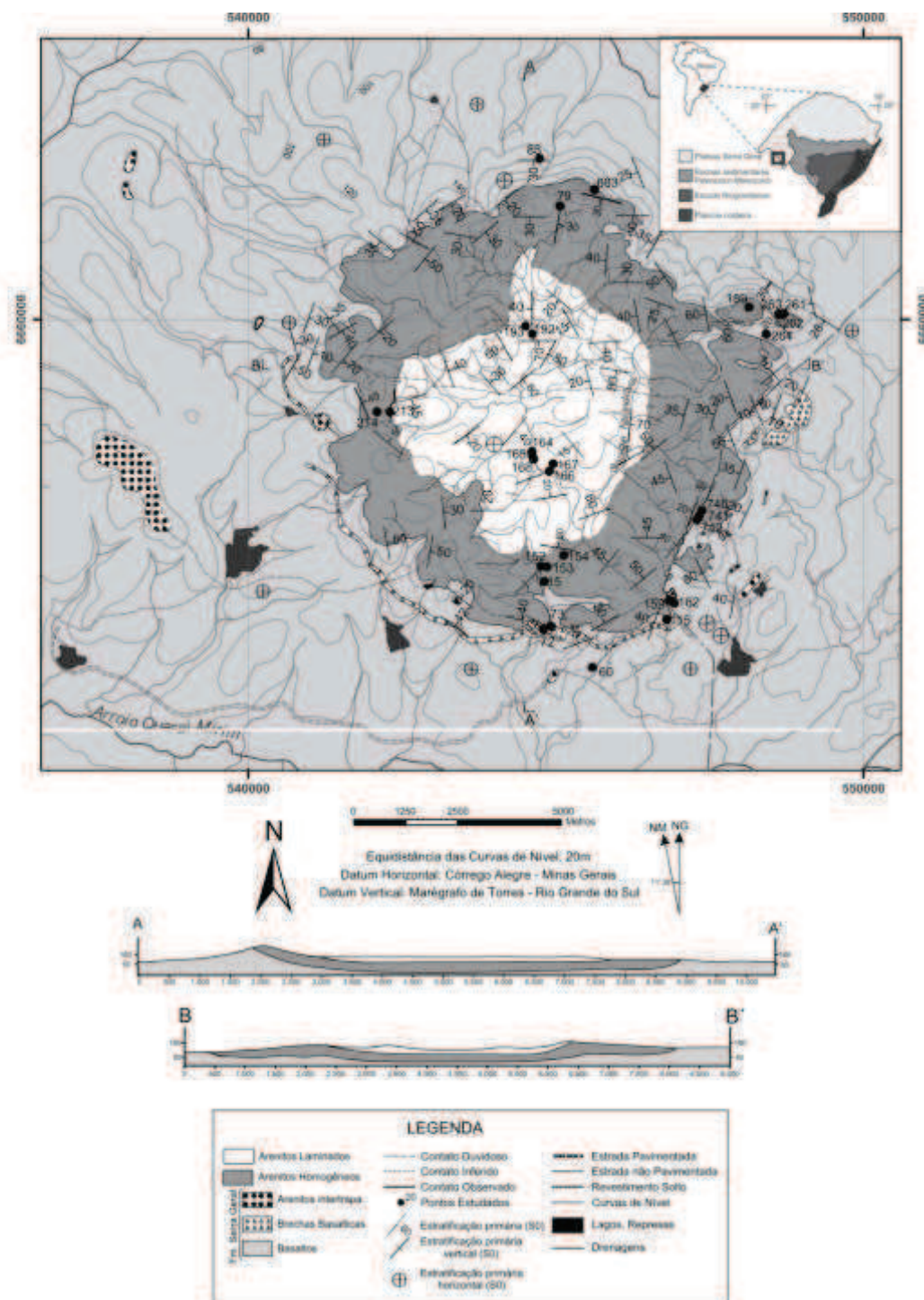


Figura 1. Mapa geológico do Cerro do Jarau.

Os basaltos correspondem à Formação Serra Geral e embora sejam em geral homogêneos na região mapeada, localmente apresentam diferenças composicionais e/ou texturais. O contato entre esta unidade de basaltos e os arenitos é relativamente fácil de ser identificado devido aos contrastes da composição e da cor dos solos (arenoso esbranquiçado para os arenitos e argiloso avermelhado para os basaltos) e também pela frequência relativamente alta de afloramentos. Desta forma, percebeu-se que os basaltos encontram-se estratigraficamente por baixo dos arenitos. Essa relação é clara em diversos pontos levantados ao longo do contato em locais onde se observou diretamente o arenito sobre o basalto (Fig. 2 e 3), onde o conjunto de pontos de ocorrência das duas rochas indica a posição superior dos arenitos e também pela regra dos “Vs”, onde a variação topográfica é mais expressiva e a cartografia do contato é suficientemente detalhada.



Figura 2. Arenitos na parte superior da foto mostrando crista sustentada por arenitos sobrepostos a basaltos (evidenciados pelo solo vermelho) que ocorrem na parte inferior da foto. A linha preta indica a posição do contato. Vista de Norte para Sul.



Figura 3. Nos altos topográficos, afloramentos de arenito definindo a crista e, em primeiro plano, pasto e solo vermelho com afloramentos localizados de basalto, contornando a crista de arenito, indicando que o basalto encontra-se sotoposto ao arenito. A linha preta indica o contato. Vista da estrada RS-377 de leste para oeste.

Como exemplo de observação direta do arenito sobre o basalto pode-se citar, na porção SE da área, o conjunto de pontos ao longo da estrada RS-377 e adjacências (pontos 115, 159, 162, 740, 741 e 742), onde os arenitos ocorrem sobre o basalto. Na porção NE da área (pontos 261 a 264 e 683) onde o arenito ocorre nas cristas mais elevadas e, apesar do forte fraturamento subvertical, percebe-se o acamamento com mergulhos suaves para sul e sudoeste. O contato com o basalto contorna toda a crista definindo assim um morro testemunho sustentado pelo arenito (Fig.1). Na porção sul (aproximadamente entre os pontos 15 e 72) o contato foi bem detalhado ao longo da Sanga Nhanduvaí e seus afluentes, mostrando que desenha reentrâncias ao longo dos córregos afluentes com afloramento do basalto nos leitos das drenagens e ocorrência do arenito nas encostas. Além disso, no conjunto o contato desenha na Sanga Nhanduvaí um “V” com vértice voltado para norte, indicando que o contato mergulha suave, predominantemente para norte, com o arenito acima do basalto. Também na porção oeste, nos locais mapeados com maior detalhe, a regra dos “Vs” (Fig.1) indica que o arenito encontra-se sobreposto ao basalto e que o contato apresenta no geral mergulho para o interior da estrutura.

O contato entre os dois pacotes de arenitos é mais difícil de ser identificado, entretanto a interpretação a partir dos afloramentos destas duas unidades indica, pela regra dos “Vs” (Fig.1), que o arenito laminado encontra-se sobreposto ao arenito homogêneo e que o contato apresenta mergulhos suaves para o interior da estrutura, reproduzindo uma geometria geral semelhante à do contato arenito homogêneo-basalto. Apesar de localmente se encontrar perturbada, as medidas dos planos de acamamento, no geral, corroboram esta interpretação.

Desta forma, com base na observação dos afloramentos e na cartografia geológica, conclui-se que o empilhamento estratigráfico na região estudada é dado por basalto na base, seguido de arenito homogêneo e de arenito laminado.

Litotipos

Detalhes sobre a petrografia dos litotipos que compõem as três unidades individualizadas no mapa geológico podem ser encontrados nos trabalhos de Lourenço (2007), Crósta *et al.* (2010) e Philipp *et al.* (2010). Por isso apresenta-se aqui apenas uma breve síntese dos principais aspectos petrográficos.

Os basaltos observados mostram-se em geral maciços, porém em alguns locais identificam-se variações texturais definindo planos que devem indicar contatos de distintos derrames, com espessuras métricas (Fig. 4). Normalmente apresentam matriz afanítica a fanerítica com fenocristais de plagioclásio e augita e raros cristais de magnetita e rutilo. Entre os distintos derrames de basalto ocorrem brechas ígneas, com presença de fragmentos de basaltos distintos, subarredondados e com matriz fina normalmente avermelhada. Localmente o basalto apresenta texturas variadas, com vesículas, exibindo fenocristais com bordas de reação. A presença de vidro vulcânico na matriz é frequente nas brechas ígneas e pouco frequente nos basaltos.

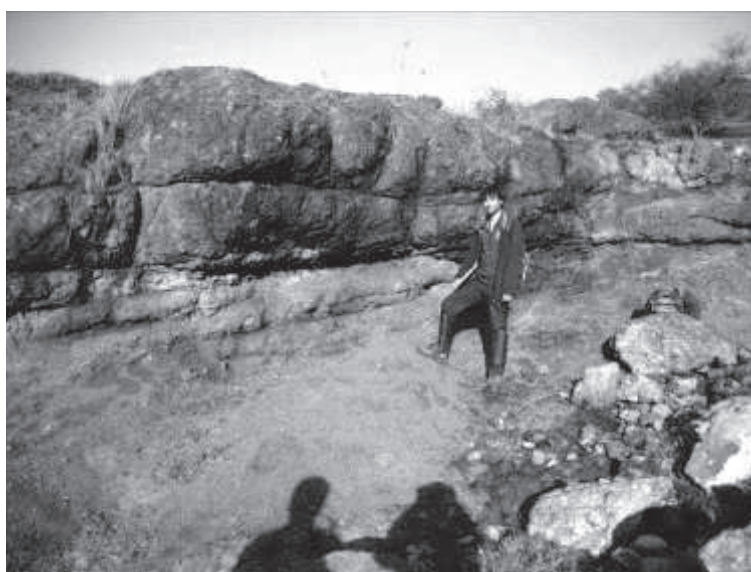


Figura 4. Sequência de derrames de basalto, identificado por descontinuidades de mergulhos suaves, em geral separadas por brechas magmáticas de topo de derrame. Ponto CJ-263. Visada de N para S, com mergulho de 10°.

As brechas ígneas são encontradas em afloramentos contínuos de até 20 m de comprimento, como no ponto CJ 60, apresentam textura variada, podendo seus clastos chegar a 30 cm de diâmetro, como no ponto CJ 73 (Fig. 5). O mapeamento desses afloramentos ao longo da área (Fig.1) indica que estas rochas formam uma camada extensa, com espessura entre 2 e 6 metros, possivelmente contínua acompanhando o contorno de toda ou quase toda a estrutura circular de Cerro do Jarau. Localmente (porção SW da área), foi identificada uma segunda camada dessa rocha, apresentando menor espessura (aproximadamente 1 m) e em posição estratigráfica superior. Essas rochas foram interpretadas por outros autores (Crosta *et al.* 2010, Lourenço 2007) como brechas de impacto. Entretanto a textura ígnea da matriz, a ausência de feições cataclásticas e a geometria de camada concordante com os basaltos indica que são produto do processo vulcânico.



Figura 5. Vista em planta de brecha vulcânica com clastos, em sua maioria de rochas vulcânicas, de até 30 cm de diâmetro.

Localmente, associados aos basaltos são encontrados arenitos na forma de blocos e ou pequenos afloramentos, que mostram coloração bege/ocre, forte silicificação, e, onde possível identificar, com atitudes concordantes com a estratificação do basalto. Em geral formam lentes alongadas, e com espessuras inferiores a dois metros. As ocorrências mais expressivas foram individualizadas no mapa geológico (Fig. 1).

Os Arenitos Homogêneos se apresentam em geral silicificados, por isso sustentando as cristas de maior elevação local. O termo homogêneo foi utilizado principalmente para diferenciar do outro pacote de arenitos em que são mais comuns as fácies bandadas. Portanto, nestes arenitos denominados de homogêneos, são encontradas camadas decimétricas a métricas e são comuns estratificações cruzadas de médio porte. Possuem granulação média a grossa e apresentam, localmente, estratificação com gradação normal. Na porção basal desta unidade são encontrados arenitos conglomeráticos com seixos de 1 a 6 cm esparsos em matriz de areia fina a média. Os seixos em geral são de arenito e, em menor quantidade, também de basalto.

A unidade de Arenitos Laminados ocorre no centro da estrutura sendo caracterizada pela presença de laminação de 0,5 a 2 centímetros. Esta laminação é marcada por bandas de grãos de quartzo alternadas com bandas de quartzo e argila, e localmente camadas formadas essencialmente por argila, indicando oscilação no processo de sedimentação entre tração e decantação. Além dos laminados também ocorrem camadas métricas de arenito maciço de granulação média a grossa.

As estratificações cruzadas nas unidades de arenito em geral apresentam-se em posição normal (pontos CJ 214, 213, 189; 79 e 85, Figura 6a), porém, localmente, onde as camadas mostram-se subverticalizadas, foram identificadas estratificações cruzadas invertidas (ex. pontos CJ 152; 153; 154, Figura 6b).

A espessura das unidades de arenito é difícil de ser avaliada com precisão devido à frequente variação e irregularidade da atitude do acamamento. Entretanto, com base na seção geológica elaborada (Fig. 1) e considerando-se os possíveis erros na definição dos contatos e atitude geral da estratificação, estima-se que as duas unidades de arenito devem totalizar 80 a 150 m de espessura.

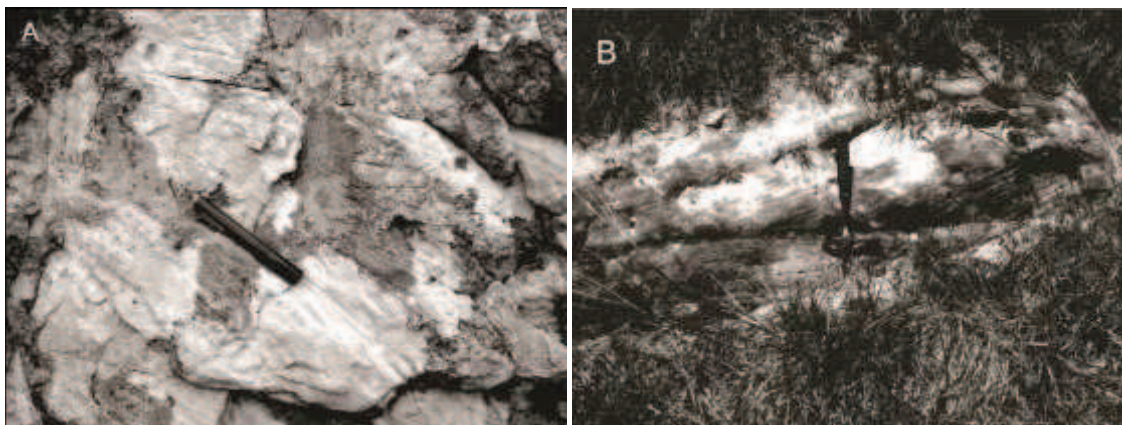


Figura 6. a) Vista em corte vertical, de estratificação cruzada normal, em arenito com plano de acamamento com mergulho suave, Ponto CJ 85. b) Vista em planta de estratificação cruzada invertida onde o plano de acamamento geral tem atitude N60E/85SE. Ponto CJ 154.

Padrão Estrutural

As estruturas observadas na área correspondem principalmente aos planos de estratificação primária (S_0), juntas e, mais localmente, dobras e falhas.

A melhor percepção da estrutura da área é dada pela regra dos “Vs” observada nos contatos entre as unidades mapeadas. Conforme discutido acima, a configuração evidencia contatos com mergulhos suaves para o interior da estrutura circular (por exemplo, Fig. 7) e indica que os arenitos encontram-se sobrepostos aos basaltos. As medidas dos planos de acamamento mostram no geral orientação coerente com esta interpretação exibindo, entretanto, fortes variações locais. Desta forma, ocorrem trechos de centenas de metros com os planos de acamamento praticamente homogêneos alternados com trechos de dezenas de metros com as medidas de acamamento fortemente perturbadas. Um bom exemplo pode ser observado na porção norte da área, na unidade de Arenitos Laminados, onde os planos de S_0 medidos apresentam mergulhos de 20 a 30 para SSW (pontos 195 e 196). Logo a sul mostram-se fortemente perturbados (pontos 192 e 193), com mergulhos para variadas direções, alcançando valores subverticais (ver Fig. 1). Estas variações de atitude do plano de acamamento dão origem a dobras métricas a decamétricas, acilíndricas, de baixa razão amplitude/comprimento de onda, fortemente irregulares, guardando tendência de planos axiais subverticais. Outro local em que se tem um bom exemplo dessa situação encontra-se na região central da estrutura (pontos 164 a 168) onde as camadas de arenito mostram expressivas variações originando um padrão semelhante a domos e bacias de baixa amplitude e irregular (Fig. 8).



Figura 7. Arenitos Homogêneos silicificados, da porção norte da área com estratificação primária indicando mergulho para o centro da estrutura (lado esquerdo da foto).

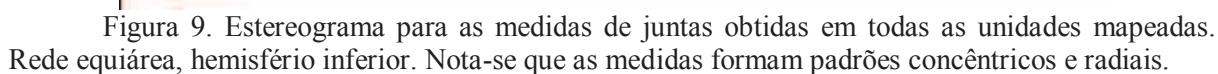


Figura 8. Foto de afloramento de leito de drenagem na porção central da estrutura mostrando os planos de acamamento de arenitos (Unidade Arenitos Laminados) fortemente perturbados, desenhando dobras de escala métrica.

Na unidade de basaltos também são identificadas perturbações na estratificação primária, apresentando mergulhos até 45° . Entretanto, à medida que se afasta do contato com o arenito, distanciando-se do centro da estrutura, em qualquer direção, estas variações de mergulho tendem a diminuir e a aproximadamente 1,5 km do contato passam a horizontal, que é o padrão regional.

Embora as medidas do plano de estratificação sejam muito variadas, percebe-se no campo e através das medidas plotadas em mapa (Fig. 1) que existe um predomínio de mergulhos centrípetos.

Fraturas são freqüentes na área e embora algumas possam representar falhas, a grande maioria corresponde a juntas. O padrão total observado mostra uma grande variação (Figura 9).



Além da estratificação primária e juntas, outra estrutura encontrada na área são falhas de escalas métricas a centimétricas. Somente em seis pontos foram obtidas medidas de falhas, mostrando orientações variadas, sendo, portanto, prematura uma tentativa de análise destes dados.

Os trabalhos publicados sobre esta área têm considerado os arenitos como pertencentes à Formação Botucatu, uma vez que interpretaram que estas rochas se encontram sotopostas aos basaltos. Entretanto, como descrito acima, os arenitos ocorrem sobre o basalto, o que traz dificuldade para se entender que unidades estes arenitos representam no quadro estratigráfico da região. Ou seja, a existência de um pacote de 80 a 150 m metros de espessura de arenitos, sobrepostos a basaltos no sul do Estado do Rio Grande do Sul foge à expectativa da cartografia geológica e da coluna estratigráfica da Bacia do Paraná. No momento não se tem uma solução definitiva para esta questão, entretanto são discutidas a seguir duas possibilidades.

Tem sido reconhecido que os derrames de basaltos foram contemporâneos com depósitos de arenitos do deserto Botucatu (Soares 1975, Scherer *et. al.* 2000). Desta forma, é possível que estes depósitos correspondam a arenitos intertrapas, como tem sido descrito em vários locais da Bacia do Paraná. A espessura anormal pode ser devida a alguma situação local como redução da atividade vulcânica por período relativamente longo ou condicionamento geomorfológico com barreiras físicas que isolassem o local dos derrames de lava. A ausência de uma camada de basalto cobrindo o arenito pode ser devida a erosão ou indicar que neste local os fluxos de lava cessaram precocemente em relação ao restante da bacia. Os arenitos conglomeráticos, com litoclastos de rochas vulcânicas, de até 4 cm de diâmetro que ocorrem na base do pacote de Arenito Homogêneo indicam erosão local de basalto durante a deposição, corroborando a interpretação de que os arenitos são pós início do vulcanismo Serra Geral.

Neste caso podem representar uma sequência possivelmente de distribuição restrita, ainda não descrita, ou corresponder à Formação Tupaciretã descrita por Menegotto *et al.* (1968) como produto de deposição pós Formação Serra Geral. A Formação Tupaciretã corresponde a um pacote de 80m de espessura, constituído predominantemente por arenitos quartzosos, associados a arenitos conglomeráticos, conglomerados basais e finas camadas de argila (Menegotto *et al.* 1968).

Embora a estrutura não corresponda a um domo, como normalmente é o esperado em crateras de impacto do tipo complexa, um conjunto de feições sugere que a estrutura do Jarau deve ter sido formada em função de um impacto de meteorito, como defendido por diversos autores (Lisboa *et al.* 1987, Crósta *et al.* 2010, Lourenço 2007 & Philipp *et al.* 2010): 1) As camadas estão fortemente perturbadas, com tendência geral de mergulhos centrípetos, contrastando com o padrão regional de camadas subhorizontais; 2) zonas locais de intenso fraturamento, por vezes associadas a brechas; 3) planos de acamamento dobrados de forma complexa e irregular; 4) padrão de fraturas concêntricas observado em imagens de satélite; 5) ocorrência de falhas; e 6) presença de feições que indicam zonas de forte deformação intracristalina (ex. extinção ondulante abundante).

O tamanho da estrutura do Cerro do Jarau, com cerca de oito quilômetros de diâmetro, implicaria em uma cratera do tipo complexa, onde há o soerguimento do núcleo. Este soerguimento é incompatível com o padrão estrutural em forma de bacia verificado na área, com mergulhos de acamamento centrípetos. Por outro lado, as crateras simples conhecidas não passam de quatro quilômetros de diâmetro. Cabe ressaltar que a feição topográfica circular do Cerro do Jarau reflete, principalmente, o produto de erosão diferencial da estrutura em bacia desenhada pelos arenitos sobrepostos aos basaltos. Assim, pode não corresponder ao limite da cratera de impacto. Além disso, o fato do alvo desse impacto ser um pacote de basaltos com arenitos pouco litificados, pode favorecer a um comportamento diferenciado devido ao forte contraste reológico dos dois litotipos.

Conclusões

Na área foram individualizadas cinco unidades litológicas: os basaltos da Formação Serra Geral, associados a brecha ígnea e arenitos intra-trapa, sobrepostos pela unidade de Arenito Homogêneo, seguida pelo pacote de Arenito Laminado. Esta relação estratigráfica é diferente da descrita em trabalhos anteriores, que consideraram os arenitos em posição inferior aos basaltos.

O mapa geológico e as medidas dos planos de estratificação indicam que as unidades mapeadas definem uma estrutura em bacia e não um domo como interpretado nos trabalhos pretéritos.

O significado estratigráfico deste pacote de arenitos sobrepostos aos basaltos da Formação Serra Geral é de difícil compreensão dentro do quadro geológico regional. São sugeridas duas possibilidades: 1) equivale a um depósito intertrapa espesso (80 a 150m); 2) representa uma sequência clástica pós Formação Serra Geral, ainda não identificada ou equivalente à Formação Tupaciretã.

Com os dados existentes até o presente momento, a estrutura do Cerro do Jarau pode ser interpretada como a raiz de uma cratera de impacto, entretanto, com feições que não se ajustam adequadamente aos modelos conhecidos para a formação de crateras simples ou complexas.

Agradecimentos

Agradecemos à Fapesp pelo apoio financeiro (projeto 2010/51715-1), ao CNPq pela bolsa de doutorado, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional da UNESP, aos moradores da região mapeada pela acolhida e facilitação de acesso.

Referências

- Crósta A.P., Lourenço F.S., Priebe G.H. 2010. Cerro Jarau, Rio Grande do Sul: a Possible New Impact Structure in Southern Brazil. In: Roger L. Gibson & Wolf U. Reimold (Eds.) *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV*. The Geological Society of America Special Paper # 465.
- Grehs, S.A. 1969. Aspectos Geológicos e geomorfológicos do Cerro do Jarau, Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Anais, p.265-272.
- Kazzuo-Vieira C., Crósta A. P., Gamboa F., Tygel M. 2009. Caracterização Geofísica da estrutura de impacto do domo do Vargeão, Brasil. Rev. Bras. Geof. vol.27 no.3. São Paulo.
- Lisboa N.A., Oliveira M.T.G., Schuck M.T.G.O., Tramontina H.C. 1987. Reconhecimento geológico da região do Jarau, Quaraí, RS. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Atas, 1: 319-332.
- Lisboa N.A. & Schuck M.T.G.O. 1988. Caracterização de formas e padrões estruturais no Grupo São Bento da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul em imagens orbitais e suborbitais. In: SBG-Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Anais, 2: 323-333.

- Lourenço F.S. 2007 Caracterização Geológica da Possível Estrutura de Impacto do Cerro do Jarau- Região oeste do Estado do Rio grande do Sul. Trabalho de conclusão de curso IG- UNICAMP. 73p.
- Menegotto E.; Sartori P. L. P.; Maciel Filho C.L. 1968. Nova sequência sedimentar sobre a Serra Geral no Rio Grande do Sul. Publicação Especial do Instituto de Solos e Culturas, Seção Geologia e Mineralogia, Santa Maria, 1:1-19, ago. 1968.
- Moreira H.L., Freitas P.R.S., Nunes A.B. 1980. Geologia da Estrutura de colapso do Jarau. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Anais, 5: 2684-2690.
- Philipp R. P., Rolim S. B. A., Sommer C. A., Souza Filho C. R. de, Lisboa N. A. 2010. A estrutura de impacto do Cerro do Jarau, Quaraí, RS. *Ver. Bras. Geoc.* 40 (4): 468-483.
- Scherer C. M. S., Faccini U. F., Lavina E. L. 2000 “Arcabouço Estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná”. *In*: Geologia do Rio Grande do Sul, Holz, M. & De Ross, L. F. (eds.). CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 444 pp.
- Scherer C. M. S., Caravaca G., Sommer C. A. 2003. “Evolução Estratigráfica dos depósitos eólicos do Grupo São Bento (Cretáceo Inferior da Bacia do Paraná) no Estado do Rio Grande do Sul”. *In*: I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul. ILEA/UFRGS, Porto Alegre, 219pp.
- Schuck M.T.G.O., Lisboa N.A. 1987. Identificação de padrões Estruturais no Grupo São Bento, Quaraí, RS, através da Análise de Imagens orbitais e sub-orbitais. *Pesquisas* 20. p.5-24.
- Soares P.C. 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Ver. Bras. Geoc.* v.5, p.251-267.

8. Litologias

8.1. Introdução.

Na área mapeada são encontrados litotipos distintos que foram separados por unidades litoestratigráficas (Figura 8.1, mapa geológico ANEXO 1). A unidade basal corresponde aos derrames da Formação Serra Geral e representa basaltos de distintos derrames, brechas ígneas e arenitos intertrapa. Acima dos basaltos, ocorre uma unidade composta por arenitos que variam de conglomeráticos (pontuais, sempre encontrados no contato dos basaltos com o Arenito Homogêneo), Homogêneos (que sustentam a serra elevada) e Laminados (encontrados no centro da estrutura sobrepostos aos Arenitos Homogêneos). Os arenitos Homogêneos são assim denominados devido a sua diferença litológica com os outros arenitos presentes na área.

As unidades serão apresentadas neste capítulo seguindo a sequência litoestratigráfica, da base para o topo.

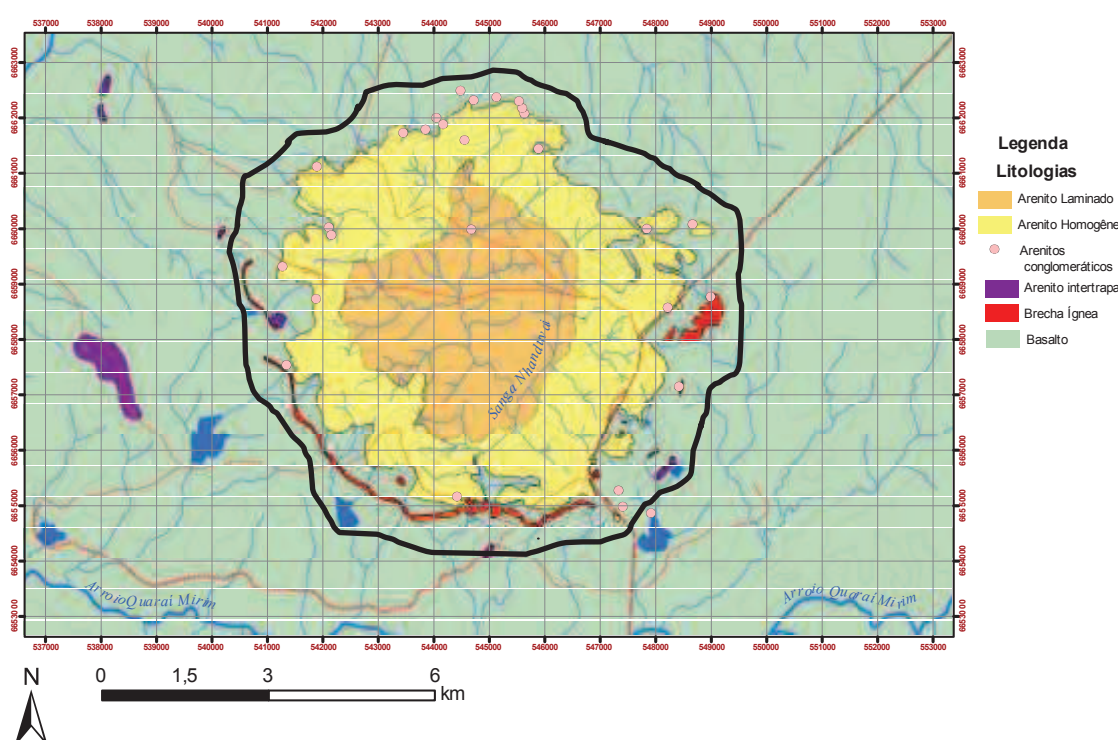


Figura 8.1. Mapa geológico simplificado da área mapeada. Em preto a área da estrutura.

8.2. Formação Serra Geral

Os basaltos encontrados em toda região, dentro e fora da área mapeada, são pertencentes à Formação Serra Geral. Nas proximidades da cidade de Quaraí, localidade do Cerro do Jarau, são descritos quatro derrames, pertencentes à base dos derrames da Formação Serra Geral (Duarte *et. al.*, 2009). As rochas que afloram são basaltos, andesitos e andesi- basaltos.

Através do mapeamento de detalhe e petrografia foi possível subdividir as rochas da Formação Serra Geral segundo parâmetros texturais em basaltos afaníticos, basaltos subfaneríticos a faneríticos finos e basaltos faneríticos médios. Além disso, foram descritos basaltos amigdaloidais e vesiculares, brechas ígneas e arenitos intertrapa. Diferenças texturais nos basaltos não indicam derrames distintos, mas remetem à espessura do derrame, sendo o interior de textura mais grossa e as bordas com textura mais fina devido ao resfriamento.

Neste trabalho serão chamados de basaltos externos aqueles que ocorrem fora do limite da estrutura circular, mapeada em detalhe, e internos os que ocorrem dentro deste limite (Figura 8.1). São assim divididos devido a maior ocorrência de basaltos afaníticos a subfaneríticos finos na parte externa da área e de basaltos faneríticos finos a médios, bem como algumas evidências estruturais relacionadas a deformação, na parte central da área.

8.2.1 Basaltos externos

Os basaltos que afloram nesta região são homogêneos, sem deformação e com planos de fissilidade subparalelos (Figura 8.2). Comumente apresentam textura afanítica a subfanerítica equigranular fina e são constituídos essencialmente por plagioclásio e piroxênio, com pequenas porcentagens de minerais opacos, como a magnetita (Figura 8.3). Algumas amostras apresentam em lâmina textura glomeroporfírica, com microfenocristais de plagioclásio (Figura 8.4):



Figura 8.2. Afloramento CJ 200 de basalto com estrutura maciça, plano de fissilidade sub-horizontal e textura afanítica.

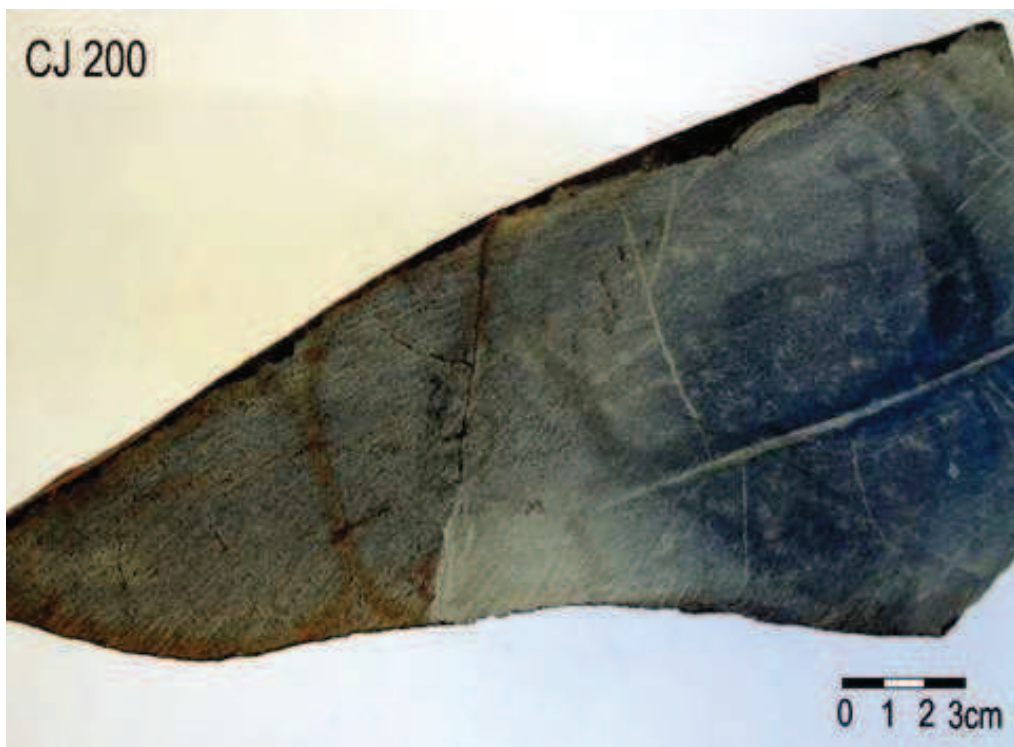


Figura 8.3. Rocha basáltica de coloração cinza claro, com estrutura isotrópica, afanítica.

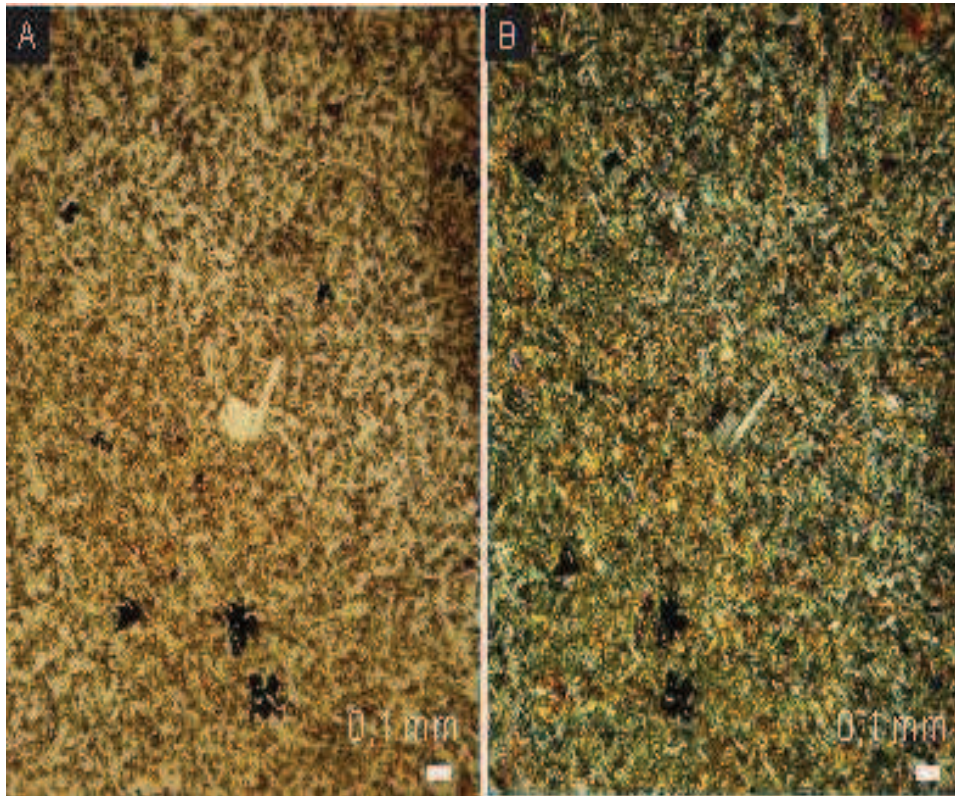


Figura 8.4. Lâmina CJ 200. Basalto holocristalino porfirítica com matriz equigranular muito fino. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B). Microscopicamente a rocha é predominantemente isotrópica, com presença localizada de pequenos fenocristais de plagioclásio. Textura hipidiomórfica de granulação fina e homogênea. O plagioclásio constitui predominantemente cristais prismáticos subedrais, com dimensões inferiores a 0,1mm. Os piroxênios constituem cristais preferencialmente anedrais e dimensões inferiores a 0,1mm.

Alguns afloramentos de basaltos subfaneríticos equigranular finos, como no ponto CJ 199/ 392, apresentam bandamento, porções amigdaloidais e geodos, por vezes de ametista (Figuras 8.5 a 8.7).



Figura 8.5. Ponto CJ 199/392. Afloramento de basalto bandado, subfanerítico equigranular fino.



Figura 8.6. Basalto de coloração cinza claro com estrutura isotrópica e textura subfanerítica equigranular fina. Apresenta bandamento.

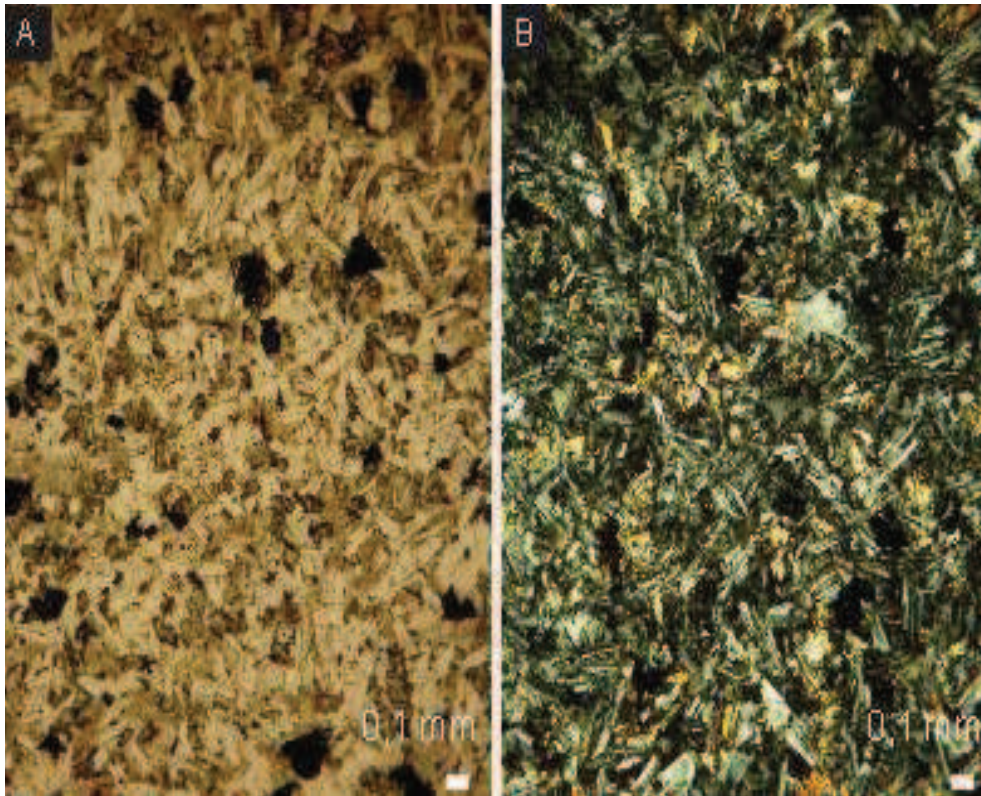


Figura 8.7. Lâmina CJ 392 de basalto. Microscopicamente a rocha é predominantemente isotrópica, apresenta textura hipidiomórfica granular fina. Em termos gerais a granulação é homogênea. A rocha é constituída predominantemente por plagioclásio e piroxênio, contendo cristais de magnetita (que se apresentam opacos na micrografia). Polarizador paralelo (A) e cruzado (B).

8.2.2. Basaltos Internos

Na área mapeada em detalhe são encontrados basaltos distintos, diferenciados principalmente pela granulação, brechas ígneas e arenitos intertrapa. Somente na área interna são encontrados basaltos brechados, que correspondem a feições de deformação.

Os basaltos internos se diferenciam dos externos pelo maior número de fraturas e por seus planos de fissilidade apresentarem mergulhos mais íngremes, variando de 05° a 30° (Figura 8.8). Outra característica marcante é a diferença textural apresentada pelos basaltos em algumas partes, que varia de afanítica a fanerítica média.



Figura 8.8. Afloramento do ponto CJ 261. Sucessão de derrames de basalto, com brechas ígneas no contato, indicado pela seta. Plano de fissilidade 010/10. Parte Norte da área.

8.2.2.1. Basaltos internos afaníticos

Apresentam em mesoescala cor cinza a cinza escura, textura afanítica e estrutura isotrópica (Figuras 8.9 e 8.11). Em microescala as rochas variam pouco, mas no geral são predominantemente isotrópicas, de textura hipidiomórfica holocristalina e granulação muito fina. Constituídas predominantemente por plagioclásio e piroxênio, com dimensões que não ultrapassam 0,1mm, e opacos (Figuras 8.10 e 8.12).



Figura 8.9. Basalto de coloração cinza claro, com estrutura isotrópica, de textura afanítica.

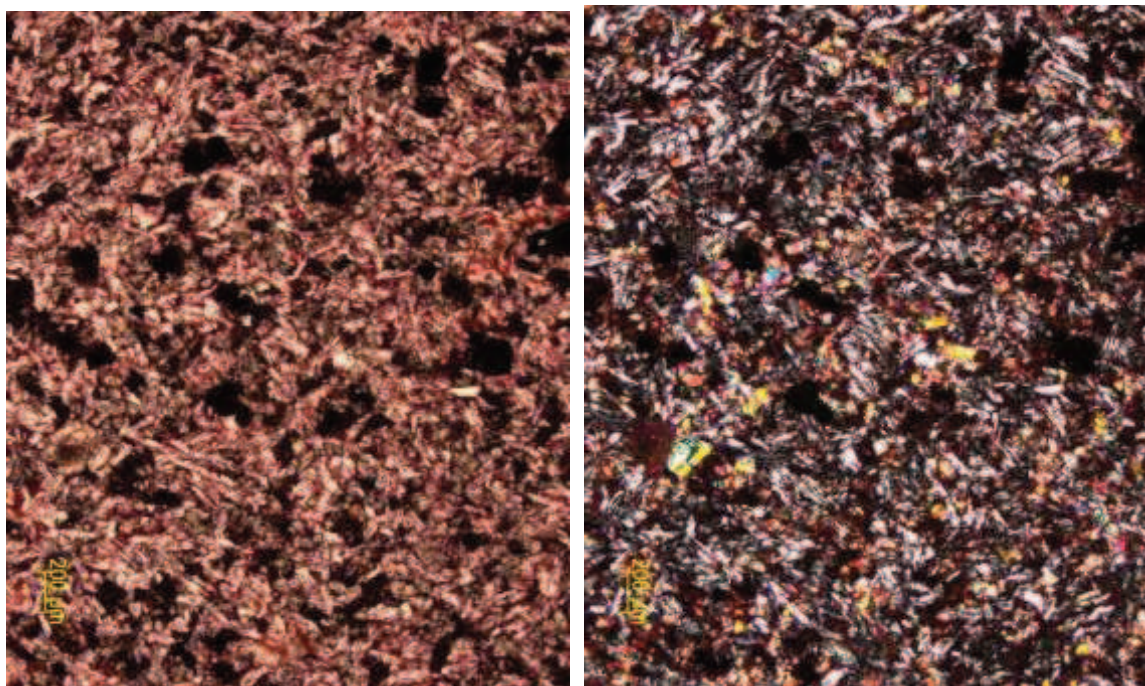


Figura 8.10. Lâmina CJ 259 de basalto. Microscopicamente a rocha apresenta de minerais de alteração. A textura é hipidiomórfica equigranular fina. A granulação é homogênea, com cristais entre 0,1 e 0,5 mm, com presença de minerais opacos. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

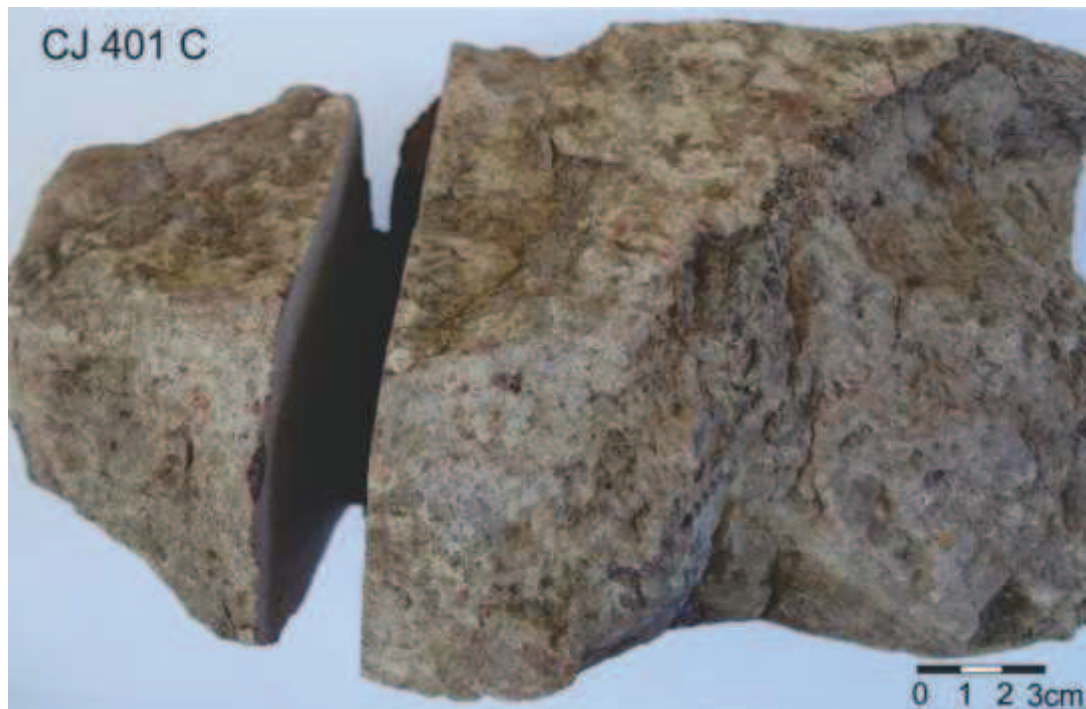


Figura 8.11. Basalto de coloração cinza clara com estrutura isotrópica e textura afanítica.

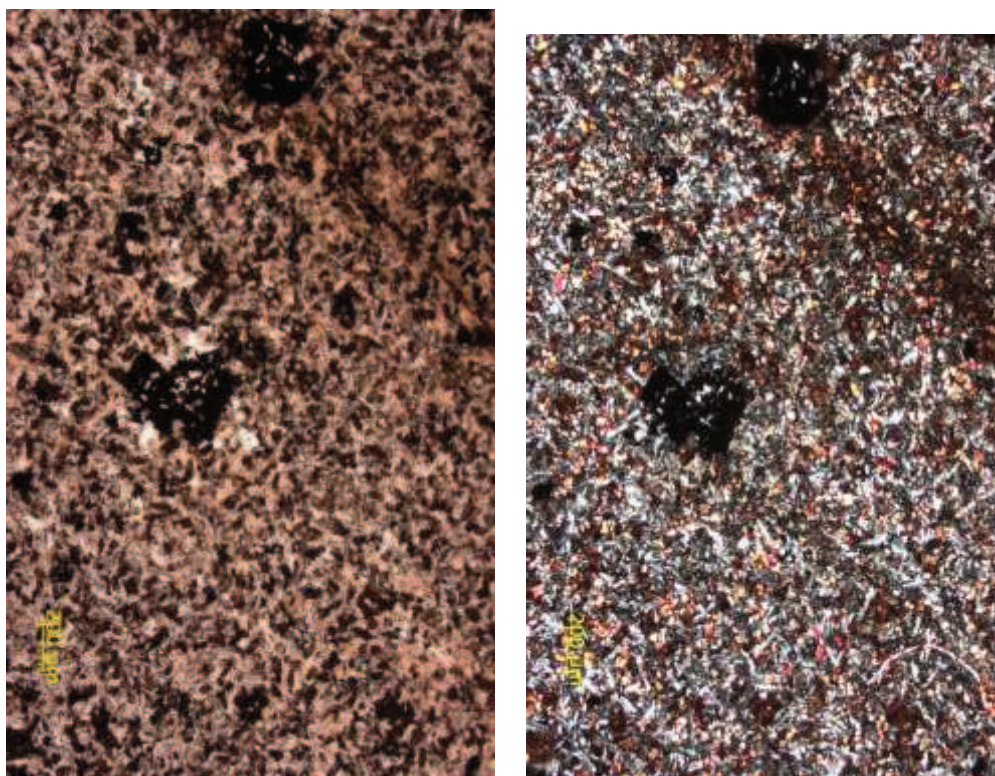


Figura 8.12. Lâmina CJ 401 C de basalto. Microscopicamente a rocha é predominantemente isotrópica. Apresenta textura hipidiomórfica de granulação fina. Consistida predominantemente por cristais de plagioclásio e piroxênio que não ultrapassam 0,4mm. Em termos gerais a granulação é homogênea, com minerais opacos. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

8.2.2.2. Basaltos internos subfaneríticos equigranulares finos

Em mesoescala apresentam coloração que varia de cinza claro a cinza escuro.

Microscopicamente as rochas são isotrópicas, com textura hipidiomórfica, holocristalinas, intergranular de granulação fina (Figuras 8.13 a 8.17). No geral apresentam granulação homogênea com raras exceções de fenocristais de plagioclásio (Figura 8.17).



Figura 8.13. Basalto de coloração cinza clara com estrutura isotrópica e textura subfanerítica equigranular fina.

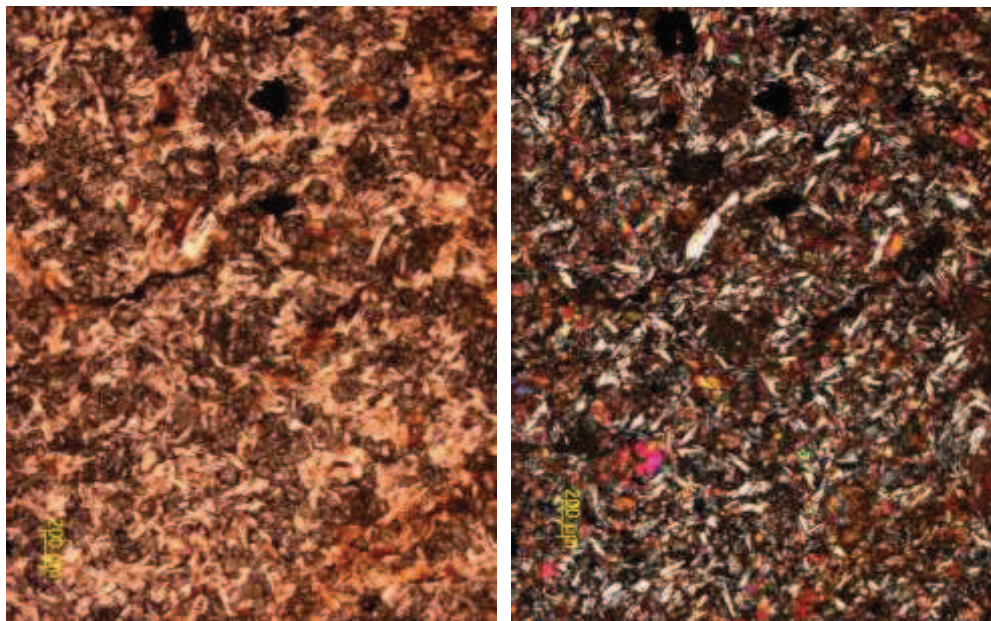


Figura 8.14. Lâmina CJ 202 de basalto. Microscopicamente a rocha apresenta textura hipidiomórfica holocristalina equigranular muito fina. Composta predominantemente por plagioclásio e piroxênio, com alguns minerais opacos. Em geral a granulação é homogênea, situada entre 0,05 e 0,1 mm. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).



Figura 8.15. Afloramento do contato do basalto (Ponto CJ 417), à esquerda da foto, com o arenito silicificado, à direita da foto, separado pela linha preta.



Figura 8.16. Basalto de coloração cinza a avermelhado, com estrutura isotrópica e textura subfanerítica equigranular fina, com porção de alteração na borda da amostra.

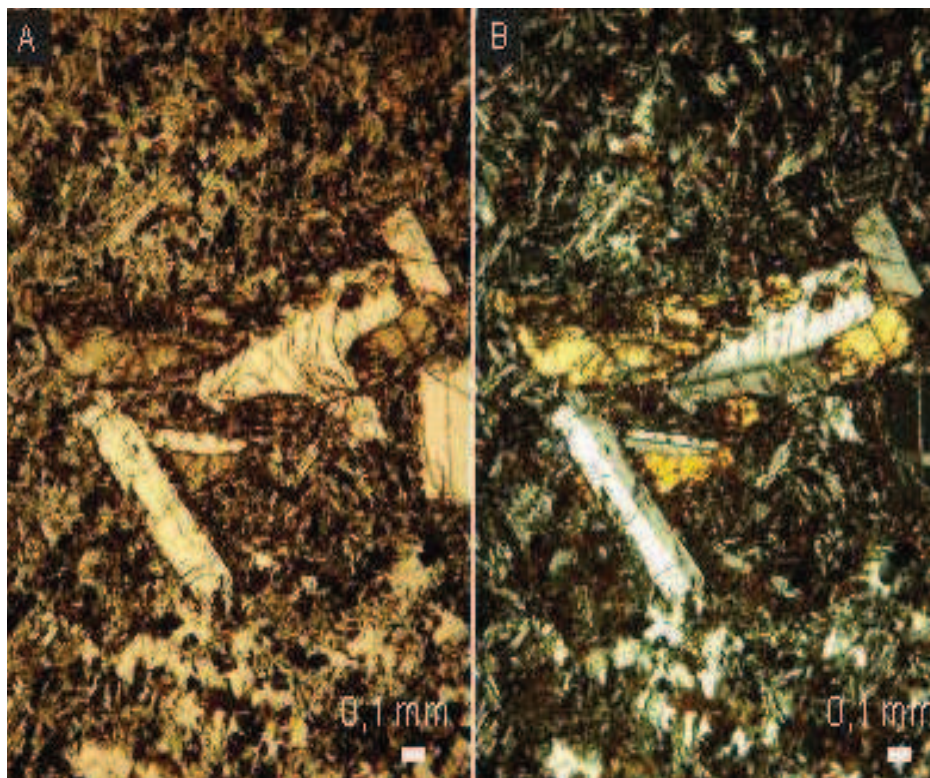


Figura 8.17. Lâmina CJ 417 B de basalto. Microscopicamente a rocha apresenta textura glomeroporfírica hipidiomórfica holocristalina fina. Composta essencialmente por plagioclásios e piroxênios. Sua granulação é homogênea, situada basicamente entre 0,1 e 0,2mm. Presença de fenocristais fraturados de plagioclásio, de até 1mm. A rocha não apresenta orientação dos cristais. Polarizadores paralelos (a) e cruzados (B).

8.2.2.3. Basaltos internos faneríticos equigranulares médios

Estes basaltos não ocorrem com muita frequência na área. No presente trabalho não foi possível identificar se estes basaltos pertencem ao mesmo derrame.

Estas rochas se diferenciam das anteriores por sua granulação e pela presença de seladonita (Figuras 8.18, 8.20 e 8.22). Apresentam cristais de plagioclásio e piroxênios de granulação média que varia entre 0,4 a 0,8 mm (Figuras 8.19, 8.21 e 8.23). Apresentam raros de fenocristais de plagioclásio (Figura 8.23).

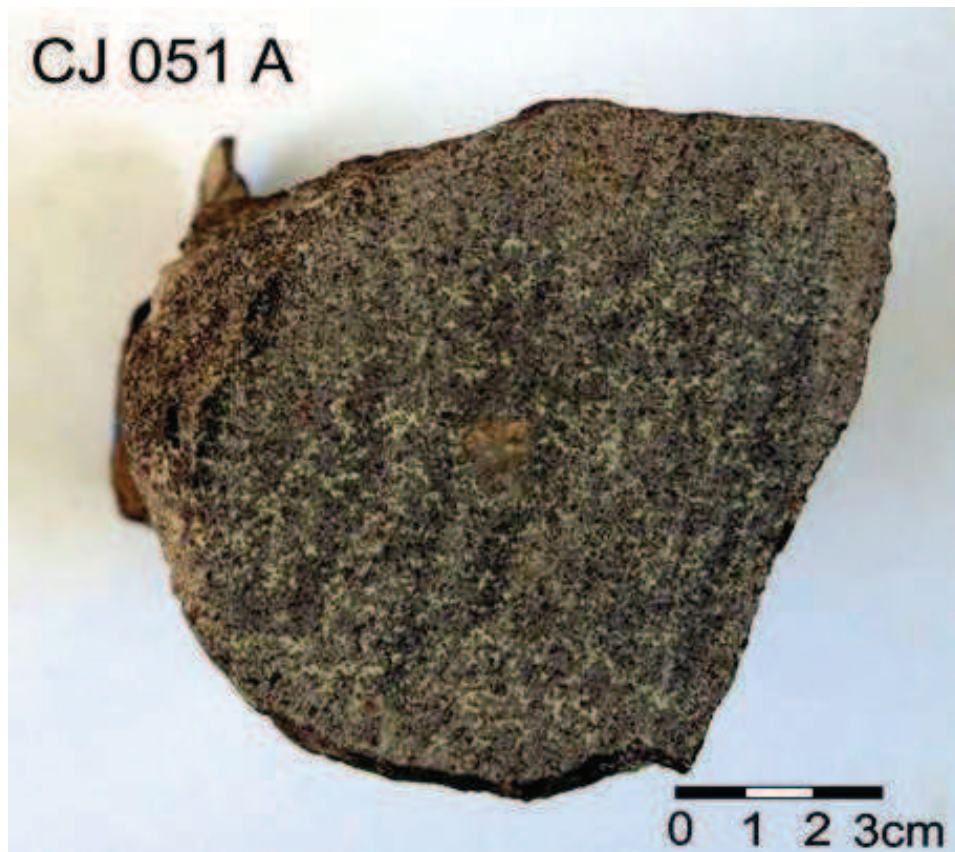


Figura 8.18. Basalto de coloração cinza claro com estrutura isotrópica e textura fanerítica equigranular média.

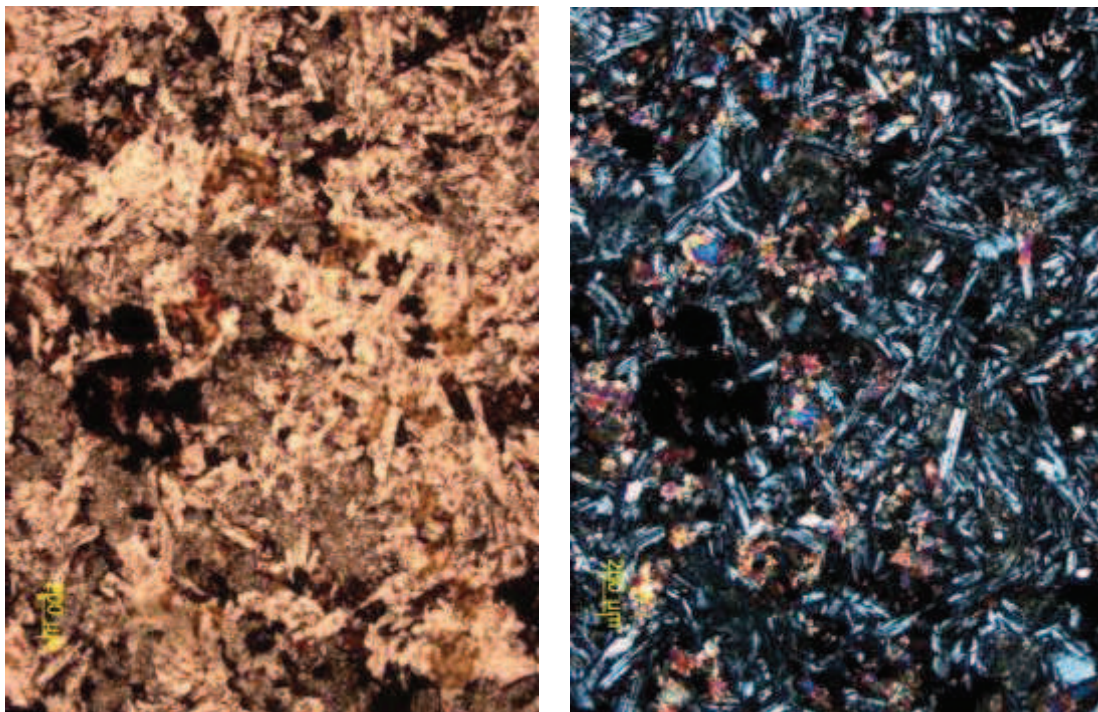


Figura 8.19. Lâmina CJ 051 A de basalto. Microscopicamente a rocha apresenta textura hipidiomórfica holocristalina equigranular média. A granulação é homogênea, situada entre 0,4 e 0,6mm, com alguns cristais de minerais opacos que ocorrem dispersos caoticamente pela lâmina e que atingem até 0,7mm. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).



Figura 8.20. Basalto de coloração cinza clara, estrutura isotrópica e textura fanerítica equigranular média, com presença de minerais de coloração verde (seladonita).

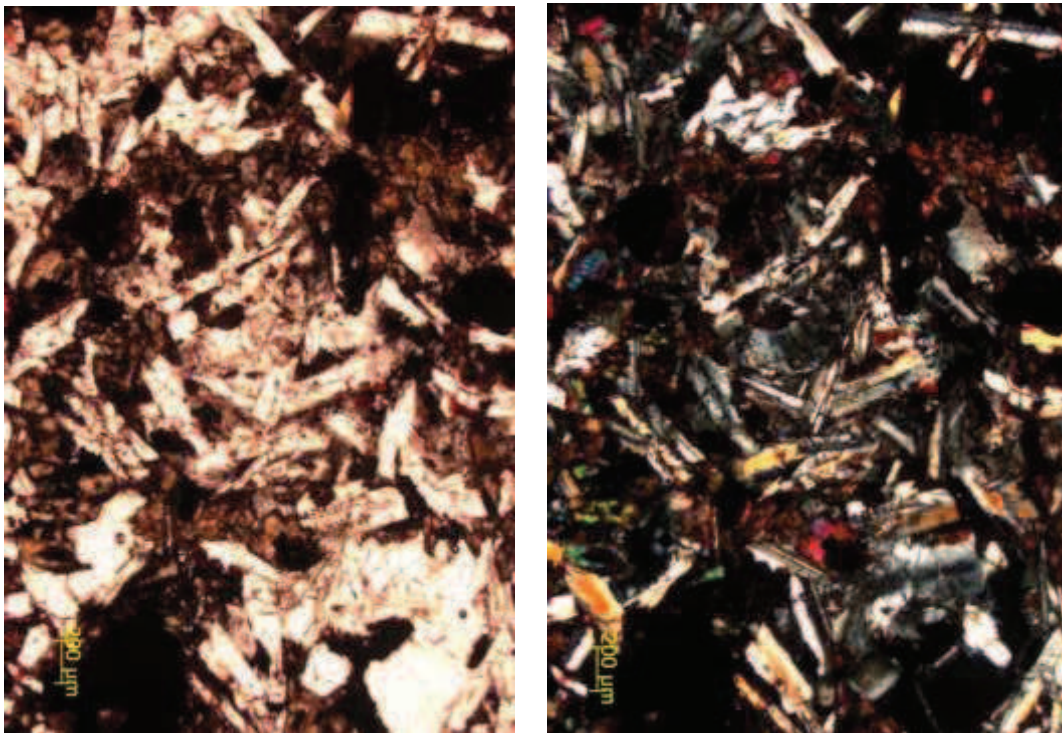


Figura 8.21. Lâmina CJ 102 de basalto. Microscopicamente a rocha apresenta textura hipidiomórfica holocristalina equigranular média. Composta essencialmente por piroxênio e plagioclásio, e seladonita. Em geral a granulação é homogênea, situada entre 0,3 e 0,7mm. Polarizador paralelo (A) e cruzado (B).

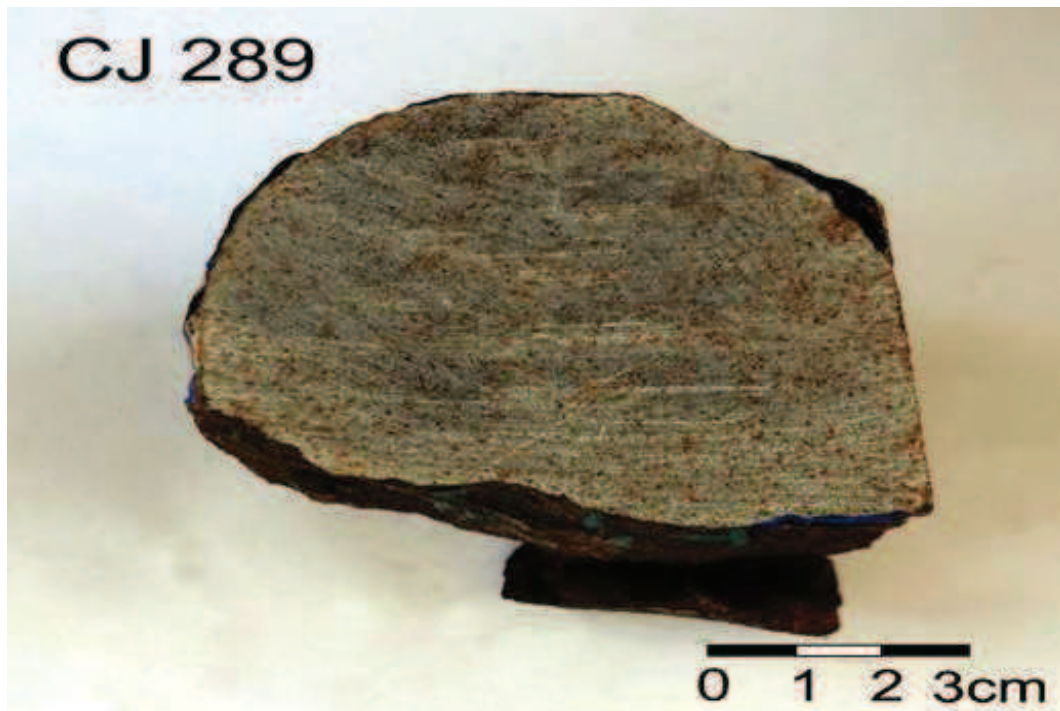


Figura 8.22. Basalto de coloração cinza claro com estrutura isotrópica e textura fanerítica equigranular média.

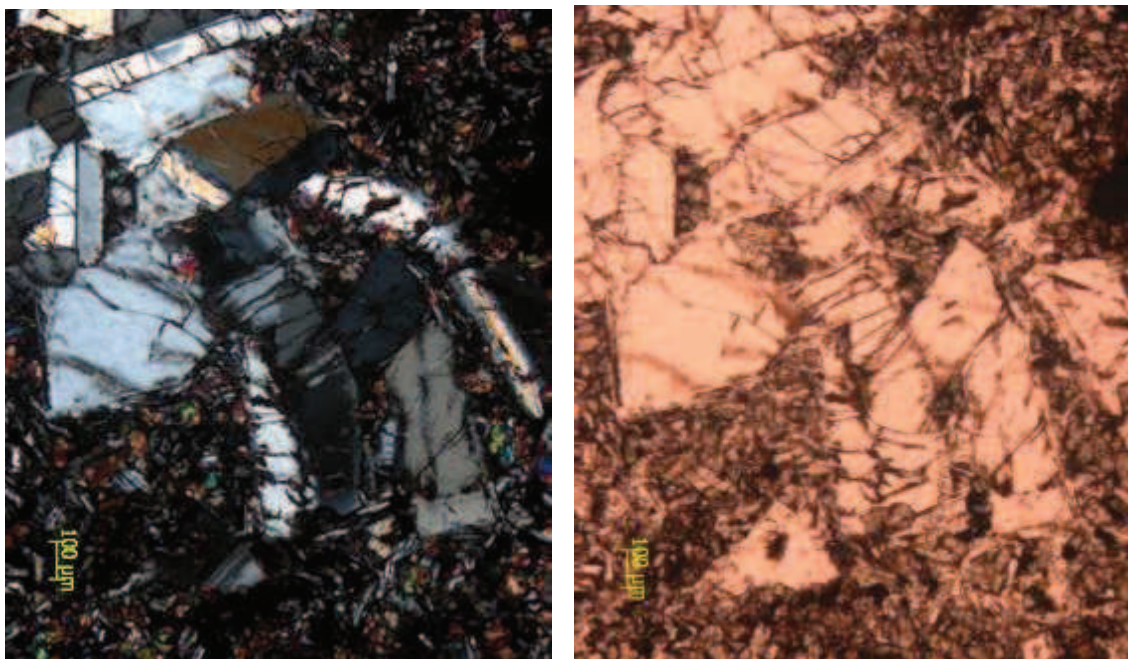


Figura 8.23. Lâmina CJ 289 de basalto. Microscopicamente a rocha apresenta textura glomeroporfírica holocristalina equigranular média, com presença localizada de fenocristais de plagioclásio, como no centro da fotomicrografia, que chegam a 2,0mm e apresentam-se fraturados. A granulação em geral é homogênea, situada entre 0,1 e 0,5mm, com fenocristais de até 2,0 mm. Polarizadores cruzados (A) e paralelos (B).

8.2.2.4. Brechas ígneas

As brechas ígneas são encontradas em extensos afloramentos circundando a área central (como anéis ao redor da estrutura) em meio aos basaltos, por vezes em contato

com o Arenito Homogêneo (vide mapa geológico anexo 1). São geralmente de fácil reconhecimento e apresentam fragmentos de rochas vulcânicas distintos com matriz vítrea (figuras 8.24 a 8.26 e 8.28). Para a classificação das brechas foram utilizados os critérios de Ulbrich (1986), que determina que estas são rochas constituídas de clastos angulosos a arredondados, de diâmetro superior a 2mm e originadas pela ação de processos ígneos ou que acompanham estes processos.

Em alguns pontos, como no CJ 073, os fragmentos de rochas presentes na brecha chegam a ser centimétricos (Figura 8.24). Em lâmina apresentam fragmentos de basaltos de diversas texturas, matriz avermelhada homogênea, cristais de quartzo, micas e microxenólitos (Figuras 8.27 e 8.29). Os fragmentos geralmente apresentam bordas arredondadas.



Figura 8.24. Afloramento, ponto CJ 073, com clastos centimétricos de basalto na brecha ígneade topo A A'.



Figura 8.25. Brecha ígnea, com cor avermelhada com fragmentos de basaltos da Formação Serra Geral. Brecha polimítica sustentada pela matriz. Ponto CJ 057.



Figura 8.26. Brecha ígnea com fragmentos de basalto e matriz vítrea.

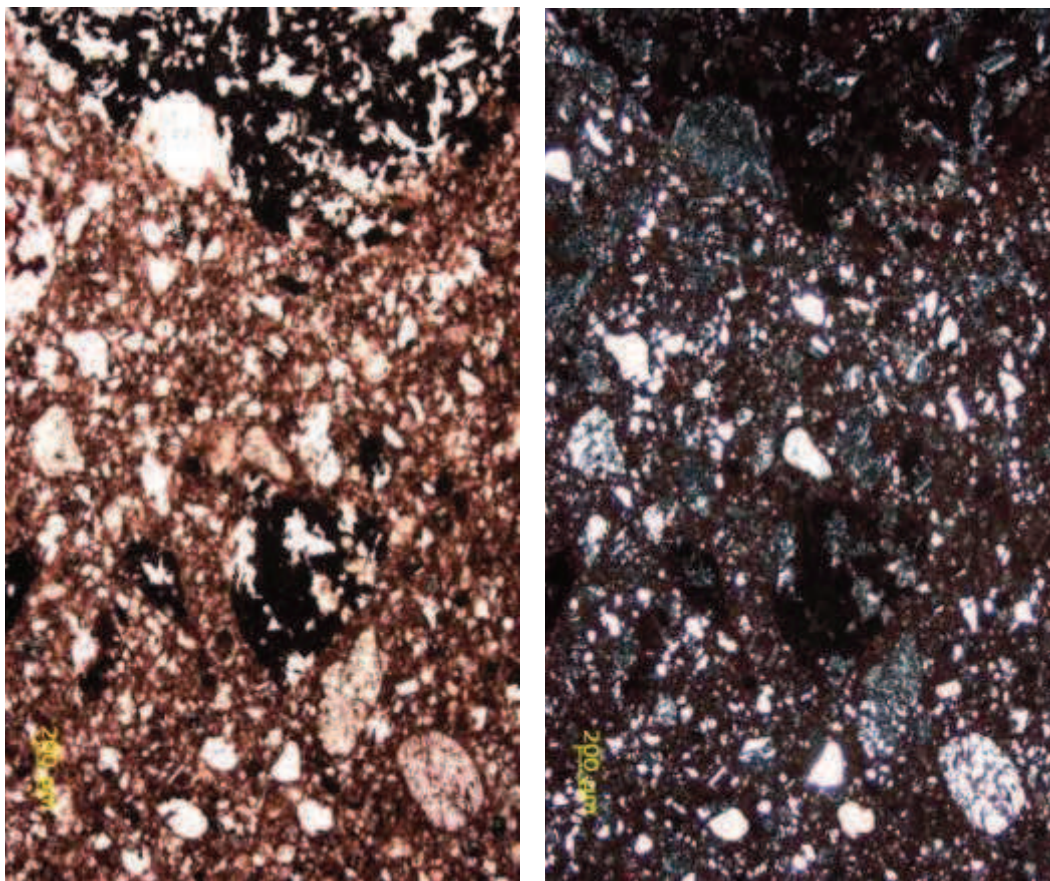


Figura 8.27. Brecha ígnea ponto CJ 057. Microscopicamente observa-se que a matriz possui granulação fina a muito fina, criptocristalina. Brecha polimítica sustentada pela matriz, com grãos de quartzo e fragmentos de basalto, com bordas arredondadas. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

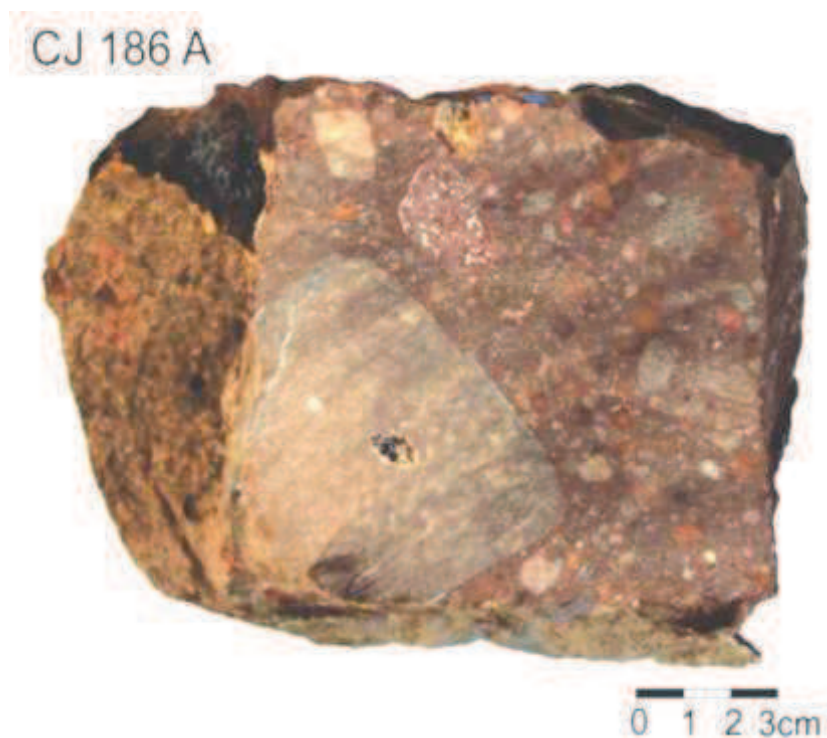


Figura 8.28. Brecha ígnea de coloração arroxeada com fragmentos de até 6 cm constituídos por basaltos.

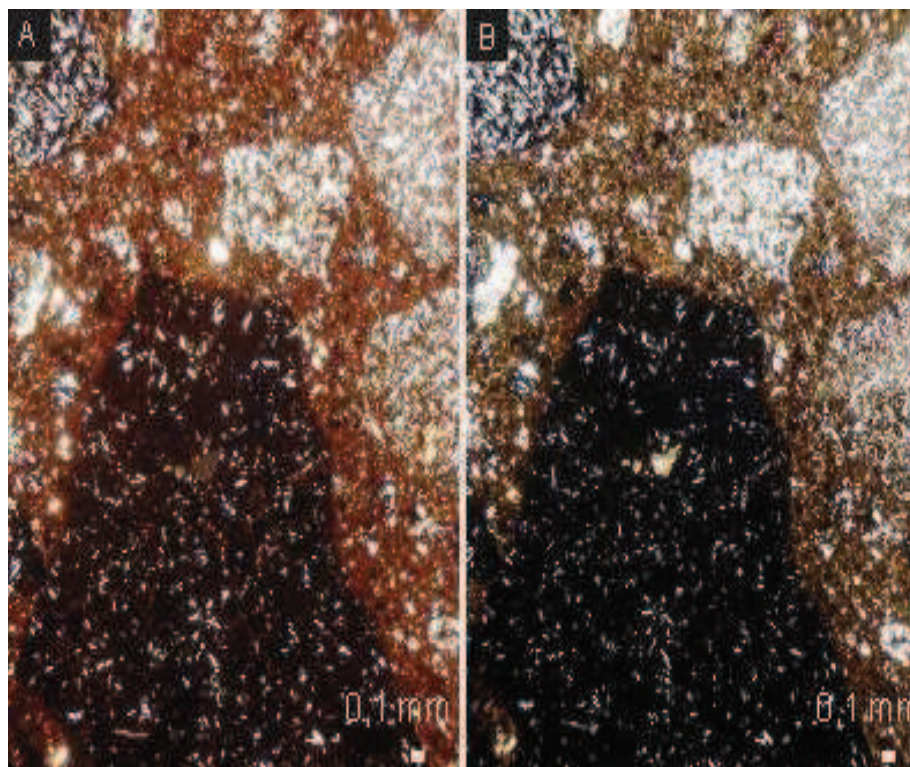


Figura 8.29. Brecha ígnea ponto CJ 186 A. Microscopicamente a rocha apresenta uma matriz fina a muito fina, criptocristalina, com fragmentos de basalto variando de 0,02 mm a 3cm. Fragmentos de basaltos distintos, variando de texturas holocristalinas fina a médias. Polarizadores cruzados (A) e paralelos (B).

8.2.2.5. Arenitos Intertrapa

Os arenitos intertrapa são encontrados em meio aos basaltos, em afloramentos de extensão variada, apesar de aflorarem em topos entende-se que há basaltos por cima e por baixo dos mesmos. (Mapa geológico Anexo 1). De coloração que varia de avermelhada (Figura 8.30) a amarela, muito silicificados, apresentam-se em lâmina petrográfica com granulação média, grãos bem selecionados, subarredondados e não deformados (Figura 8.31). Formados essencialmente por quartzo, micas, turmalina, zircão e feldspatos, suas características os distinguem facilmente dos outros arenitos presentes na área pois apresentam grãos subarredondados, são matriz sustentados, silicificados e não apresentam feições de deformação.

CJ 061



Figura 8.30. Arenito intertrapa de coloração avermelhada, homogêneo, granulação média a grossa, grãos subarredondados.

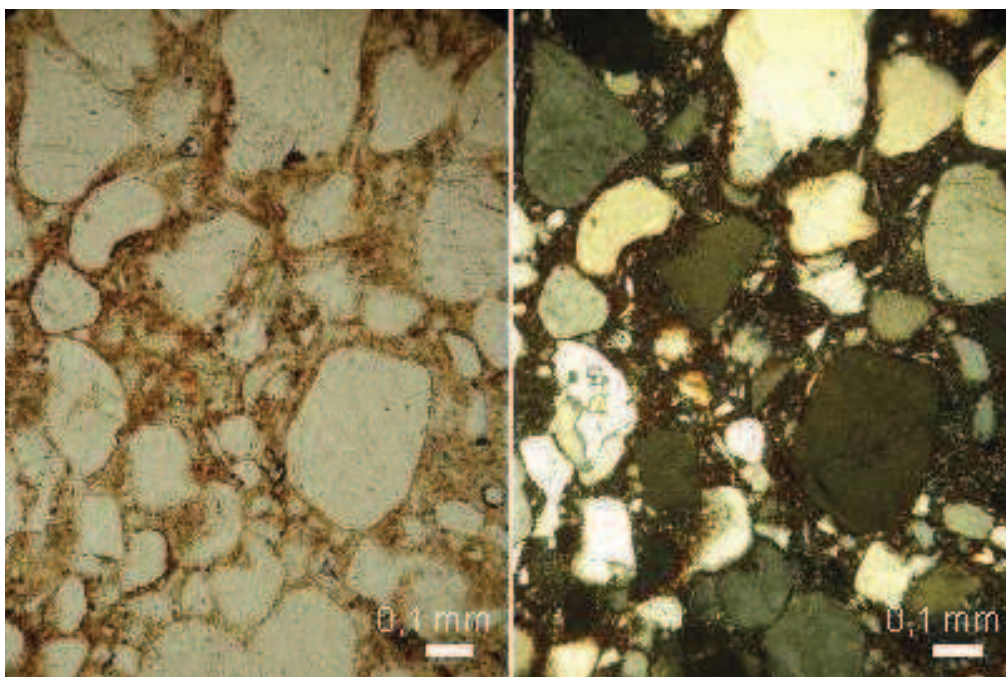


Figura 8.31. Lâmina do arenito intertrapa CJ061. Arenito com grãos subarredondados a subangulares, médios a grossos, matriz sustentado. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

8.2.2.6. Basaltos internos com feições de deformação

Estes basaltos foram diferenciados em campo, amostras de mão e lâminas petrográficas. Na figura 8.32 é possível verificar os locais onde estes basaltos foram encontrados.

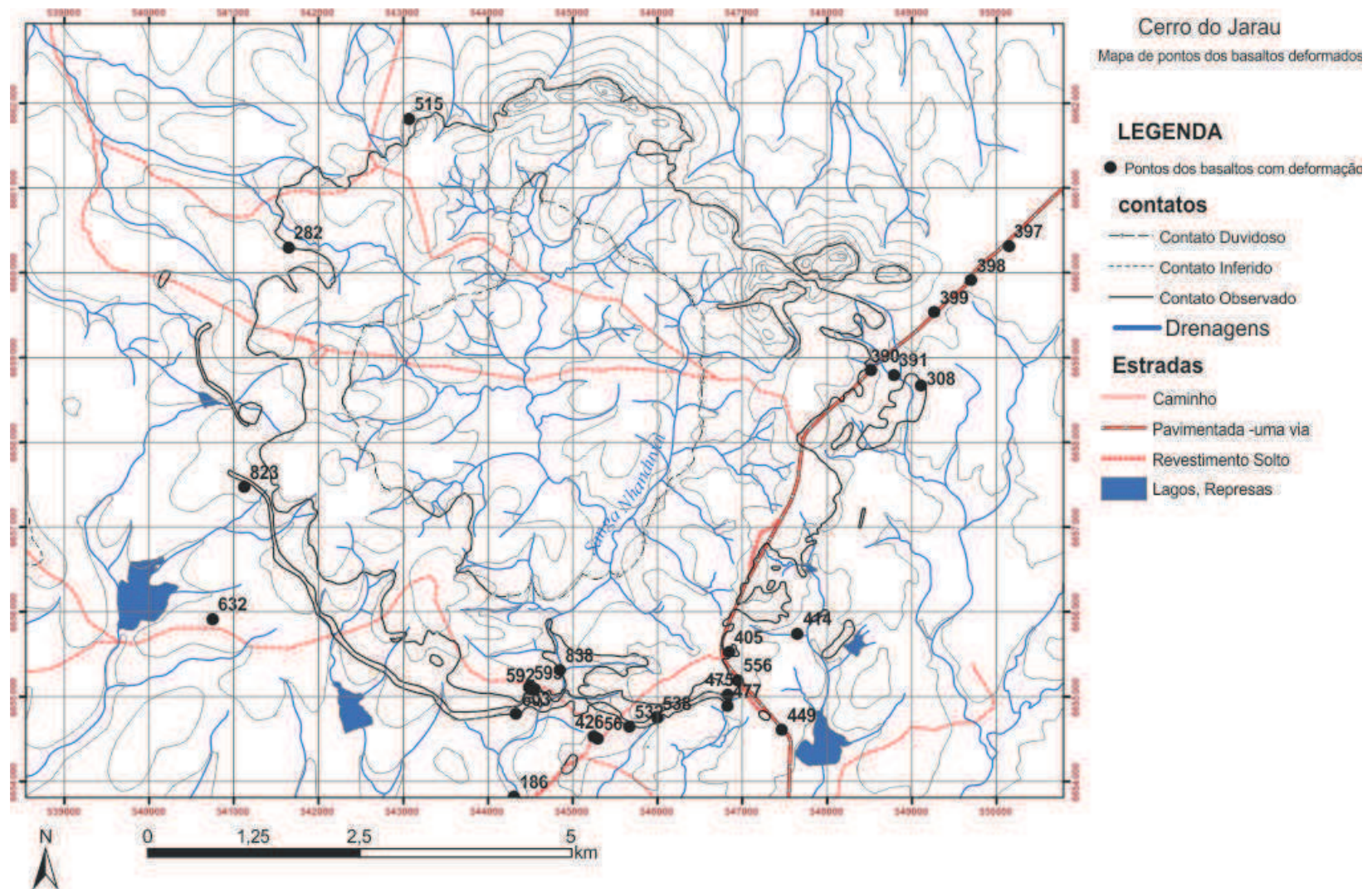


Figura 8.32. Mapa dos pontos dos basaltos com feições de deformação.

Uma das feições de deformação é encontrada em afloramentos na borda da estrutura. Caracteriza-se por basaltos brechados com veios preenchendo fraturas que fragmentaram algumas porções de rocha. Os veios são avermelhados (Veios tipo 1 – Figuras 8.33 a 8.40) e são compostos por material basáltico cominuído, como será detalhado no capítulo 11.

Outra feição de deformação pode ser encontrada nos basaltos não brechados, como veios de quartzo que preenchem fraturas, normalmente retilíneos, que cortam todo o afloramento (Veios tipo 2 – Figuras 8.41 e 8.42).

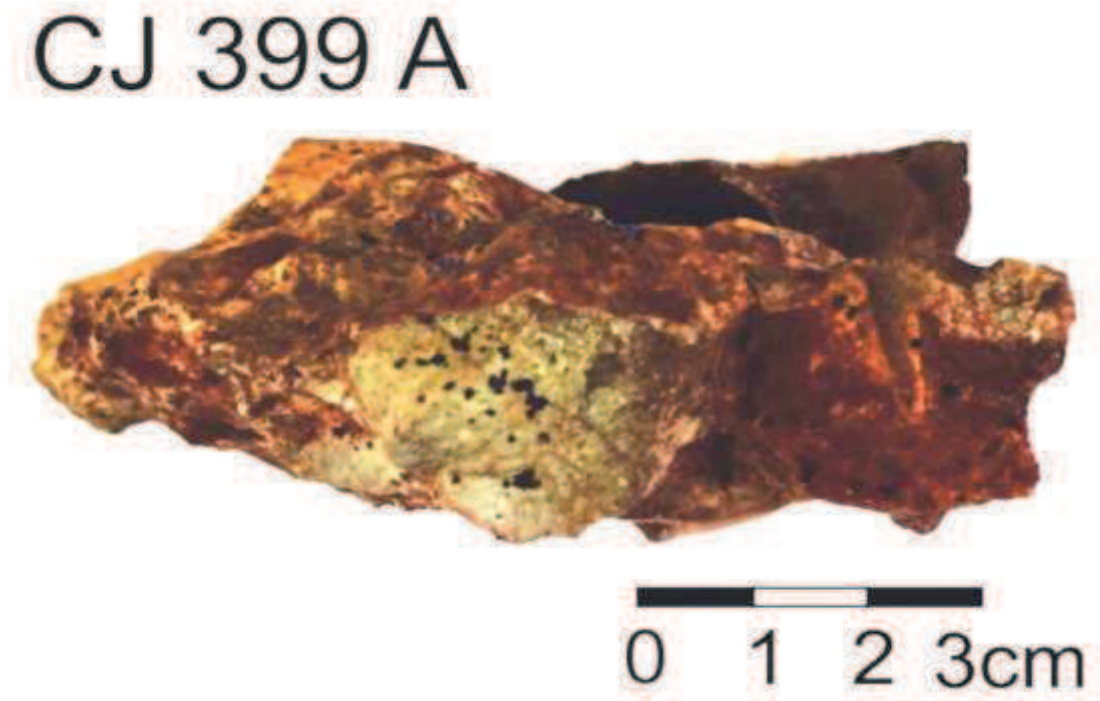


Figura 8.33. Basalto de coloração avermelhada com veios do Tipo 1. Estrutura isotrópica e textura afanítica. Ponto CJ 399 A.

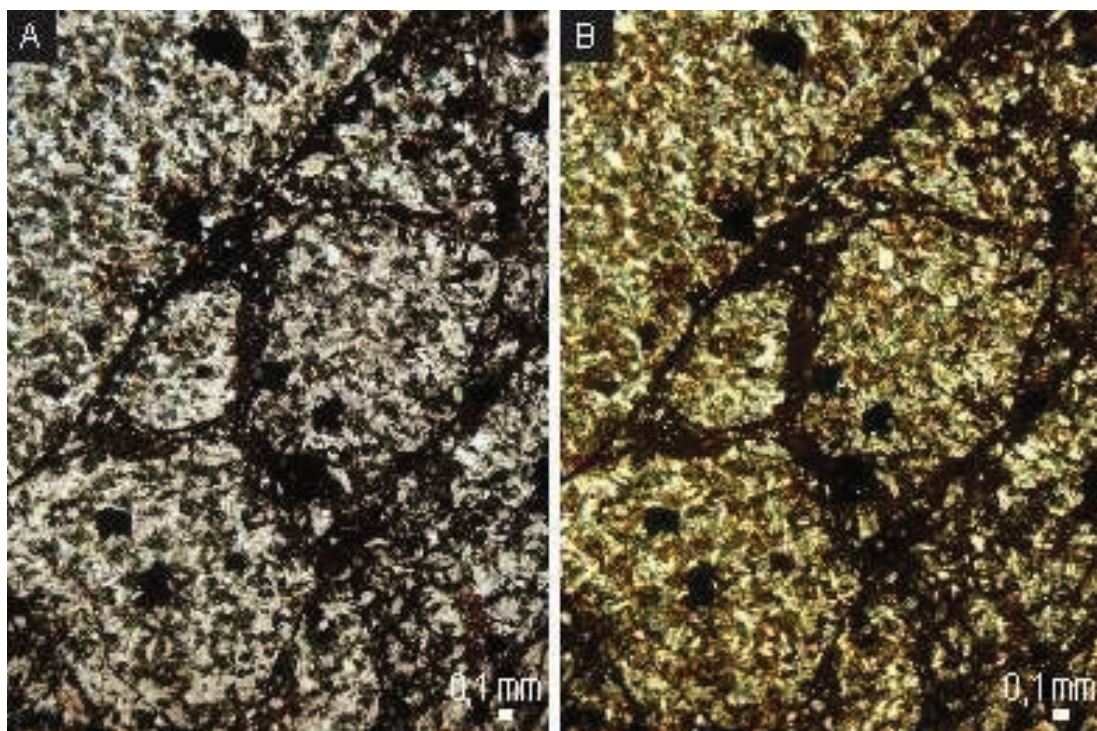


Figura 8.34. Lâmina CJ 399 de basalto. Microscopicamente a rocha é um basalto hipidiomórfico holocristalino equigranular fino com presença de estruturas fluidais que caracterizam veios avermelhados. A granulação é bastante homogênea, situada entre 0,05 e 0,2mm. No veio estão presentes fragmentos de cristais de quartzo. Os veios ocorrem preenchendo fraturas pré existentes na rocha. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

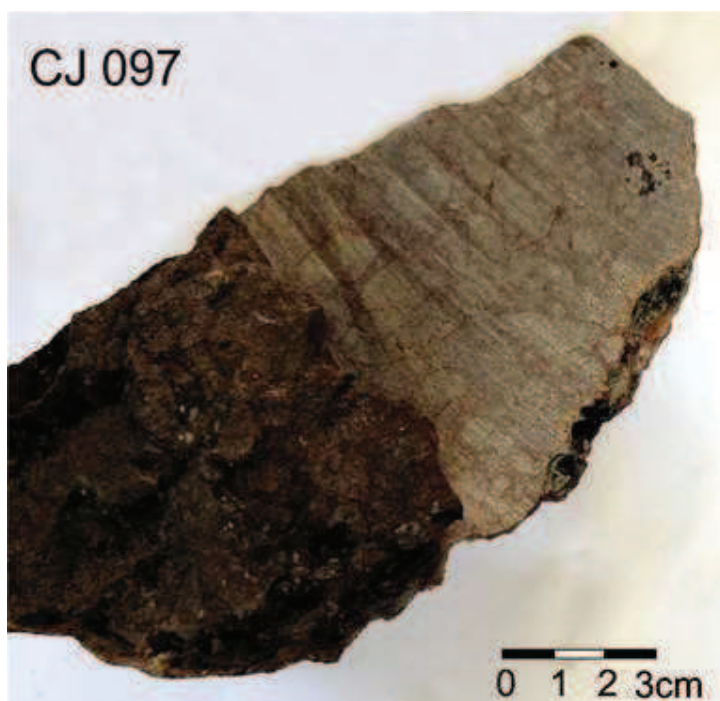


Figura 8.35. Amostra de mão do Ponto CJ 097, com textura afanítica, equigranular fino, holocristalino. Apresenta veios avermelhados do Tipo 1, com textura tipo “quebra-cabeça”. A porção direita da amostra apresenta-se serrada para laminação.

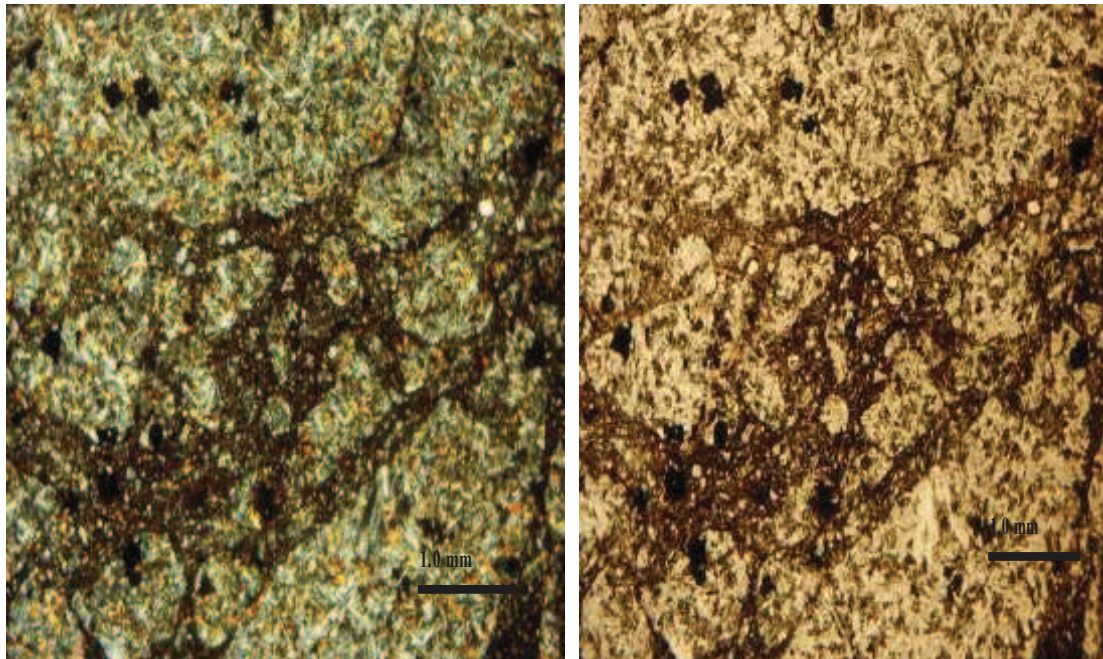


Figura 8.36. Basalto ponto CJ 097. Microscopicamente a rocha é isotrópica, com presença de estrutura fluidal que caracteriza o veio avermelhado, veios que brecham a rocha e apresentam cristais de quartzo dispersos. Apresenta textura hipidiomórfica holocristalina fina com suave desorientação dos minerais. Em termos gerais a granulação é homogênea, situada entre 0,05 e 0,1 mm. Presença de minerais opacos dispersos caoticamente pela lâmina. Polarizadores cruzados (A) e paralelos (B).



Figura 8.37. Amostra de mão do Ponto CJ 426, basalto equigranular fino, com textura afanítica. Presença de veios avermelhados do Tipo 1, que são preenchidos por material fino. Seção do lado esquerdo da amostra serrada.

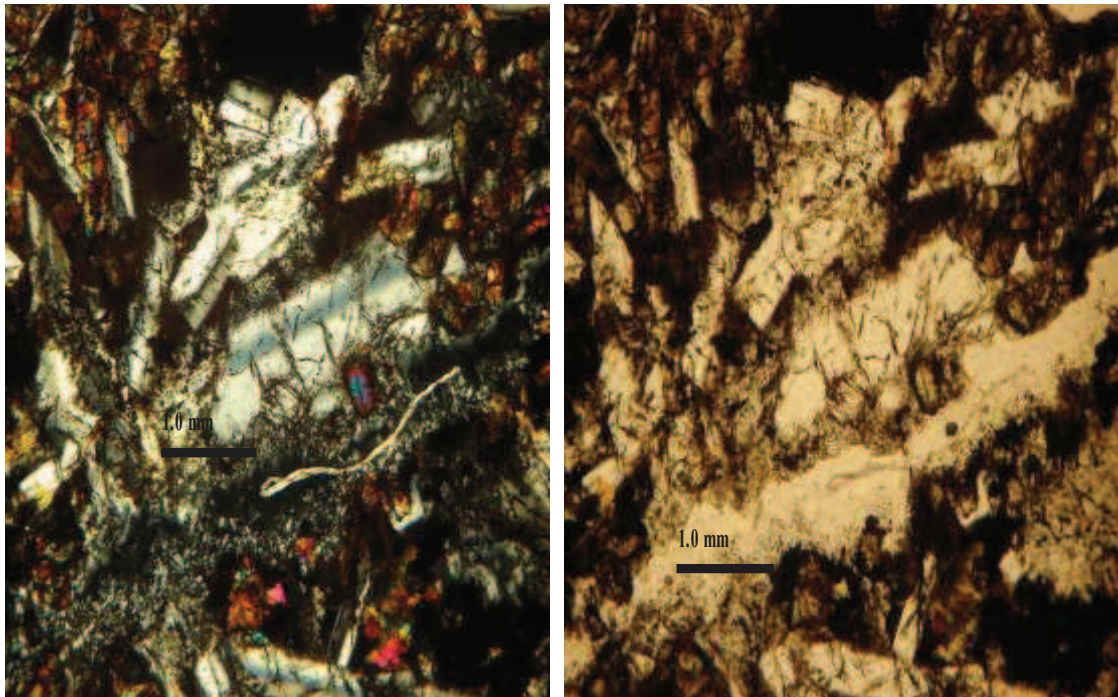


Figura 8.38. Lâmina do Ponto CJ 426, com presença de glômerocristal de plagioclásio, fraturado. Na parte inferior da lâmina nota-se uma recrystalização de grãos de quartzo. Polarizadores cruzados (A) e paralelos (B).



Figura 8.39. Basalto Ponto CJ 405 evidenciando o veio avermelhado do Tipo 1, preenchendo fraturas existentes na rocha. Nota-se a presença de fragmentos de basalto no veio.

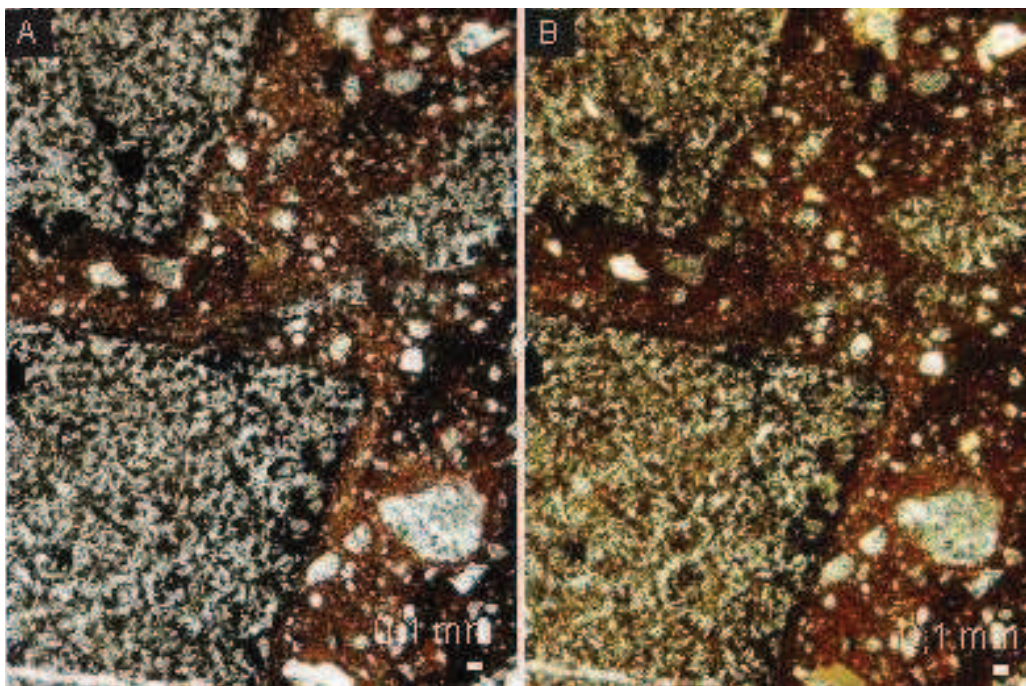


Figura 8.40. Lâmina de basalto ponto CJ 405. Microscopicamente a rocha apresenta o veio que preenche fraturas pré existentes no basalto. O veio avermelhado contém cristais de quartzo e mica. Na parte brechada a rocha apresenta fragmentos angulares do basalto encaixante, como é possível verificar na fotomicrografia. O basalto é em geral isotrópico, com textura hipidiomórfica holocristalino equigranular fino. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

CJ 186 B



Figura 8.41. Rocha de coloração cinza a avermelhada. Apresenta textura subfanérita equigranular fina com presença de veio do Tipo 2, formado por quartzo. Ponto CJ 186.

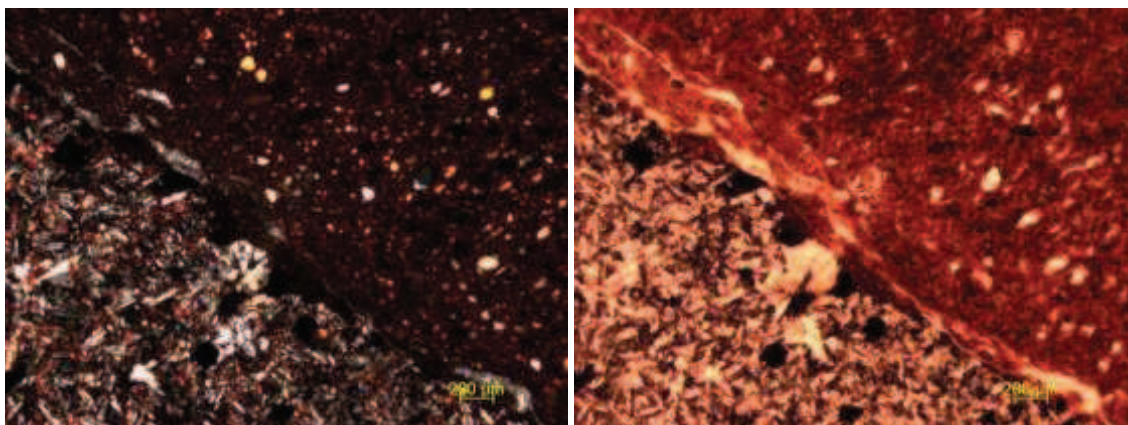


Figura 8.42. Lâmina CJ 186 B. A fotomicrografia apresenta o contato do basalto com o veio do Tipo 2, de quartzo, sendo o basalto isotrópico com textura hipidiomórfica, holocristalino intergranular de granulação fina. Em termos gerais a granulação é homogênea. O veio é caracterizado por uma massa avermelhada com cristais de quartzo dispersos, o contato entre o veio e a encaixante é abrupto. Polarizadores cruzados (A) e paralelos (B).

8.3. Arenitos

Os arenitos afloram em toda a região, grande parte nos cortes de estrada ao longo das rodovias que acessam a área do Cerro do Jarau são pertencentes a Formação Botucatu (DNPM 2010), com presença de dunas e estratificações cruzadas de médio a grande porte, como observado no BR-293 (Figuras 8.43 e 8.44). Os grãos em geral são subarredondados, bem selecionados com granulação que varia de média a grossa.

Na região da cidade de Quaraí são encontrados Arenitos Laminados e bandados (Figura 8.45), com granocrescência ascendente. Em lâmina petrográfica apresentam textura fina com alguns grãos grossos subarredondados, homogêneos, pouco fraturados, sem extinção ondulante no quartzo com a presença de feldspato. Topograficamente acima destes Arenitos Laminados (Figura 8.46) foram encontrados arenitos grossos, com mergulho de 30° para NE com uma espessura de cerca de 20 metros.



Figura 8.43. Dunas eólicas pertencentes à Formação Botucatu com estratificação cruzada de grande porte sotoposta por basaltos da Formação Serra Geral a direita da foto com contato em preto. Ponto CJ 465, na BR-293.



Figura 8.44. Afloramentos do ponto CJ 469 na BR-293 arenitos com estratificação cruzada de grande porte, pertencente à Formação Botucatu, a leste da Cidade de Quaraí.



Figura 8.45. Afloramento de arenito, próximo a cidade de Quaraí, bandado e laminado, com granulação fina a média. Ponto CJ 460.



Figura 8.46. Afloramento no ponto CJ 455 de arenitos grossos a Norte da cidade de Quaraí, este afloramento se encontra em meio a basaltos.

Os arenitos encontrados na área interna ocorrem no centro da estrutura circular (figura 8.1) e podem ser separados em conglomeráticos da base, Homogêneos intermediários e Laminados do topo.

8.3.1. Arenitos conglomeráticos

Os arenitos conglomeráticos são encontrados no contato entre o basalto com o Arenito Homogêneo, são pontuais e apresentam granulação variada, com grãos extremamente fraturados, e clastos de basalto (Figuras 8.47 e 8.49).

Em sua mineralogia pode-se encontrar feldspatos e piroxênios oriundos dos basaltos e em lâmina petrográfica é possível identificar a recristalização do quartzo (Figuras 8.48 e 8.50).

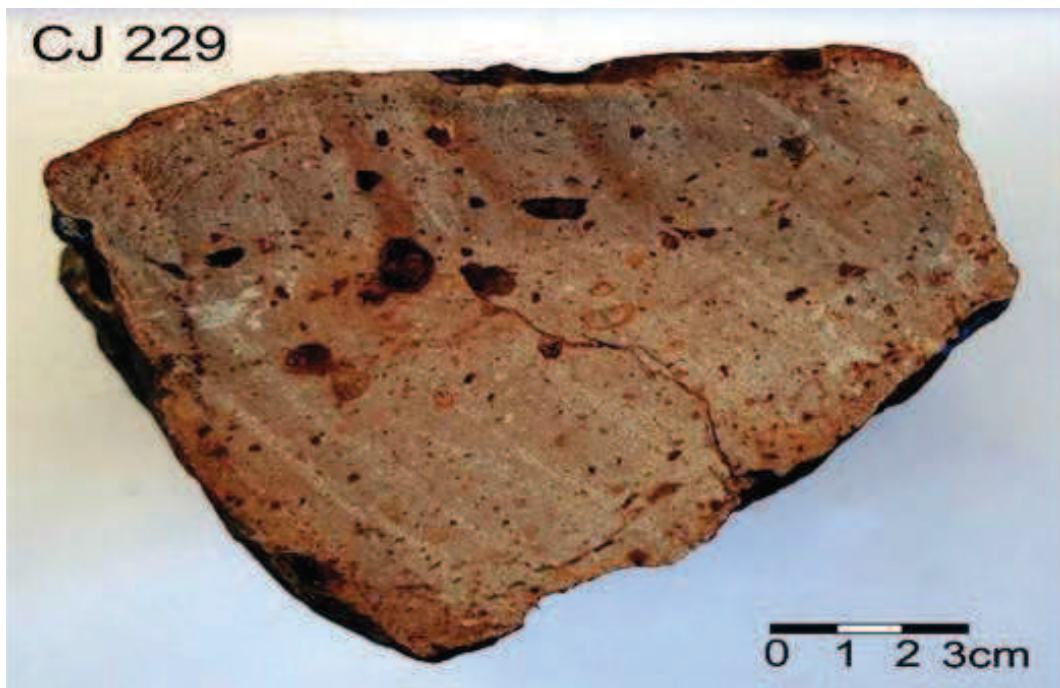


Figura 8.47. Arenito conglomerático, de coloração rósea com granulação fina a média, com fragmentos de basalto. Ponto CJ 229.

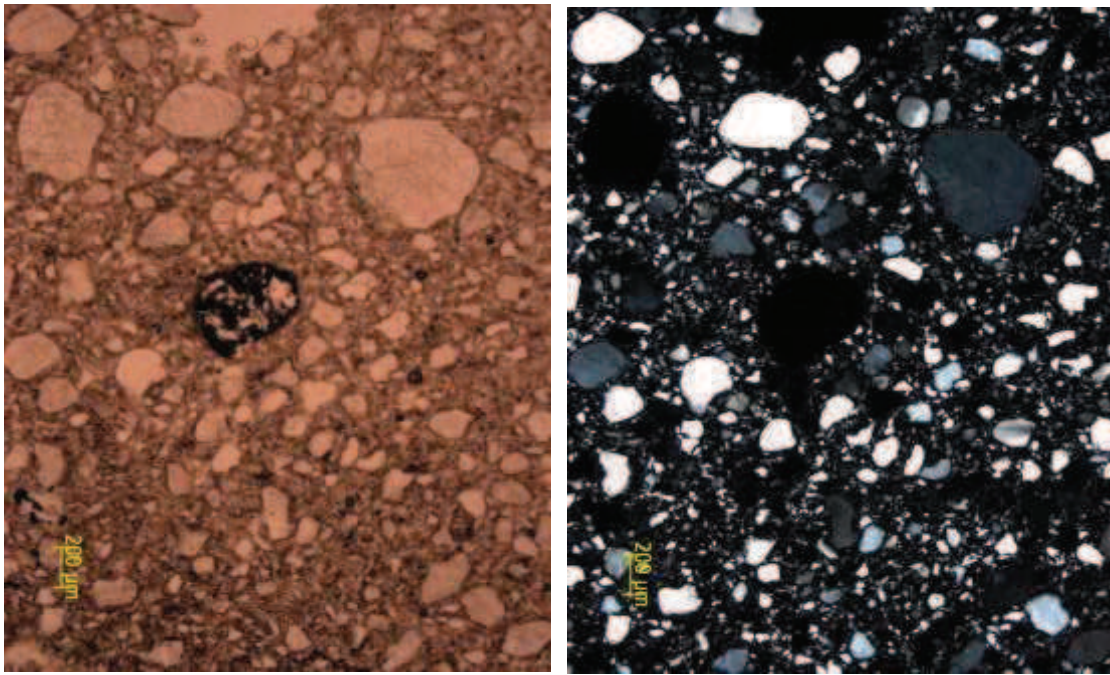


Figura 8.48. Lâmina arenito conglomerático Ponto CJ 229. Microscopicamente a rocha apresenta granulação fina a média com grãos subarredondados a subangulares, alguns grãos estão fraturados, com fraturas que não ultrapassam o limite do grão. Presença de fragmentos de basalto com até 0,6mm. Rocha matriz sustentada. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

CJ 513

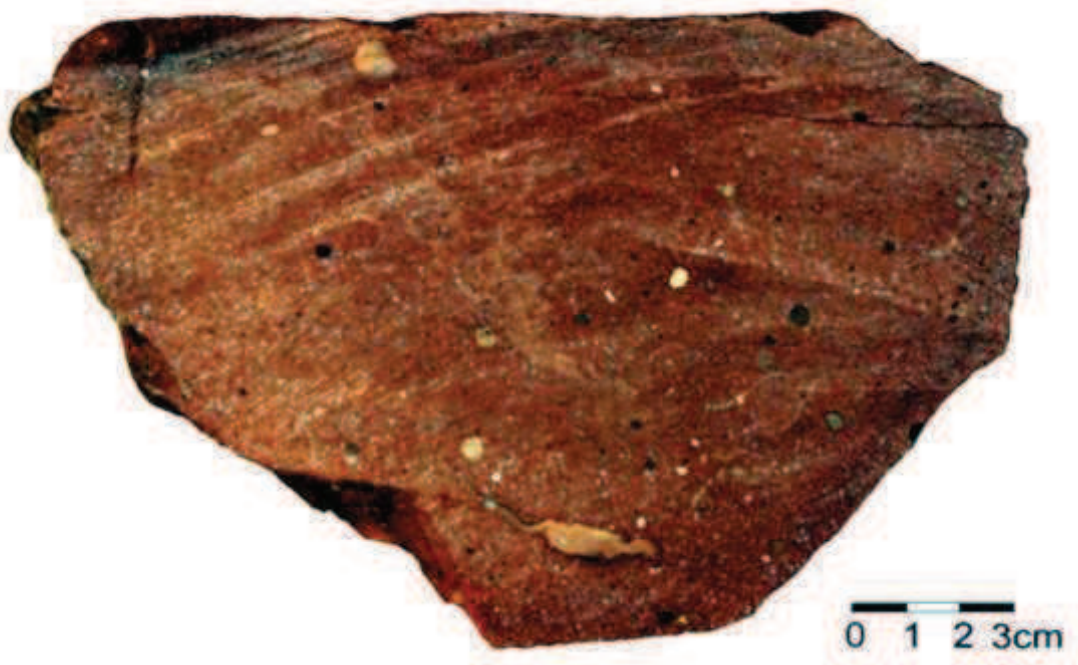


Figura 8.49. Arenito conglomerático, de coloração alaranjada com granulação média a grossa e presença de fragmentos de basalto. Ponto CJ 513.

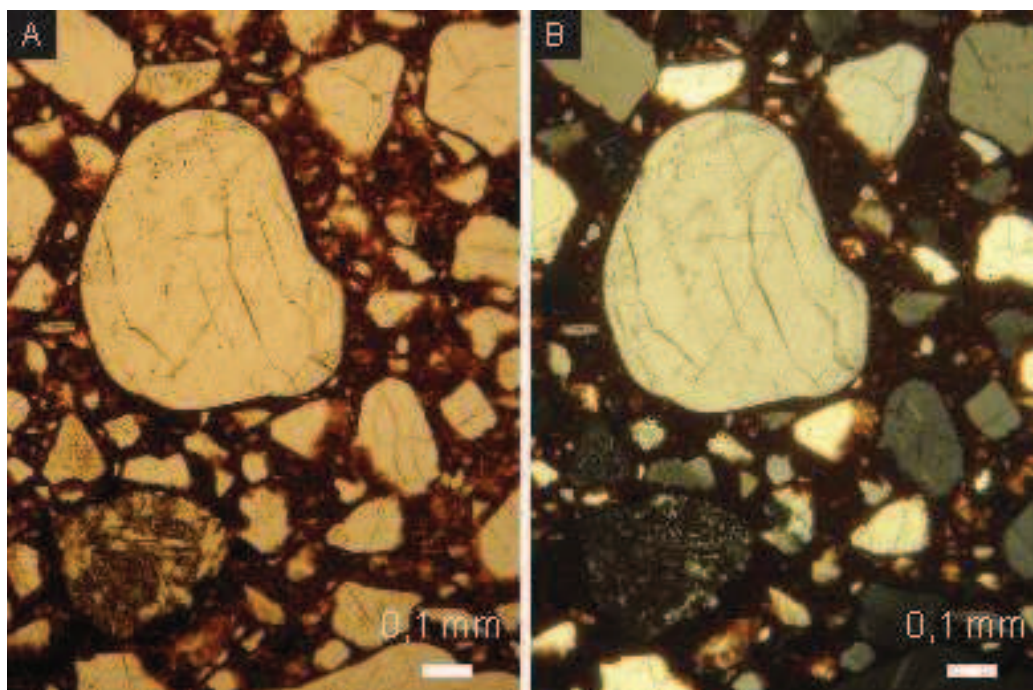


Figura 8.50. Lâmina arenito conglomerático ponto CJ 513. Microscopicamente a granulação dos grãos de quartzo varia de média a grossa com grãos subarredondados a subangular com fraturas intragranulares. Arenito matriz sustentado com matriz argilosa. Presença de fragmentos de basalto subarredondados, à exemplo na parte inferior esquerda da fotomicrografia. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

8.3.2. Arenito Homogêneo

O Arenito Homogêneo é assim denominado para se diferenciar do Arenito Laminado, ele não se apresenta homogêneo, mas sim com fraturas e dobras. São arenitos provavelmente de origem eólica e estão presentes em toda a borda da cratera formando um semi-círculo na porção Norte da área, enquanto na porção sul aflora em menores extensões mas não menos expressivas. Apresentam dobras de pequenas e grandes amplitudes principalmente na borda SW da cratera, sendo que algumas dobras de pequeno porte foram descritas também na área SE da mesma.

Estes arenitos são em geral homogêneos, de coloração esbranquiçada a bege, com estratificações cruzadas de pequeno a médio porte (Figura 8.51). Em apenas dois afloramentos foram verificadas estruturas primárias preservadas, como concreções caracterizadas por migração de sílica e posterior silicificação. (Figura 8.52).



Figura 8.51. Estratificação cruzada de médio porte na porção Norte da área, no Arenito Homogêneo.



Figura 8.52. Ponto CJ 351, concreções no Arenitos Homogêneo, indicando preservação de estruturas primárias da rocha.

Em amostra de mão é possível verificar a esfericidade dos grãos, a granulação fina a média e sua silicificação (Figuras 8.53 e 8.55). Na maioria das lâminas os grãos apresentam intenso faturamento, são subangulares a subarredondados, bem selecionados

e alguns apresentam recristalização nas bordas (Figuras 8.54 e 8.56). Apresentam granulação média entre 0,25 a 0,5 mm, com cerca de 90% de cristais de quartzo, 5% de feldspatos e 5% de minerais acessórios. O contato entre os grãos e matriz mais fina constituída por cristais de quartzo é predominantemente pontual.

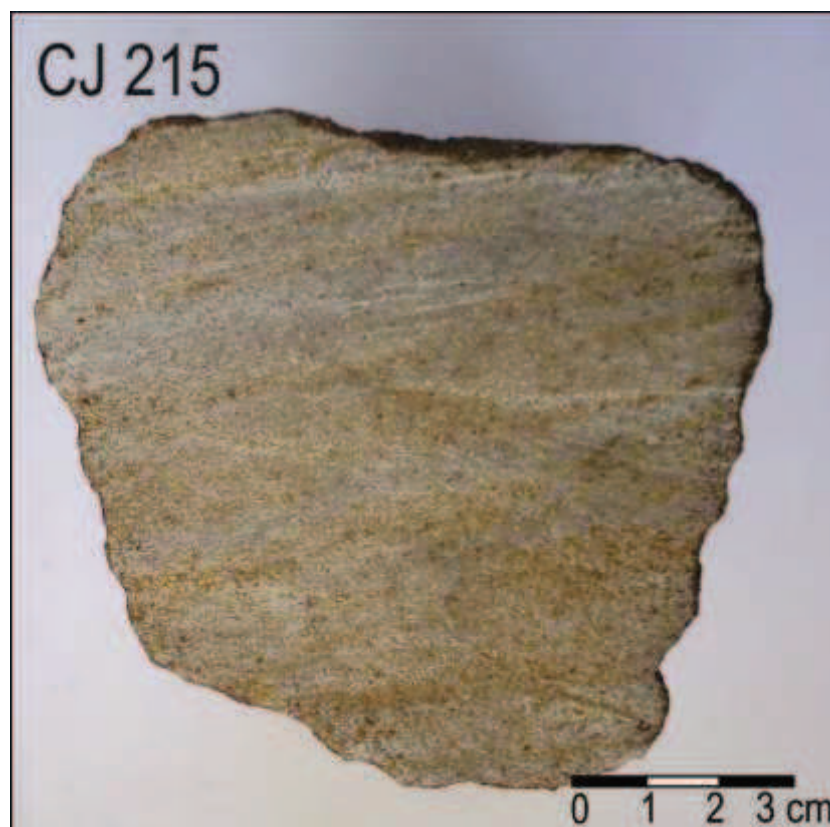


Figura 8.53. Amostras de mão Arenito Homogêneo ponto CJ 215. Arenito Homogêneo, granulação média, grãos subarredondados.

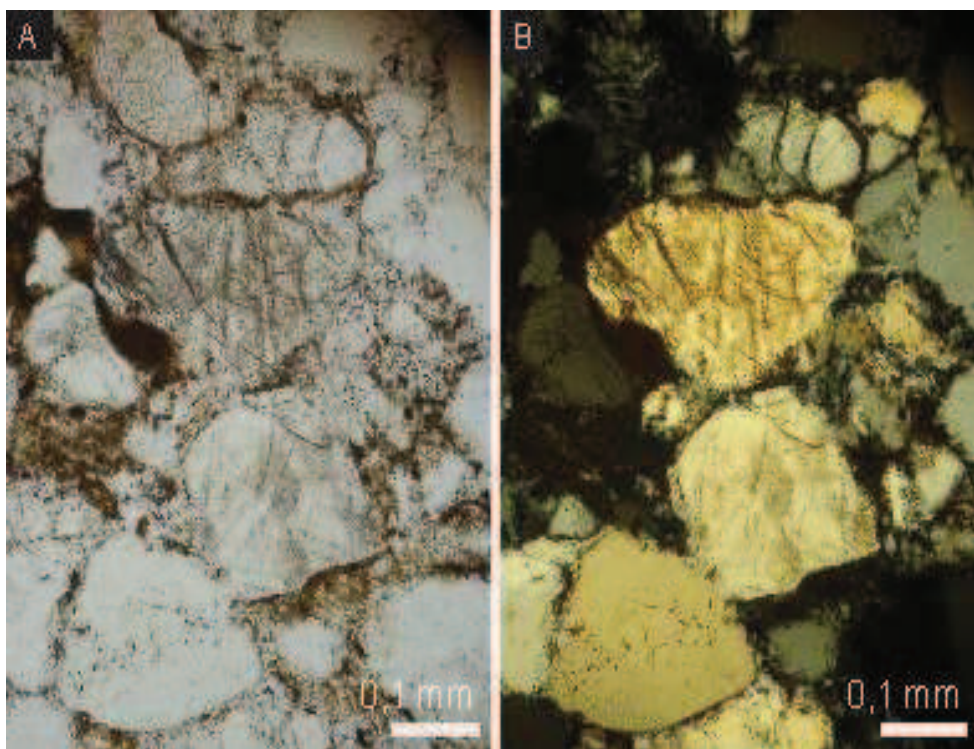


Figura 8.54. Arenito Homogêneo lâmina do ponto CJ 215. Microscopicamente a rocha apresenta grãos de quartzo com granulação média, grãos subarredondados e fraturados. As fraturas não ultrapassam o limite do grão, os grãos são rompidos e a abertura preservada entre os planos pode indicar o preenchimento posterior ao evento de deformação. O padrão de fraturamento é diferente em cada grão. A matriz é composta por quartzo muito fino, recristalizado. A rocha não apresenta estratificação. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).



Figura 8.55. Amostra de mão do ponto CJ 171 de Arenito Homogêneo, com grãos subarredondados e granulação fina a média.

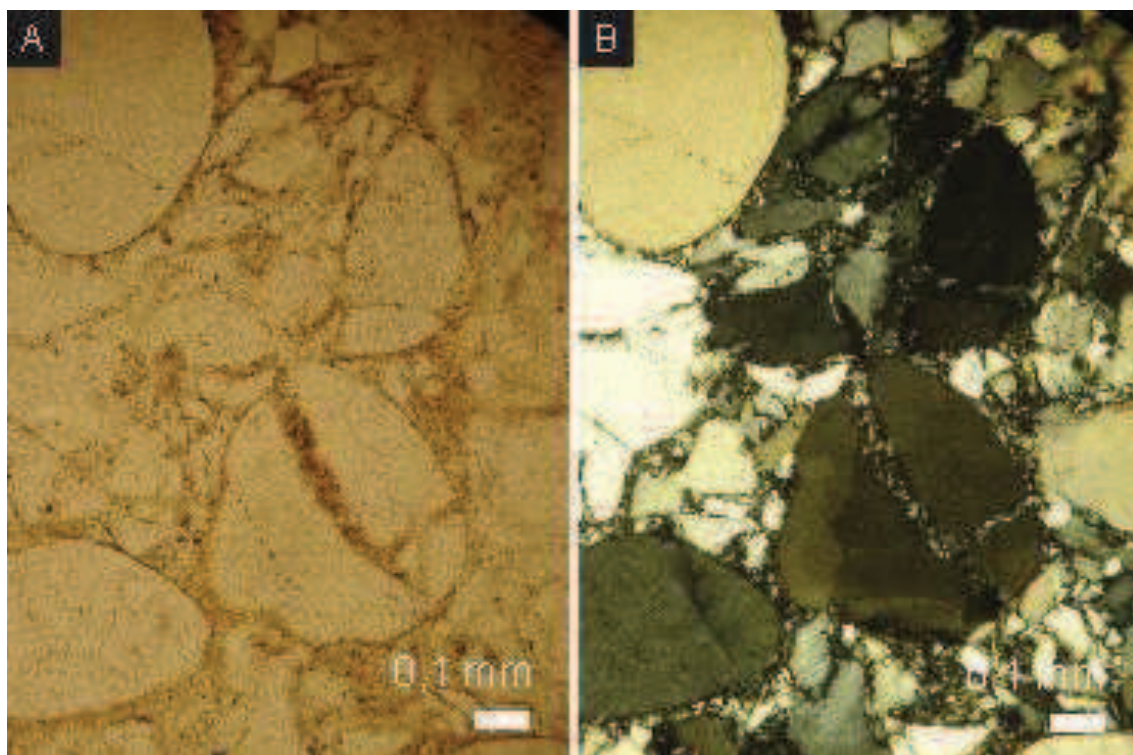


Figura 8.56. Arenito Homogêneo lâmina do ponto CJ 171. Microscopicamente a rocha apresenta grãos de quartzo subarredondados, bem selecionados, fraturados. As fraturas são decorrentes de um evento anterior ao preenchimento das mesmas, que fraturou os cristais e preservou a abertura das fraturas. Arenito grão sustentado. Não apresenta estratificação. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

8.3.3. Arenito Laminado

O Arenito Laminado está presente no centro da estrutura (Mapa geológico Anexo 1), provavelmente de origem flúvio-eólica devido a composição com lâminas de argila intercaladas com arenitos finos. São encontradas com frequência pequenas falhas e dobras em escalas diversas, que deformam o acamamento. A orientação do acamamento em geral é muito heterogênea, com angulações diversas, chegando a verticais em diversos locais (Figuras 8.57 e 8.60).

Diferencia-se do Arenito Homogêneo pela presença de laminação com camadas de argila intercaladas. Sua composição varia de grãos finos a médios, com coloração amarelada a avermelhada (Figuras 8.58, 8.59, 8.61), suas bandas de argila variam de amarelo ocre a vermelho. Encontra-se com o plano de estratificação fortemente perturbado e apresenta estratificações cruzadas de pequeno porte, por vezes invertidas. São friáveis e pouco coesos. Seus grãos apresentam-se intensamente fraturados (Figura 8.62).

Exemplos pontos CJ 016, CJ 163 e CJ 513:



Figura 8.57. Afloramento de Arenito Laminado com acamamento subvertical ponto CJ 016.



Figura 8.58. Arenito Laminado de coloração amarelada e granulação fina.

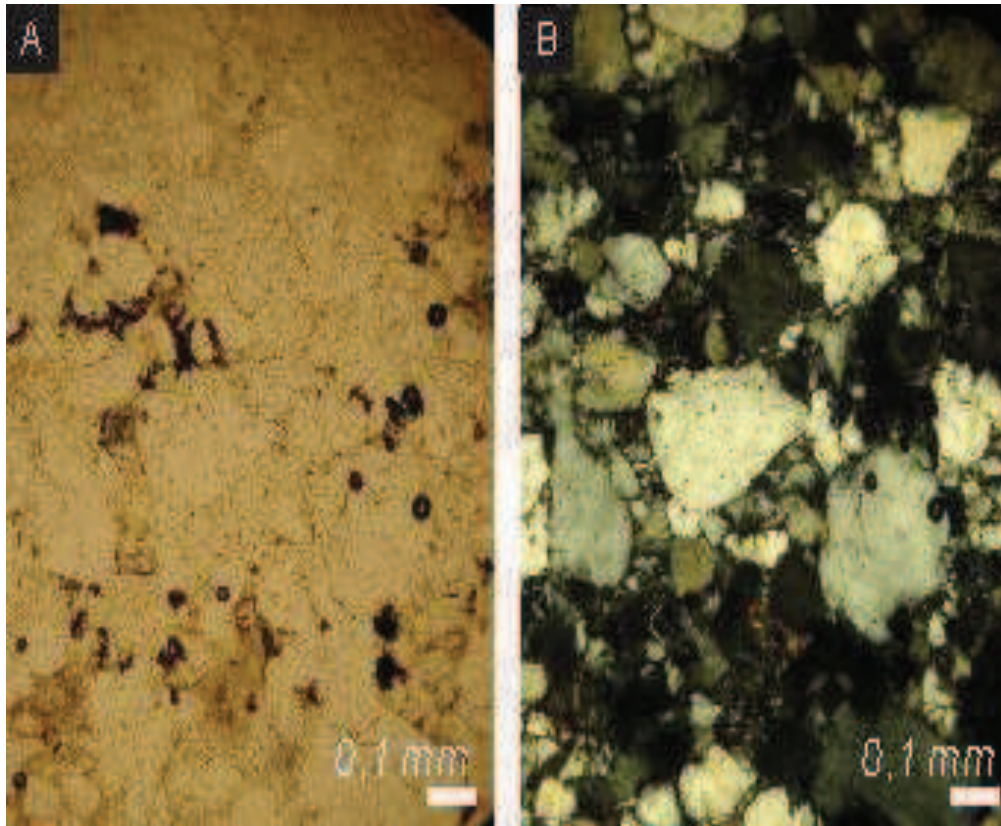


Figura 8.59. Arenito Laminado lâmina ponto CJ 016. Microscopicamente a rocha apresenta grãos de quartzo subarredondados a subangulares e matriz cominuída, granulação média a fina. A rocha não apresenta estratificação. Apresenta matriz argilosa. Os grãos não apresentam fraturas intragranulares. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).



Figura 8.60. Afloramento do ponto CJ 163, Arenito Laminado. Sanga Nhanduvaí.



Figura 8.61. Amostra do ponto CJ 163. Arenito Laminado amarelo com granulação fina.

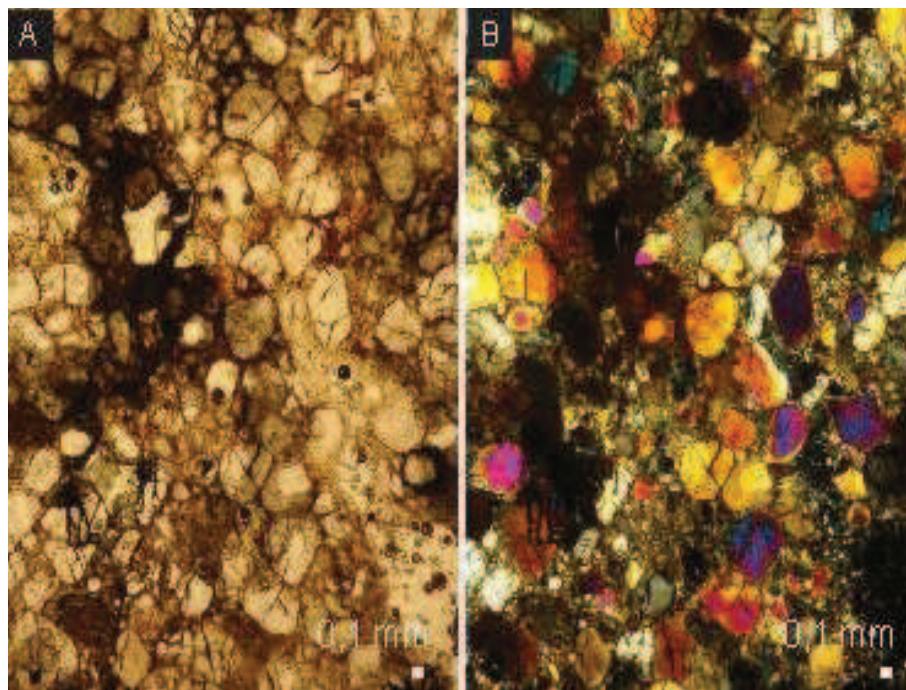


Figura 8.62. Arenito Laminado ponto CJ 163. Na lâmina a deformação ocorre dentro de cada grão, compreendendo um faturamento intragranular com grãos rompidos. A abertura preservada entre os planos de fraturas pode indicar o preenchimento por minerais solúveis posteriores ao evento deformacional, em lâmina polida não é possível verificar qual material preenche essas fraturas, responsáveis por manter a abertura entre os fragmentos gerados, a abertura dos planos de fratura não apresenta rejeito. As fraturas não ultrapassam o tamanho do grão. Nota-se recristalização nas bordas dos grãos. Polarizadores paralelos (A) e cruzados (B).

No ponto CJ 513, é possível verificar feições planares em grãos de quartzo (Figura 8.63).

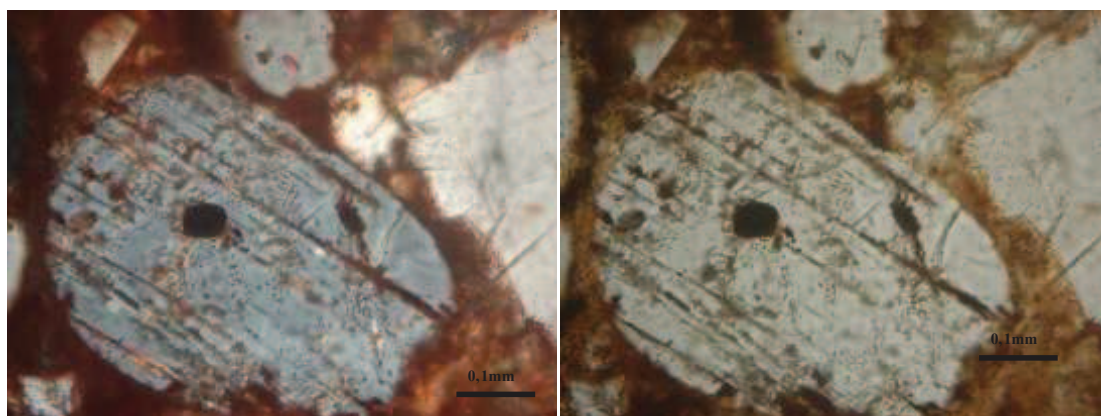


Figura 8.62. Arenito Laminado. Lâmina do ponto CJ 513. Feições planares no quartzo, com inclusões fluidas. Polarizadores cruzados (A) e paralelos (B).

9. Geologia Estrutural

Embora parte deste tema tenha sido abordada no artigo referente ao capítulo de Estratigrafia (Capítulo 7: Artigo: Geologia do Cerro do Jarau-RS: Novas Propostas), será feita neste capítulo uma apresentação mais detalhada das feições estruturais.

Foi realizado um levantamento em campo de 852 pontos e análise de cerca de 200 lâminas petrográficas (Mapa de pontos ANEXO 2, mapa de lâminas ANEXO 3). As estruturas observadas correspondem principalmente aos planos de estratificação primária, sendo (nos basaltos referentes ao plano de fissilidade e nos arenitos ao acamamento), dobras, juntas e localmente a falhas. A análise macroestrutural foi realizada através de levantamento de dados em imagens de satélite e mapeamento.

A estrutura do Cerro do Jarau possui forma circular, com cristas ao Norte da área sustentadas por arenitos silicificados (Figura 9.1). A estrutura circular principal (considerando como limite os afloramentos dos arenitos) apresenta diâmetro de aproximadamente 8km, chegando a 12 km se for considerado como limite as feições circulares mais externas. Na porção sul da estrutura não há cristas proeminentes, porém ocorre a mesma camada de arenito com os planos de estratificação primária preservados.

Neste capítulo serão apresentadas as estruturas referentes a cada litologia. Cada uma é apresentada antecedida de mapa de localização do ponto.



Figura 9.1. Vista geral da estrutura. De N para S. RS-377 de Uruguaiana para Quaraí. Percebe-se claramente o relevo diferenciado da região, marcado pelas cristas de arenito destacando-se da região plana dos terrenos basálticos.

9.1. Estratificação primária e dobras.

Serão apresentados os planos de estratificação primária juntamente com as dobras pois na área as dobras movimentam os planos de fissilidade do basalto e o acamamento dos arenitos, configurando o padrão geral da estrutura do Cerro do Jarau.

Nas rochas que afloram na área, as feições de estratificação primária observadas foram, nos basaltos, os planos de fissilidade, nos Arenitos Homogêneos, as variações de granulação e nos Arenitos Laminados foram encontradas bandas de coloração distintas devidas à variação mineralógica dada pela maior ou menor ocorrência de outros minerais, como feldspatos, entre eles plagioclásio e micas, além do quartzo e pequenas camadas com arenitos de diferentes granulações. Por vezes, a variação composicional conduz à formação de camadas centimétricas de argila intercaladas às de arenito.

Conforme pode ser observado no Mapa Geológico (ANEXO1), as medidas dos planos de acamamento evidenciam o mergulho suave das rochas em todo entorno da área para o interior da estrutura. A melhor percepção da estrutura da área é dada pela regra dos “Vs” observada nos contatos entre as unidades mapeadas, evidenciando a forma de bacia da estrutura, com os basaltos sotopostos aos arenitos. A configuração de bacia é dada pelos planos de estratificação com mergulhos para o centro da estrutura, fazendo com que a área de afloramento das diferentes unidades defina forma concêntrica, justificando o formato circular observado em imagem de satélite (Figura 9.2).

9.1.1. Basaltos, Brechas ígneas e arenitos intertrapa

Em toda a borda da estrutura, as observações de campo, mostram que os basaltos estão por baixo do Arenito Homogêneo, em contato direto, podendo-se citar como exemplos os pontos CJ 359 (Figura 9.2) e CJ 742 na RS-377 (Figura 9.3). Por vezes, os basaltos afloram até quase o topo das serras que ocorrem na porção Norte da estrutura (Figura 9.4).

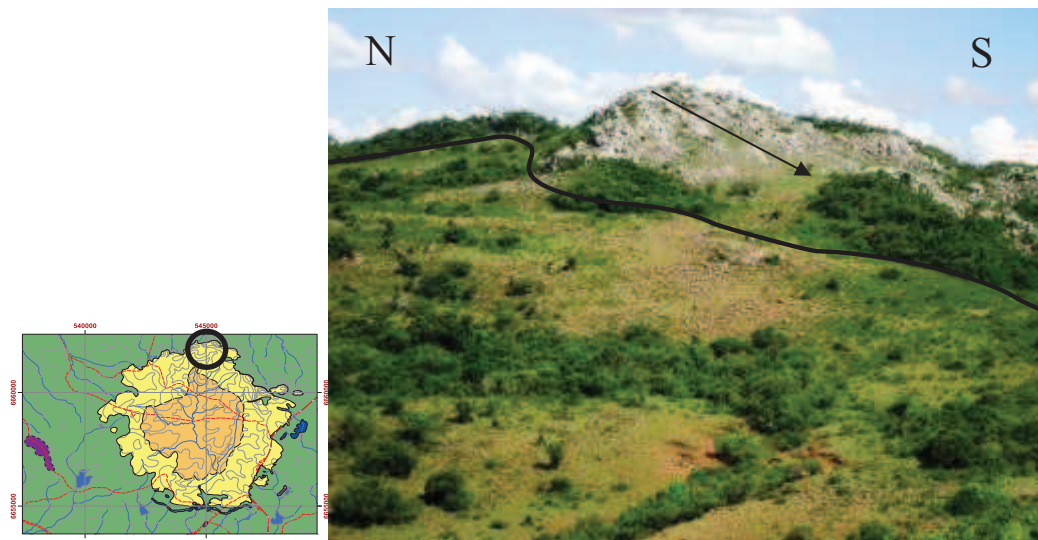


Figura 9.2. Arenitos homogêneos com planos de acamamento para o centro da estrutura, indicado pela seta preta. Abaixo dos arenitos encontram-se os basaltos (solo vermelho em primeiro plano). Ponto CJ 359.

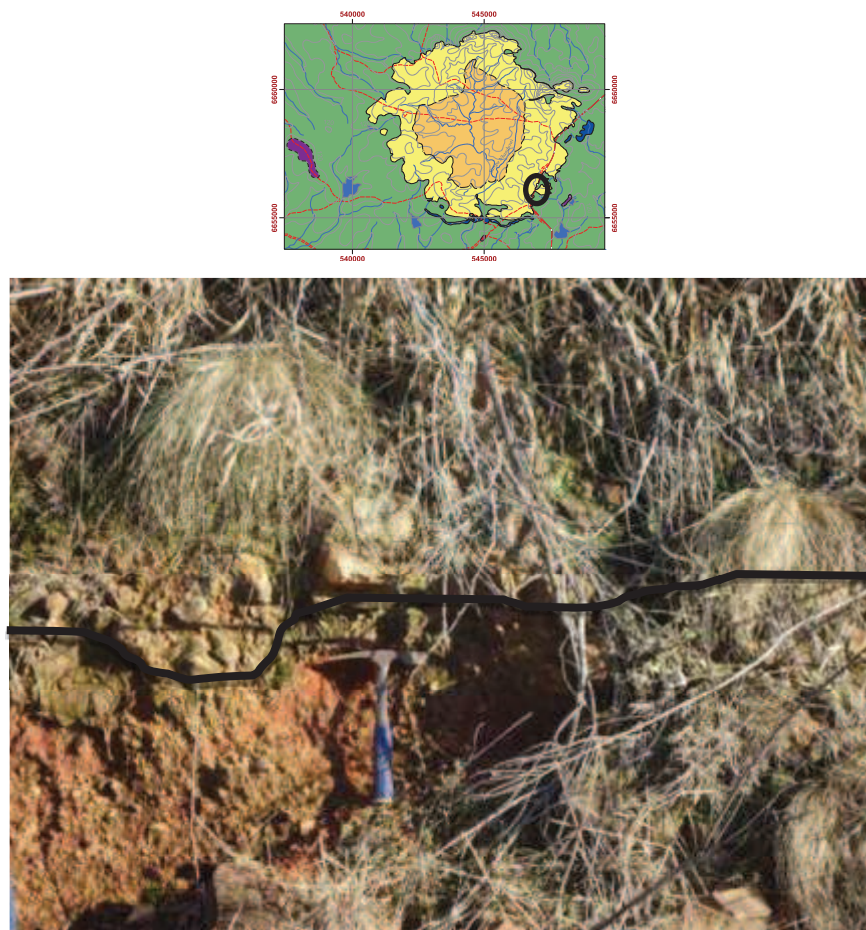


Figura 9.3. Afloramento ponto CJ 742 na RS-377, basalto na porção ocupada pelo martelo e Arenito Homogêneo acima evidenciando o basalto por baixo do Arenito Homogêneo.



Figura 9.4. Basaltos, na parte direita da foto, até quase o topo da Serra (até a linha preta) e arenitos com acamamento (representado pela seta) para o centro da estrutura, no canto superior esquerdo da foto.

Em alguns afloramentos, como no ponto CJ 537, pode-se identificar estratos na sequência basáltica marcados por derrames de basalto com intercalação de nível centimétrico de brecha ígnea, sobrepostos por arenito, com os planos de estratificação com mergulhos de 20° para NW (em direção ao centro da estrutura) (Figura 9.5).

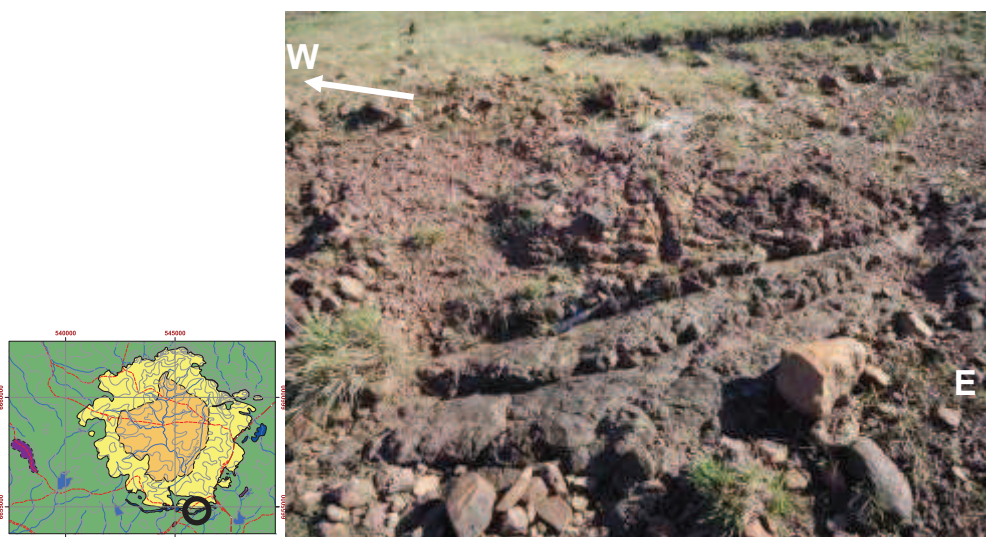


Figura 9.5. Afloramento do ponto CJ 537, na porção Sul da área, mostrando os planos de estratificação do basalto com mergulhos para o centro da estrutura, com direção $280/20$. A Seta indica o centro da estrutura onde aflora o arenito. O martelo está no nível centimétrico da brecha ígnea

Em diversos pontos da estrutura foram encontradas ondulações no basalto formando pequenas dobras, com comprimento de onda em torno de 1 metro e amplitude de no máximo 20 cm, com plano axial subvertical (Figura 9.6) como nos pontos CJ 247,

CJ 416, CJ 679 e CJ 831. As dobras apresentadas na figura 9.6 foram identificadas apenas na área circular da estrutura do Cerro do Jarau, não sendo identificadas em áreas mais distantes da estrutura circular, onde os afloramentos de basaltos encontram-se sem qualquer evidência de deformação.



Figura 9.6. As linhas pretas marcam as dobras no Basalto. A) Afloramento do ponto CJ 247, mostrando dobras abertas a suaves, com plano axial 240/85. B) CJ 416 com dobramento dos planos de fissilidade do basalto. C) Afloramento ponto CJ 679 com dobras no basalto. D) Afloramento ponto CJ 831 dobramento no plano de fissilidade do basalto.

Juntamente com as feições encontradas nos basaltos do tipo dobras e falhas (descritas a seguir) são encontradas feições como fraturas em pequena escala preenchidas por material friccional e hidrotermalizado, assim como descrito no capítulo de litologias (Cap. 8). Estas feições são encontradas na borda da estrutura, dentro do limite de 8 km de diâmetro. São caracterizadas em afloramentos por veios avermelhados que preenchem fraturas pré-existentes que causaram um processo de brechagem no basalto (Figura 9.7).

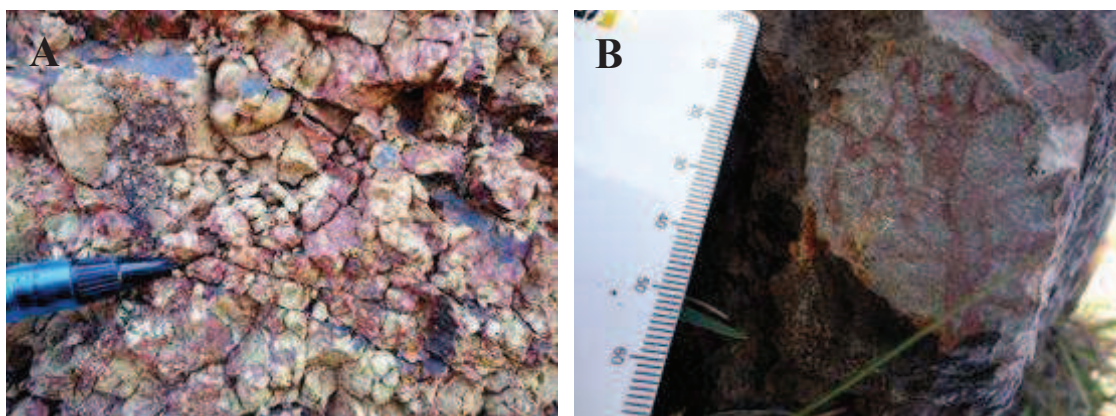


Figura 9.7. Feições de deformação no basalto, veios preenchidos por material avermelhado, com mesma composição do basalto adicionada de quartzo. A) ponto CJ 679 e B) ponto CJ 540. Detalhes no capítulo de MEV-EDS.

As brechas ígneas são encontradas entre os basaltos, e sua distribuição acompanha a orientação da estratificação primária identificada nos afloramentos adjacentes, indicando tratar-se de um nível estratigráfico. Seus estratos apresentam distribuição concêntrica e reforçam o padrão estrutural de bacia descrito anteriormente, pois possuem mergulhos centrípetos (Mapa geológico, ANEXO 1).

Os arenitos intertrapa presentes em toda a região mapeada, ocorrem de forma descontínua, mas também marcam a feição circular como pode ser observado no mapa geológico (ANEXO 1).

9.1.2. Arenitos Homogêneos e Arenitos Laminados

As medidas dos planos de acamamento dos Arenitos Homogêneos apresentam padrão geral com mergulho para o centro da estrutura como supracitado e exemplificado na figura 9.2, porém exibem fortes variações locais. Os planos de acamamento apresentam mergulho variado, chegando a ser subverticais em alguns poucos locais. No quadrante SW foram observadas dobras em maior quantidade, por exemplo, nos pontos CJ 612 (Figura 9.9) e CJ 629 (Figura 9.10), com eixos na direção NW com caimentos subhorizontais, em geral nos dois sentidos (NW e SE), configurando domos e bacias de baixa amplitude, o padrão domos e bacias ocorre como uma feição local e em cada localidade conferem domos e bacias irregulares em diversos sentidos, os eixos variam e não são idênticos aos domos e bacias com dois eixos. Nos pontos CJ 759 e 760 foi caracterizada uma dobra anticlinal, com o basalto no centro da dobra, na porção SE da estrutura (Figura 9.11). Na figura 9.8 pode-se verificar a irregularidade dos eixos das dobras, mas que conferem um padrão concêntrico quando analisados os eixos das

dobras das bordas da estrutura e radial quando analisados os eixos das dobras no centro da estrutura, padrão esperado para um impacto de meteorito.

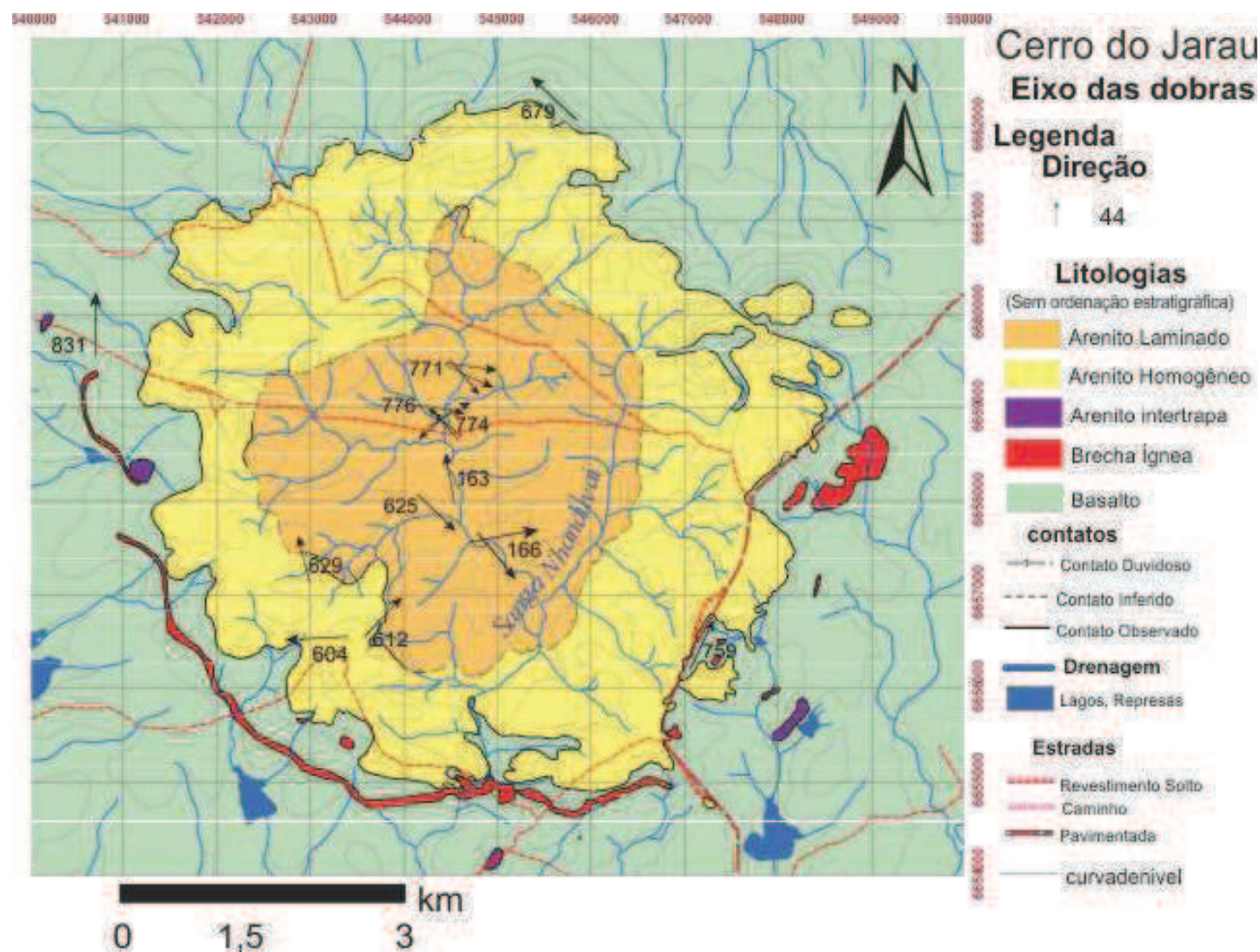


Figura 9.8. Mapa dos eixos das dobras do Cerro do Jarau.

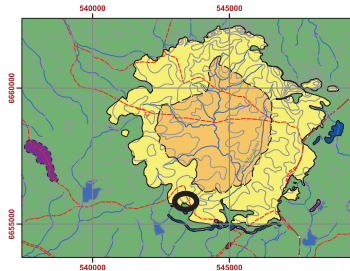


Figura 9.9. Ponto CJ 612. Dobra no Arenito Homogêneo. Os valores indicam as atitudes, indicadas pelo rumo do mergulho (“dip direction”). No segmento ilustrado observa-se uma feição antiformal. No campo constatou-se que a continuidade dos afloramentos indica a conformação de uma estrutura dômica local.

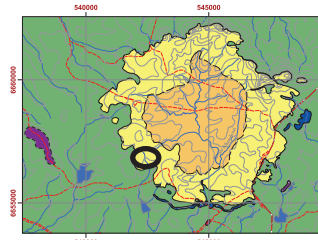


Figura 9.10. Ponto CJ 629. Dobra no Arenito Homogêneo na região SW da área. Os valores indicam as atitudes de S0 em cada local.

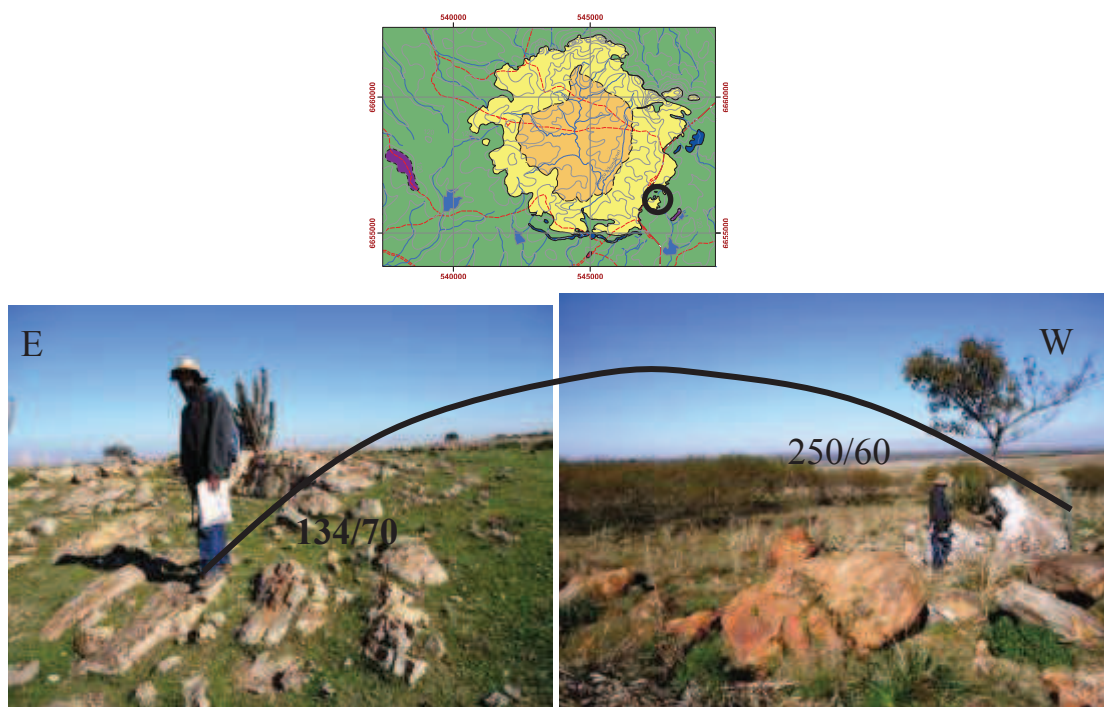


Figura 9.11. Afloramento dos pontos CJ 759 e 760, Indicando o mergulho na primeira foto para Leste e na segunda foto para oeste. Nas pequenas árvores que podem ser vistas na segunda foto do lado esquerdo afloram basaltos.

Na área central da estrutura, na Unidade dos Arenitos Laminados ocorrem fortes perturbações dos planos de acamamento, um bom exemplo pode ser observado na porção NW da área, onde os planos de S0 medidos apresentam mergulhos preferenciais de 20 a 30 para SSW (Pontos CJ 166-Figura 9.12; e Ponto CJ 196). Localmente os planos de S0 mostram-se fortemente perturbados (pontos CJ 192 e CJ 193), com mergulhos para variadas direções, alcançando valores subverticais. Estas variações de atitude do plano de acamamento dão origem a dobras acilíndricas, fortemente irregulares, com características de dobras policlinais, guardando tendência de planos axiais subverticais, com comprimentos de onda métricos e amplitudes decimétricas, porém os eixos das dobras mostram padrão caótico de orientação (Figura 9.8 mapa dos eixos das dobras). Um bom exemplo desta situação encontra-se na região central da estrutura (Ponto CJ 163 – Figura 9.13; Pontos CJ 164, 165, 166, 167 e 168) onde as camadas de arenito mostram expressivas variações originando um padrão semelhante a domos e bacias de baixa amplitude, porém irregular. Pontos CJ 625 e CJ 771 apresentam dobras com padrão dômico (Figuras 9.14 e 9.15). No ponto CJ 771, os planos de acamamento marcados mergulham para o lado direito da foto, viram e passam a mergulhar para o lado esquerdo definindo uma antiformal com eixo perpendicular aos das dobras marcadas, o conjunto todo caracteriza um pequeno domo mais uma cela. Os

estereogramas das atitudes da estratificação primária nas dobras observadas nos arenitos laminados (Figura 9.16) refletem diversidade nos padrões locais. O estereograma referente ao ponto CJ 163 apresenta um padrão acilíndrico de dobras. Já no estereogramas do ponto CJ 774, confere um padrão cilíndrico as dobras. Os estereogramas dos pontos CJ 625 e 776 indicam os eixos das dobras, 133/74 e 100/25, respectivamente. No ponto CJ 771, o estereograma evidencia o padrão acilíndrico das dobras.

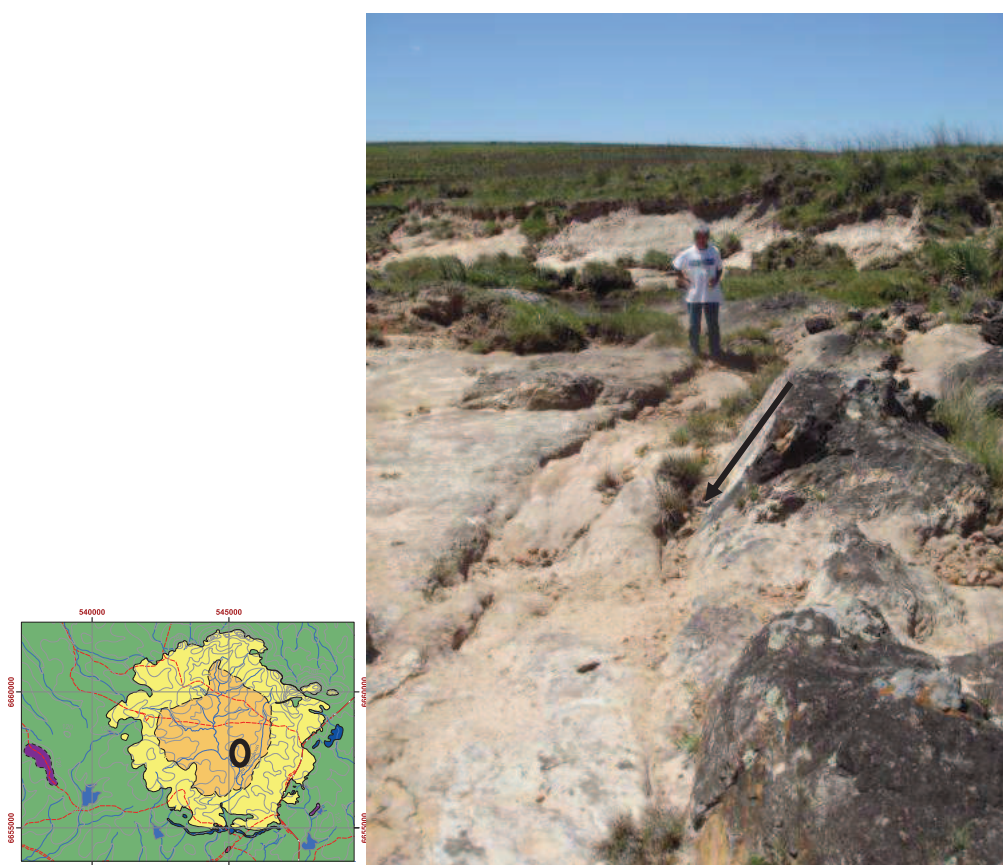


Figura 9.12. Ponto CJ 166. Plano de acamamento inclinado 010/60, indicado pela seta preta, evidenciando a frequente perturbação das camadas no Arenito Laminado no centro da estrutura.



Figura 9.13. Ponto CJ 163. Afloramento no leito do córrego Nhanduvaí com as camadas no Arenito Laminado intensamente dobradas e planos axiais subverticais, desenhando domos e bacias de baixa amplitude. Abaixo detalhe de uma dobra com a indicação da atitude do eixo.

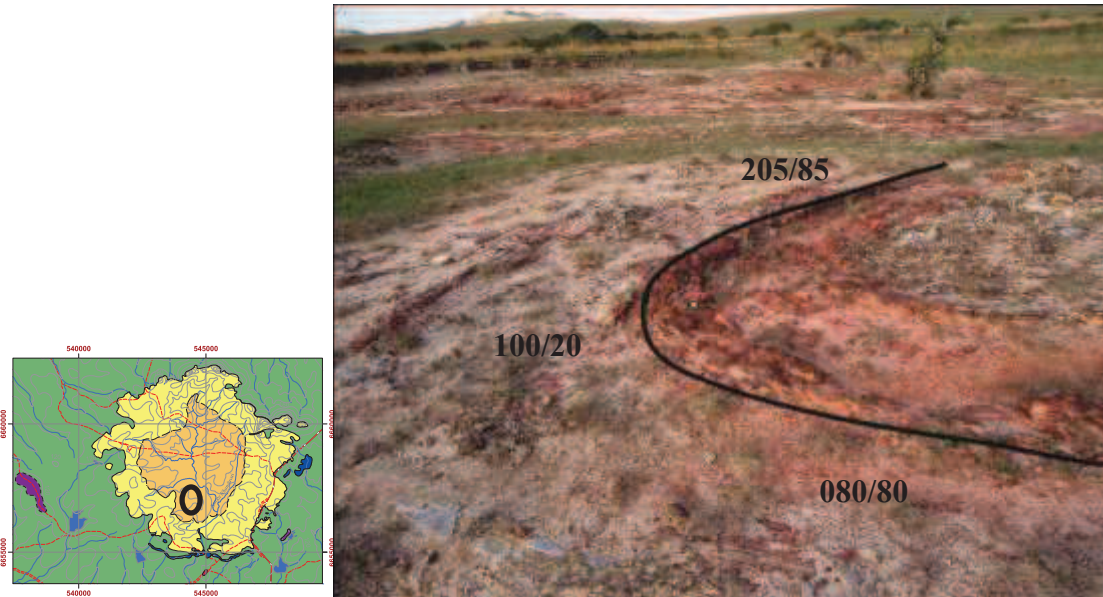


Figura 9.14. Ponto CJ 625. Afloramento do Arenito Laminado mostrando a camada dobrada, formando uma sinforma. Linha preta evidenciando a dobra e os planos de acamamento medidos.

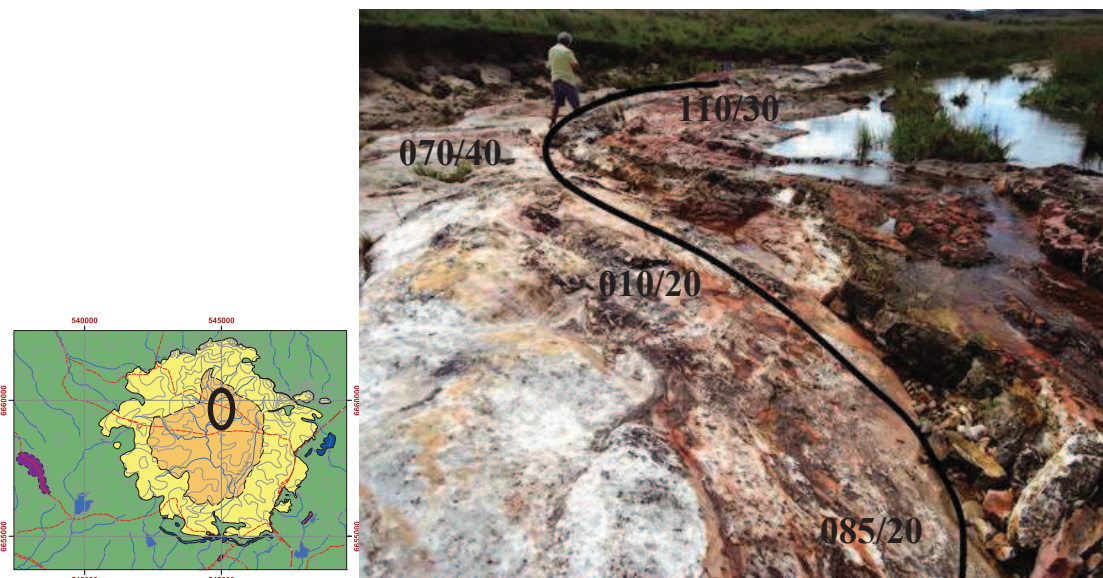


Figura 9.15. Ponto CJ 771 A. Dobras dômicas no Arenito Laminado caracterizadas pelos planos de acamamento que mergulham para o lado direito da foto viram e passam a mergulhar para o lado esquerdo da foto definindo uma antiformal com eixo perpendicular aos das dobras marcadas. Afloramento no leito do córrego Nhanduvaí, evidenciando que em toda a parte central da estrutura ocorrem feições de deformação.

Os estereogramas das dobras (Figura 9.16) indicam eixos para direções variadas e determinam padrões de dobras distintos.

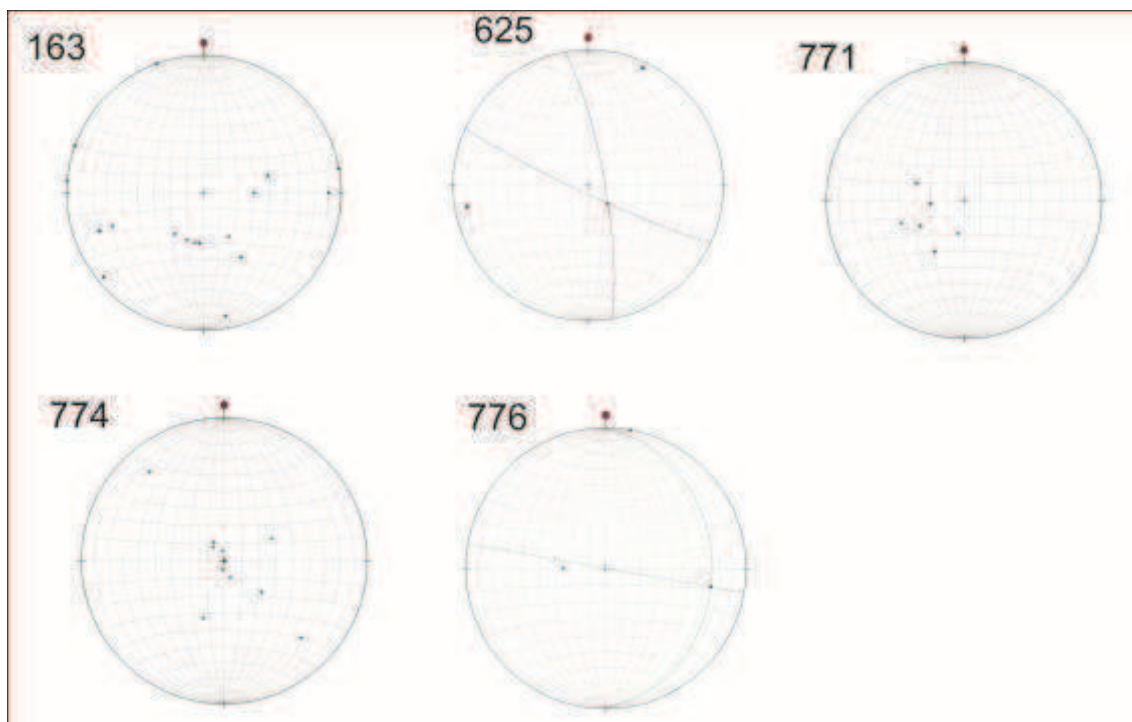


Figura 9.16. Estereogramas das medidas dos planos de acamamento ao longo das dobras no Arenito Laminado. Rede equiárea, Hemisfério inferior. O estereograma referente ao ponto CJ 163 apresenta um padrão acilíndrico de dobras (Total de medidas=16), bem como no ponto CJ 771 (Total de medidas=6). Os estereogramas dos pontos CJ 625 e 776 apenas nos indicam o eixo das dobras, no 625: 133/74 e 776: 100/25. No ponto CJ 774, o estereogramas confere um padrão cilíndrico as dobras (Total de medidas=11).

9.1.3. Estereogramas de S0

Para a análise de orientação preferencial dos planos de acamamento a área foi dividida em quatro quadrantes: NW, NE; SW, SE, assim foi possível verificar em separado o padrão preferencial de cada setor (Figura 9.17).

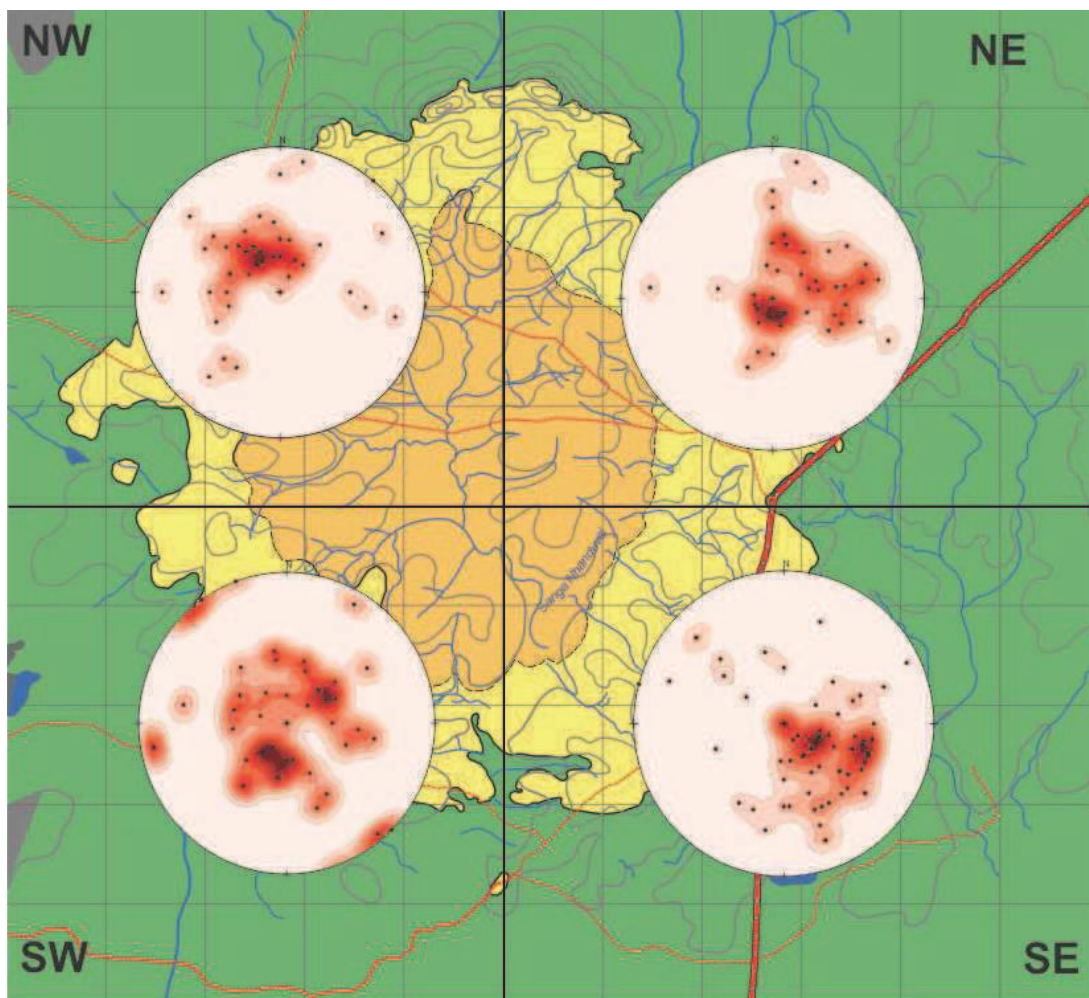


Figura 9.17. Estereogramas de atitudes de estratificação primária separados por quadrantes NW, NE, SW e SE. A cruz mediana separa os quadrantes. Os estereogramas são referentes ao plano de estratificação primária dos arenitos e fissilidade/estratificação dos basaltos. Incluem todas as medidas das unidades, para cada quadrante. Rede equiárea, hemisfério inferior.

Os estereogramas apresentam ampla dispersão de medidas, que indica a variação de orientação dos planos de acamamento e a consequente geometria irregular dos estratos. Entretanto guardam orientações preferenciais distintas para cada quadrante.

Os estereogramas dos quadrantes NW e SE mostram a estrutura com mergulhos preferenciais para o centro da estrutura. O estereograma do setor NE, apesar de exibir grande concentração de medidas sub-horizontais, devido aos planos do basalto mais da borda e mais para fora da estrutura, apresenta uma tendência de mergulhos para SW.

O estereograma do quadrante SW, embora apresente variação dos planos de acamamento, evidenciando dois máximos principais, mostra um padrão preferencial de mergulhos para o centro da estrutura. O máximo que indica mergulhos para a área externa da estrutura está relacionado aos flancos das dobras que ocorrem com mais frequência nesta região.

Embora o quadrante SW apresente grande dispersão nas medidas dos planos de acamamento, devido às dobras encontradas na região, os resultados obtidos evidenciam os mergulhos dos planos de acamamento para NE, caracterizando uma estrutura geral côncava, com forma de bacia.

As seções geológicas apresentadas no ANEXO 1 evidenciam os acamamentos para o centro da estrutura. Seções nos locais de contato do basalto com o arenito foram construídas a fim de demonstrar o empilhamento estratigráfico da área, com o basalto por baixo seguido do Arenito Homogêneo e Arenito Laminado (Seções A-A', B-B', C-C' e D-D', ANEXO 1).

9.2. Juntas

Considerando-se a estrutura do Cerro do Jarau relacionada a um evento de impacto, seria esperado que parte das juntas medidas em campo tenham sido causadas pelo impacto, mas outra parte seja relacionada ao padrão regional causadas por esforços tectônicos e também pelo resfriamento no caso dos derrames de basalto.

Foram levantadas diversas juntas ao longo dos trabalhos de campo (Figura 9.18), que mostram atitudes predominantemente verticais. Visando filtrar as juntas relacionadas apenas ao possível processo de impacto, fez-se o levantamento preliminar das juntas regionais, através das imagens de satélite (Figura 9.19) para uma área se estendendo até 50 km de distância da estrutura circular do Cerro do Jarau. Através do diagrama de rosetas (Figura 9.17), foram identificadas quatro famílias regionais que, utilizando-se uma margem de $\pm 10^\circ$, foram excluídas do acervo de medidas de juntas obtidas no campo. Das medidas restantes, foram elaborados estereogramas para os setores NW, NE, SE e SW para verificar se existe um padrão de fraturas específico da Estrutura do Cerro do Jarau e, assim, comparar com modelos de crateras de impacto.

Foram reconhecidos quatro padrões regionais de fraturas (Figura 9.19). Na imagem as direções preferenciais foram separadas em traços azuis, pretos, amarelos e vermelhos.

Azul: N320-140

Pretos: N290-120

Amarelo: N050-230

Vermelho: N360-180

Figura 9.18. Mapa de todas as juntas medidas em campo do Cerro do Jarau.



Figura 9.19. Juntas regionais. Figura Google Earth tratada no Corel Draw X6. A figura exibe quatro famílias de faturas regionais, marcadas em traços vermelhos, amarelos, pretos e azuis.

Com o diagrama de rosetas das juntas regionais (Figura 9.20) foi possível estabelecer quais juntas deveriam ser descartadas dos diagramas locais para, posteriormente, verificar se as juntas conferem um padrão radial e concêntrico, típico de estruturas de impacto.

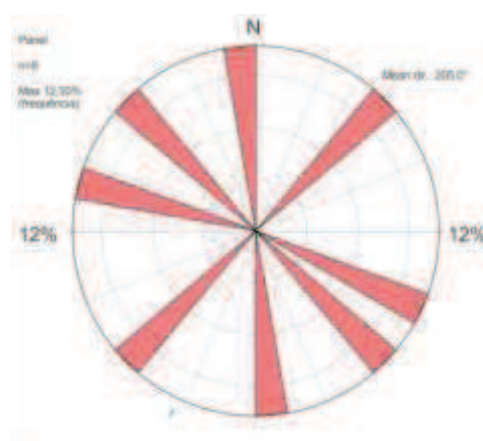


Figura 9.120. Diagrama de rosetas das fraturas regionais.

Imagem de satélite evidenciando as juntas radiais e concêntricas da área (Figura 9.21).

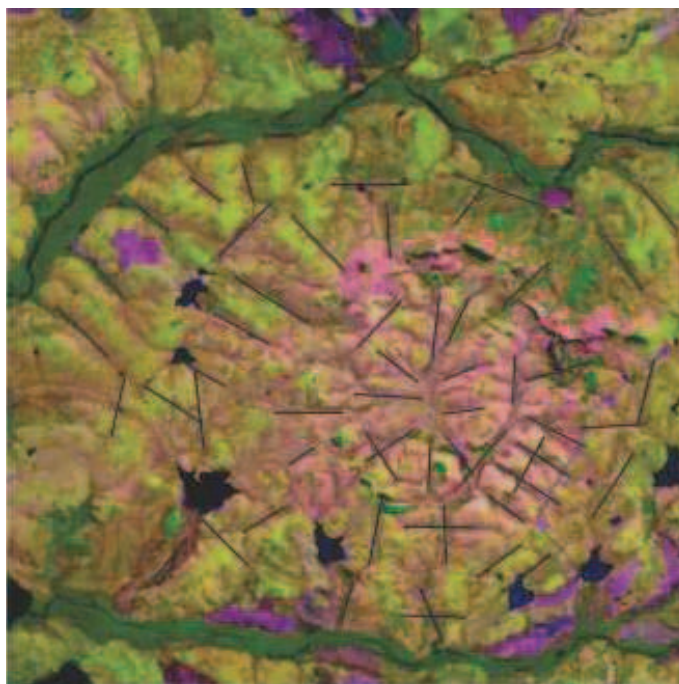


Figura 9.21. Imagem de satélite com padrão radial e concêntricos evidenciados.
http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/rs/img0/rs33_27.jpg

Abaixo, na figura 9.22, são apresentados os estereogramas de fraturas de cada quadrante, rede equiárea hemisfério inferior, NW (Figura 9.22 A), NE (Figura 9.22 B), SW (Figura 9.22 C) e SE (Figura 9.22 D). O primeiro estereograma de cada quadrante apresentado representa as fraturas totais de cada quadrante, em seguida o estereograma apresentado representa as fraturas de cada quadrante menos as famílias de fraturas principais regionais, usando uma margem de 5° a 10° em relação a média preferencial.

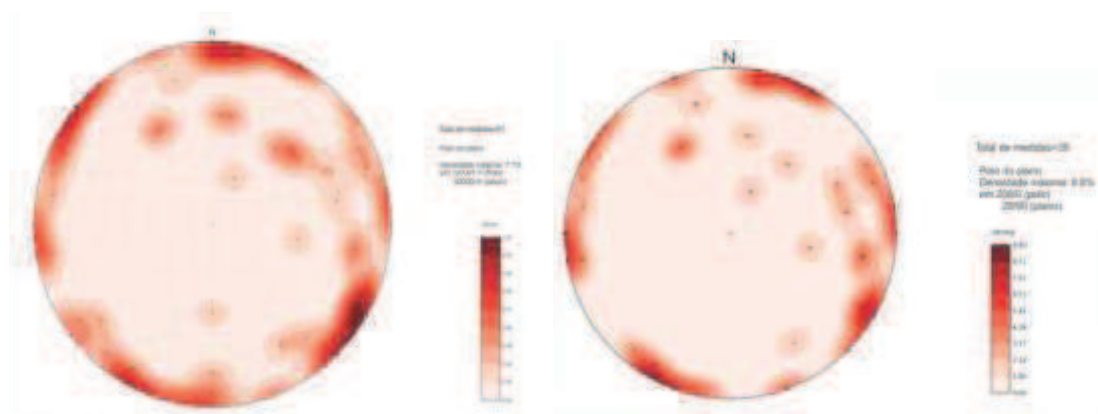


Figura 9.22 A: Quadrante NW: Total (A) e sem as famílias de fraturas Principais Regionais (B).

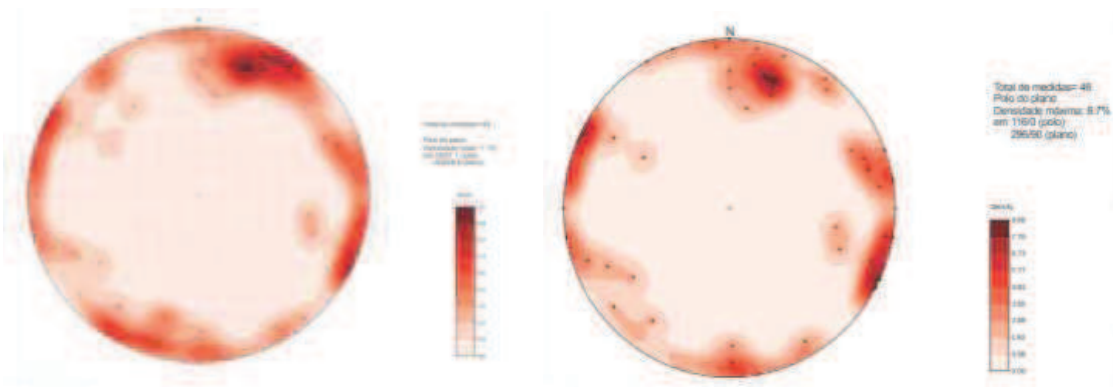


Figura 9.22 B: Quadrante NE Total (A) e sem as famílias de fraturas Principais Regionais (B).

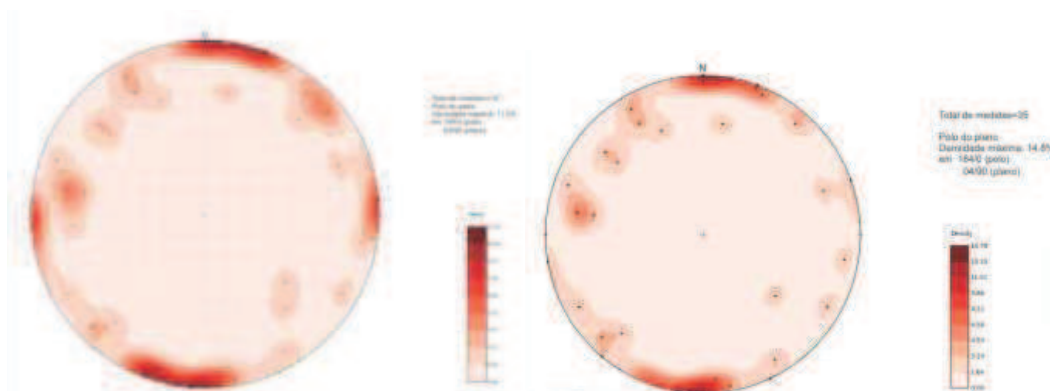


Figura 9.22 C: Quadrante SW Total (A) e sem as famílias de fraturas Principais Regionais (B).

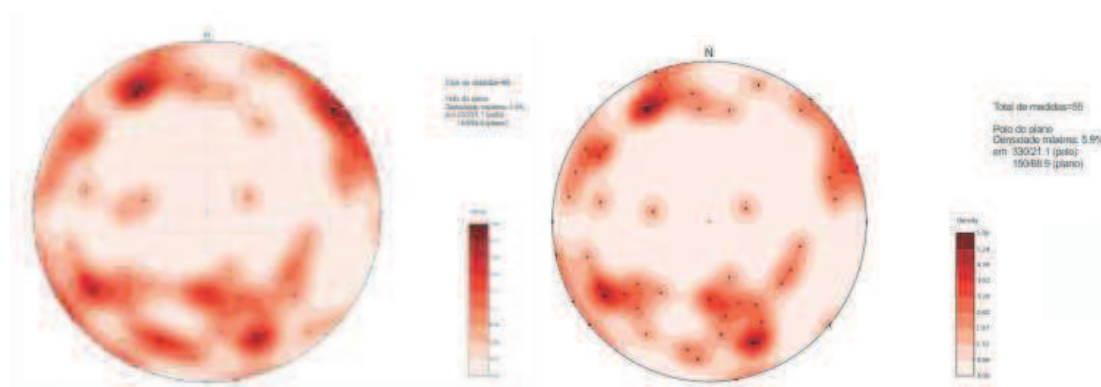


Figura 9.22 D: Quadrante SE Total (A) e sem as famílias de fraturas principais regionais (B).

No quadrante NW, nota-se que no estereograma onde foram retiradas as medidas das fraturas das famílias principais regionais, o número de famílias foi reduzido, para essencialmente 3. Uma principal com atitude aproximadamente 190/90, outra 130/90 e uma terceira menos expressiva com atitude 60/80.

No quadrante NE, nota-se que no estereograma onde foram retiradas as medidas regionais, o numero de famílias foi reduzido, para essencialmente 3. Uma principal com atitude aproximadamente 215/80, outra 120/90 e uma terceira aproximadamente 70/90.

No quadrante SW, no estereograma onde foram retiradas as fraturas regionais, nota-se apenas uma família principal com direção 180/90.

No quadrante SE, no estereogramas (B), onde foram retiradas as famílias de fraturas regionais principais, notam-se 3 famílias, sendo a principal com atitude aproximada de 165/70, outra com atitude aproximada de 70/70 e uma terceira, menos expressiva, com atitude 140/80.

Os estereogramas das juntas totais, separadas por quadrante subtraídas às juntas regionais apresentados na figura 9.23, conferem um padrão radial nos quadrantes, bem como um padrão concêntrico, que podem ser referentes a um impacto.

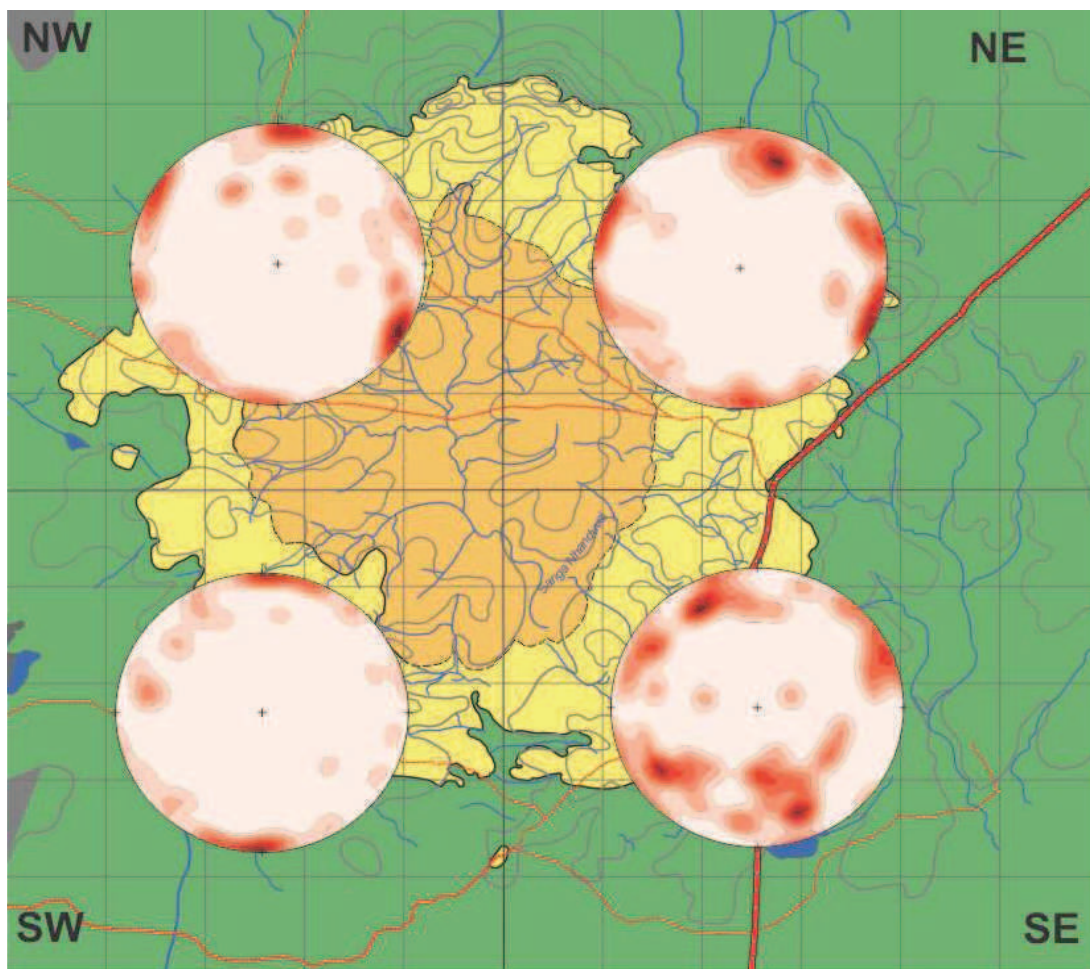


Figura 9.23. Estereogramas das juntas de todas as litologias sem as regionais separadas em quadrantes. Rede equiárea, hemisfério inferior.

9.3. Falhas

As falhas exercem um papel fundamental na evolução de estruturas de impacto, foram identificadas na área, em locais distintos conforme se observa na figura 9.24. Foram identificadas cerca de 21 falhas, sendo distribuídas na borda e no centro da estrutura. As falhas presentes no Arenito Laminado são microfalhas relacionadas às bandas de deformação. As falhas presentes na borda da estrutura são falhas que colocam lado a lado o basalto e o Arenito Homogêneo, em geral apresentam alto ângulo de mergulho, porém não foram encontradas estrias na maioria delas, portanto a cinemática das mesmas não é exata. No ponto CJ 187 (Figura 9.25) as falhas colocaram o basalto em contato lateral com o arenito. De SW para NE, ocorre um horst, onde o bloco de basalto subiu em relação ao arenito, seguida de uma falha inversa com direção 315/50, onde o basalto sobe em relação ao arenito. As falhas presentes neste ponto sugerem pequenos rejeitos, decimétricos a métricos, pois as zonas cataclásticas nas paredes das falhas são estreitas (ou inexistentes) e não se observam deslocamentos expressivos dos contatos das unidades litoestratigráficas. Em relação às falhas deste ponto CJ 187, ao admitirmos rejeito de mergulho, pode-se conferir uma extensão e/ou compressão na direção SE, que seria coerente com a onda de choque relativa ao impacto de um meteorito, que atravessa as rochas gerando compressão e extensão.

No ponto CJ 284 o basalto também faz contato direto com o arenito por uma falha inversa (Figura 9.26). Já no ponto CJ 414 diferentes derrames de basalto afloram lado a lado por uma pequena falha de direção 214/80.

Na parte Norte da estrutura são mapeadas falhas que deslocam a serra, direcionais, visíveis em imagem de satélite.

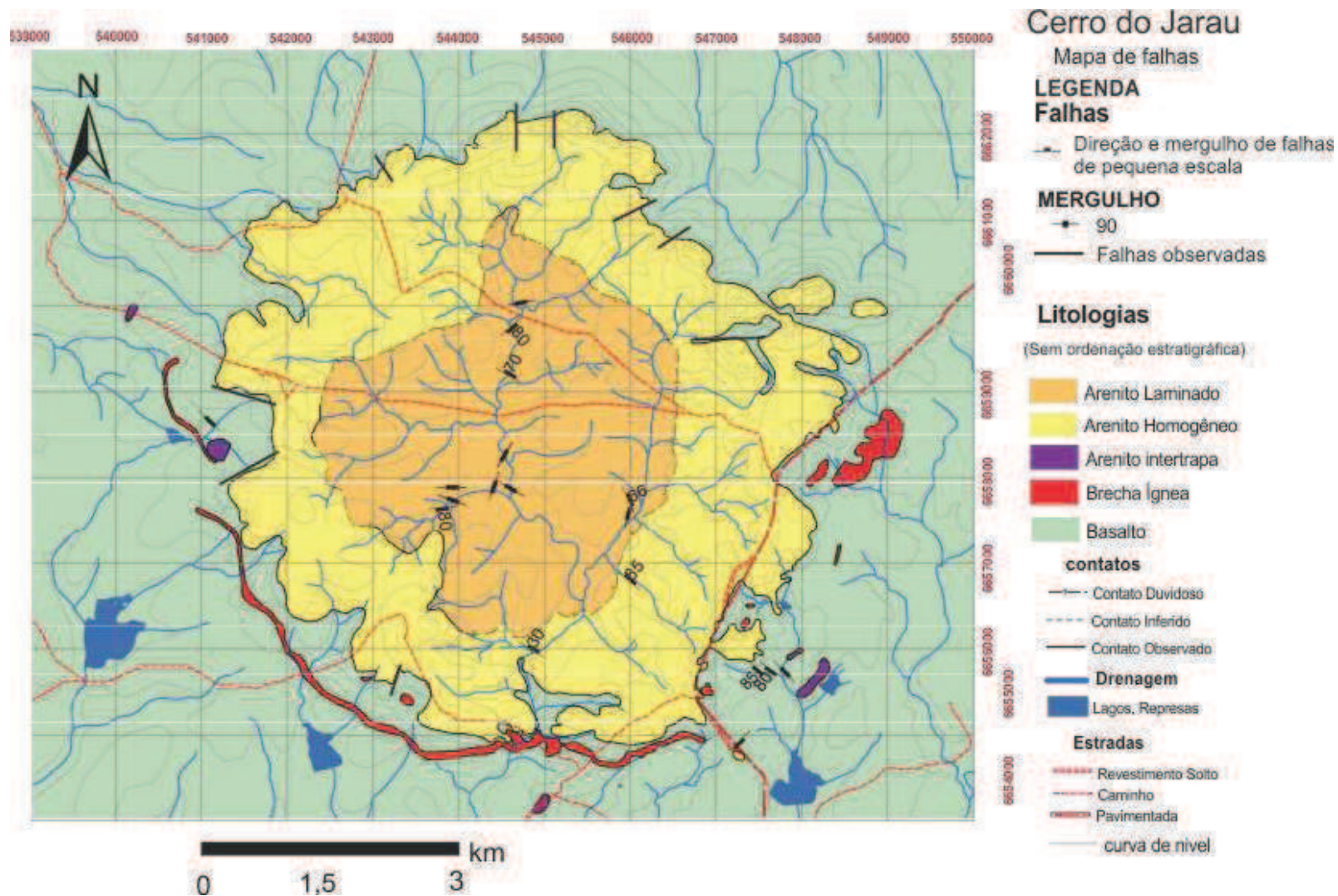


Figura 9.24. Mapa de falhas do Cerro do Jarau.

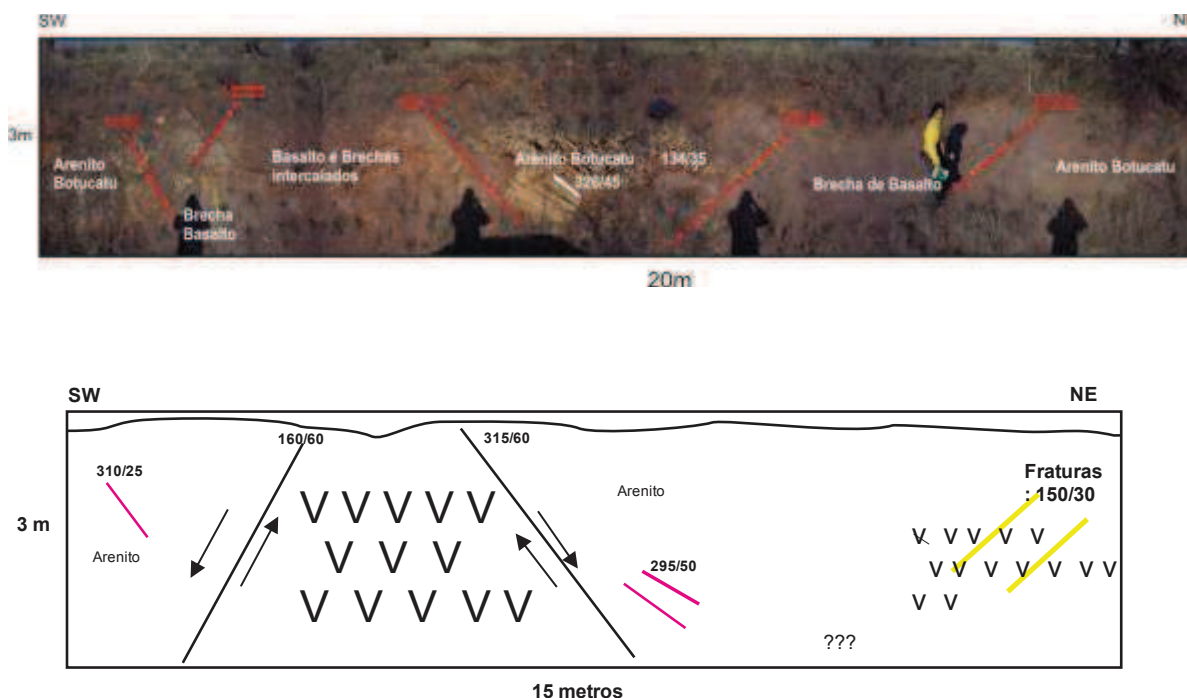


Figura 9.25. Figura retirada de Lourenço, 2007, Ponto 42 de Lourenço, mesmo que CJ 187. O perfil abaixo da foto foi o determinado neste trabalho, se compara com o perfil acima, de Lourenço, 2007, sendo as três primeiras falhas no mesmo local, juntamente com o acamamento do Arenito Homogêneo com atitude 295/50, no perfil abaixo as linhas em rosa são referentes ao acamamento do arenito, em amarelo as fraturas no basalto e em preto as falhas. As falhas colocaram o basalto em contato lateral com o arenito. De SW para NE, ocorre um horst, onde o bloco de basalto subiu em relação ao arenito, seguido de uma falha inversa com direção 315/50, onde o basalto sobe em relação ao arenito. Neste mapeamento não foi possível verificar se na extrema direita da foto ocorrem arenitos, o perfil descrito no campo não contempla o arenito à direita, descrito por Lourenço (2007).

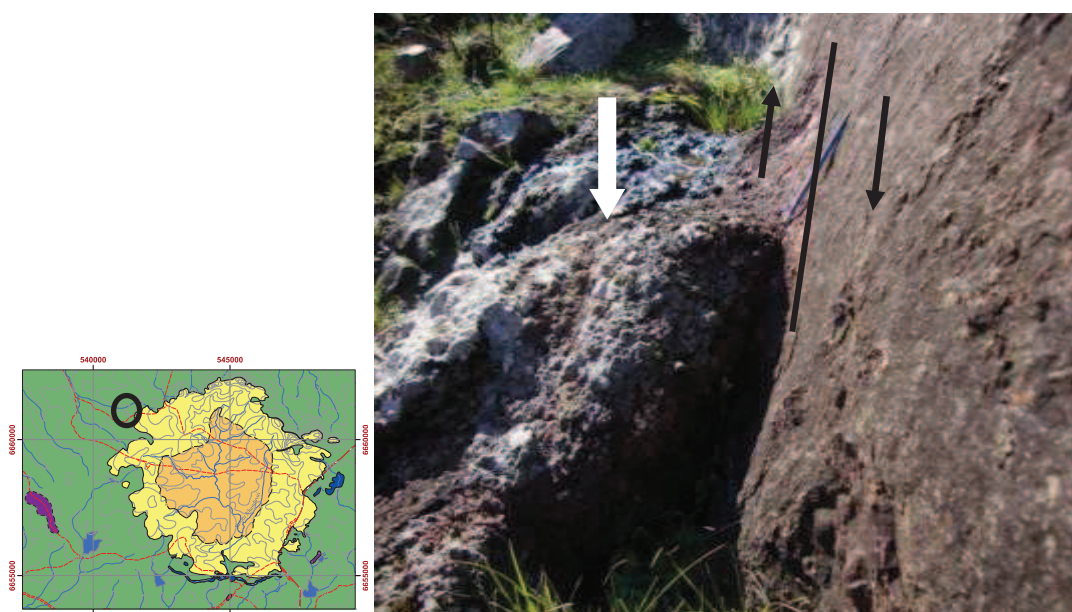


Figura 9.26. Falha inversa, ponto CJ 284, com o basalto à esquerda, indicado pela seta branca, e à direita, onde se encontra o lápis, o arenito. Direção da falha 282/70.

As falhas que ocorrem nas bordas da estrutura normalmente colocam o Arenito Homogêneo em contato com o basalto. Estas falhas não apresentam estrias, por isso os deslocamentos relativos observados correspondem a separações (*off set*). Elas devem estar relacionadas ao processo de impacto, pois, mais distante da estrutura, não se observam falhas semelhantes.

No contato dos Arenitos Homogêneos com os basaltos deve haver diversas falhas, como esperado para uma localidade alvo de impacto meteorítico, porém, na escala do mapa e perfil tornam-se imperceptíveis devido à pequena magnitude de seus rejeitos.

Na unidade dos Arenitos Laminados, como descrito anteriormente, ocorrem pequenas falhas (centimétricas) (Figuras 9.27 a 9.30), que associam-se com bandas de deformação. Estas pequenas falhas apresentam separação destal, por vezes sinistral, foram verificadas em 8 afloramentos na Sanga Nhanduvaí, no centro da estrutura. Estas falhas não são encontradas fora da área, pois a deformação é mais intensa no centro da estrutura e regionalmente não são encontradas deformações nos arenitos.

Segundo Fossen (2012), as bandas de deformação são restritas aos meios granulares altamente porosos, principalmente arenitos porosos e não envolvem grandes rejeitos. Mesmo bandas de deformação com 100m de comprimento raramente têm rejeitos maiores que poucos centímetros. Estas bandas ocorrem como estruturas individuais, grupos ou em zonas associadas a superfícies de deslizamento (bandas de deformação falhadas). Isto está relacionado ao modo como as falhas se formam em rochas porosas, por meio de falhamento das zonas de deformação, como é o caso dos afloramentos de arenitos Laminados do Cerro do Jarau. Segundo Schueller (2013), fatores como a porosidade, mineralogia, granulometria e forma, litificação podem controlar o tipo de banda de deformação formada e podem ocorrer em diversas zonas de deformação onde ocorrerá a reorganização dos grãos com deslizamento, rotação e/ou fratura durante a deformação.

As bandas de deformação (FOSSEN, 2012), como ocorrem no arenito central da estrutura denominado de Arenito Laminado, desenvolvem-se pela desagregação relacionada ao cisalhamento de grãos decorrente da rotação dos grãos, pelos deslizamentos nas bordas dos grãos e pela ruptura do cimento que une os grãos; processo denominado fluxo granular ou particulado. As bandas de desagregação são comumente encontradas em areias e arenitos pouco consolidados, e formam as “falhas”. As bandas de desagregação podem ser quase invisíveis em arenitos maciços puros, mas

são facilmente detectáveis quando cortam e deslocam camadas e lâminas. Seus rejeitos verdadeiros são tipicamente da ordem de poucos centímetros e sua espessura varia em função da granulometria (FOSSEN, 2012).

O aspecto macroscópico das bandas de desagregação equivale às zonas de cisalhamento dúctil, em que as lâminas de areia podem ser traçadas continuamente através de toda a banda. A maioria dos depósitos de areia quartzosa pura e bem selecionada já se encontra, em geral, compactada, a ponto do estágio inicial do cisalhamento envolver alguma dilatação (bandas de dilatação), ainda que a reorganização dos grãos causada pelo cisalhamento possa reduzir a porosidade em um momento posterior (FOSSEN, 2012). No caso do Cerro do Jarau, as bandas de deformação seriam classificadas como bandas de deformação cataclásticas (FOSSEN *et al.* 2007), que são formadas devido ao elevado estresse, ou alto grau de deformação e podem ocorrer em minerais com clivagem já bem desenvolvida.



Figura 9.27. Bandas de deformação com separação sinistral, Ponto CJ 298. Vista em planta.

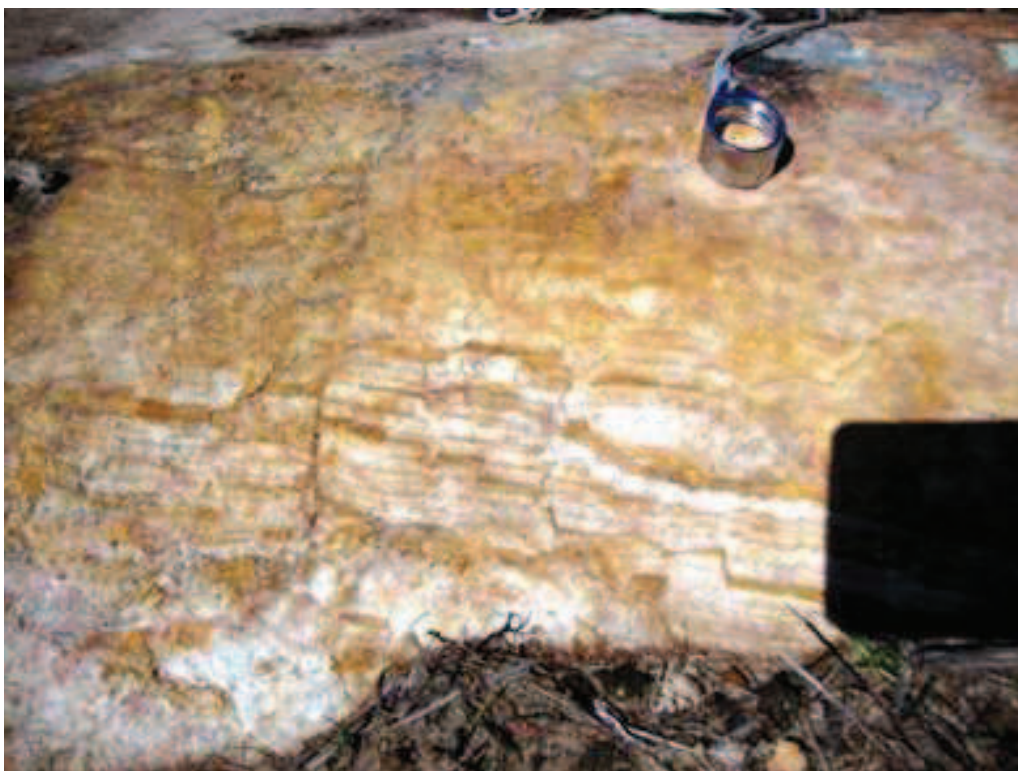


Figura 9.28. Bandas de deformação no Arenito Laminado com separação dextral. Ponto CJ 299. Vista em planta.



Figura 9.29. Bandas de deformação no arenito laminado com separação sinistral. Ponto CJ 164. Vista em planta.



Figura 9.30. Afloramento do Arenito Laminado, no centro da estrutura, camadas vermelhas argilosas. Bandas de deformação com separação destal. Ponto CJ 626. Vista em planta.

Segundo Fossen (2012), no campo da reologia e da mecânica das rochas, um material dúctil é aquele que acumula deformação permanente ou flui sem fraturamentos macroscópicos perceptíveis, ao menos até o ponto em que o limite de resistência do material for excedido. Um material rúptil é aquele que se deforma por faturamento quando submetido a esforços além do seu limite de elasticidade. A deformação dúctil ocorre também em solos e sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados, onde há distribuição de deformação em vez de formação de fraturas nítidas, mesmo que os mecanismos de deformação neste caso sejam diferentes. A deformação dúctil é um estilo estrutural dependente da escala e não relacionado a processos de deformação em microescala, conforme ilustrado na figura 9.31 (FOSSEN, 2012). Entende-se que possivelmente isto é o que ocorre em muitas das estruturas do Cerro do Jarau, pois os afloramentos em menor escala como apresentados nas figuras 9.27 a 9.30, devem refletir toda a estrutura. O Cerro do Jarau apresenta também as deformações dúcteis, conforme supracitado, que são relacionadas às dobras existentes na área. Temos no local uma junção de fatores que dependem do grau de deformação bem como da reologia das rochas, onde são encontrados materiais com comportamento dúctil e rúptil, ainda não bem compreendido a relação entre eles.

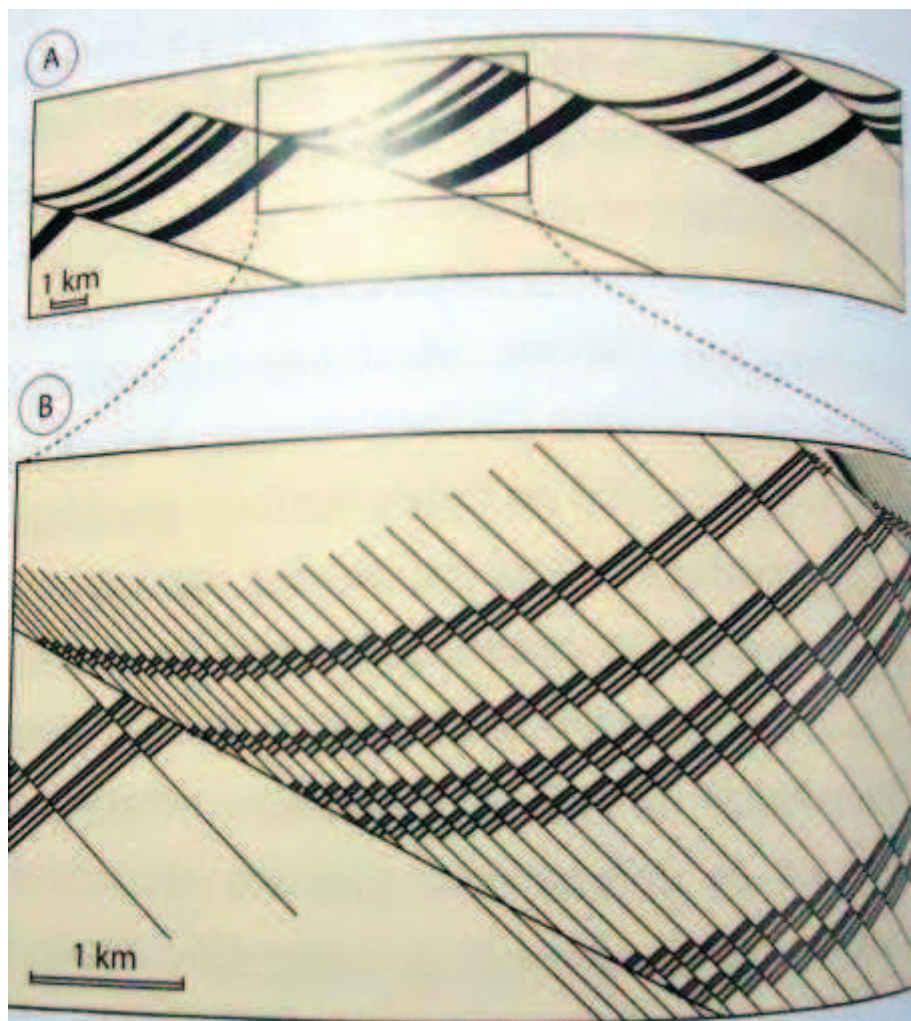


Figura 9.31. Dependência da escala no estilo de deformação dúctil ilustrada por um perfil regional (A), em escala que as camadas parecem ser contínuas definindo deformação dúctil, e uma visão detalhada (B), em que se percebe que a deformação é dada por múltiplas pequenas falhas. Figura retirada de Fossen 2012.

9.4. Microestruturas

As rochas presentes na área apresentam diversas microestruturas que refletem efeitos de deformação.

Para compreender a área foram realizados estudos para comparar o descrito na literatura sobre os mecanismos de deformação. Segundo Passchier & Trouw (2005), as bandas de deformação são zonas planares de cisalhamento frágil com milímetros de largura, que ocorrem em meios porosos.

Quando o esforço diferencial excede certo limite em rochas não fraturadas, segundo Fossen (2012), a rocha pode acumular uma deformação permanente por fluxo

plástico, mas no regime friccional ou rúptil, a rocha irá se deformar por fraturamento quando sua resistência à ruptura for excedida, como ocorre em diversas rochas do Cerro do Jarau. Durante a deformação rúptil, os grãos são moídos e reorganizados, e a deformação manifesta-se de forma localizada, ao longo de fraturas.

A deformação friccional ocorre tipicamente em rochas porosas fracamente consolidadas e em sedimentos. Nestas rochas e sedimentos, o deslizamento friccional ocorre ao longo dos limites existentes de grãos, e o espaço dos poros permite que os grãos se movam em relação aos grãos vizinhos (SCHUELLER, 2013). Os grãos acomodam o deslizamento friccional em suas bordas por translação e rotação, mecanismo denominado fluxo particulado ou fluxo granular.

Em alguns casos há a formação de novas fraturas durante a deformação. Isso sempre acontece na deformação rúptil permanente de rochas não porosas, mas também pode afetar rochas porosas se o esforço nas áreas de contato entre os grãos for suficientemente alto, como é o caso de impactos de meteoritos. Nas rochas porosas, as fraturas intergranulares são frequentes, estas são fraturas que se estendem por diversos grãos e que caracterizam rochas não porosas ou pouco porosas deformadas em regime rúptil. A fratura e o esmagamento dos grãos, associados ao deslizamento friccional ao longo de contatos entre grãos e a rotação de grãos, são denominados cataclase. Intensa cataclase ocorre em zonas delgadas ao longo de superfícies ou de falhas onde acontece uma extrema redução dos tamanhos dos grãos (FOSSEN 2012).

Fossen (2012) observa que um esmagamento proeminente, mas sem evidências de deslocamento por cisalhamento, também pode ocorrer e é denominado pulverização. O processo de pulverização não é muito bem compreendido, mas parece estar relacionado a taxas muito altas de deformação ($> 100 \text{ s}^{-1}$) durante fortes terremotos, que produzem taxas de ruptura muito elevadas. Estende-se esse comportamento às estruturas de impacto por analogia na deformação e conforme Kenkmann (2002) descreve na estrutural de falhas.

No Cerro do Jarau comumente encontram-se grãos com fraturamento intragranular, bem como feições que caracterizam microfalhas ou separações e que ocorrem na estrutura, como descrito anteriormente.

Assim, na área ocorre esmagamento de grãos sem evidências de deslocamento por cisalhamento (Pontos CJ 35, 163, 234 e 770–Figuras 9.32 a 9.35). Estes efeitos podem caracterizar altas taxas de deformação, que seriam condizentes com um evento de impacto. Os Arenitos Homogêneos apresentam, em vários afloramentos, fraturas

intragranulares, ou algum grau de deformação, como exemplo dos pontos CJ 035 e 234 (Figura 9.31 e 9.32) com grãos que refletem alto grau de deformação apresentando fraturas intragranulares, que não ultrapassam o limite do grão e grãos de quartzo com extinção ondulante. Já os Arenitos Laminados apresentam alto grau de deformação na maioria dos afloramentos (Figuras 9.33 e 9.34), além de apresentarem intensa cominuição dos grãos.

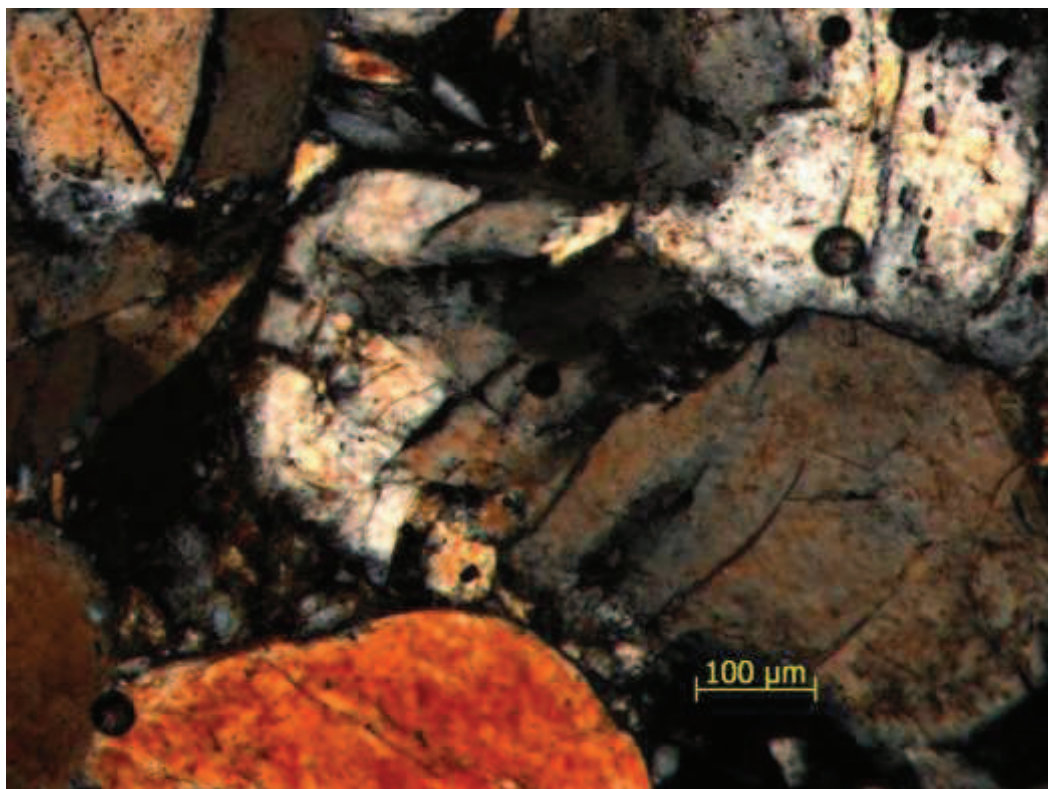


Figura 9.32. Ponto CJ 035. Lâmina do Arenito Homogêneo, com feições de deformação caracterizadas por fraturas intergranulares, que não ultrapassam o limite do grão.

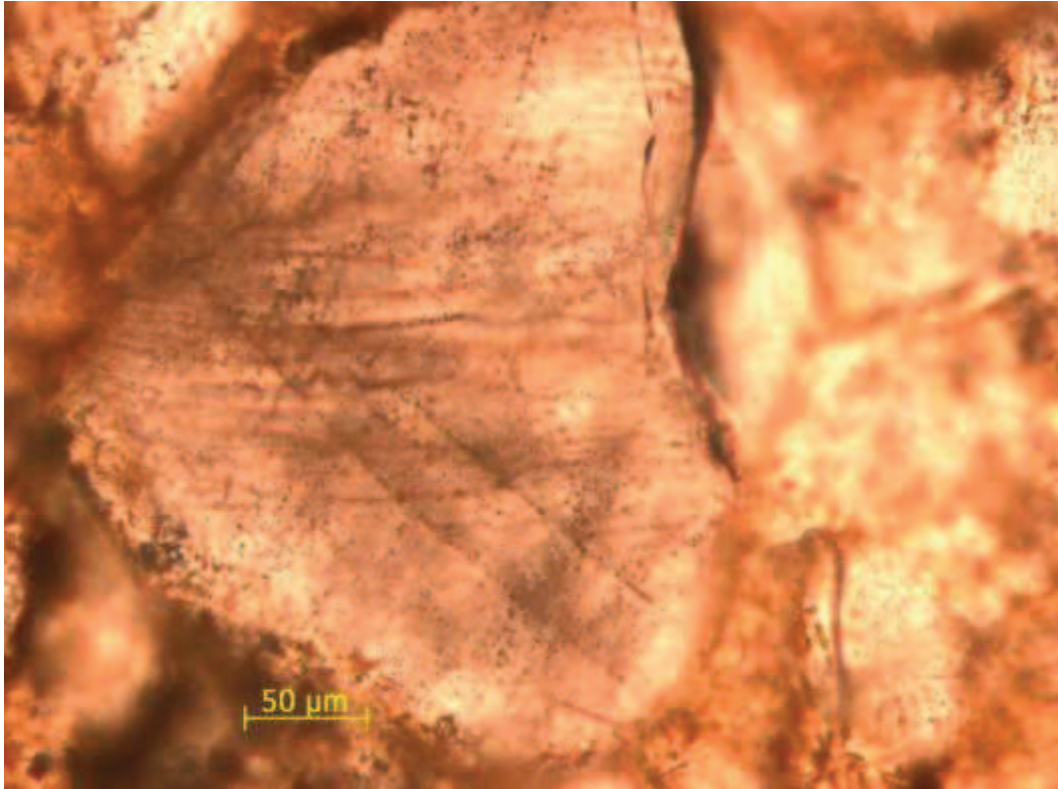


Figura 9.33. Lâmina do Arenito Homogêneo Ponto CJ 234 A. Observa-se no grão de quartzo fraturas em duas direções principais, caracterizando uma feição planar (PF).

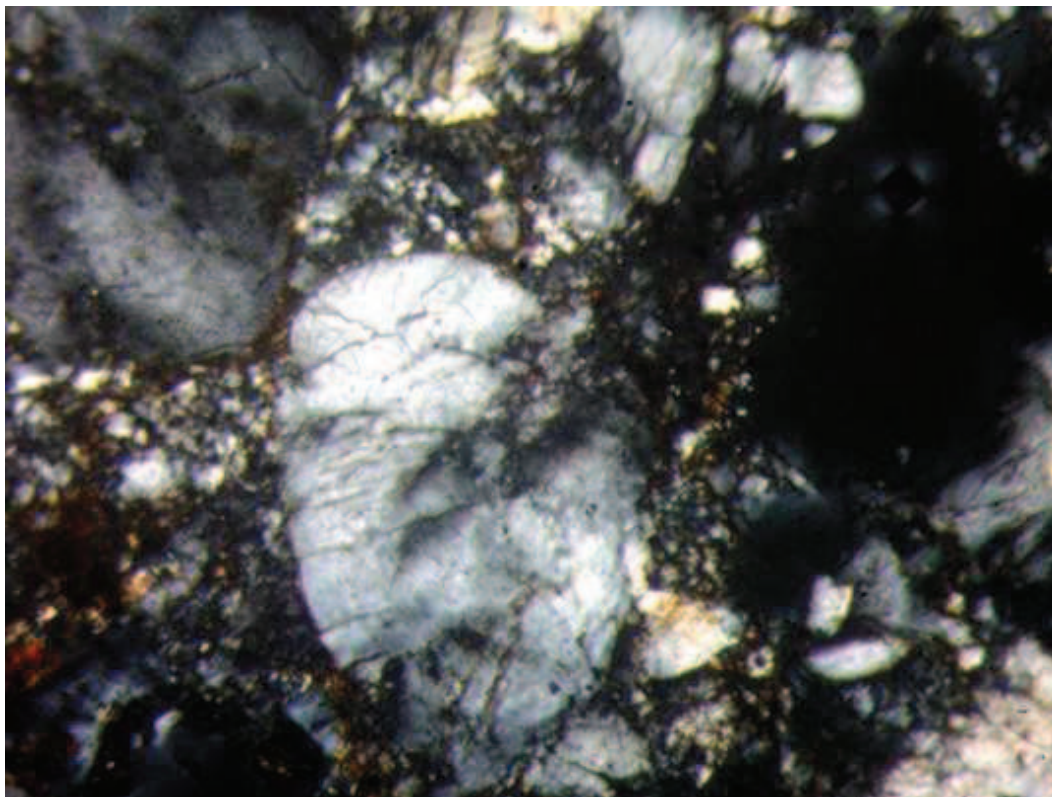


Figura 9.34. Lâmina do Arenito Laminado, ponto CJ 770. Os grãos de quartzo apresentam fraturas intragranulares, associadas a forte extinção ondulante. Observa-se na parte inferior do grão uma desagregação.

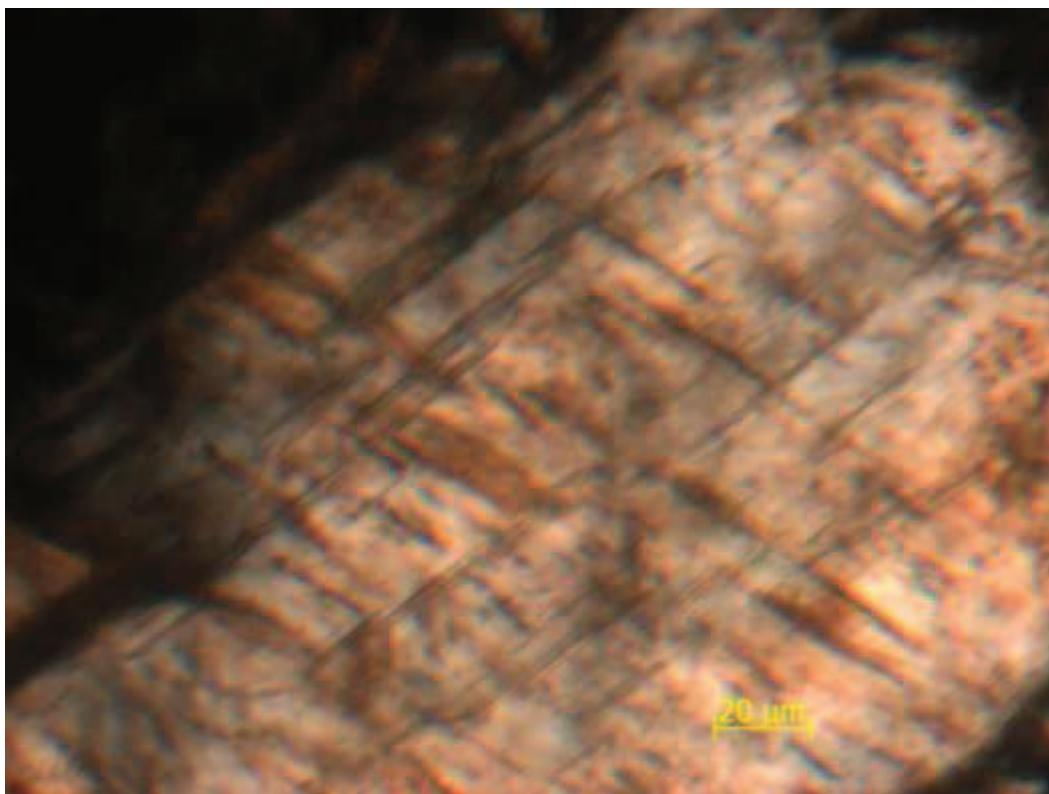


Figura 9.35. Lâmina do Arenito Laminado. Ponto CJ 163. Observa-se um grão de quartzo com duas direções de fraturas intergranulares, caracterizando uma feição planar (PF).

Com todos os elementos apresentados e intensa deformação, a caracterização estrutural da área não deixa dúvidas quanto ao alto grau de deformação. As dobras parecem ondular o basalto como efeito de uma onda de choque, o que é esperado para uma estrutura de impacto. Apesar de não terem sido encontrados PDF's (*Planar Deformation Feature*) em quartzo ou outros minerais, nem *Shatter cones*, não são conhecidos outros processos geológicos para produzir as estruturas como dobras, falhas e bandas de deformação de macro meso e micro escalas encontradas na Estrutura do Cerro do Jarau, se não o impacto de um meteorito.

Vale ressaltar que a área encontra-se deformada em todas as litologias mapeadas, sendo que para o centro e para baixo da estrutura as litologias devem apresentar-se com intensa deformação, dependendo sempre da reologia do material.

10. Geoquímica

Foram analisadas oito amostras de basalto para comparação da composição química entre amostras dentro e fora da estrutura (Mapa dos pontos de geoquímica Figura 10.1), com o objetivo de determinar se houve contaminação nas rochas pelo corpo impactante, ou mesmo alteração hidrotermal devido ao impacto.

Análises de geoquímica de rocha total foram realizadas em oito amostras, sendo três de fora da estrutura e cinco de dentro, no Laboratório ACME, no Canadá.

Para comparação com basaltos de ocorrência regional foram utilizados dados da literatura de Hartmann *et. al.* (2010) e Duarte *et. al.* (2010). Todas as amostras foram tratadas utilizando o programa GCD Kit. A Tabela 10.1. apresenta os resultados das análises efetuadas no Laboratório de Geoquímica ACME, juntamente com os dados da bibliografia de Hartmann *et. al.* (2010) e Duarte *et. al.* (2010).

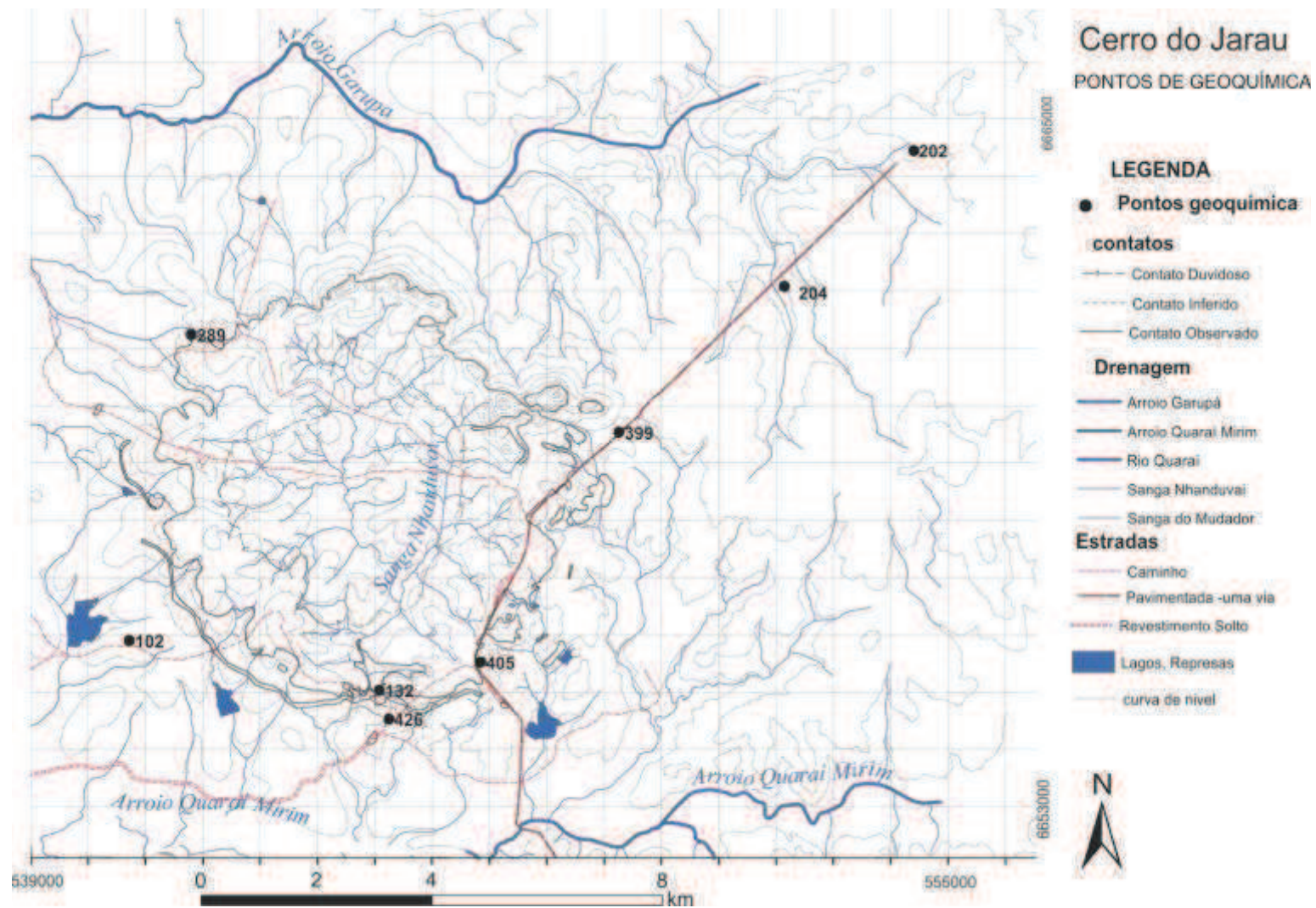


Figura 10.1. Mapa de localização dos pontos onde foram realizadas as análises geoquímicas.

Sample	C1 102*	C1 132	C1 204*	C1 210*	C1 289	C1 399	C1 405	C1 426		Mata Olhç	Catalán 2	Cordillera	Muralha 4		11 1a	22 2a	33 3a	44 4a
Locality	sj	sj	sj	sj	sj	sj	sj	sj		sj	sj	sj	sj		sj	sj	sj	sj
Petrology	bs	bs	bs	bs	bs	bs	bs	bs		bs	bs	bs	bs		bs	bs	bs	bs
Symbol	16	16	16	16	16	16	16	16		10	10	10	10		13	13	13	13
Color	4	2	4	4	2	2	2	2		4	4	4	4		4	4	4	4
SiO ₂	53,03	56,29	51,95	51,90	52,02	52,82	56,46	57,91		50,88	57,55	52,66	54,89		57,45	55,67	52,62	52,53
Al ₂ O ₃	12,79	13,33	14,19	14,27	14,10	13,62	12,65	11,48		14,38	12,36	13,56	13,06		12,46	12,35	14,25	14,14
Fe ₂ O ₃	14,88	10,82	11,47	11,47	11,29	12,46	10,55	12,39		10,56	13,79	12,21	13,02		13,55	12,77	11,39	11,18
MnO	0,24	0,16	0,18	0,17	0,18	0,18	0,13	0,18		0,15	0,18	0,22	0,18		0,15	0,14	0,19	0,19
MgO	3,85	4,69	6,37	6,09	6,31	4,46	4,08	1,89		6,87	2,02	5,20	3,23		1,98	2,17	6,13	6,03
CaO	7,60	7,98	10,02	9,94	9,67	7,96	7,21	5,30		10,92	5,78	8,83	7,19		5,26	6,40	10,04	9,94
Na ₂ O	2,58	2,48	2,35	2,23	2,33	2,62	2,31	2,48		2,20	2,82	2,52	2,79		2,68	2,24	2,35	2,35
K ₂ O	1,96	1,80	1,24	1,13	1,20	1,51	1,85	2,78		0,67	2,50	0,95	2,22		2,59	1,78	1,15	1,11
TiO ₂	1,87	1,13	1,10	1,06	1,09	1,34	1,08	1,41		0,91	1,81	1,32	1,51		1,77	1,76	1,10	1,12
P ₂ O ₅	0,20	0,12	0,11	0,12	0,12	0,16	0,11	0,29		0,11	0,24	0,19	0,21		0,23	0,23	0,13	0,14
L.O.I.	0,7	1,0	0,8	1,4	1,4	2,7	3,3	3,5		2,1	0,7	2,1	1,4		1,6	4,2	0,4	1,0
Total	99,75	99,80	99,79	99,78	99,78	99,78	99,77	99,66		99,75	99,75	99,77	99,73		99,75	99,68	99,76	99,76
Total - L.O.I.	99,05	98,80	98,99	98,38	98,38	97,08	96,47	96,16	0,00	97,65	99,05	97,67	98,33	0,00	98,15	95,48	99,36	98,76
Cr																		
Ni	31	43	48	54	50	42	36			20,00		123,00	19,00					
Ba	389	294	205	272	207	299	294	1348		152	514	332	408					
Rb	63,2	46,5	37,3	38,7	36,5	48,4	47,8	81,0		15,0	97,0	36,0	81,0					
Sr	171,6	158,7	172,6	189,8	166,5	200,4	153,7	146,9		192,0	204,0	212,0	208,0					
La	24,7	18,8	14,9	18,0	15,8	20,4	21,9	43,0		9,6	33,4	27,5	26,9					
Ce	47,4	36,1	31,7	30,0	30,7	39,5	32,7	73,5		20,0	70,0	53,0	58,0					
Zr	159,9	102,3	95,1	97,2	98,4	128,2	103,9	205,8		71,0	215,0	140,0	172,0					
Y	45,8	29,0	20,5	23,7	21,8	25,5	23,3	59,2		18,0	40,0	29,0	39,0					
Nb	10,4	6,7	6,2	6,2	6,0	9,3	5,8	13,5		4,4	16,4	11,4	14,0					
Cu	106,2	62,5	54,3	32,0	41,2	110,7	282,8	235,4		71,0	57,0	153,0	71,0					
Zn	46	53	28	34	32	43	37	58										
Co	38,6	34,6	37,2	38,2	37,5	36,4	30,7	29,5		42,0	38,0	39,0	40,0					
V	498	317	324	320	323	348	381	300		289	426	320	399					
Ga	18,2	15,8	15,7	16,5	15,8	18,3	15,4	16,3		15,6	22,0	19,0	20,0					
Sm	5,97	4,34	3,27	4,54	3,75	4,37	4,82	8,77		2,70	7,60	5,90	6,40					
Eu	1,72	1,25	1,08	1,33	1,16	1,32	1,23	2,34		0,90	1,80	1,70	1,60					
Nb	10,4	6,7	6,2	6,2	6,0	9,3	5,8	13,5		4,4	16,4	11,4	14,0					
Nd	26,8	19,3	15,2	19,5	17,5	18,9	21,6	38,4		11,0	35,0	26,0	31,0					
Dy	7,36	4,75	3,70	4,76	4,21	4,48	4,38	9,62		3,10	7,00	6,00	6,80					
Tb	1,13	0,77	0,62	0,71	0,63	0,74	0,70	1,51		0,54	1,26	1,03	1,16					
Pb	1,6	1,9	1,6	1,6	1,4	1,8	1,4	3,6										
U	1,0	0,9	0,6	0,7	0,5	0,7	1,4	1,2		0,8	2,4	0,9	2,2					
Th	5,3	4,7	4,2	3,5	3,8	5,0	4,1	7,9		2,7	9,0	4,0	7,0					
Ho	1,52	0,99	0,82	0,82	0,82	0,98	0,88	1,95		0,63	1,40	1,16	1,39					
Er	3,98	2,92	2,24	2,45	2,18	2,69	2,47	5,54		1,90	3,96	3,52	4,11					
Tm	0,65	0,40	0,29	0,34	0,33	0,36	0,33	0,78		0,27	0,60	0,51	0,59					
Yb	4,29	2,44	2,03	2,17	2,11	2,57	2,04	4,59		1,86	3,78	3,10	3,56					
Lu	0,59	0,40	0,30	0,32	0,29	0,35	0,31	0,71		0,24	0,56	0,43	0,54					

Tabela 10.1. Resultados da geoquímica de rocha total das amostras de basalto da área de estudo. Laboratório ACME e Hartman *et. al.* (2010) e Duarte *et. al.* (2010). As amostras com asterisco ao lado são os basaltos de fora da estrutura do Cerro do Jarau. Os derrames e amostras de Hartman *et. al.* (2010) e Duarte *et. al.* (2010) são também amostras de fora da estrutura. As numerações de amostras de Duarte *et. al.* (2010) são referentes aos derrames conforme estipulado pelo autor.

As amostras analisadas correspondem a três basaltos de fora da estrutura, sendo estes homogêneos, com textura afanítica e sem presença de veios avermelhados. Os outros cinco basaltos são internos à estrutura e apresentam veios de composição basáltica adicionado de sílica (quartzo), são em geral de textura fanerítica fina e os veios representam uma porcentagem de 15% no volume da rocha.

Ao analisar, em separado, as amostras de dentro e de fora da estrutura, realizando a média dos dados obtidos, é possível verificar que as amostras apresentam características idênticas, como verificado no diagrama de elementos maiores (Figura 10.2). No diagrama de elementos traços (Figura 10.3) nas amostras de dentro da estrutura, se destaca uma pequena variação marcada por teores mais elevados de Ba e Cu, porém a quantidade anômala de Ba se dá apenas na amostra CJ 426 que apresenta alto conteúdo de LOI. Considerando o que os basaltos estão associados a arenitos (presença de intertrapas) é esperado que o hidrotermalismo responsável pela formação dos veios tenha mobilizado em pequenas quantidades estes dois elementos. Assim, os dados obtidos para as amostras estudadas indicam que não houve contaminação com elementos relacionados ao corpo impactante, durante a formação dos veios encontrados nos basaltos do interior de estrutura.

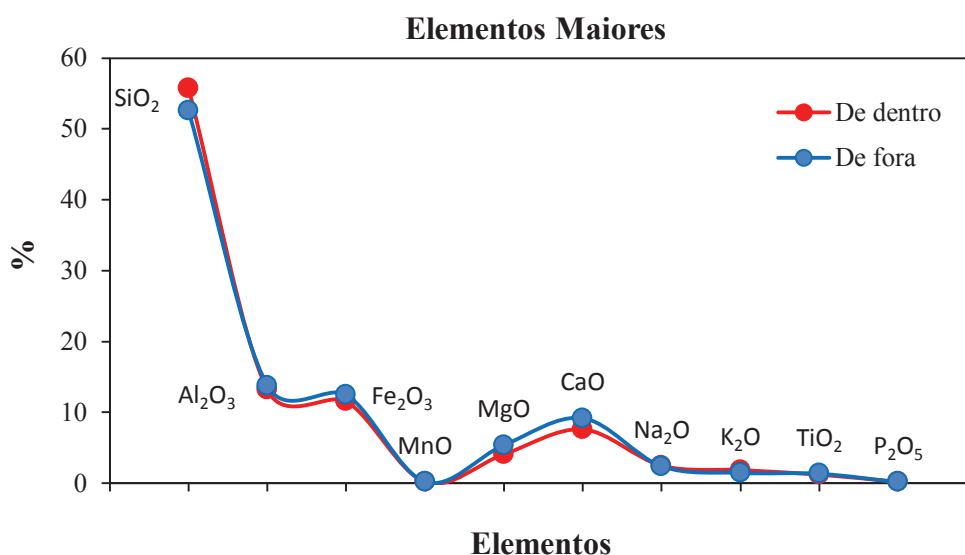


Figura 10.2. Diagrama da média de Elementos Maiores referentes aos basaltos de dentro da estrutura (em vermelho) e de fora da estrutura (em azul).

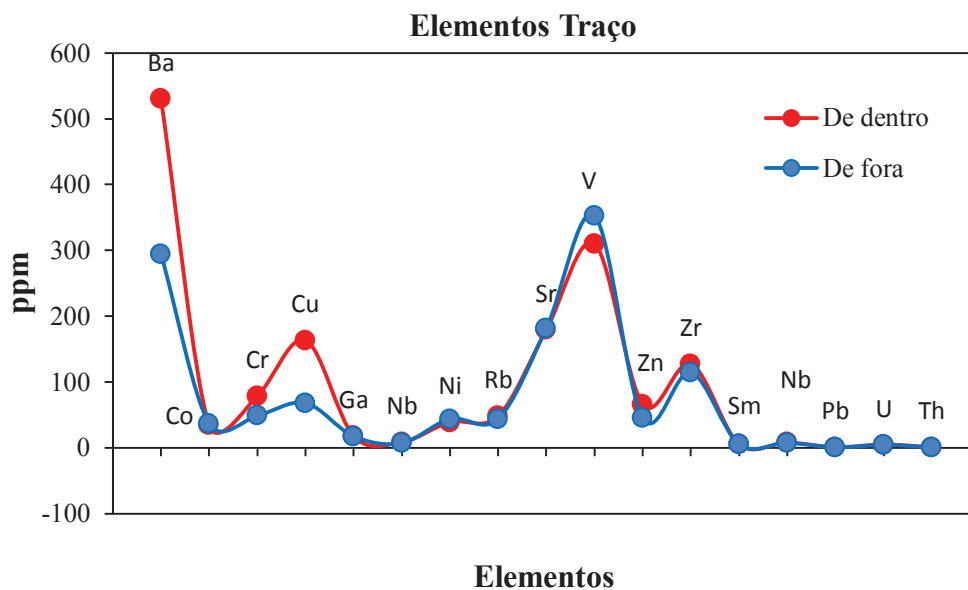


Figura 10.3. Diagrama de elementos traços referentes aos basaltos de dentro da estrutura (vermelho) e de fora da estrutura (azul).

Os resultados obtidos para as rochas basálticas estudadas é bastante coerente com o que consta na literatura. São todos basaltos toleíticos baixo-Ti (teores de $\text{TiO}_2 < 2$ peso%). De acordo com os critérios de Cox *et al.* (1979) (Figura 10.4), as rochas estudadas são subalcalinas, de caráter intermediário, sendo em sua maioria basaltos-andesíticos a andesitos, o que é coerente com os dados da literatura de Hartmann *et al.* (2010).

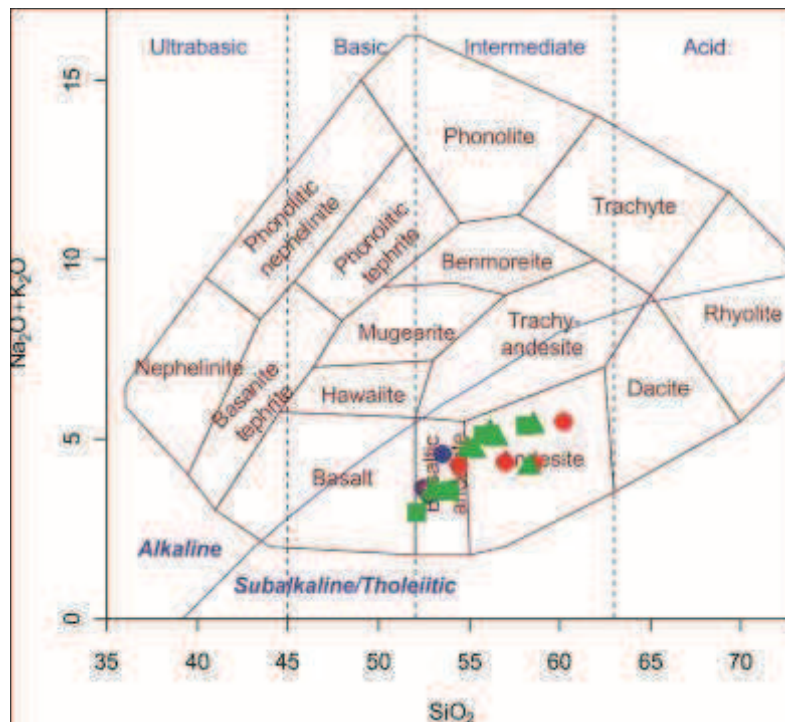


Figura 10.4. Diagrama TAS de Cox *et al.* (1979) mostrando a classificação química das rochas estudadas e das ocorrentes na região. Dados calculados em base anidra. Círculos azuis são amostras de fora da estrutura, círculos vermelhos são amostras do interior da estrutura, quadrados e triângulos verdes dados da literatura referentes aos dados de Hartmann *et al.* (2010) e Duarte *et al.* (2010), respectivamente.

Os elementos maiores (Figura 10.5) mostram tendências evolutivas normais de rochas basálticas e apresentam comportamento bastante homogêneo quando considerado o conjunto, sobretudo para o grupo de amostras de fora da estrutura. A sílica foi escolhida como índice de diferenciação devido a variação deste elemento dentre as amostras estudadas. Para as amostras de dentro da estrutura são notáveis teores algo mais elevados de sílica, que refletem a presença dos veios de sílica que ocorrem nessa porção da estrutura.

O conjunto de amostras mostra tendências normais para rochas basálticas, com comportamento compatível de MgO, Al₂O₃ e CaO e incompatível dos demais elementos maiores (Figura 10.5).

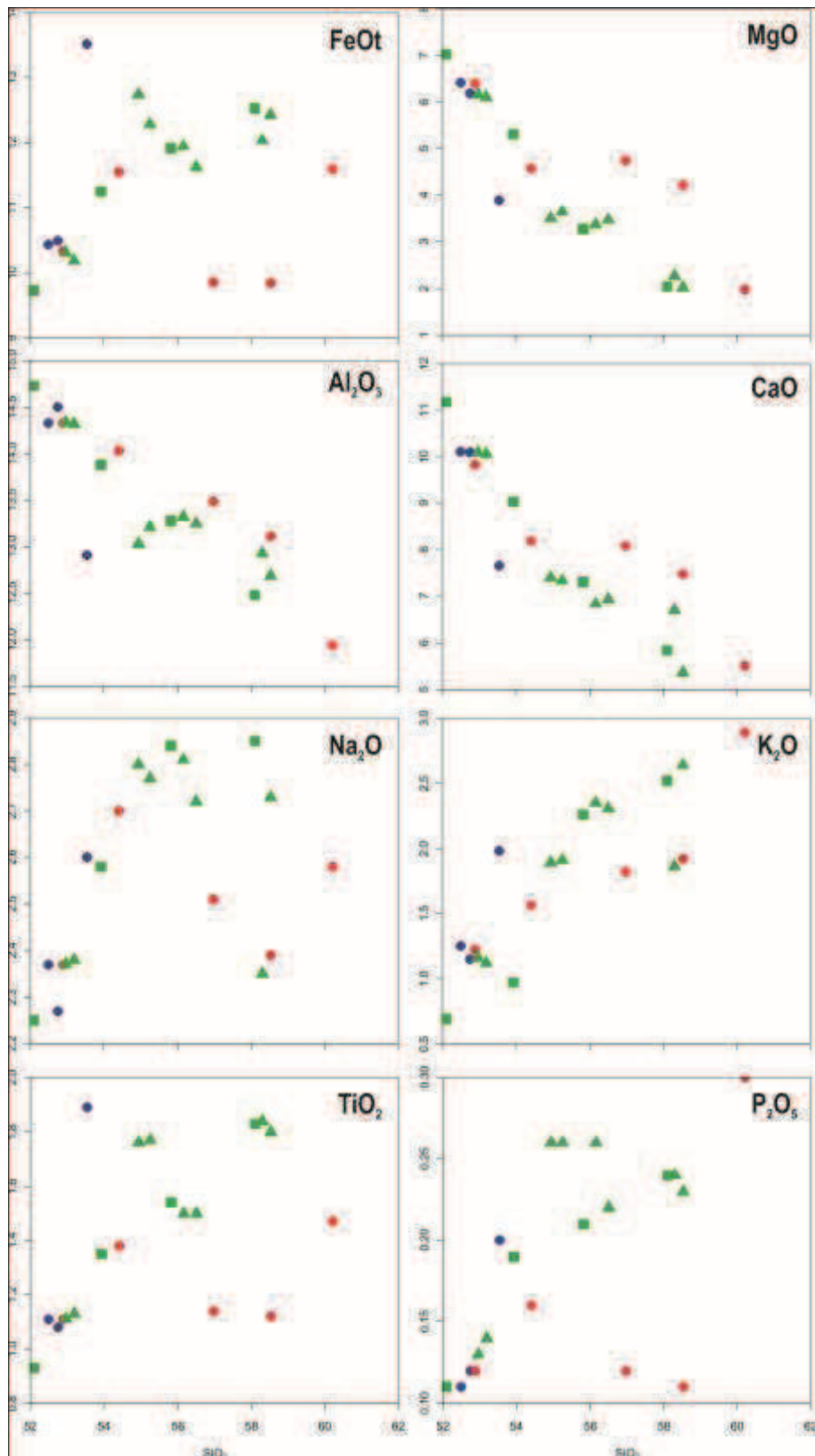


Figura 10.5. Diagramas binários de elementos maiores vs SiO_2 para as amostras estudadas e dados da literatura. Dados calculados em base anidra. Símbolos como na figura 10.4.

Já em relação aos elementos traços (Figura 10.6), a distribuição dos elementos, bem como os teores são bastante similares independentemente da localização das

amostras, o que aponta que o processo de impacto não causou mobilidade destes elementos. Nota-se uma exceção nos dados do ponto CJ 426 pois seu resultado de LOI é demasiado elevado e não deve ser levado em consideração.

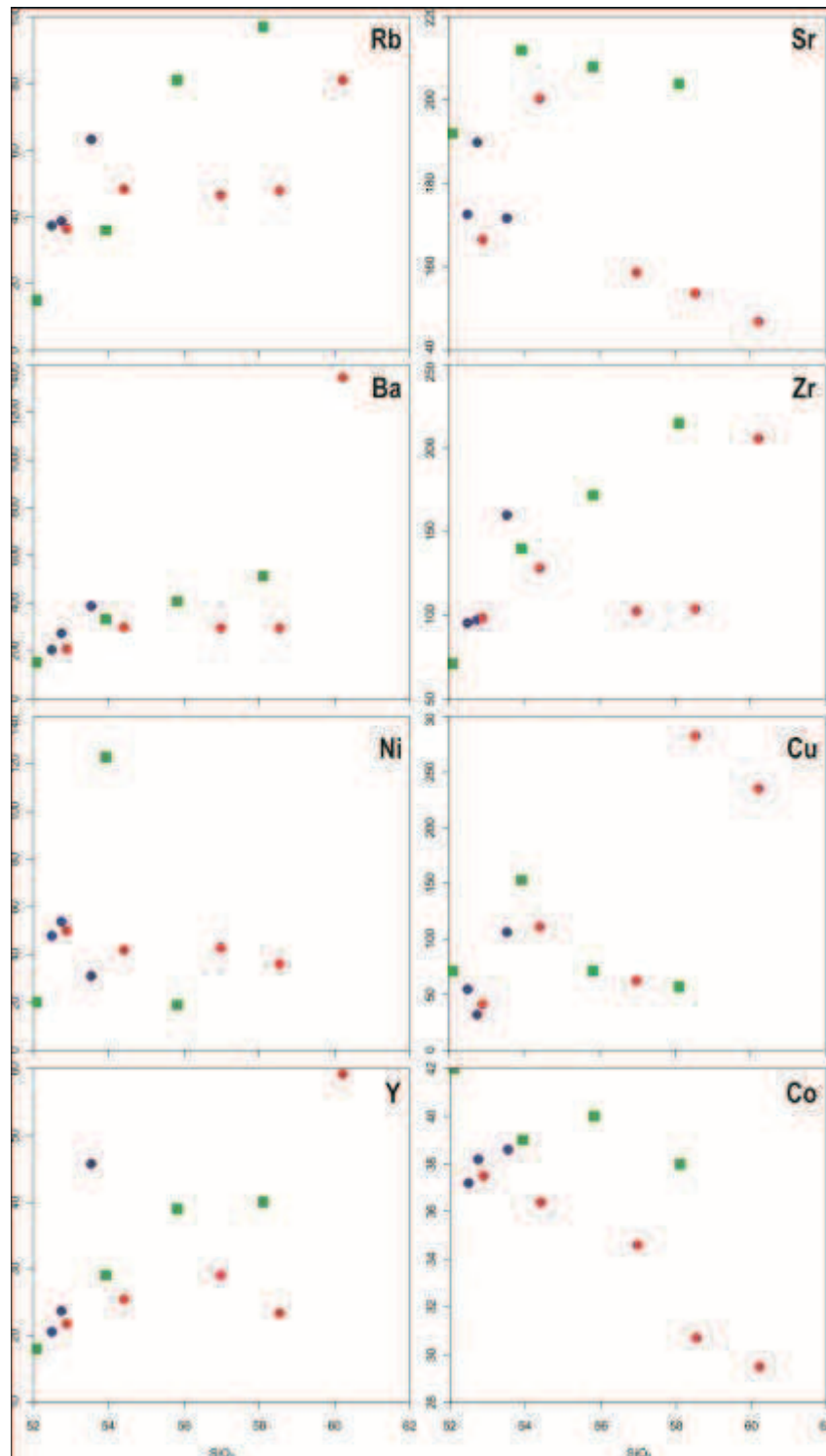


Figura 10.6. Diagramas binários de elementos traço vs SiO_2 para as amostras estudadas e dados da literatura. Dados de SiO_2 calculados em base anidra. Símbolos como na figura 10.4.

No diagrama multielemental normalizado pelos valores de SUN & MCDONOUGH (1898) (Figura 10.7), o comportamento de todos os elementos é muito consistente, isso indica que todas as amostras estudadas, bem como as da literatura (HARTMAN *et al.* 2010) são originados por uma fonte homogênea ou muito similar e que o processo de deformação não alterou o comportamento geoquímico de nenhum dos elementos. Não são notadas diferenças nem entre as amostras de dentro e fora da estrutura e nem mesmo quando estas são comparadas aos dados regionais da literatura de Hartmann *et al.* (2010).

No diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizado pelo valor condrítico de Boynton (1984) (Figura 10.8) existe também uma consistência do comportamento dos ETRs para as amostras de dentro e fora da estrutura, exceto para a amostra CJ-426. Todas as amostras mostram também uma leve anomalia de Eu. Considerando os dados regionais da literatura (HARTMAN, 2010), a média das amostras estudadas se encontra na distribuição padrão sem nenhuma anomalia do comportamento dos ETRs, o que indica, assim como no diagrama multielemental, que os basaltos do presente estudo, bem como os de ocorrência regional (HARTMAN, 2010) são originados por uma fonte única, bastante homogênea e que o processo de deformação não causou nenhum distúrbio na distribuição dos ETRs.

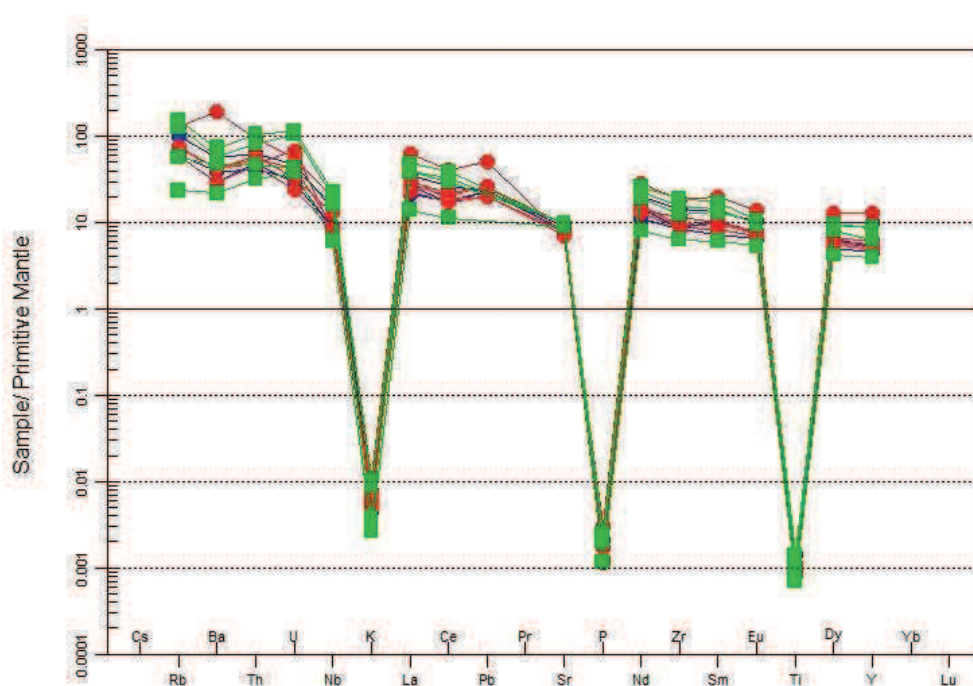


Figura 10.7. Diagrama multielemental normalizado pelos valores de SUN & MCDONOUGH (1898), para as rochas estudadas e basaltos da região (dados da literatura). Símbolos como na figura 10.4.

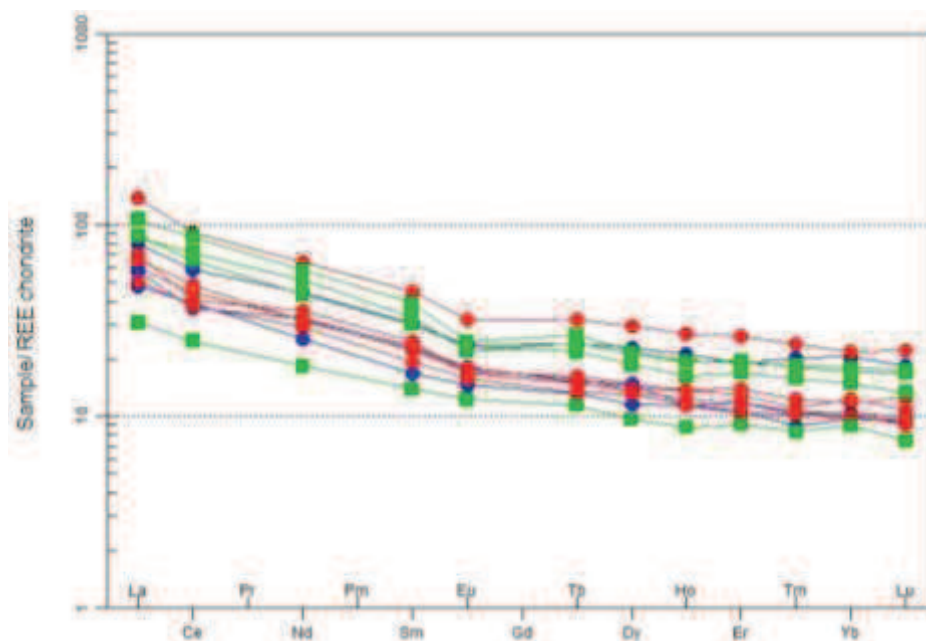


Figura 10.8. Diagrama ETR normalizado pelo valor condritico segundo Boyton (1984), referente às amostras da região e dados da literatura. Símbolos como na figura 10.4.

Por comparação direta, efetuada mediante dados apresentados na Tabela 10.1, chega-se a conclusão que a amostra CJ 102 (localização Figura 10.1) corresponde ao Derrame 4 (Muralha) e as amostras CJ 204 e 210 correspondem ao Derrame 2 (Colada Catalán). Nota-se que estes basaltos encontram-se fora da estrutura, na área considerada sem deformação, indicando que abaixo destes ainda devem ocorrer mais um derrame na parte sul e mais três na área oeste do Cerro, segundo a literatura. As amostras de dentro da estrutura que foram analisadas, não podem ser comparadas mediante o teor de SiO_2 , pois estas apresentavam veios de coloração avermelhada com contaminação de sílica.

11. MEV-EDS (Microscopia eletrônica de Varredura e Espectroscopia de Energia Dispersiva)

As análises de MEV-EDS foram realizadas no laboratório de MEV da Unicamp, no Instituto de Geociências. Foram analisadas nove amostras, sendo seis de basaltos com veios e três de arenitos laminados onde as rochas apresentavam maior deformação como dobras e pequenas falhas. As análises foram efetuadas com a finalidade de determinar a composição dos veios presentes nas rochas basálticas no interior do Cerro do Jarau. Nos arenitos o objetivo das análises foi o reconhecimento de PDF's, que não foram encontrados, porém foi possível verificar outras feições de deformação, que são descritas a seguir.

11.1. Basaltos

O resultado das análises no MEV-EDS nos possibilitou individualizar três tipos de veios nos basaltos:

Tipo 1: Formado por clastos de basalto em meio a uma matriz com composição semelhante ao basalto, que caracterizam fraturas irregulares que quebram a rocha formando uma brecha e são preenchidas pelo mesmo material do basalto, embora com aumento na porcentagem de SiO_2 .

Tipo 2: De característica visual semelhante ao tipo 1, mas que apresenta uma grande quantidade de quartzo.

Tipo 3: Caracterizado por fraturas retilíneas, sem aspecto brechado e sua composição é essencialmente quartzosa, com alguns pequenos cristais de feldspatos e piroxênios.

A Tabela 11.1 apresenta a estratégia utilizada para a caracterização dos veios.

Amostra	Campos analisados	Pontos analisados
CJ 097	5	53
CJ 186 B	2	38
CJ 390	2	18
CJ 399 A	5	72
CJ 414 C	4	25
CJ 526	3	22

Tabela 11.1. Amostras, campos analisados e número de análises totais de cada amostra.

São apresentados os dados do ponto CJ 097 que caracteriza os veios Tipo 1, ponto CJ 390 que caracteriza o veio Tipo 2 e ponto CJ 186 B, característica dos veios Tipo 3.

Na amostra CJ 097 foram encontrados veios de celadonita e calcita. É verificada também cominuição dos grãos ao redor do veio. Esta amostra é a única que apresenta o veio de celadonita, embora a mineralogia do basalto inalterado é igual a dos demais ocorrentes na região (Figuras 11.1 a 11.3). A Tabela 11.2 mostra a composição química dos minerais identificados e a Figura 12.4 ilustra os gráficos de classificação dos minerais.

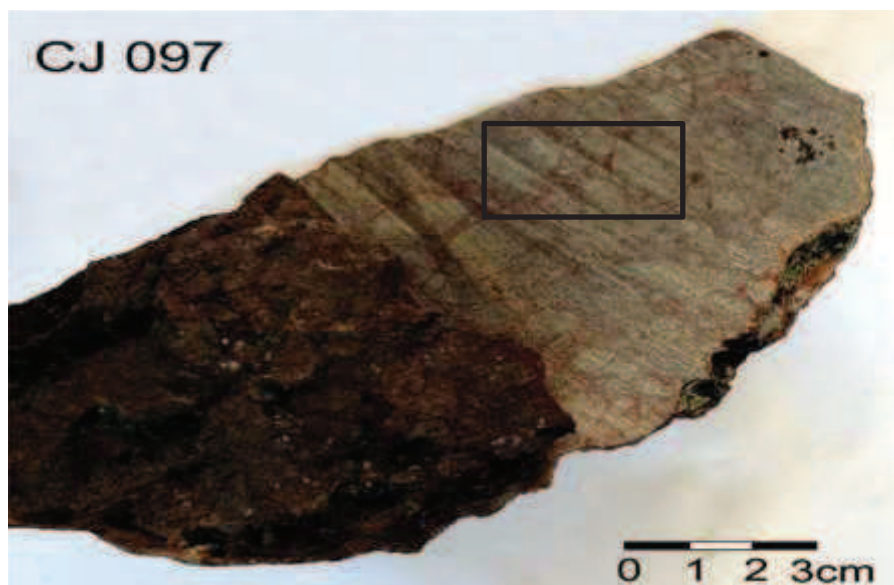


Figura 11.1. Amostra CJ 097 com local onde foi feita a seção delgada, amostra com veios avermelhados que preenchem as fraturas formadas por brechação.

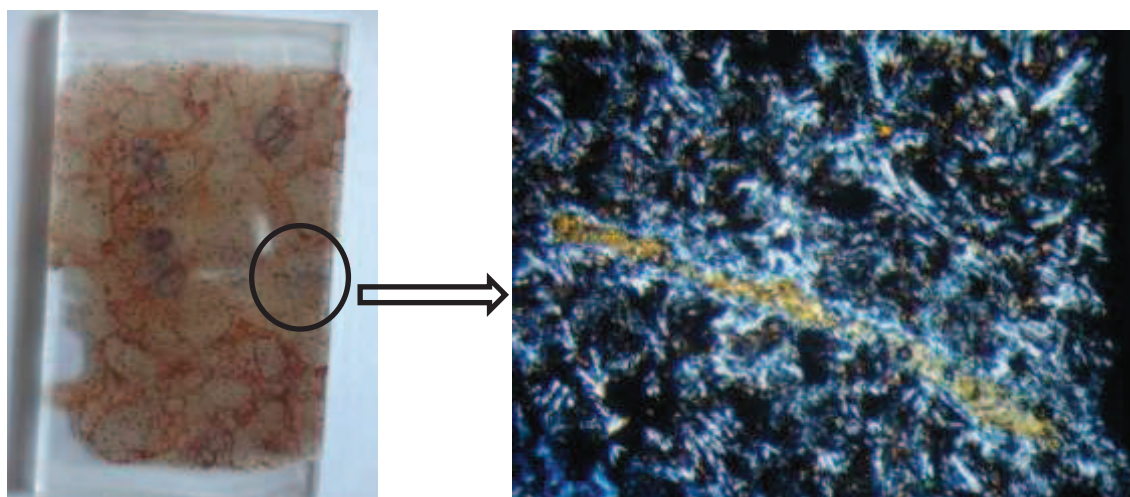


Figura 11.2. Seção delgada CJ 097, fotomicrografia em microscópio óptico do veio de celadonita, numa matriz basáltica.

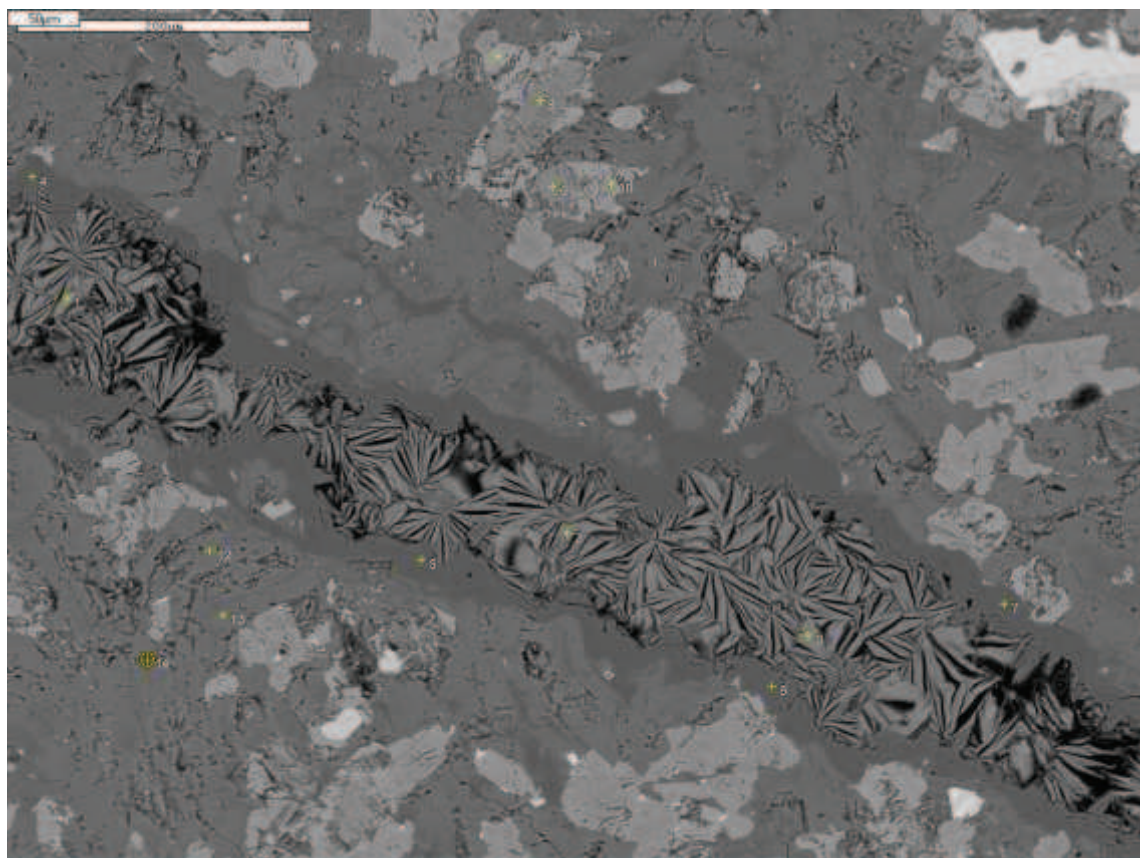


Figura 11.3. Fotomicrografia em MEV ponto CJ 97-I1. Pontos amarelos onde foram realizadas as análises EDS. Veio de celadonita no centro da lâmina, com basalto ao redor composto por piroxênios e plagioclásios (composição vide tabela 11.2).

Fase/Ponto	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	45,7789	43,2332	43,4472	100	100	100	100
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	9,2774	9,9955	8,8051	-	-	-	-
FeO	18,8987	18,4741	18,0625	-	-	-	-
MnO	0,2841	-	-	-	-	-	-
MgO	14,5922	16,7312	14,2274	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	5,7098	4,2161	6,5169	-	-	-	-
Total	94,5411	92,6501	91,0591	100	100	100	100
Nome	Ferroalumino celadonita	Ferroalumino celadonita	Ferroalumino celadonita	Sílica	Sílica	Sílica	Sílica

Fase/Ponto	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	x	53,2019	52,3248	51,1911	52,5442	51,6189	51,5333
TiO ₂	1,4012	0,8341	0,4003	0,2669	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	27,3411	29,2873	29,155
FeO	28,7275	20,8928	26,4118	29,1907	0,8234	0,9649	0,9134
MnO	-	-	0,4777	0,7489	-	-	-
MgO	13,5474	7,18	14,8906	13,1329	-	-	-
CaO	4,1696	4,2676	4,6733	4,1696	10,6059	12,8027	12,9426
Na ₂ O	11,3771	6,8209	-	-	4,254	3,7744	3,6935
K ₂ O	0,4457	-	-	-	0,8312	0,3012	0,1927
Total	59,6685	93,1973	99,1785	98,7001	96,3998	98,7494	98,4305
Nome	Ferropigeonita	Ferropigeonita	Ferropigeonita	Ferropigeonita	Bytownita	Bytownita	Bytownita

Tabela 11.2. Composição química dos pontos analisados em EDS na amostra CJ 97 Ponto 11.

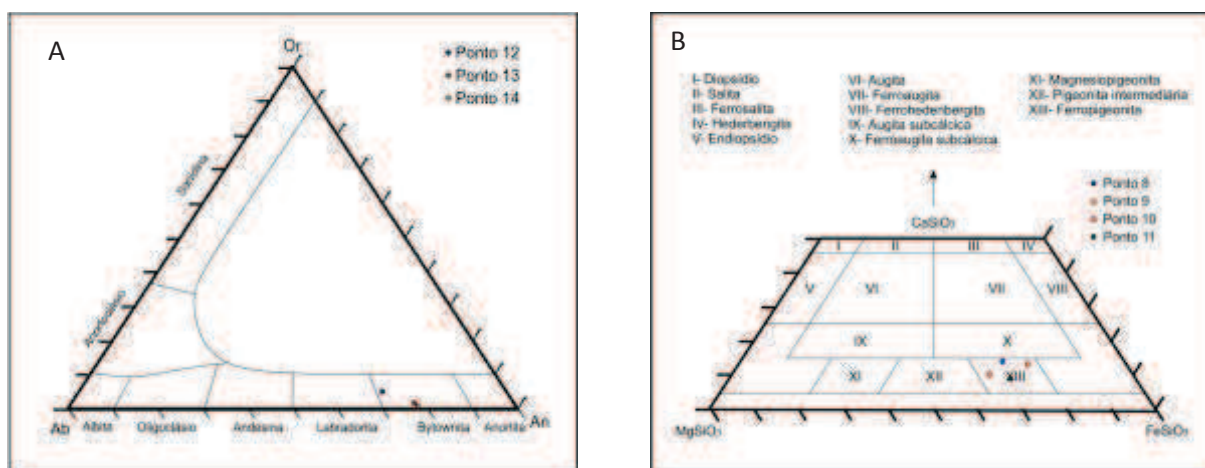


Figura 11.4. Diagramas de composição mineral para feldspatos A e piroxênios B da amostra CJ 97. Notar que caem nos mesmos campos, sendo os feldspatos Bytonitas e os piroxênios Ferropigeonita.

Os dados apresentados acima são referentes ao ponto CJ 097, mas podem ser também correlacionados com os pontos CJ 414, que apresenta sua mineralogia muito similar, composta de labradorita, ferroaugita, magnetita, ilmenita e poucos cristas de quartzo.

Na amostra CJ 390, representante dos veios Tipo 2, a composição do veio apresenta maior quantidade de quartzo, o que indica que houve maior contaminação deste mineral (Figuras 11.5, 11.6, Tabela 11.3).

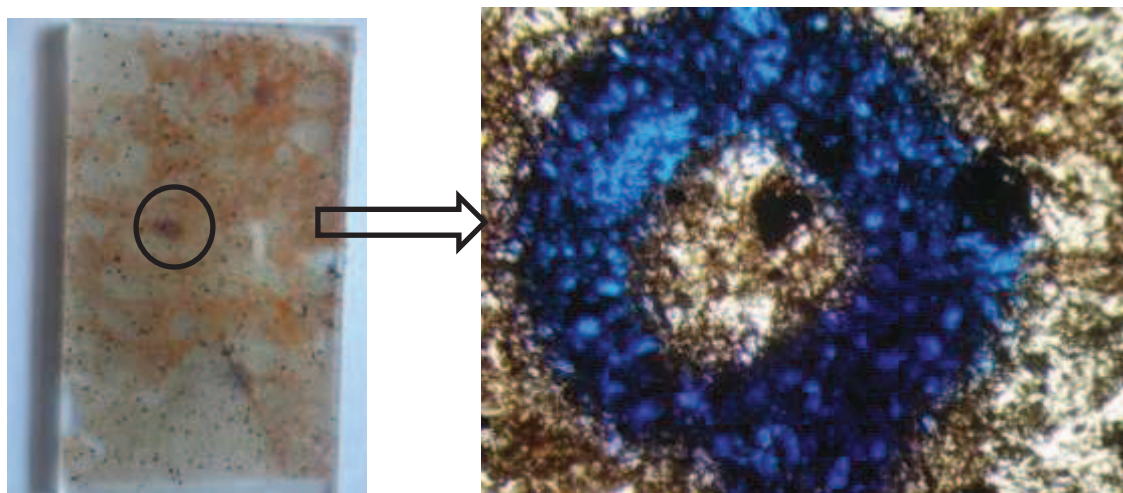


Figura 11.5. Lâmina CJ 390 seguida de foto no microscópio ponto II e ponto analisado em MEV-EDS.

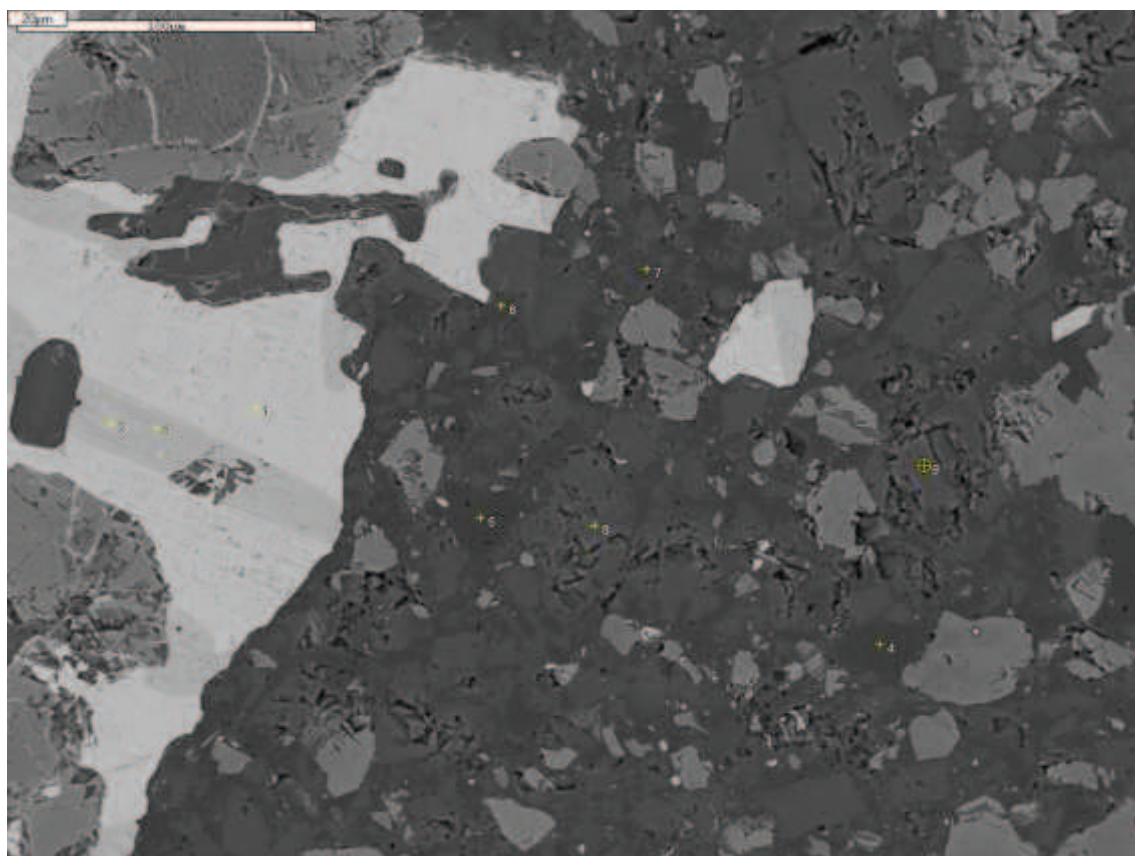


Figura 11.6. Fotomicrografia em MEV, ponto CJ 390 II. Pontos amarelos onde foram realizadas as análises em EDS. Composição tabela 11.3.

Fase/Ponto	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO2	0	0	0	100	100	100	100	100	52,282
TiO2	13,0445	50,9104	55,5477	-	-	-	-	-	-
Al2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	28,6637
FeO	73,8194	44,024	37,257	-	-	-	-	-	-
MnO	0,297	2,4275	1,6786	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	12,4809
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-	3,9362
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-	0,265
Total	87,1609	97,3619	94,4833	100	100	100	100	100	97,6278
Nome	Magnetita	Ilmenita	Ilmenita	Sílica	Sílica	Sílica	Sílica	Sílica	Bytownita

Tabela 11.3. Composição química dos pontos analisados pelo EDS na amostra CJ 390 II.

As análises acima podem ser correlacionadas com os pontos CJ 526 e 399 A, que apresentam composição semelhante a CJ 390, com raros cristais de bytonita e ferroaugita, que provém do basalto, mas também com maior quantidade de grãos de quartzo arredondados, cuja textura observada no microscópio óptico indica que se tratam de cristais de quartzo provenientes do arenito.

A amostra CJ 186 B, representativa do Tipo 3, constitui um veio retilíneo (Figura 11.7), o que a diferencia dos veios anteriores de aspecto brechado. As imagens bem como os resultados analíticos são apresentados na Figura 11.8 e Tabela 11.4 respectivamente.

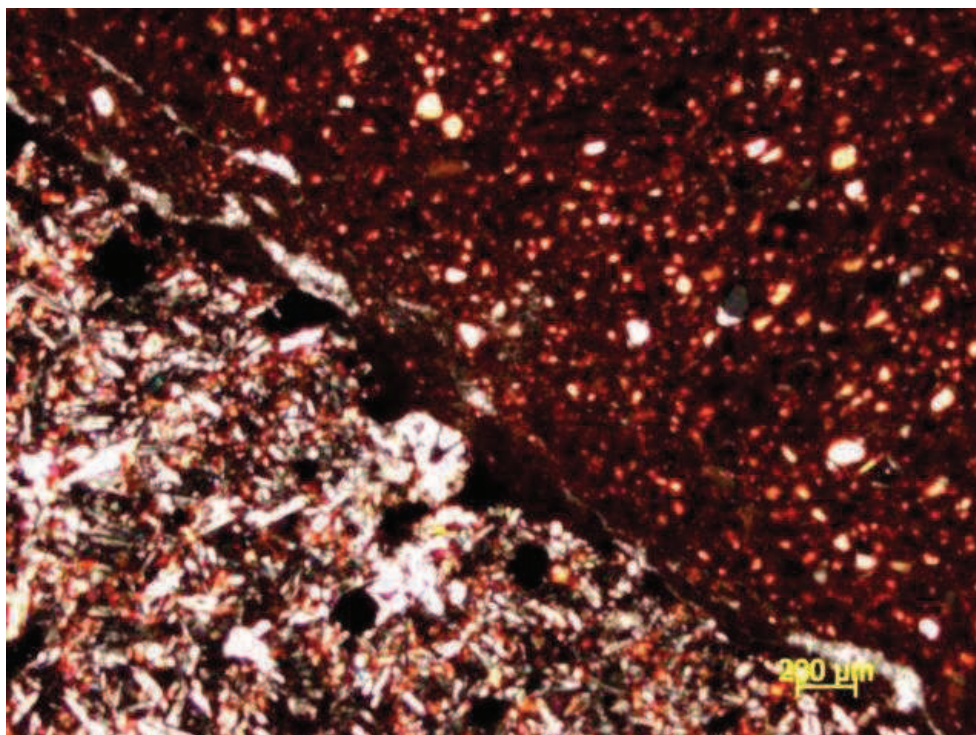
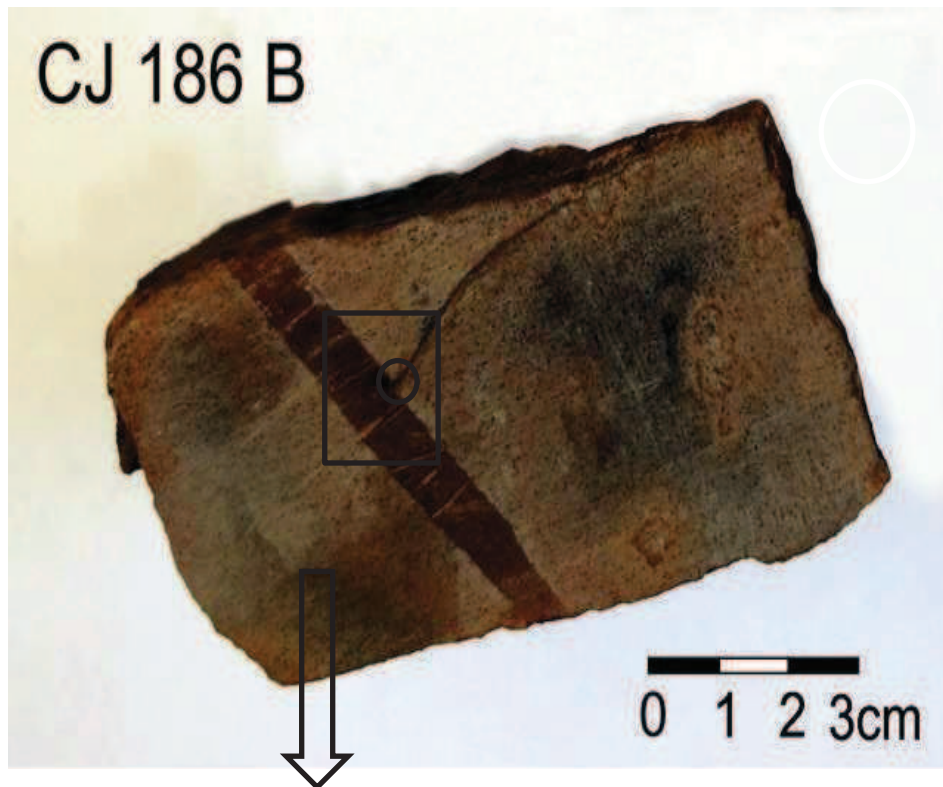


Figura 11.7. Amostra CJ 186 B seguida de fotomicrografia de lâmina delgada com local da análise de MEV-EDS no círculo preto. Fotomicrografia mostrando claramente o contato entre o veio e o basalto (veio na parte superior e basalto na parte inferior). Contato direto, sem metamorfismo de contato, presença de cristais de quartzo, grãos subarredondados, em meio a matriz avermelhada do veio.

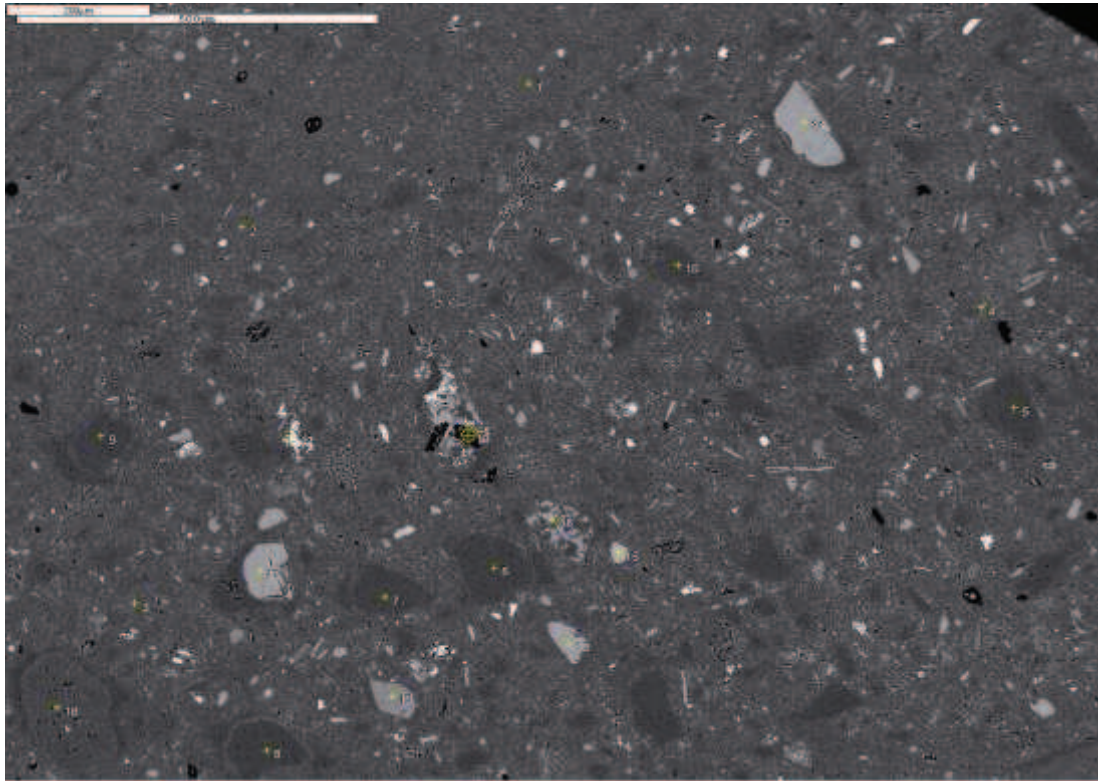


Figura 11.8. Amostra CJ 186 B seguida de foto no microscópio óptico, evidenciando o contato do basalto com o veio e fotomicrografia em MEV, ponto CJ 186 B. Pontos amarelos onde foram realizadas as análises em EDS.

Fase/Ponto	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nome	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz	Qtz

Fase/Ponto	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	100%	65,30	66,66	65,06	64,63	64,26	64,97	64,97	69,69	
TiO ₂										
Al ₂ O ₃		18,04	18,67	18,02	18,37	18,66	18,08	18,08	19,53	
FeO										
MnO										
MgO										
CaO									0,3	
Na ₂ O			3,19	0,8	0,71	0,44	0,41	0,41	10,48	
K ₂ O		16,66	11,48	16,12	16,29	16,64	16,54	16,54		
Total										
Nome	Qtz		Albita	Albita	Albita	Albita	Albita	Albita		X

Tabela 11.4. Composição química dos pontos analisados em EDS na amostra CJ 186 B. Ponto 19 com problema no EDS.

Com a análise do ponto CJ 186 B é possível compara-lo aos descritos na literatura por Hartmann *et. al.* (2012). Contudo, dado que o mesmo ocorre no centro da estrutura, pode ter sido formado pelo mesmo evento dos demais veios (Tipo 1 e 2).

Com a análise em EDS foi possível fazer a classificação dos feldspatos e piroxênios, além de comprovar a ocorrência extensiva de quartzo, que em lâmina delgada ao microscópio óptico é somente identificado como sílica amorfa e muitas vezes de difícil reconhecimento. Os feldspatos comuns nos basaltos estudados são labradorita e bytonita. Os piroxênios presentes são ferropigeonita e ferroaugita. Além da magnetita e ilmenita que constituem os minerais opacos comuns em todas as lâminas de basalto.

11.2. Arenitos Laminados

Nos arenitos analisados foi possível verificar a alta taxa de deformação intragranular que ocorre nos grãos de quartzo. Foram analisadas três amostras dos pontos mais deformados (CJ 163, 243 e 294) com o intuito de encontrar PDF (Feição de deformação planar), porém estas feições não foram identificadas. A lâmina que apresentou maior deformação foi a CJ 163 e será esta a apresentada.

Foram verificadas fraturas intragranulares, que não ultrapassam o limite do grão (Figura 11.10). Em alguns pontos da lâmina CJ 163 ocorrem fraturas transgranulares que cruzam o grão e se dissipam na matriz (Figuras 11.11 e 11.12.). Em toda a lâmina ocorre uma cominuição da matriz e deformação dútil muito forte nos grãos maiores, chegando a desfragmentá-los. Isso não ocorre nos arenitos regionais que apenas foram depositados (Scherer *et. al.* 2003), indicando que a pressão para tal formação tem que ter sido alta. Estes detalhes chamam a atenção para uma deformação potencialmente correlacionada a um impacto de meteorito.



Figura 11.9. Amostra CJ 163, arenito laminado, coloração bege, friável.

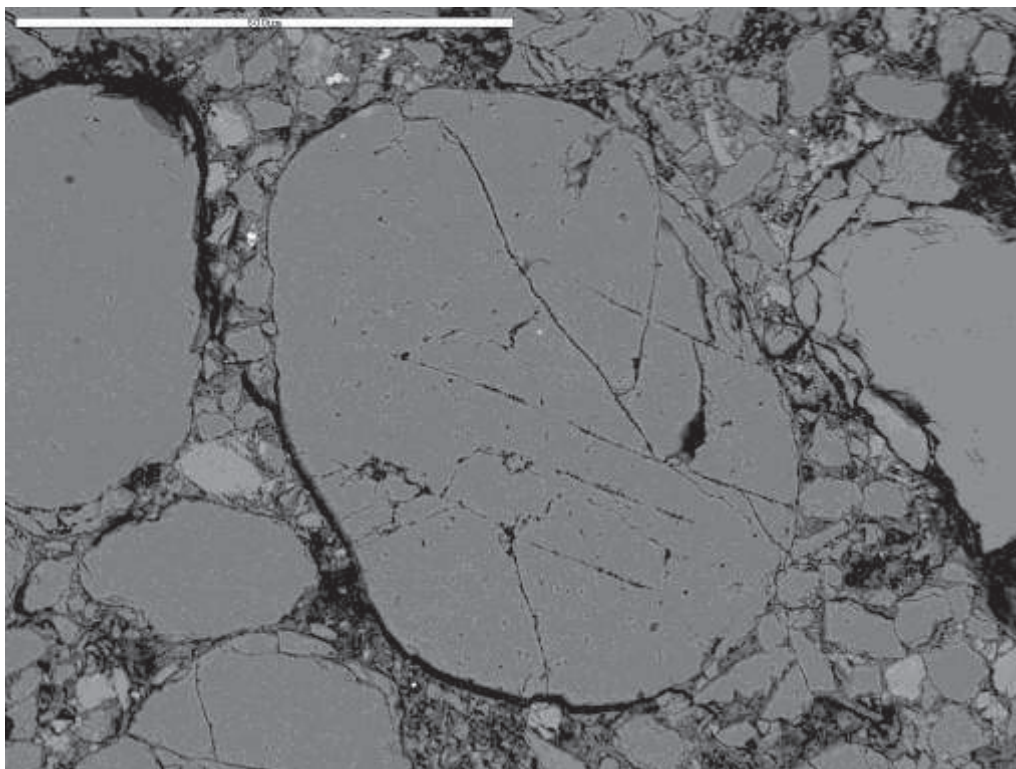


Figura 11.10. Amostra CJ 163. Fotomicrografia em MEV. Grão com fraturas intragranulares indicando alta taxa de deformação, as fraturas não ultrapassam o limite do grão.

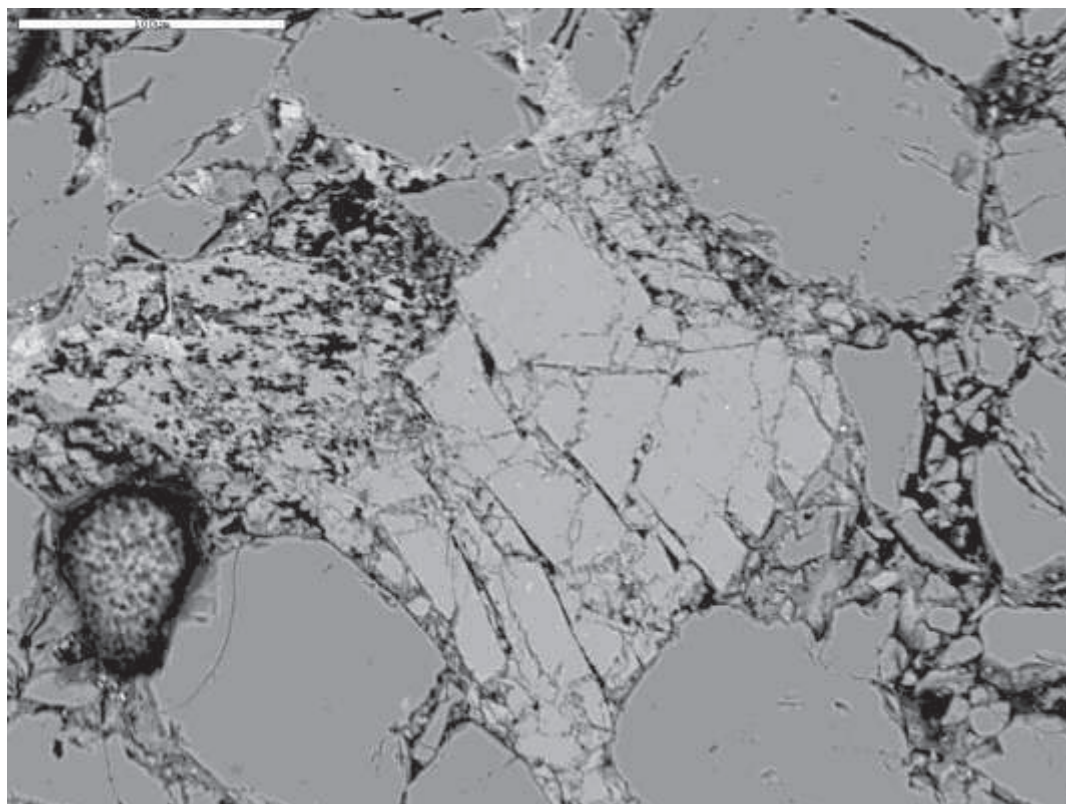


Figura 11.11. Amostra CJ 163 com alta deformação no grão central, com fraturas em três direções, que não afetam os grãos ao redor. Fotomicrografia em MEV.

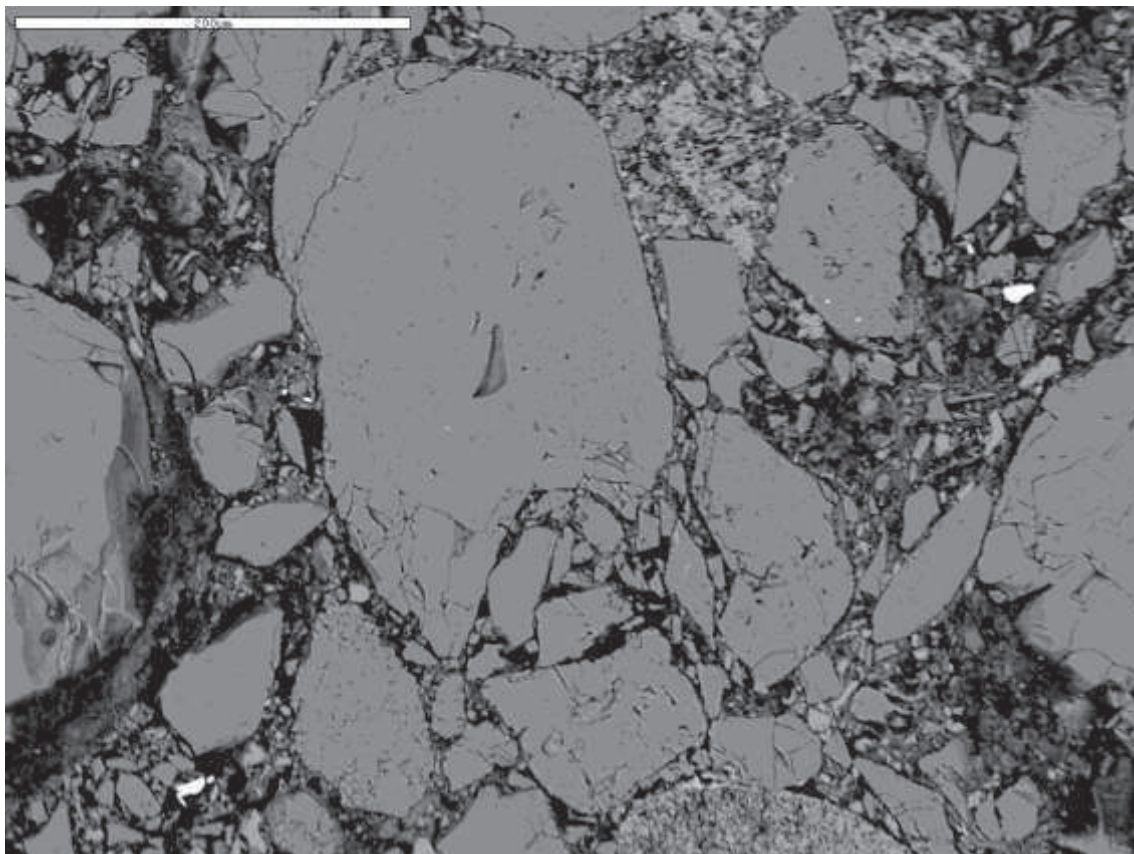


Figura 11.12. Amostra CJ 163. Fotomicrografia em MEV. Fraturas transgranulares que se dissipam na matriz e desfragmentação do grão no centro da fotomicrografia, bom como grãos cominuidos ao redor.

12. Geocronologia

Foram selecionadas quatro amostras de basalto para datação, enviadas ao Prof. Fred. Jourdan, Curtin University, Austrália. As amostras exibiam os efeitos de alteração mais pronunciados na área (no caso, veios de alteração hidrotermal que produzem aspecto de brecha na rocha hospedeira). Duas das amostras apresentaram material fundido adequado para a datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Foi realizada uma análise em apenas uma das amostras (CJ-414 A), com o objetivo de determinar a idade do impacto.

A idade obtida no patamar principal é de $147,3 \pm 2,3$ Ma (Figura 12.1, Tabela 12.1). Essa idade não se encaixa com os dados Ar-Ar já publicados (RENNE *et al.*, 1992a, 1996a,b; TURNER *et al.*, 1994; ERNESTO *et al.*, 1999, 2000 TURNER *et al.*, 1994; STEWART *et al.*, 1996) que apontam o intervalo de 129 a 140 Ma para o vulcanismo e, menos ainda, com o trabalho recente de Thiede & Vasconcelos (2010) que reanalisaram 3 das mesmas amostras que forneceram o intervalo de idade de 129 a 140 Ma (TURNER *et al.*, 1994; STEWART *et al.*, 1996), duas referentes à idade mais jovem (129 Ma) e uma referente à idade mais velha (140 Ma). Utilizaram a técnica de aquecimento incremental por laser (laser incremental heating method), analisando três fragmentos para cada amostra, e obtiveram o intervalo de 133,7 a 134,8 com erros de 1,0 a 1,7 Ma, mostrando que as amostras fornecem resultados estatisticamente iguais. Assim, esses autores interpretam que todo o vulcanismo relacionado à Formação Serra Geral ocorreu em um intervalo de tempo de cerca de 1 Ma. Assim a idade obtida é mais antiga do que o início do evento magmático. No momento, podem se consideradas as seguintes possibilidades:

- 1) O fragmento de material fundido analisado é mais antigo do que o pico do magmatismo da Formação Serra Geral, considerando-se o intervalo mais amplo para duração do vulcanismo. Embora o material fundido analisado deva ser relacionado à rocha vulcânica original, a idade obtida (147 Ma) é 7 Ma de anos mais antiga do que os valores estimados para a Formação Serra Geral (140 Ma), assim essa possibilidade é pouco provável.

- 2) Como os dados geológicos da área não mostram a existência de abundantes brechas de impacto, material de ejeção, *shatter cones* e PDF, este astroblema deve representar a porção inferior de uma cratera de impacto. Por isso, o principal efeito que se vê nos basaltos são veios hidrotermais, silicosos. Os dados

geológicos indicam também que o vulcanismo ocorreu contemporaneamente à deposição de arenitos eólicos, sendo comum encontrar nos basaltos lentes de arenito intertrapa, e, por vezes, rochas do tipo peperito. Em alguns desses veios ocorrem grãos de arenito, indicando que o processo hidrotermal deve ter conduzido à fluidização do arenito, permitindo que fosse carregado para o interior do basalto. Também é possível que parte desses veios já correspondessem a um tipo peperito, ou seja, fossem originados pelo processo vulcânico, independente do impacto. Considerando esse contexto, é possível que a presença do material sedimentar tenha contribuído para aumentar o Ar radioativo, conduzindo a uma idade mais antiga. Nesse caso, é possível que a porção direita do patamar seja mais representativa da idade de formação do basalto (fornecendo um valor e torno de 140 Ma).

3) Os dados de campo também mostram que os basaltos em questão devem estar próximos da base da sequência vulcânica (Formação Serra Geral) e situam-se mais próximos do depocentro da bacia. Nesse caso, estas rochas podem corresponder a estágios iniciais do vulcanismo, que por uma questão de amostragem não foram consideradas nos estudos de datação citados acima. Essa possibilidade é interessante pois se os basaltos dessa região são mais antigos, do que os geralmente encontrados na Bacia do Paraná, seria mais provável a ocorrência de arenitos acima dos basaltos, como foi caracterizado no presente trabalho.

Em função do resultado obtido ser de apenas uma única amostra, as considerações acima são ainda especulativas.

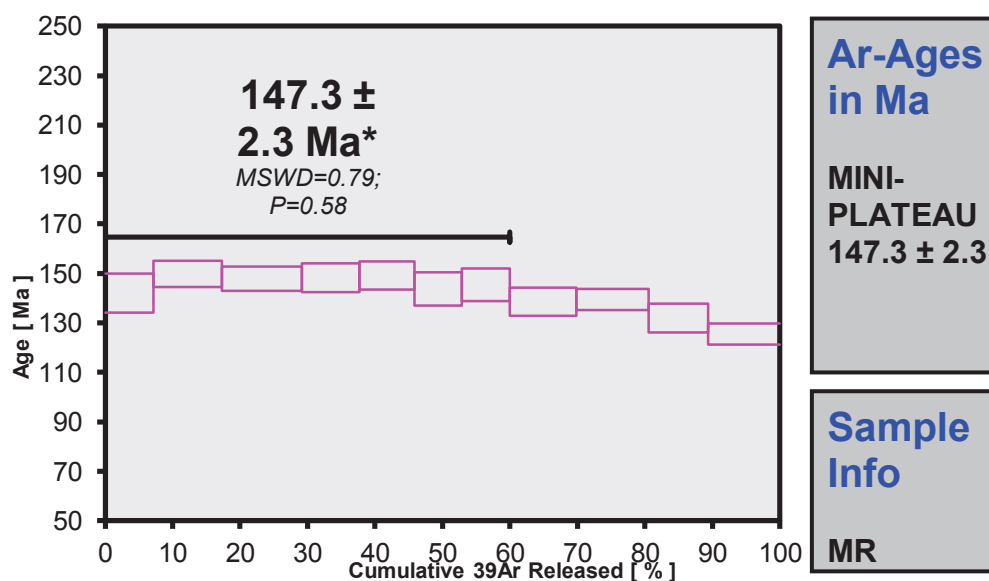


Figura 12.1. Gráfico com a ilustração do resultado da datação da amostra CA 414-A.

Tabela 12.1. Tabela referente aos dados geocronológicos da amostra CJ 414-A.

Incremental Heating			36Ar(a) [V]	37Ar(ca) [V]	38Ar(cl) [V]	39Ar(k) [V]	40Ar(r) [V]	Age ± 2σ (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2σ
3M31402D	65,0 %	4	0,0000257	0,0036343	0,0000005	0,0099544	0,0990427	142,06 ± 7,92	92,79	7,13	1,18 ± 0,49
3M31403D	66,0 %	4	0,0000074	0,0038161	0,0000000	0,0142155	0,1495539	149,88 ± 5,25	98,53	10,18	1,60 ± 0,57
3M31404D	67,0 %	4	0,0000089	0,0044635	0,0000000	0,0164732	0,1708888	147,88 ± 5,02	98,46	11,80	1,59 ± 0,47
3M31406D	67,5 %	4	0,0000016	0,0039124	0,0000000	0,0119029	0,1238608	148,32 ± 5,82	99,61	8,53	1,31 ± 0,51
3M31407D	68,0 %	4	0,0000013	0,0038070	0,0000000	0,0114952	0,1203367	149,17 ± 5,81	99,68	8,23	1,30 ± 0,46
3M31408D	68,5 %	4	0,0000072	0,0032999	0,0000002	0,0096931	0,0976905	143,83 ± 6,70	97,84	6,94	1,26 ± 0,53
3M31409D	69,0 %	4	0,0000039	0,0024192	0,0000000	0,0099499	0,1014077	145,38 ± 6,70	98,87	7,13	1,77 ± 0,77
3M31411D	69,5 %		0,0000097	0,0047518	0,0000000	0,0138035	0,1338497	138,59 ± 5,67	97,87	9,89	1,25 ± 0,30
3M31412D	70,0 %		0,0000020	0,0046725	0,0000016	0,0150006	0,1464075	139,46 ± 4,21	99,59	10,74	1,38 ± 0,36
3M31413D	70,5 %		0,0000118	0,0061742	0,0000000	0,0122493	0,1128351	131,90 ± 5,76	96,96	8,77	0,85 ± 0,22
3M31414D	71,0 %		0,0000154	0,0081863	0,0000093	0,0148705	0,1301711	125,56 ± 4,31	96,57	10,65	0,78 ± 0,13
Σ			0,0000951	0,0491374	0,0000115	0,1396082	1,3860445				

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) ± 2σ		Age ± 2σ (Ma)		MSWD	39Ar(k) (% ,n)	K/Ca ± 2σ	
	Age Plateau		10,33080	± 0,16512 ± 1,60%	147,29	± 2,32 ± 1,58%	0,79 58%	59,94 7	1,39 ± 0,20
			Full External Error		± 2,56		2,15	2σ Confidence Limit	
			Analytical Error		± 2,26		1,0000	Error Magnification	
	Total Fusion Age		9,92810	± 0,12304 ± 1,24%	141,77	± 1,77 ± 1,25%		11	1,22 ± 0,11
		Full External Error		± 2,04					
		Analytical Error		± 1,69					

Sample = CJ-414A
Material = MR
Location = Laser
Analyst = Fred Jourdan
Project = IMPACT CRATERS
Mass Discrimination Law = POW
Irradiation = I17t40h
J = 0.00821500 ± 0.00001561
FCs = 28.294 ± 0.037 Ma

13. Discussões

A partir dos dados levantados na presente pesquisa dois aspectos principais merecem discussão mais detalhada: (1) a ordenação estratigráfica e estruturação geral das camadas, em bacia; e (2) a origem relacionada a um impacto meteorítico.

(1) Estratigrafia:

Todos os trabalho publicados sobre o local consideram a estratigrafia com Arenitos da Formação Botucatu por baixo e basaltos da Formação Serra Geral por cima (Ghres (1969), Moreira (1980), Lisboa *et al.* (1987), Schuck & Lisboa (1988), Lourenço (2007), Crósta *et al.* (2010) e Philipp *et al.* (2010)).

Com o estudo de detalhe foi possível separar as Unidades em Formação Serra Geral: basaltos, brechas ígneas e arenitos intertrapa; e Arenitos, dentre estes: arenitos conglomeráticos, Arenitos Homogêneos e Arenitos Laminados. Os basaltos foram divididos de acordo com sua textura em afaníticos, faneríticos finos e faneríticos médios. Além disso, a presença de veios silicosos avermelhados também pode ser utilizada como característica diagnóstica para subdivisão dos basaltos localizados no interior da estrutura.

Este trabalho permitiu estabelecer uma estratigrafia local bem definida, com os basaltos, brechas ígneas e arenitos intertrapa na base, seguidos por arenitos conglomeráticos, sobrepostos pela unidade Arenitos Homogêneos, que por sua vez, são sobrepostos pela unidade Arenitos Laminados. Esta relação foi estabelecida pela regra dos “Vs” ao longo do contato basalto/arenitos e pelas atitudes dos planos de fissilidade dos basaltos e dos planos de acamamento dos arenitos. A atitude preferencial dos planos de acamamento medidos evidencia o mergulho para o centro da estrutura, configurando uma forma côncava, tipo bacia, e não um domo como era proposto por diversos autores (Ghres, 1969; Moreira, 1980; Schuck & Lisboa, 1988; Lourenço, 2007; Crósta *et al.* 2010; e Philipp *et al.*,2010).

Verificou-se durante o mapeamento geológico que os arenitos conglomeráticos são pontuais e ocorrem geralmente no contato do basalto com o arenito homogêneo. Os Arenitos Homogêneos são reconhecidos em toda a estrutura circular e sustentam a crista ao Norte da área e os Arenitos Laminados ocorrem somente no centro da estrutura. Todos os litotipos presentes no interior da estrutura apresentam intensa deformação, evidenciada principalmente pela frequente variação da atitude dos planos de

acamamento, ocorrência de inúmeras dobras e intenso faturamento, relacionado às venulações silicosas nos basaltos e às bandas de deformação nos arenitos.

A identificação de que os arenitos estão sobrepostos aos basaltos é uma novidade para área. Embora seja comum a ocorrência de arenitos intertrapa, o pacote da região do Cerro do Jarau tem espessura mínima em torno de 100 m, que, pelo o que se identificou na literatura, não é comum de ocorrer na Formação Serra Geral. Além disso, embora a Unidade de Arenitos Homogêneos seja constituída por litotipos muito semelhantes aos arenitos (eólicos) da Formação Botucatu, à qual são correlacionados os arenitos intertrapa da Formação Serra Geral, a unidade de Arenitos Laminados mostra características um pouco distintas, que sugerem que esses arenitos não são de origem eólica e pela laminação e fácies pelíticas que apresentam, devem ter se originado em meio subaquoso. Importante ressaltar a relação entre os Arenitos Homogêneos encontrados na área e os arenitos da Formação Botucatu. Os arenitos da Formação Botucatu são encontrados em toda região de fora da estrutura estratigraficamente abaixo dos basaltos, por vezes em contato lateral com estes devido à contemporaneidade da deposição com a extrusão. Tais características foram identificadas no mapeamento regional realizado e são descritas por Scherer & Lavina (2002) e DNPM (2010). Os Arenitos Homogêneos encontrados na área de estudo são semelhantes aos arenitos da Formação Botucatu, porém encontram-se com certo grau de silicificação e estratigraficamente acima do basalto, portanto uma das possibilidades é que estes arenitos sejam denominados intertrápicos. Podem também se tratar de arenitos mais jovens como os arenitos da Formação Tupaciretã, no centro do estado do Rio Grande do Sul, como exemplificado no capítulo 7.

Outra hipótese que se avaliou é se o empilhamento encontrado poderia representar zonas de borda de cratera onde devido ao impacto ocorre inversão estratigráfica. Nesse caso, ao se fazer um perfil dos arenitos da borda para o centro da estrutura seria esperado encontrar o mergulho do acamamento variando sistematicamente da posição encontrada na borda (no caso, em torno de 20°), passando progressivamente para valores subverticais e, em sequência, invertendo para valores mais baixos e com sentido centrífugo (definindo um domo na região central). Tal situação não se configura. Além disso, principalmente na porção norte da área, foram observadas estratificações cruzadas indicando posição normal do acamamento. Situação semelhante também seria esperada de ser observada nos basaltos, que a partir do contato com o arenito, seguindo para fora da estrutura, deveriam passar por atitudes subverticais

e depois reduzir o mergulho progressivamente até alcançar atitude horizontal distante da estrutura. Tal feição não é observada, o que se identifica é que passam do mergulho suave na borda da estrutura diretamente para mergulhos subhorizontais, nas zonas mais distantes.

Adicionalmente, se houvesse tal tipo de inversão, considerando-se os dados de mapa no quadrante NE da área, a restauração do flanco inverso para a posição normal, praticamente, implicaria no fechamento de toda a cratera, o que inviabiliza essa hipótese pois exigiria que não houvesse perda de material no processo de escavação.

(2) Origem da estrutura:

Quanto à origem da estrutura, a dificuldade é que a estruturação das camadas identificadas na área define uma feição côncava com mergulhos centrípetos e a estrutura circular principal (considerando como limite os afloramentos dos arenitos) apresenta diâmetro de aproximadamente 8km, chegando a 12 km se for considerado como limite as feições circulares mais externas.

A área apresenta dobras e falhas, sendo que as dobras em escala de afloramento são do tipo domos e bacias e acilíndricas e as falhas têm padrões variados. Em relação às juntas identificadas, conferiu-se um padrão radial e outro concêntrico, sugestivo de estrutura gerada por impacto de meteorito. A área também apresenta em imagem de satélite anéis concêntricos que definem a estrutura circular, identificados em campo como arenitos intertrapa e pela orientação dos afloramentos de basalto, sendo que parte das feições concêntricas se deve a ondulações suaves no basalto. Feições concêntricas ao redor de crateras de impacto são comuns e revelam a onda de choque que atravessa as rochas.

Os basaltos internos apresentam feições de deformação e veios silicosos avermelhados de composições distintas em diferentes afloramentos. Interpreta-se que a formação dos veios esteja relacionada ao impacto de um meteorito, devido à ausência de deformação e veios com intensidade e frequências similares na área externa à estrutura circular.

Quanto ao modelo genético as possibilidades alternativas seriam uma estrutura vulcânica do tipo Maar ou uma estrutura de colapso. Mas Maars são produzidos por erupções vulcânicas que cortam profundamente as rochas (LORENZ, 2003). Maar é uma cratera subarredondada, com um anel em sua borda de material ejetado, porém sua estrutura cônica é profunda para baixo e se encerra com depósitos na zona de raiz.

Segundo White & Ross (2011) Maars são erupções episódicas e os anéis de ejecta fornecem uma visão valiosa sobre os processos de erupção e de sequência deposicional. Depósitos na estrutura incluem, em porções variáveis, depósitos de camadas menores por vezes caracterizadas por contatos subverticais entre os domínios de detritos e as sequências sedimentares posteriores, formadas por sedimentação na cratera aberta pela explosão magnetométrica. A zona de raiz basal compreende a transição do dique alimentador de rocha magmática aos depósitos clásticos formados por fragmentação do magma local. Essas zonas de raiz são irregulares e apresentam brechas caóticas cortadas por diques contorcidos e estão presentes no centro da estrutura, representando zonas de fragmentação e mudanças do local de explosão durante a erupção. A porção sedimentar, por se formar como preenchimento de cratera aberta, é essencialmente indeformada.

Conforme mapa geológico (ANEXO 1) e as descrições do padrão estrutural e características litológicas apresentadas, a estrutura do Cerro do Jarau não representa um Maar, tampouco uma estrutura de colapso (caldeira).

Embora não tenham sido encontradas feições inequívocas dos processos de impacto meteorítico como *Shatter Cones*, PDF (*Planar Deformation Feature*), brechas polimíticas, psedotaquilites e minerais de alta pressão, as feições petrográficas, como feições planares (PF), zonas de intensa deformação com cominuição e desagregação de grãos e basaltos brechados com veios silicosos; feições estruturais, como dobras e falhas; e feições geomorfológicas, caracterizada pela forma circular observada, apontam para uma cratera de impacto e refletem o alto grau de deformação sofrido pelas rochas. Ressaltando que o gradiente de deformação no local diminui rapidamente para fora da estrutura, onde as camadas se encontram horizontais e sem sinais de deformação. Esta origem é reforçada pela ausência de um modelo alternativo que possa se encaixar nos dados geológicos da região. As características encontradas na área sugerem que a área foi intensamente erodida, podendo representar nos dias atuais a porção inferior da cratera, portanto sem as feições características encontradas na superfície de crateras de impacto descritas na literatura.

Nas crateras de impacto conhecidas são identificados dois tipos: simples e complexas. Nas crateras, simples a energia envolvida é menor e ocorre essencialmente a escavação, gerando estruturas circulares com diâmetros inferiores a 4 km. Nas crateras complexas a energia é mais elevada causando o soerguimento do núcleo da cratera como reação à forte compressão a que é submetida a zona de impacto. Essas crateras

tipicamente apresentam diâmetros superiores a 4 Km (FRENCH, 2010 E MELOSH, 1989). Considerando-se o tamanho, a Estrutura do Cerro do Jarau deveria corresponder a uma cratera do tipo complexa, entretanto a feição estrutural identificada e o empilhamento estratigráfico não são compatíveis com um processo de soerguimento. Poderia ser admitido soerguimento através de falhas anelares situadas distantes da borda dos arenitos. Pela feição geomorfológica, tais falhas poderiam coincidir aproximadamente com os traçados dos Arroios Quaraí Mirim e Garupa. Entretanto, nessas localidades, não foram identificadas zonas deformadas, ao contrario, nos locais visitados nos leitos dessas drenagens, observou-se apenas afloramentos de lavas basálticas, com estratificação horizontal e sem evidência de deformação.

14. Conclusões

A realização do presente trabalho permitiu um avanço significativo no entendimento da geologia do Cerro do Jarau, destacando-se aqui os principais temas.

Através do levantamento detalhado de campo, foi gerado um novo mapa geológico com dados estruturais que não haviam sido descritos anteriormente, conduzindo a uma nova interpretação da área de estudo, quanto ao padrão estrutural e à estratigrafia.

Apresenta-se uma nova interpretação estratigráfica para o Cerro do Jarau. A avaliação de grande quantidade de afloramentos e o mapeamento de detalhe foram determinantes na interpretação deste novo conceito para a área, mostrando que a proposta estratigráfica apresentada até o momento, por outros autores, não é condizente com a cartografia geológica.

As atitudes preferenciais dos planos de acamamento medidos evidenciam o mergulho para o centro da estrutura, configurando uma forma côncava, tipo bacia. Trabalhos anteriores interpretavam o local como um domo soerguido e com arenitos da Formação Botucatu na base e basaltos da Formação Serra Geral no topo (Ghres, 1969; Moreira, 1980; Schuck & Lisboa, 1988; Lourenço, 2007; Crósta *et al.* 2010; e Philipp *et al.*, 2010). A nova interpretação estratigráfica coloca os basaltos na base, Arenitos Homogêneos na porção intermediária e Arenitos Laminados no topo. Tal interpretação foi possível através das observações diretas no campo e pelo desenho do contato arenito/basalto (regra dos Vs) que evidenciam que o pacote de arenitos encontra-se sobreposto aos basaltos.

As rochas interpretadas por Lourenço (2007) e Crósta *et al.* (2010) como brechas de impacto polimíticas correspondem a brechas ígneas e se distribuem como um nível estratigráfico, destacado no mapa geológico, associado aos derrames basálticos da Formação Serra Geral.

Os estudos realizados permitiram comprovar que:

1. São encontradas na área três Unidades Litológicas, conforme descrito no capítulo 8 de Litologias, dentre elas as Unidades da Formação Serra Geral (basaltos, brechas ígneas e arenitos intertrapa), a Unidade dos Arenitos

Homogêneos e a Unidade dos Arenitos Laminados. O mapeamento de detalhe proporcionou delimitar o contato entre as Unidades e assim poderemos apresentar a nova relação estratigráfica entre elas, com basaltos na base, Arenitos Homogêneos acima e acima a estas duas os Arenitos Laminados. Associados aos derrames basálticos foram reconhecidas níveis de brechas ígneas (mapeáveis em escala 1:25.000) e na base do pacote de arenitos identificou-se a ocorrência de arenitos conglomeráticos com clastos de basaltos.

2. A geoquímica nos basaltos de dentro e de fora da estrutura foi realizada para determinar se houve contaminação por algum elemento siderófilo, mas os resultados não evidenciaram qualquer contaminação. Mesmo nos basaltos que apresentaram os veios, os resultados foram compatíveis com os dados referentes aos derrames da Formação Serra Geral, não mostrando diferenças composicionais marcantes, apenas pequenas variações nos basaltos com veios que apresentam maior quantidade de sílica quando comparados aos de fora da estrutura;
3. Análise de MEV-EDS nos arenitos deformados mostra que os grãos dos arenitos indica alto grau de deformação, com feições planares (vistas também em microscópio óptico) e desagregação de grãos. As análises também permitiram caracterizar que os veios nos basaltos são compostos por matriz silicosa com grãos da encaixante do basalto e em algumas amostras são caracterizados nos veios grãos de quartzo provenientes de arenito;
4. O resultado da análise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de porção venulada de basalto, forneceu patamar principal de $147,3 \pm 2,3$ Ma, que é uma idade mais antiga do que o período do magmatismo Serra Geral. Dentre as possibilidades de interpretação desses dados, o mais provável é que represente excesso de Ar radioativo, oriundo dos arenitos, introduzido pelos fluidos hidrotermais. Porém o resultado é de uma única amostra, sendo necessária a datação de mais amostras para melhor avaliação dessa questão;
5. Foram reconhecidas em campo inúmeras dobras nos arenitos e algumas em basaltos, até então não descritas na região. As fortes perturbações nas rochas que afloram na estrutura não são encontradas fora dela. Os basaltos com feições de deformação que caracterizam brechas são encontrados apenas na porção interna

da estrutura deformada, assim como as feições de deformação encontradas nos arenitos como dobras, falhas e alta densidade de fraturas.

A forte perturbação do acamamento, associada a dobras e falhas locais na região do Cerro do Jarau, contrasta com as áreas adjacentes, que não exibem deformação, caracterizando-se como uma deformação pontual (em escala regional). Assim, embora a Estrutura do Cerro do Jarau apresente várias evidências indicando que sua formação está ligada a um processo de impacto de meteorito, a geometria e o tamanho da estrutura não são compatíveis com os modelos atualmente conhecidos para formação de crateras. No momento esta é uma questão de difícil solução. Isso sugere que a Estrutura do Cerro do Jarau deve corresponder a uma região mais profunda em relação ao ponto de impacto, representando a raiz de uma zona de impacto. Assim, uma alternativa para explicar o padrão encontrado é que a estrutura represente o reflexo de um impacto que teria gerado uma cratera do tipo simples cuja onda de choque se propagou em profundidade causando deformação nos estratos inferiores. Talvez a formação da Estrutura do Cerro do Jarau tenha sido favorecida pelas propriedades reológicas das rochas envolvidas. São compostas por camadas de basalto resistentes intercaladas com camadas de arenito, provavelmente rico em água. Considerando este arranjo com resistências contrastantes, no caso de impacto de um corpo pequeno que tenha gerado uma cratera simples, o pacote de rochas pode ter favorecido à propagação da onda de choque por uma maior distância e afetando uma área mais ampla, permitindo assim gerar em maior profundidade uma estrutura com diâmetro maior do que o esperado para uma cratera simples. Por outro lado, no caso de um corpo maior, com potencial para gerar uma cratera complexa, pode-se admitir com uma outra alternativa que este pacote de rocha tenha servido para amortecer o impacto evitando o soerguimento do núcleo.

15. Referências

- ALMEIDA, F.F.M. de, 1953. Botucatu, a triassic desert of South America. In: IUGS, International Geological Congress, 19, Argel (Alger), Argélia, 1953. Comptes Rendus, Argélia, section 19, fasc. 7, p. 9-24.
- ALMEIDA, F.F.M. 1980. Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. Relatório da Paulipetro n. 14091, 187 pp.
- ANA ALVAREZ, H. B. DE S. 2004 Análise Tectono-estratigráfica das sequências permotriássica e jurocretácea da Bacia Chacoparanaense Uruguaia (“Cuenca Norte”). Tese de doutorado Instituto de geociências e Ciências Exatas-Campus de Rio Claro (UNESP). 274p.
- ARENA, K. R., HARTMANN, L. A., DUARTE, L. C., PERTILLE, J., BARBOZA, E. G., ROSA, M. L. C. C. 2009. Huge regional extent of andesite flow 1, Serra Geral, Group, Quaraí district, Brazil, as delimited by field geology, satellite images and geochemistry. Anais do Congresso Brasileiro de Geoquímica, Ouro Preto, 5p.
- ARENA, K. R., PERTILLE, J., DUARTE, S. K., HARTMANN, L. A. 2010. Geração das estruturas internas do derrame Catalán, lava aa da Formação Serra Geral, distrito mineiro de Quaraí, Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas em Geociências (UFRGS) (submetido).
- ASSINE, M. L.;PIRANHA, J. M.; CARNEIRO, C. Dal Ré. 2004. Geologia do Continente Sul Americano-Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Organização Virgílio Mantesso Neto. São Paulo. Editora Beca. Cap.V pp 77-93.
- BOYNTON, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 63Ð114.
- CHAKRABARTI, R., BASU,A. R. 2006. Trace elemento and isotopic evidence for Archean basement in the Lonar crater impact breccia, Decan Volcanic Province. Earth Planetary Science Letters xx (2006)
- COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin. London. 450p.
- CRÓSTA, A.P., KAZZUO-VIEIRA, C., CHOUDHURI, A., and SCHRANK, A., 2006, Vargeão Dome astrobleme, State of Santa Catarina: A meteoritic impact record on volcanic rocks of the Paraná Basin, in Winge, M., Schobbenhaus, C., Berbert-Born, M., Queiroz, E.T., and Campos, D.A., eds., Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil, v. 2: Brasília, SIGEP/DNPM/CPRM, p. 1-12.
- CRÓSTA, A.P., LOURENÇO, F.S., PRIEBE, G.H. 2010. Cerro Jarau, Rio Grande do Sul: a Possible New Impact Structure in Southern Brazil. In: Roger L. Gibson & Wolf U. Reimold (Eds.) Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution IV. The Geological Society of America Special Paper # 465.

- CRÓSTA, A. P., FURUIE, R. de A., SCHRANK, A., KAZUHO-VIEIRA, C. 2011. Astroblema de Vista Alegre, PR. Impacto meteorítico em derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, Bacia do Paraná. SIGEP 044. <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio044/sitio044.pdf>
- DENTZIEN-DIAS, P.C., C.L. SCHULZ, AND C. BERTONI-MACHADO. 2008. Taphonomy and paleoecology inferences of vertebrate ichnofossils from Guará Formation (Upper Jurassic), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 196-202.
- DNPM. 2010. Relatório de Projeto: Mapeamento dos basaltos do Sudoeste do Estado do Rio Grande do Sul. DNPM. 46 p.
- DUARTE, S. K.; PERTILLE, J.; ARENA, K. R.; HARTMANN, L. A. 2009. Geochemical characterization and flow-by-flow correlation of four basal basaltic lava flows, Serra Geral Group, Quaraí, southernmost Brazil. In. Resumos Congresso Brasileiro de Geoquímica 2009. Gramado-RS, Brasil.
- ERNESTO, M. RAPOSO. M.I.B., MARQUES, L.S., RENNÉ, P.R., DIOGO, L.A., MIN. A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the north-eastern Paraná Magnetic Province; Tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, v. 28. P. 321-340.
- FACCINI, U. F. 1989. O Permo-triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das sequências deposicionais. Curso de pós-graduação em Geociências. 121p. Dissertação de mestrado Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FLECK, C. J., GREHS, S. A. (1970) “Evidências de eventos metamórficos contemporâneos à deposição do arenito Botucatu e anteriores aos derrames basálticos, sudoeste do Rio Grande do Sul, Brasil”. Anais do XXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília – DF.
- FONSECA, M. M., SCHERER, C. M. S. 1998. The Meso and Late Triassic of Southbrazilian Gondwana-land; an processan the fluvial deposits. In; *Epicontinental Triassic International Symposium*, 1, Abstracts. Germany, p.51-52.
- FRANCO, M. J. 2012 Maderas fósiles de Lauraceae de la Formación Ituzaaingó (Plioceno-Pleistoceno), cuenca del rio Paraná, Argentina. *Ver. Mus. Argentino Cienc. Natural*, n.s. 14 (2): 307-324.
- FREDRIKSSON, K.; DUBE, A.; MILTON, D. J. 1973. Lonar Lake, India: Na Impact Crater in Basalt. *Science, New Series*, Vol. 180, No 4088 (May 25, 1973), 862-864.
- FRENCH, B.M., (eds.) 1998, *Traces of catastrophe: A handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures*: Houston, Lunar and Planetary Institute, LPI Contribution No. 954, 120 p.

FRENCH, B.M. & KOERBEL, C. 2010. The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: what works, what doesn't, and why. *Earth Science Reviews*, 98:123-170.

FOSSEN, H. (eds) 2012. *Geologia Estrutural*. 584p. Editora Oficina de Textos.

GASS, S. L. B., MASSOLA, J.L., MONTARDO, D. K. 2009. Caracterização Geológico-Geomorfológica da Microbacia do Arroio Varejão, Município de Chapada, Rio Grande do Sul, Brasil. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, p. 3833-3840. Ver. Bras. Geof. V. 27 N. 3. São Paulo.

GRATZ, A. J.; FISLER, D. K. & BOHOR, B. F. 1996. Distinguishing shocked from tectonically deformed quartz by the use of SEM and chemical etching. *Earth and Planetary Science Letters* 142. P 513-521.

GREHS, S.A. 1969. Aspectos Geológicos e geomorfológicos do Cerro do Jaraú, Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Anais, p.265-272.

GRIEVE, A. F., DENCE, M.R. and ROBERTSON, P.B. 1977. Cratering Process: As interpreted from the occurrence of impact melts. In *Impact and Explosion Cratering: planetary and Terrestrial Implications*. D.J. Roddy, R. O. Pepin, and R. B. Merrill, eds. Pp. 791-814. Pergamon, New York.

GRIEVE, R.A.F., ROBERTSON, P.B. and DENCE, M.R. 1981. Constraints on the formation of ring impact structures, based on terrestrial data. In: *Multi-Rings Basins: Formation and Evolution*, Proc. Lunar Planet. Science. 12A. P.H. Schultz and R. B. Merril eds. Pp. 37-57. Pergamon, New York.

HACHIRO, J., COUTINHO, J. M. V., COIMBRA, A. M. (1995). “The Cerro do Jarau astrobleme (Rio Grande do Sul), Brazil: a cretaceous cryptoexplosive structure”. In *Resumo das Comunicações - Academia Brasileira de Ciências*, 67 (4).

HACHIRO, J., COUTINHO, J. M. V., COIMBRA, A. M., FERNANDES, L. A. (1996) “Fossil tracks of a falling star in the cretaceous of the Paraná basin (Brazil)”. In *Resumo das Comunicações - Academia Brasileira de Ciências*, 68 (4).

HARTMANN, L. A., WILDNER, W., DUARTE, L. C., DUARTE, S. K., PERTILLE, J., ARENA, K. R., MARTINS, L. C., DIAS, N. L. 2010. Geochemical and scintillometric characterization and correlation of amethyst geode-bearing Paraná lavas from the Quaraí and Los Catalanes districts, Brazil and Uruguay. *Geological Magazine*. (Publicado na internet: <http://journals.cambridge.org/action/displayAbstract?fromPage=online&aid=7908872>). Acessado em setembro de 2012.

HARTMANN, L., BAGGIO, S. B. & DUARTE, S. K. 2012. Decoding geochemical and gamma-spectrometric signatures from lavas and sand injectites at the base of the Paraná Volcanic province, Novo Hamburgo, Brazil. *International Geology Review* iFirst, 2012, 1-15.

HERBEST, R. 2000 La Formación Iatuzaingó (Plioceno) Estratigrafía e distribución. www.insugeo.org.ar/libros/cg_14/12_la_formacion_ituzaingo.htm. Acessado em 01/05/2014.

IRVINE, T.N., and BARAGAR, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.

JANASI, V. de A.; FREITAS, V. A. de; HEAMAN, L. H. 2011. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. Earth and Planetary Science Letters, v. 302, p. 147-153, 2011.

KAZZUO-VIEIRA, C., CRÓSTA, A. P., GAMBOA, F., TYGEL, M. 2009. Caracterização Geofísica da estrutura de impacto do domo do Vargeão, Brasil. Rev. Bras. Geof. vol.27 no.3. 375-388. São Paulo.

KENKMANN, T. 2002 Folding within seconds. Geological Society of America. Geology; March 2002; v. 30; no. 3; p. 231–234.

KENKMANN, T; POELCHAU, M. H. 2010. Low-angle collision with Earth: The elliptical impact crater Matt Wilson, Northern Territory, Australia. Geology 2009: 37: 459-462.

KENKMANN, T.; VASCONCELOS, M. A. R., CRÓSTA, A. P. 2011. The complex impact structure Serra da Cangalha, Tocantins State, Brazil. Meteoritics & Planetary Science 46, Nr 6, 875–889 (2011).

LAVINA, E. L. 1991. Geologia Sedimentar e Paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scitiano) da Bacia do Paraná. Curso de Pós-graduação em Geociências. Tese de doutorado em Geociências. Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio grande do Sul. 336p.

LAVINA, E. L., SCHERER, C. M. (2003) “Evolução Estratigráfica e Paleoambiental da Sedimentação Neopermiana e Mesozóica do Rio Grande do Sul: Implicações na Construção do Arcabouço Estratigráfico da Bacia do Paraná.” In: I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul. ILEA/UFRGS, Porto Alegre, 219pp.

LEMES, D., P. & PIRES, C., A., da F. 2009. Classificação Geomorfológica do Município de Quaraí-RS, e as Áreas de ocorrência Mineral. Geografia: Ensino & Pesquisa, Santa Maria, v.13 n.2, p. 197—208.

LISBOA, N.A., OLIVEIRA, M.T.G., SCHUCK, M.T.G.O., TRAMONTINA, H.C. 1987. Reconhecimento geológico da região do Jarau, Quaraí, RS. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Atas, 1: 319-332.

LISBOA, N.A. & SCHUCK, M.T.G.O. 1988. Caracterização de formas e padrões estruturais no Grupo São Bento da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul em imagens orbitais e suborbitais. In: SBG-Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Anais, 2: 323-333.

LOCZY, L. de; LADEIRA, E.A. (eds.) 1976. Geologia estrutural e introdução a Geotectônica. Editora Edgard Blucher. 528p.

LORENZ, V. 2003. Maar-Diatreme Volcanoes, their Formation, and their Setting in Hard-rock of Soft-rock Environments. In. GeoLines 15, p. 72-83.

LOURENÇO, F.S. 2007. Caracterização Geológica da Possível Estrutura de Impacto do Cerro do Jarau- Região oeste do Estado do Rio grande do Sul. Trabalho de conclusão de curso IG- UNICAMP. 73p.

LUNAR AND PLANETARY INSTITUTE.

http://www.lpi.usra.edu/science/kring/epo_web/impact_cratering/World_Craters_web/intromap.html. Acessado em Agosto de 2012.

MALLOF, Adam C.; STEWART, Sarah T.; WEISS, Benjamin P.; SOULE, Samuel A.; SWANSON-HYSELL, Nicholas L.; LOUZADA, Karin L; GARRICK-BETHELL, Ian and POUSSART, Pascale M. 2010. Geology of Iunar Crater, India. Geological Society of America Bulletin 2010;122;109-126.

MANUAL TÉCNICO DA VEGETAÇÃO BRASILEIRA. 2012. IBGE. Sistema fitogeográfico, inventário das formações florestais e campestres, Técnicas e manejo de coleções botânicas e procedimentos para mapeamentos. 2ª Edição. 271p.

MARQUES, L.S., ALCALA, A.L., SANTOS, R.N., BRENHA-RIBEIRO, F., HODO, F.Y. 1993. Método para determinação da concentração e composição isotópica de U e Th em rochas por espectrometria alfa. In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, Resumo, p. 851- 853.

MARTINS, L. C., WILDNER, W., HARTMANN, L. A. 2010. Sucessão vulcânica do Grupo Serra Geral na região oeste do Rio Grande do Sul, Brasil, com base em sondagem, perfilagem gama-espectométrica e geologia de campo. Pesquisas em Geociências (UFRGS) (submetido).

MAXWELL, D. E. 1977. Simple Z modelo f cratering, ejection, and the overturned flap. In; Impact and Explosion Cratering; Planetary and Terrestrial Implications. D. J. Roddy, R. O. Pepin, and R. B. Merrill, eds. Pp 347-376. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 302.

MELOSH, H. J. (eds) 1989. Impact Cratering- A Geologic Process. Oxford University Press. 234p.

MENEGOTTO, E.; SARTORI, P. L. P.; MACIEL FILHO, C.L. 1968. Nova sequência sedimentar sobre a Serra Geral no Rio Grande do Sul. Publicação Especial do Instituto de Solos e Culturas, Seção Geologia e Mineralogia, Santa Maria, 1:1-19, ago. 1968.

METEOR CRATER. <http://www.scienceclarified.com/landforms/Faults-to-Mountains/Meteorite-Crater.html#b>. Acessado em Setembro de 2012.

MILANI, E. J. (2004) “Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná.” In Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando

Flávio Marques de Almeida. Organizado por Virgínio Mantesso-Neto [*et. al.*]. São Paulo: Beca, pp. 266-279.

MILANI, E. J., FRANÇA, A. B., SCHNEIDER, R. L. 1994. Bacia do Paraná. Bol. Geoc. Petrobrás, Petrobrás, 8(1):69-82.

MILANI, E.J. 1997. Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e Seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. Tese de Doutorado. UFRGS. 254 p. + volume de anexos.

MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. Tectonic Evolution of South America, Edição Especial do 31st International Geological Congress, p. 389-449.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G., SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A. E FRANÇA, A. B. (2007) Bacia do Paraná. IN: Cartas Estratigráficas. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, mai/Nov. 2007.

MISRA, S.; ARIF, Md.; BASAVAIHAH, P. K. and DUBE, A. 2010. Structural and Anisotropy of magnetic susceptibility (MAS) evidence for oblique impact on terrestrial basalt flows; Lonar Crater, India. Geological Society of America Bulletin 2010; 122; 563-574.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ FILHO, A. 2004. Geologia do Continente Sul Americano-Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Organização Virgílio Mantesso Neto. São Paulo. Editora Beca. Cap. XVII pp 113-121.

MOREIRA, H.L., FREITAS, P.R.S., NUNES, A.B. 1980. Geologia da Estrutura de colapso do Jarau. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Anais, 5: 2684-2690.

NARDY, A. J. R., MACHADO, F. B., OLIVEIRA, M. A. F. 2008. As rochas vulcânicas mesozoicas ácidas da Bacia do Paraná; litoestratigrafia e consideração geoquímico-estratigráficas. Revista Brasileira de Geociências 38 (1) 178-195.

PASSCHIER, C. W., TROUW, R.A.J. 2005. Microtectonics. Segunda edição. Editora Springer. 366p.

PEATE, D. W., HAWKESWORTH, C. J., MANTOVANI, M. S. M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America); Classification of magma types and their spatial distribution. In Bulletin of Volcanology 55. P. 119-139.

PEREA, D., M. SOTO, G. VEROSLAVSKY, S. MARTINEZ, AND M. UBILLA. 2009. A Late Jurassic Assemblage in Gondwana; biostratigraphy and correlations of Tacuarembó Formation, Paraná Basin, Uruguay. Journal of South America Earth Sciences 28: 168-179.

PETRY, Karla. 2006. Feições de interação vulcano-sedimentares: seu uso como indicadores de contemporaneidade no Magmatismo Rodeio Velho (Meso-Ordoviciano) e no Vulcanismo Serra Geral (Cretáceo Inferior). Dissertação de mestrado. Programa de pós-graduação em Geologia. Universidade do Vale dos Sinos-Unisinos. 88p.

PHILIPP, R. P., ROLIM, S. B. A., SOMMER, C. A., SOUZA FILHO, C. R. de, LISBOA, N. A. 2010. A estrutura de impacto do Cerro do Jarau, Quaraí, RS. Ver. Bras. Geoc. 40 (4): 468-483.

PROJETO PALEOTOCAS. <http://www.ufrgs.br/paleotocas/RioGrandedoSul.htm>. Acessado em agosto de 2012.

RADAN BRASIL. Mapa simplificado da Geomorfologia do Estado do Rio Grande do Sul. http://www.fzb.rs.gov.br/novidades/images/06_geomorfologia_unidades_150.pdf. Acessado em Agosto de 2012.

RENNE, P., ERNESTO, M., PACCA, I.G., COE, R.S., GLEN, J.M., PREVÔT, M., PERRIN, M. 1992a: The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic- Cretaceous Boundary. *Science*, 258:975-979.

RENNE, P.R., DECKART, K., ERNESTO, M., FÉRRAUD, G., PICCIRILLO, E.M. 1996a. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil) and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 144:199-212.

RENNE, P.R., GLEN, J.M., MILNER, S.C., DUNCAN, A.R. 1996b. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern África, *Geology*, 24:659-662.

SCHERER, C. M. S., LAVINA, L. E. 1997. Aloformação Guará; Uma nova unidade estratigráfica mesozoica na porção meridional da Bacia do Paraná. In: Simp. Cronoestratigráfico da Bacia do Paraná, 3, Boletim de resumos. P 36-37.

SCHERER, C.M.S. 1998. Análise estratigráfica e faciológica da Formação Botucatu (Neocomiano) no Estado do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 208p.

SCHERER, C. M. S. 2002. Preservation of Aeolian genetic units by lava flow in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology* 49, 97-116.

SCHERER, C.M.S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin: *Sedimentary Geology*, v. 137, p. 63-84.

SCHERER, C. M. S., FACCINI, U. F., LAVINA, E. L. 2000. “Arcabouço Estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná”. In: *Geologia do Rio Grande do Sul*, Holz, M. & De Ross, L. F. (eds.). CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 444 pp.

SCHERER, C. M. S., CARAVACA, G., SOMMER, C. A. 2003. “Evolução Estratigráfica dos depósitos eólicos do Grupo São Bento (Cretáceo Inferior da Bacia do Paraná) no Estado do Rio Grande do Sul”. In: *I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul*. ILEA/UFRGS, Porto Alegre, 219pp.

SCHERER, C.M.S., LAVINA, E.L.C. 2005, Sedimentary cycles and facies architecture of Aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guará Formation, southern Brazil: *Sedimentology*, v. 52, p. 1323-1341.

SCHERER, C.M.S., LAVINA, E.L.C. 2006, Stratigraphic evolution of a fluvial-eolian succession: The example of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Guar and Botucatu formations, Paraná Basin, southernmost Brazil: *Gondwana Research*, v. 9, p. 475-484.

SCHUCK, M.T.G.O., LISBOA, N.A. 1987. Identifica de padrões Estruturais no Grupo São Bento, Quaraí, RS, através da Análise de Imagens orbitais e sub-orbitais. *Pesquisas* 20. p.5-24.

SENFT, L.E.; STWART, S. T. 2009. Dynamic fault weakening and the formation of large impact craters. *Earth and Planetary Science Letters* 287 (2009) 471–482.

SOARES, P.C. 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.* v.5, p.251-267.

STWART, K., TURNER, S., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C., KIRSTEIN, L. MANTOVANI, M. 1996, 3-d. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 143, p. 95-109.

SUN, S.S. E MCDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: implications for Mantle Composition and Processes. In A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*, Spec. Publ. Vol. Geol. Soc. Lond., No. 42, pp. 313-345

THIEDE, D. S. & VASCONCELOS, P. M. 2010. Paraná flood basalts; Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology* 2010: 38 p. 747-750.

TURNER, S., REGELOUS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C., AND MANTOVANI, M. 1994, Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: High precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 333–348.

WAICHEL, B. L. SCHERER, C.M.S. &FRANK, H.T. 2008. Basaltic lava flows covering Aeolian dunes in the Paraná Basin in Southern Brazil: features and emplacement aspects. *Journal of Vulcanology and Geothermal Research* 171, 59-72.

WILDNER, W., HARTMANN, L. A., LOPES, R. C. 2010. Serra Geral Magmatism in the Paraná Basin- a new stratigraphic proposal, chemical stratigraphy and geological structures. In; *Workshop Problems in the Western Gondwana Geology, 2007*. Gramado. *Problems in Western Gondwana Geology, I Workshop on South America-Africa* 1, p. 189-197.

WHITE, J.D.L.; ROSS, P.-S. 2011. Maar-diatreme volcanoes: A Review. In: *Journal of Vulcanology and Geothermal Research* p. 201 1-29.

WÜNNEMANN, K.; ELBESHAUSEN, D.; COLLINS, G. S. 2009. Structural evidence for the direction of impact at complex craters: insight from 3D numerical modeling. *40th Lunar and Planetary Science Conference* (2009).

ZALÁN, P.V., WOLFF, S., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., CONCEIÇÃO, J.C.J., APPI, V.T., NETO, E.V.S., CERQUEIRA, J.R., MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. Tulsa: AAPG Memoir 51, p. 681-708.

Mapa Geológico do Cerro do Jarau

LEGENDA

Unidades Litoestratigráficas

Arenito Laminado

Arenitos com laminação de 0,5 a 2 cm, marcada por bandas de grãos de quartzo alternadas com bandas de quartzo e argila. Também ocorrem camadas métricas de arenito maciço de granulação média a grossa.

Arenito Homogêneo

Arenitos, em geral silicificados, com camadas decimétricas a métricas, sendo comum estratificações cruzadas de médio porte, com granulação média a grossa e, localmente, com estratificação com gradação normal. Na porção basal desta unidade são encontrados arenitos conglomeráticos com seixos de 1 a 6 cm esparsos em matriz de areia fina a média. Os seixos em geral são de arenito e, em menor quantidade, de basalto.

Arenito Conglomerático

Basalto

Arenito intertrapa

Brecha Ígnea

Basaltos, em geral maciços, com variações texturais definindo contatos de distintos derrames, com espessuras métricas. Apresentam matriz afanítica a fanerítica fina a média, com fenocristais de plagioclásio e augita e raros cristais de magnetita, ilmenita e rutila. Localmente ocorre brecha ígnea, com fragmentos de basaltos de texturas variadas: com vesículas; com vidro vulcânico; e exibindo fenocristais com bordas de reação. Os arenitos intertrapa são silicificados, avermelhados a amarelados com grãos subarredondados.

Convenções Geológicas

- S0 vertical
- S0 horizontal
- S0 inclinado
- Falhas medidas
- Falhas inferidas
- Contato Duvidoso
- Contato Inferido
- Contato Observado

Convenções Geográficas

- Caminho
- Estrada Pavimentada
- Revestimento Solto
- Curvas de Nível
- Drenagens
- Lagos, Represas

A A' Seções



Equidistância das Curvas de Nível: 20m

Datum Horizontal: Córrego Alegre - Minas Gerais

Datum Vertical: Marégrafo de Torres - Rio Grande do Sul

Declinação Magnética 11 39 para W, cresce 9,4 ao ano



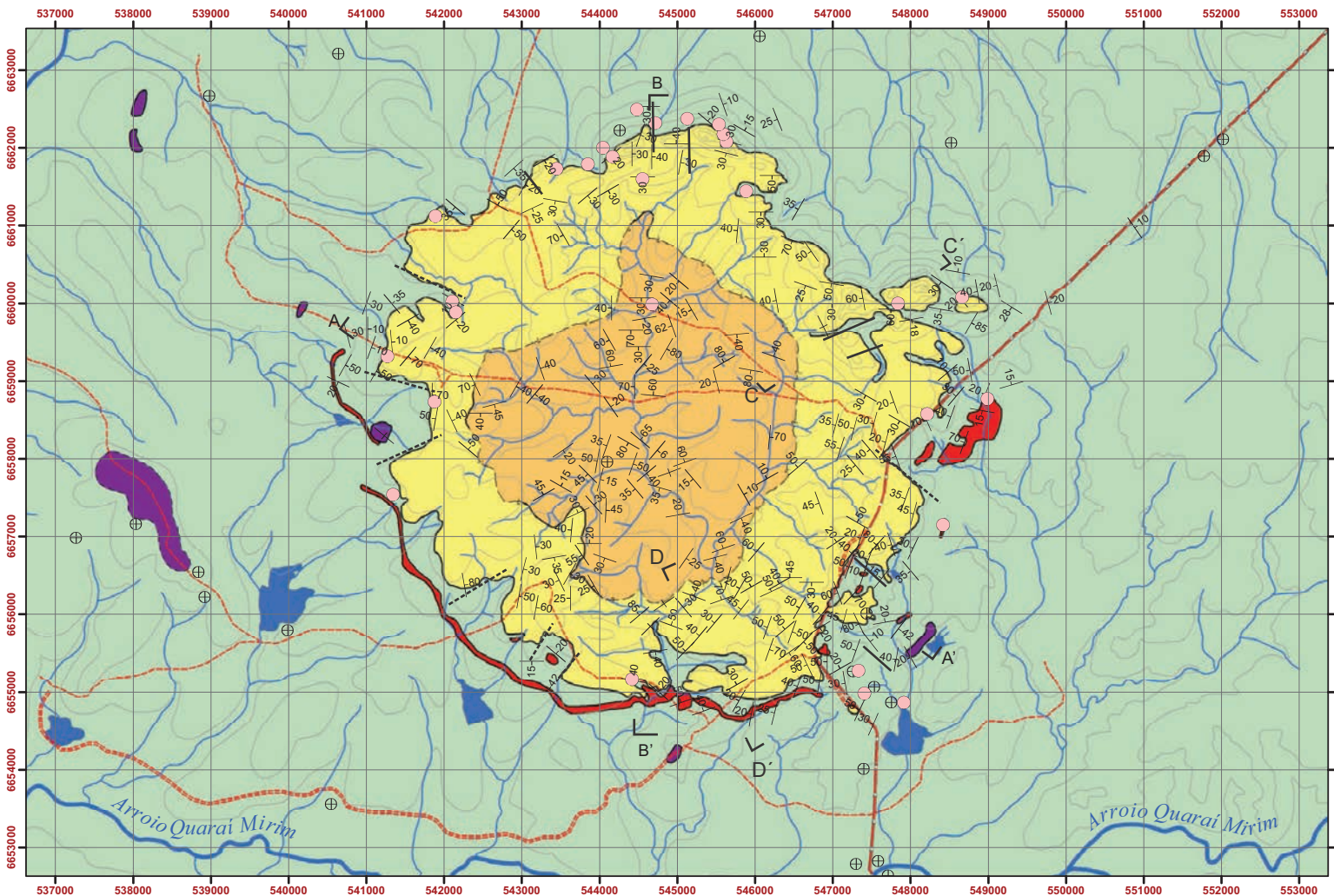
UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
Campus de Rio Claro
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Programa de Pós-Graduação em Geociências
Área de Concentração em Geologia Regional
Mapeamento Geológico-Estrutural do Astroblema de Cerro do Jarau-RS

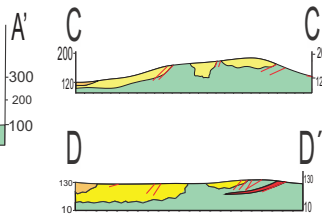
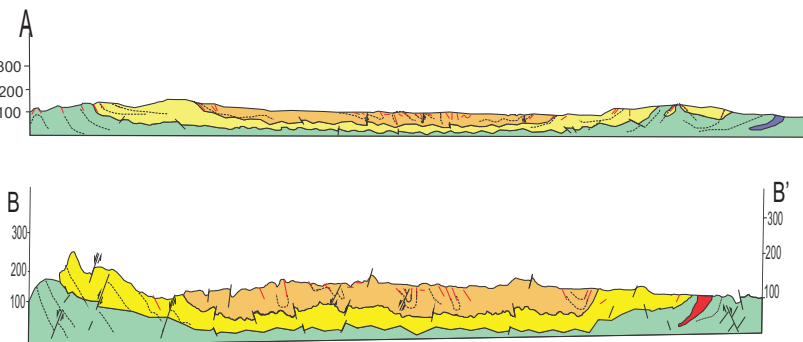
Tese de Doutorado-2014

Anexo 1: Mapa Geológico

Autora: Joana Paula Sánchez
Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões
Co-Orientador: Álvaro Penteado Crósta



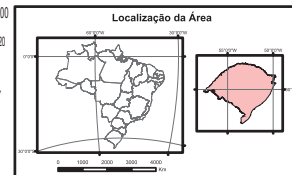
0 3 km



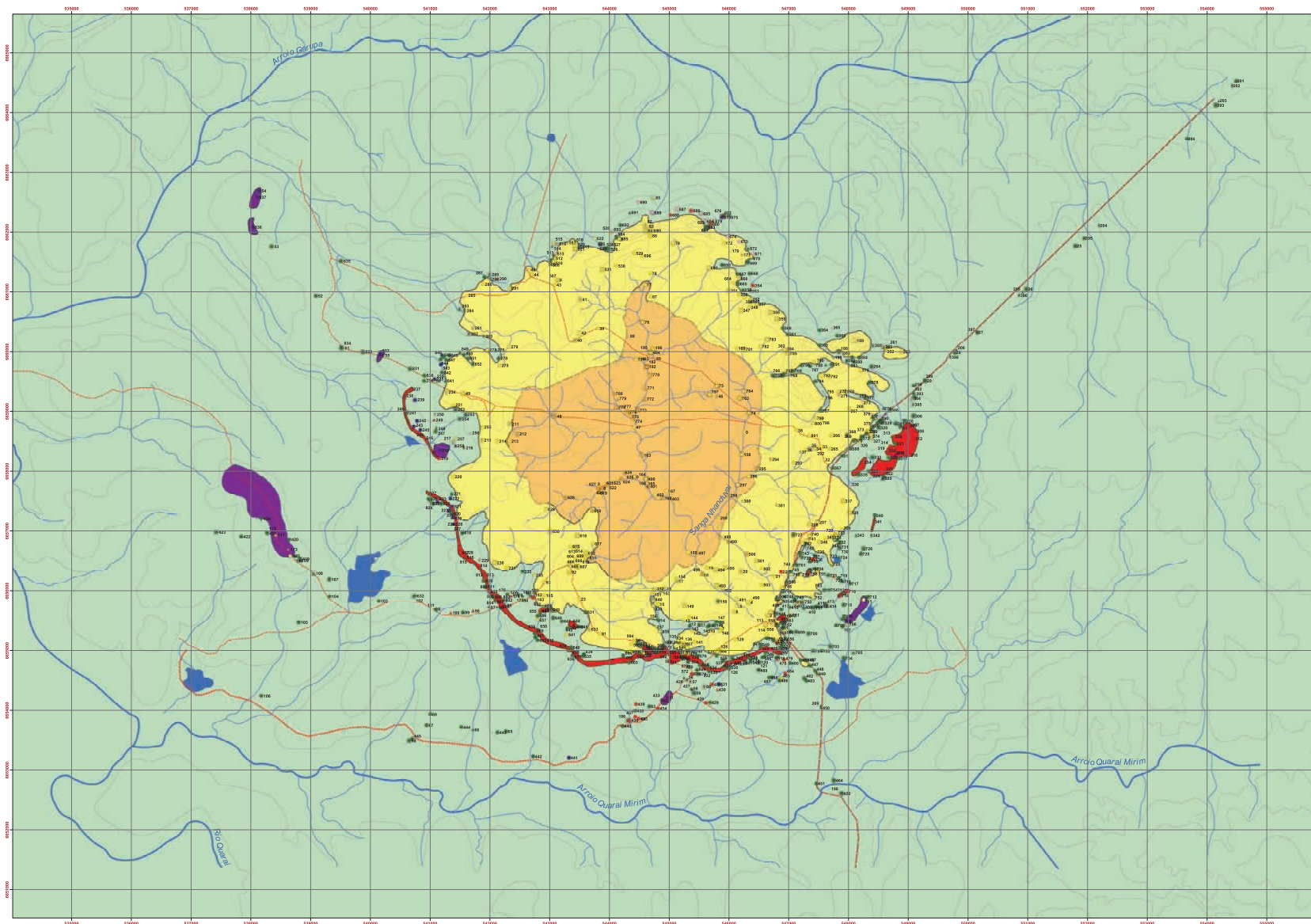
Perfis com exagero vertical de 2 X.

Legenda

- Acamamento medido
- Falhas inferidas



Articulação das Folhas		
VENTENAS	PLANO ALTO	LIQUIQUA
BARRA DO CAIBATE	GARUPA	BALTÁZAR BRUM
URUGUAI	QUARAI MIRIM	QUARAI



Cerro do Jarau

Mapa geológico e de pontos

LEGENDA

Unidades Litoestratigráficas

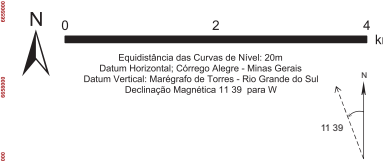
 Arenito Laminado	Arenito com laminação de 0,5 a 2 cm, oncolitos por bandas de gesso de arenito alternados com bandas de argila e argila. Texturas grossas com laminação de arenito traço de granulação média e grossa.
 Arenito Homogêneo	Arenito, em geral silteoso, com camadas descontinuas e irregulares, arenito traço de granulação média e grossa e fragmentos, com oncolitos com granulação normal. São arenito traço de granulação média e grossa.
 Arenito Conglomerático	Arenito traço de granulação média e grossa, com oncolitos com granulação normal. São arenito traço de granulação média e grossa.
 Basalto	Basalto, em geral traço de granulação média e grossa, com oncolitos descontinuos e irregulares, arenito traço de granulação média e grossa e fragmentos, com oncolitos com granulação normal. São arenito traço de granulação média e grossa.
 Arenito intertrapa	Arenito intertrapa, em geral traço de granulação média e grossa, com oncolitos descontinuos e irregulares, arenito traço de granulação média e grossa e fragmentos, com oncolitos com granulação normal. São arenito traço de granulação média e grossa.
 Brecha ígnea	Brecha ígnea, em geral traço de granulação média e grossa, com oncolitos descontinuos e irregulares, arenito traço de granulação média e grossa e fragmentos, com oncolitos com granulação normal. São arenito traço de granulação média e grossa.

Convenções Geológicas

 Afloramento estudado	 Estrada pavimentada
 Ponto com amostra	 Pavimentação Solta
 Ponto com amostra e lâmina	 Curvas de Nível
 Ponto com foto	 Drenagem
 Contato Duvidoso	 Lagoa, Represa
 Contato Inferido	
 Contato Observado	

Convenções Geográficas

 Estrada pavimentada	 Estrada pavimentada
 Pavimentação Solta	 Pavimentação Solta
 Curvas de Nível	 Curvas de Nível
 Drenagem	 Drenagem
 Lagoa, Represa	 Lagoa, Represa



Articulação das Folhas			
VENTENA	FLIND	ALTO	URUGUAI
BARBA DO CARDEIRO	CARUÍ	ALTAL	BALTAL
URUGUAI	URUGUAI	URUGUAI	URUGUAI



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

SAO CARLOS - SP

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Área de Concentração em Geologia Regional

Mapa Geológico-Estrutural do Atributo de Cerro do Jarau-RS

Tese de Doutorado 2014

Anexo 2: Mapa de Pontos

Autores: Joana Paula Balthazar

Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões

Co-Orientador: Álvaro Paredão Colada

Cerro do Jarau

Mapa com pontos das lâminas

LEGENDA

Unidades litológicas
(sem orientação estratigráfica)

- Arenito Laminado
- Arenito Homogêneo
- Arenito Conglomerático
- Arenito intertrapa
- Brecha Ignea
- Basalto

Simbolos

- Ponto com lâmina e amostra
- Ponto com lâmina, amostra e foto

Contatos

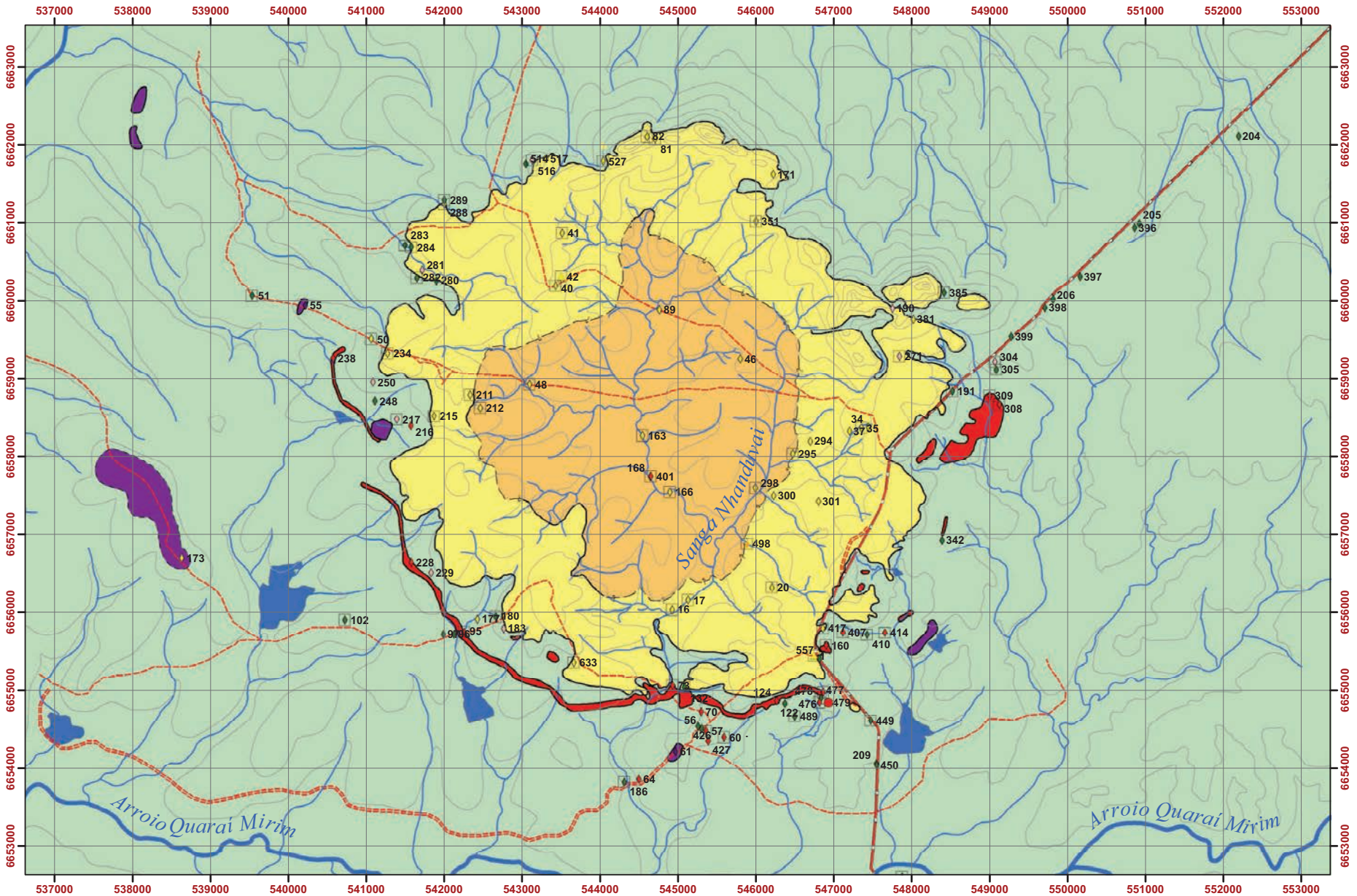
- Contato Duvidoso
- Contato Inferido
- Contato Observado

Drenagem

- Lagos, Represas

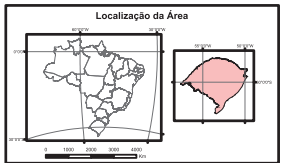
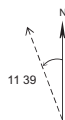
Estradas

- Revestimento Solto
- Caminho
- Pavimentada
- curvadenivel



0 1,5 3 6 km

Equidistância das Curvas de Nível: 20m
Datum Horizontal; Córrego Alegre - Minas Gerais
Datum Vertical: Marégrafo de Torres - Rio Grande do Sul
Declinação Magnética 11 39 para W



Articulação das Folhas		
VENTENAS	PLANO ALTO	LIQUIQUIÁ
BARRA DO CARDEATE	GARUPA	BALTAZAR BRUM
URUGUAI	QUARAI MIRIM	QUARAI

unesp UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
Campus de Rio Claro
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Programa de Pós-Graduação em Geociências
Área de Concentração em Geologia Regional
Mapeamento Geológico-Estrutural do Astroblema de Cerro do Jarau-RS

Tese de Doutorado-2014
Anexo 3: Mapa com pontos das lâminas

Autora: Joana Paula Sánchez
Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões
Co-Orientador: Alvaro Penteado Crôsta