
UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS – UNISINOS
CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**FEIÇÕES DE INTERAÇÃO VULCANO-SEDIMENTARES:
SEU USO COMO INDICADORES DE CONTEMPORANEIDADE NO
MAGMATISMO RODEIO VELHO (MESO-ORDOVICIANO) E NO
VULCANISMO SERRA GERAL (CRETÁCEO INFERIOR)**

KARLA PETRY

Dissertação de Mestrado

Orientadora:

Dra. Delia del Pilar M. de Almeida

Co-orientador:

Dr. Henrique Zerfass

São Leopoldo, janeiro de 2006.

*Aos meus amigos,
àqueles que fizeram diferença,
àqueles que ainda fazem e
àqueles que sempre farão!*

*The Road goes ever on and on
down from the door where it began.
Now far ahead the Road has gone,
and I must follow, if I can,
pursuing it with eager feet,
until it joins some larger way
where many paths and errands meet.
And whither then? I cannot say.*

*Still round the corner there may wait
A new road or a secret gate,
And though I oft have passed them by,
A day will come at last when I
Shall take the hidden paths that run
West of the Moon, East of the Sun.*

(J. R. R. Tolkien)

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao CNPq pela bolsa de mestrado, sem a qual não seria possível a realização deste trabalho. Da mesma forma, agradeço à FAPERGS pelo apoio financeiro através do projeto número 01/0881-5.

Agradeço a minha orientadora, Delia del Pilar M. de Almeida e meu co-orientador, Henrique Zerfass, por me apoiarem e ampararem não só durante o desenvolvimento deste trabalho, mas há muito mais tempo, desde a graduação. Em especial a minha orientadora, por compartilhar muito mais que o trabalho.

Agradeço aos colegas e amigos Francisco Bennetti, por conseguir ilustrar minhas idéias no papel, Samuel Gedoz, pela paciência nas fotomicrografias e Abel Schons e Camila Esmeris, pela companhia em campo. Agradeço também a todos aqueles que, de uma forma ou de outra, estiveram do meu lado durante os dois últimos anos.

Agradeço aos professores Dr. Fernando J. Althoff e Ubiratan F. Faccini pelas preciosas sugestões na banca do Seminário II, e de modo especial ao Professor Fernando por estar presente em tantos momentos e por fazer parte da caminhada.

Agradeço aos integrantes da banca da dissertação, Dr. Farid Chemale Jr. E Dr. Miguel Basei, pela prestatividade ao se fazerem disponíveis a contribuir para este trabalho.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS	7
LISTA DE TABELAS	11
LISTA DE ANEXOS	11
RESUMO	12
ABSTRACT	12
1. INTRODUÇÃO	13
1.1. Localização	13
1.2. Objetivos	14
1.3. Justificativa	15
1.4. Metodologia	15
2. INTERAÇÕES VULCANO-SEDIMENTARES	18
2.1. Marcas de fluxo	19
2.2 Diques clásticos	21
2.3. Brechas vulcano-sedimentares	21
2.3.1. Peperitos	22
2.4. Xenólitos e apófises	24
3. MAGMATISMO RODEIO VELHO: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	26
3.1. Alogrupo Santa Bárbara	26
3.2. Alogrupo Guaritas	28
3.3. Magmatismo Rodeio Velho	29
4. MAGMATISMO RODEIO VELHO: ARROIO CARAJÁ, PASSO DO MOINHO	32
4.1. Litologias e interações vulcano-sedimentares no Arroio Carajá	33
4.2. Estratigrafia do Arroio Carajá	40
4.3. Modelo conceitual para o Arroio Carajá	42
4.4. Passo do Moinho	44
5. VULCANISMO SERRA GERAL: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	47
5.1. Formação Botucatu	49
5.2. Formação Serra Geral	50
6. VULCANISMO SERRA GERAL: TORRES, SÃO SEBASTIÃO DO CAÍ, FELIZ	53
6.1. Litologias e interações vulcano-sedimentares em Torres	53

6.2. Estratigrafia de Torres	60
6.3. Modelo conceitual para Torres	61
6.4. São Sebastião do Caí	64
6.5. Feliz	67
7. DISCUSSÕES	71
7. 1. Modo de posicionamento do magma: intrusão <i>versus</i> derrame	73
7. 1. 1. <i>Tipo de derrame: aa versus pahoehoe</i>	74
7. 2. Estado do sedimento: litificado, coeso ou inconsolidado	74
7. 3. Outras influências nas feições de interação vulcano-sedimentar	77
7. 4 Características petrográficas nas interações vulcano-sedimentares	78
8. CONCLUSÕES	81
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84
10. ANEXOS	89

LISTA DE FIGURAS

1. INTRODUÇÃO

- 1.1 mapa do Estado do Rio Grande do Sul com a localização geográfica das áreas de estudo 13

2. INTERAÇÕES VULCANO-SEDIMENTARES

- 2.1 estrias de fluxo de lava sobre areias inconsolidadas (Jerram & Stollhofen, 2002). A linha indica a direção de fluxo 19
- 2.2 marca em crescente causada pelo fluxo de lobos de lava tipo *pahoehoe* (Jerram & Stollhofen, 2002). A seta indica o sentido de fluxo 19
- 2.3 estruturas do tipo *ripple* preservadas por fluxo de lava (Jerram & Stollhofen, 2002) 20
- 2.4 duna preservada entre derrames na Bacia de Etendeka (Jerram *et al.*, 1999) 20
- 2.5 dique clástico de preenchimento em derrame da Formação Serra Geral. Torres, RS 21
- 2.6 exemplo de peperito, brecha formada pela interação de derrame com sedimento inconsolidado (Jerram & Stollhofen, 2002) 22
- 2.7 diversas formas assumidas pelos pacotes de peperito (adaptada de Skilling *et al.*, 2002b) 23
- 2.8 morfologias dos clastos ígneos juvenis em peperitos. Adaptada de Skillin *et al.* (2002b) 24

3. MAGMATISMO RODEIO VELHO: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

- 3.1 Bacia do Camaquã no contexto geológico do Escudo Sul-Riograndense. Mapa adaptado de Paim & Lopes (1999) 27
- 3.2 evolução dos conceitos estratigráficos para a Bacia do Camaquã. Adaptado de Paim *et al.* (2000) 28

4. MAGMATISMO RODEIO VELHO: ARROIO CARAJÁ, PASSO DO MOINHO

- 4.1 localização das áreas de estudo no contexto da Bacia do Camaquã. Adaptado de Paim *et al.* (2000) 32
- 4.2 estrias marcando a superfície de uma falha levógira. (a) aspecto geral; (b) detalhe. As setas vermelhas assinalam a superfície onde se deu o movimento 33
- 4.3 distribuição das litologias no afloramento da barragem do Arroio Carajá. As fotos indicadas pelas setas azuis mostram o contato que está encoberto na fotomontagem maior. As localizações das falhas normais e direcionais são apenas aproximadas. 35
- 4.4 litologias sedimentares: (a) arenito com laminação plano-paralela mascarada por intenso fraturamento; (b) pelito com gretas de contração 36
- 4.5 feições de lava em corda à jusante da barragem do Arroio Carajá. A barra de escala mede (a) 1 metro e (b) 10 centímetros 36
- 4.6 feições de interação vulcano-sedimentar encontradas no afloramento da 37
-

	barragem do Arroio Carajá. (a) estrias de fluxo; (b) marca em crescente; (c) xenólito; (d) apófise e (e) dique clástico. As siglas correspondem às unidades de rochas ígneas e sedimentares apresentadas anteriormente	
4.7	diagrama estatístico de roseta para as direções de fluxo marcadas por estrias no topo de S1	38
4.8	ripas de plagioclásio em matriz vítrea oxidada, características das rochas ígneas do Arroio Carajá. LN	39
4.9	amídalas no Arroio Carajá. (a)- preenchimento de carbonato; (b)- borda de quartzo, interior de carbonato. LP	39
4.10	aspecto geral dos arenitos do Arroio Carajá. 1- agregado microcristalino de quartzo; 2- quartzo policristalino; 3- quartzo monocristalino; 4- plagioclásio; 5- fragmento lítico de rocha vulcânica; 6- fragmento lítico de granitóide; 7- fragmento lítico de rocha metamórfica. LP	40
4.11	imagem MEV de arenito do Arroio Carajá, mostrando grãos de feldspato alcalino e quartzo cimentados por sílica. As linhas amarelas marcam as bordas de alguns grãos de quartzo, que são de difícil identificação uma vez que apresentam a mesma composição que o cimento. FK- feldspato alcalino; Qt- quartzo	40
4.12	diagrama QFL de classificação de arenitos para as amostras do Arroio Carajá. 1- arenito arcoseano; 2- arenito lítico; 3- arcóseo; 4- arcóseo lítico; 5- litarenito arcoseano; 6- litarenito	40
4.13	esquema dos eventos que formaram a atual configuração do afloramento do Arroio Carajá. (a) primeiro evento vulcânico; (b) deposição de sedimento sobre o derrame; (c) segundo evento vulcânico; (d) intrusão. Desenho sem implicação de escala ou proporção entre as unidades	43
4.14	dique clástico principal do Passo do Moinho	45
4.15	esquema fluxo da lava ao redor do dique clástico no Passo do Moinho. Visto em planta	46
5. VULCANISMO SERRA GERAL: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL		
5.1	áreas de estudo inserida no contexto geológico do estado, mostrando também a área de ocorrência das formações Botucatu e Serra Geral	47
5.2	província de Basaltos Continentais de Paraná-Etendeka. (a) – localização da província sobre o Gondwana; (b) – localização da província sobre os continentes atuais. Adaptada de Koius & Tilling [on-line]	48
5.3	evolução das concepções estratigráficas para a Bacia do Paraná	49
6. VULCANISMO SERRA GERAL: TORRES, SÃO SEBASTIÃO DO CAÍ, FELIZ		
6.1	localização da área de estudo em Torres, indicando a posição dos perfis colunares	54
6.2	diversos aspectos dos derrames em Torres. (a)- base de derrame, com disjunção tabular (Morro das Furnas); (b)- meio de derrame, marcada pela intensa disjunção colunar (Torre Sul); (c)- topo de derrame, vesicular (Morro do Farol)	55
6.3	textura glomeroporfírica bastante comum nos derrames de Torres. LP	55
6.4	fenocristais de plagioclásio e piroxênio em amostra do Arroio Carajá.	56

	Imagem de MEV.	
6.5	amídala preenchida por carbonato nos derrames de Torres. LP	56
6.6	litofácies de arenito. (a)- litofácies de arenito com estratificação cruzada, com diagrama de paleocorrente (Morro das Cabras); (b) litofácies de arenito com estratificação plano-paralela (Morro do Farol).	57
6.7	diagrama QFL de classificação de arenitos para as amostras de Torres. 1- arenito arcoseano; 2- arenito lítico; 3- arcóseo; 4- arcóseo lítico; 5- litarenito arcoseano; 6- litarenito	57
6.8	aspecto geral dos arenitos encontrados em Torres. LP	57
6.9	diques clástico. (a)- na fácies de meio de derrame, Morro das Furnas; (b)- ligando bolsões de peperito em fácies de topo de derrame, Morro das Furnas; (c)- esquema de bolsões de peperito com dique clástico interligando-os. (Da) – derrame amigdaloidal; (Pe) – peperito	59
6.10	Aspecto do peperito em Torres, mostrando os clastos autóctones de basalto em matriz de areia	59
6.11	esquema do empilhamento das diversas unidades nas seções trabalhadas e suas correlações laterais. O <i>datum</i> utilizado foi o nível médio do mar no local	62
6.12	estágios de evolução dos eventos que deram origem às rochas de Torres. (a)- derrame sobre sedimentos inconsolidados; (b)- formação de peperito de frente de derrame e diques clásticos de preenchimento; (c)- início de novo ciclo com novo derrame, aprisionando lentes de arenito. Desenho sem implicação de escala ou proporção entre as unidades	63
6.13	afloramento estudado em São Sebastião do Caí. A parte abaixo da linha tracejada é o arenito e acima, o derrame. A seta marca a localização aproximada do dique clástico, que não é distinguido nesta imagem. Os bolsões de peperito ocorrem mais à esquerda da foto	64
6.14	contato abrupto entre o sedimento e o derrame em São Sebastião do Caí	65
6.15	dique clástico ligado pela base ao sedimento e associado a bolsão de peperito no topo em São Sebastião do Caí	66
6.16	processo de formação de dique clástico e peperito de injeção. (a)- formação de fendas na base do derrame; (b)- remobilização do sedimento e injeção de sedimento por meio de diques clásticos; (c)- formação de peperito na porção mais interna do derrame	67
6.17	aspecto geral do afloramento estudado em Feliz. (a)- parte superior do afloramento onde ocorrem as (b) impressões de fluxo e <i>ripples</i> (c); (d)- lateral do afloramento, com destaque para a forma de lacólito da intrusão; (e) vista frontal do afloramento, diques de borda irregular, com a presença de (e) apófises	68
6.18	marcas em crescente no topo do arenito em Feliz	69
7. DISCUSSÕES		
7.1	comparação do empacotamento no topo e no centro da camada de arenito no Arroio Carajá	77
7.2	comparação da porosidade e cimento no topo e base da camada de arenito do Arroio Carajá	78

- 7.3 comparação entre as quantidades de cimento na borda e no centro de um dique clástico de preenchimento em Torres. 78
- 7.4 dissolução e recristalização de quartzo na matriz de peperito de injeção 79
- 7.5 matriz de peperitos em contato com clastos ígneos. (a)- matriz em contato com clasto angular em peperito de frente de derrame; (b)- matriz em contato com clasto fluidal em peperito de frente de derrame; (c)- concentração de matriz parcialmente recristalizada em peperito de injeção; (d)- concentração de matriz em peperito de injeção. A barra amarela tem 0,5 cm de largura. 80
- 8. CONCLUSÕES**
- 8.1 formação das diversas feições de interação vulcano-sedimentar em três tempos (T1, T2 e T3) 82
-

LISTA DE TABELAS

1.1	contexto das amostras analisadas para o afloramento do Arroio Carajá, indicando a presença dos componentes ígneo e sedimentar	16
1.2	contexto das amostras analisadas para os afloramentos de Torres, indicando a presença dos componentes ígneo e sedimentar.	17
4.1	relação entre as principais características analisadas nas rochas sedimentares do Arroio Carajá	41
6.1	relação entre as principais características analisadas nas rochas sedimentares de Torres	58
6.2	contatos entre as diferentes litologias encontradas em Torres	61
7.1	síntese das relações entre as diversas feições de interação vulcano-sedimentar que ocorrem em cada uma das áreas de estudo e o que cada uma destas feições diz sobre o evento que lhe deu origem	76

LISTA DE ANEXOS

Anexo A	<i>O Vulcanismo Serra Geral em Torres, RS, Brasil: empilhamento estratigráfico local e feições de interação vulcano-sedimentar.</i> Karla Petry ; Delia del Pilar M. de Almeida; Henrique Zerfass	90
Anexo B	<i>Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting.</i> Karla Petry ; Delia del Pilar M. de Almeida; Henrique Zerfass; Dougal A. Jerram	91

RESUMO

Feições de interação vulcano-sedimentar foram estudadas em associação com dois eventos vulcânicos: o Magmatismo Rodeio Velho (470 Ma), associado aos alogrupos Santa Bárbara e Guaritas (Bacia do Camaquã), nas localidades de Arroio Carajá e Passo do Moinho; e o Vulcanismo Serra Geral (idade média de 130 Ma), associado à Formação Botucatu (Bacia do Paraná), em Torres, São Sebastião do Caí e Feliz. A metodologia principal foi trabalho de campo, integrando-se, dados de microscopia ótica e eletrônica. Arroio Carajá mostra uma sucessão de dois derrames intercalados por arenito e pelito, e um *sill*, encaixado na superfície de contato entre o derrame e o arenito. No Passo do Moinho, apenas um derrame é registrado. Torres mostra três ciclos de sedimentação com vulcanismo e formação de peperito. São Sebastião do Caí e Feliz apresentam contato entre rocha sedimentar e derrame, com intrusões alimentadoras em Feliz. Marcas de fluxo indicam derrame *pahoehoe*. Peperito e dique clástico de injeção são formados pela injeção de sedimento para dentro do derrame. Peperito de frente de derrame é formado por autobrechamento e tração. Diques de preenchimento atestam a migração de sedimento. Xenólitos e apófises indicam intrusão. As seguintes feições indicam indubitavelmente contemporaneidade entre sedimento e derrame: estrias de fluxo, impressões de lava em corda, marcas em crescente, peperitos de frente de derrame e peperitos e diques clásticos de injeção. É possível perceber influência dos derrames na diagênese das rochas sedimentares. A interação se deu com sedimento seco e são raras as feições de recristalização presentes.

ABSTRACT

Volcanic-sedimentary interaction features were studied in association with two volcanic events: Rodeio Velho Magmatism (470 Ma), associated to Santa Bárbara and Guaritas allogroups (Camaquã Basin), at the localities of Arroio Carajá and Passo do Moinho; and Serra Geral Volcanism (average age of 130 Ma), associated to the Botucatu Formation (Paraná Basin), at Torres, São Sebastião do Caí and Feliz. The main methodology was field work, integrated with optical and electronic microscopy. Arroio Carajá shows a succession of two flows intercalated by sandstone and mudstone, and a sill at the contact surface of a flow and the sediment. Torres shows three cycles of sedimentation with volcanism and peperite formation. São Sebastião do Caí and Feliz show the contact between sedimentary rocks and a lava flow, with feeding intrusions at Feliz. Flow impressions indicate a *pahoehoe* flow over unconsolidated sediment. Injection peperite and clastic dyke are formed by the injection of sediment inwards the flow. Flow front peperite is formed by autobrecciation and bulldozing. Filling clastic dykes attest sediment migration. Xenoliths and apophysis indicate intrusion. The following features indicate undoubtedly the contemporaneity of sedimentation and flow: flow striation, ropy lava flow impression, crescent marks, flow front peperites and injection peperites and clastic dykes. It is possible to recon influence of the lava flows in the diagenesis of the sedimentary rocks. The interaction was with dry sediment, and recrystallization features are rare.

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho tem como foco o estudo das feições de interação vulcano-sedimentar. Estas feições são geradas pela interação de um magma, seja em um derrame ou uma intrusão epizonal, com sedimentos em diferentes graus de litificação. No presente caso, foram estudadas as feições geradas em dois eventos distintos: Magmatismo Rodeio Velho (470 Ma) e Vulcanismo Serra Geral (138 a 127 Ma).

1.1 Localização

Para o desenvolvimento do trabalho em dois eventos distintos foram escolhidas cinco localidades, duas para o Magmatismo Rodeio Velho e três para o Vulcanismo Serra Geral (Figura 1.1).



Figura 1.1- mapa do Estado do Rio Grande do Sul com a localização geográfica das áreas de estudo

Para o Magmatismo Rodeio Velho foram escolhidas as localidades de Arroio Carajá e Passo do Moinho, ambas localizadas nos arredores do município de Caçapava do Sul, no centro do Estado. O afloramento do Arroio Carajá está localizado na barragem construída neste arroio, na coordenada central UTM 246,087km W e 6592,150km S, cerca de 40 quilômetros de Caçapava do Sul em estrada vicinal acessada pela RS-357. O afloramento do Passo do Moinho encontra-se nas margens do Arroio do Moinho, onde este é cortado por uma ponte de uma estrada vicinal, na coordenada central UTM 278,045 km W e 6575,850 km S, cerca de 40 km a leste da BR-153, pela estrada de Minas do Camaquã (RS-625), ao sul de Caçapava do Sul.

As localidades que representam o Vulcanismo Serra Geral neste estudo incluem afloramentos localizados nos municípios de Torres, São Sebastião do Caí e Feliz.

Os afloramentos estudados em Torres, no litoral norte, 198 km de Porto Alegre, abrangem, em cerca de 0,43 km², os morros do Farol (ou Torre Norte) e Furnas (ou Torre do Meio) e o Parque da Guarita, com o Morro das Cabras e a Torre Sul, entre as coordenadas UTM 6751,536km e 6753,203km W e UTM 622,688km e 623,701km S.

O afloramento estudado no município de São Sebastião do Caí localiza-se na margem da RS-122, em uma pedreira de extração de arenito imediatamente acima do Arroio Cadeia. O afloramento de Feliz localiza-se em uma antiga extração de brita na RS-452, cerca de cinco quilômetros depois de seu acesso pela RS-122.

1.2. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é compreender as feições de interação vulcano-sedimentar e os mecanismos que as formam, tornando-a uma ferramenta para estudos estratigráficos.

A partir da caracterização dos eventos que deram origem às feições de interação vulcano-sedimentar que ocorrem em cada uma das áreas de estudo é possível determinar quais indicam relações de contemporaneidade entre o sedimento e a rocha ígnea, amarrando-os temporalmente.

Assim temos os seguintes objetivos a serem desenvolvidos no decorrer da pesquisa:

- ↳ Caracterização dos processos ocorridos nas áreas de estudo;
 - ↳ Caracterização dos processos envolvidos na gênese das feições de interação vulcano-sedimentar;
-

-
- ↳ Comparação entre as diferentes feições de interação vulcano- sedimentar;
 - ↳ Determinação de características diagnósticas de relação temporal entre sedimento e rocha ígnea

1.3. Justificativa

As bacias sedimentares são compostas por pacotes que muitas vezes levam alguns milhões de anos para serem depositados. A partir da compreensão dos processos sedimentares é possível ter uma noção do período de tempo necessário para a deposição de um pacote sedimentar. Entretanto, mesmo tendo-se uma idéia de quanto tempo levou a deposição de uma bacia, isto não localiza temporalmente estas rochas.

Classicamente tem-se utilizado o registro fossilífero para tal datação, contudo isto não é suficientemente preciso e, além disso, está condicionado à presença de fósseis nas rochas, o que nem sempre ocorre. Então, a partir do desenvolvimento de técnicas isotópicas de datação em rochas ígneas, a datação relativa de rochas sedimentares, a partir das relações entre elas, tornou-se uma ferramenta muito importante na organização temporal das bacias sedimentares.

Contudo, para que seja possível utilizar um intervalo vulcânico dentro de uma bacia sedimentar como guia na datação é necessário conhecer as relações de contemporaneidade entre as rochas ígneas e as sedimentares. Neste sentido, o trabalho com as feições de interação vulcano-sedimentares é de grande valia dentro do estudo estratigráfico de uma bacia.

Assim, é necessário que se desenvolvam as pesquisas neste assunto, a fim de que se possa compreender as feições de interação vulcano-sedimentar na sua totalidade, bem como suas implicações no modelamento genético e estratigráfico do contexto em que estão inseridas.

1.4. Metodologia

A base de todo o trabalho se deu sobre informações coletadas em afloramento, depois analisadas de forma individual para cada afloramento e integradas em um estudo comparativo.

Assim, foram realizadas diversas etapas de campo ao longo do trabalho em cada uma das diferentes áreas de estudo, totalizando cerca de três campanhas de campo (dez dias) em Caçapava do Sul, duas em Torres (cinco dias) e três em São Sebastião do Caí e Feliz (um dia cada), além das visitas efetuadas às áreas durante saídas de campo das

disciplinas de Petrologia Ígnea, Tópicos Especiais em Geociências II, e Introdução ao Sistema Terra.

Durante estas etapas de campo foram coletadas 11 amostras no Arroio Carajá e outras 18 em Torres, descritas e analisadas do ponto de vista ígneo e sedimentar e da interação vulcano-sedimentar. Dos demais afloramentos (São Sebastião do Caí, Feliz e Passo do Moinho) utilizou-se somente os dados de campo. As tabelas 1.1 e 1.2 mostram o contexto de cada uma das amostras e a presença de componentes sedimentar e ígneos. As amostras coletadas foram encaminhadas à laminação e submetidas à análise petrográfica. As análises modais foram feitas com uma média de 300 pontos por lâmina. Algumas destas lâminas foram ainda examinadas com Microscopia Eletrônica de Varredura (Laboratório de Microscopia Eletrônica da UFRGS), durante duas seções, totalizando cerca de dez horas de análise.

Os dados coletados em campo foram criteriosamente analisados e, sempre que possível, transformados em elementos gráficos, levando, juntamente com os dados provenientes do estudo microscópico, à compreensão dos processos que levaram à vigente configuração de cada uma das áreas.

Para facilitar a compreensão do significado real das falhas presentes no Arroio Carajá (Magmatismo Rodeio Velho), elas foram horizontalizadas, com o auxílio de uma rede estereográfica de Wulff, de acordo com a média das medidas de S_0 .

Tabela 1.1- contexto das amostras analisadas para o afloramento do Arroio Carajá, indicando a presença dos componentes ígneo e sedimentar

Amostra	Contexto	Ígnea	Sedimentar
AC-1	RV3, coletada a montante da barragem	X	
AC-2	S1 a montante da barragem		X
AC-2i	S1 a montante da barragem, mais intemperizada que AC-2		X
AC-3	S1 próximo ao contato com RV3 (10 cm)		X
AC-4	S1 mais distante de RV3 (1 m)		X
AC-5	RV3, base	X	
AC-6	RV2 próxima a espelho de falha	X	
AC-7	RV1, topo	X	
AC-10	Dique clástico em RV1		X
AC-11	RV2, topo	X	
AC-12	RV1, meio	X	

Tabela 1.2- contexto das amostras analisadas para os afloramentos de Torres, indicando a presença dos componentes ígneo e sedimentar. Para os níveis e seções indicados, ver figura 6.6

Amostra	Contexto	Ígnea	Sedimentar
T-02-01a	Peperito N1, seção 02, concentração de matriz		X
T-02-01b	Peperito N1, seção 02, contato matriz x clasto	X	X
T-04-01	Topo do arenito N1, seção 04, próximo ao contato com derrame		X
T-04-02	Derrame N1, seção 04	X	
T-04-03	Derrame N2, seção 04	X	
T-05-01	Derrame N1, seção 05	X	
T-08-01	Borda de dique clástico, entre as seções 08 e 09	X	
T-08-02	Centro de dique clástico, entre as seções 08 e 09	X	
T-09-02	Derrame N2, seção 09	X	
T-09-03	Derrame N3, seção 09	X	
T-09-04b	Peperito N2, seção 09	X	X
Tg-10-A1	Dique clástico em derrame N2, seção 10	X	X
T-12-01	Topo do arenito N1, seção 12		X
Tg-12A	Base do arenito N1, seção 12		X
T-12-02	Derrame N2, seção 12	X	
T-13-01	Topo do derrame N3, seção 13	X	
T-13-02	Base do derrame N3, seção 13	X	

2. INTERAÇÕES VULCANO-SEDIMENTARES

As interações vulcano-sedimentares se dão na medida em que um magma interage com um ambiente sedimentar ativo, em deposição ou muito recente, gerando feições que caracterizam sua íntima relação. Derrames, fluxos piroclásticos e intrusões rasas (diques e *sills*) podem gerar tais feições, desde que encontrem em seu caminho sedimentos inconsolidados ou muito pouco consolidados, característicos de ambientes sedimentares ainda em fase de deposição, mesmo em porções que já sofreram algum soterramento.

As feições de interação vulcano-sedimentar geradas são controladas por inúmeros fatores que dependem mais ou menos diretamente da reologia destes dois componentes. Assim, 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. A granulometria do sedimento, seu grau de litificação, a presença ou não de água, bem como a morfologia das formas de leito geradas pelos processos deposicionais são os principais fatores controladores do ponto de vista sedimentar. Somente com o total entendimento de todos estes fatores é possível assumir completo controle sobre as feições de interação vulcano-sedimentar geradas em um evento específico.

O estudo das interações vulcano-sedimentares pressupõe um modelo conceitual da dinâmica vulcânica que lhes deu origem. Entretanto, suas aplicações não ficam restritas a este campo. O simples fato de tais feições implicarem na existência de sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados já leva a uma importante implicação estratigráfica, amarrando um intervalo sedimentar, normalmente datado relativamente ao evento ígneo, que pode ser datado absolutamente por radiometria. Além disso, uma vez compreendidos os papéis dos fatores controladores de feições de interação vulcano-sedimentar citados anteriormente, é possível utilizar os dados daí provenientes em auxílio à reconstrução paleo-ambiental, especialmente no que diz respeito à presença de água nos sedimentos. Contudo, grande parte disto ainda encontra-se fora de nosso alcance, uma vez que as interações vulcano-sedimentares ainda não são totalmente compreendidas.

Diversas formas de interação entre um ambiente sedimentar ativo e um magma

podem ficar registradas, como feições características do corpo específico que lhes deu origem. Estas feições podem ser agrupadas por tipo genético, como registro da migração de lavas sobre sedimento inconsolidado, migração e deposição de sedimento sobre derrames e feições de intrusão rasa. De maneira mais direta, sem implicações genéticas, pode-se citar as marcas de fluxo de lava sobre sedimento inconsolidado, os diques clásticos, as brechas com constituintes sedimentares e vulcânicos, os xenólitos e as apófises.

2. 1. Marcas de fluxo

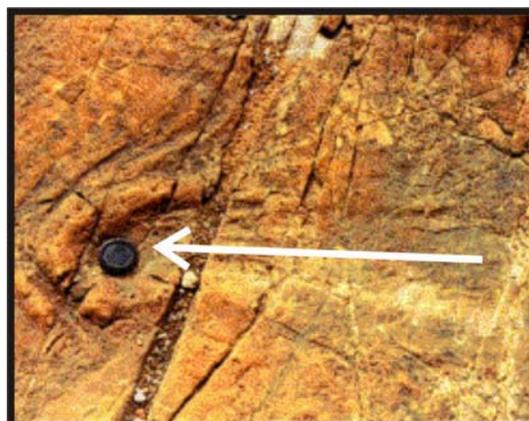
A lava, ao fluir sobre o sedimento inconsolidado pode deixar marcas de seu fluxo, seja sob a forma de estrias de fluxo ou marcas em crescente, ou pode ainda preservar formas de leito que, em condições normais, teriam pouco potencial de preservação.

As estrias são causadas pelo atrito da lava ainda fluida sobre a areia inconsolidada. São estrias subparalelas pouco espaçadas entre si (<1 cm) e pouco profundas (\pm 1 mm), indicando a direção do fluxo, contudo sem indicar seu sentido (Jerram & Stollhofen, 2002, Scherer, 2002). Exemplos destes registros podem ser vistos na Figura 2.1.



Figura 2.1- estrias de fluxo de lava sobre areias inconsolidadas (Jerram & Stollhofen, 2002). A linha indica a direção de fluxo

O sentido do fluxo de lava só pode ser percebido quando da ocorrência de marcas em crescente, originadas pelo avanço de lobos de lavas tipo *pahoehoe*, deformando a areia (Jerram & Stollhofen, 2002, Scherer, 2002). Assim, o sentido do fluxo de lava seria aquele marcado pela convexidade da forma em crescente (Figura 2.2).



Estas duas estruturas (estrias e marcas em crescente) podem ser usadas,

Figura 2.2- marca em crescente causada pelo fluxo de lobos de lava tipo *pahoehoe* (Jerram & Stollhofen, 2002). A seta indica o sentido de fluxo

portanto, como indicadores do fluxo das lavas. Entretanto, este dado não atesta fielmente para a direção de origem destes fluxos, uma vez que as lavas fluidas ficam confinadas, em primeira instância, às regiões de relevo mais deprimido, sendo controladas, portanto, pelo paleo-relevo da região (Scherer, 2002).

O fluxo de lavas, quando ocorre de forma pacífica sobre as areias, ao invés de erodi-las, pode preservar as formas de leito, que de outro modo tenderiam a ser apagadas do registro geológico. Assim, em alguns casos, é possível perceber, no contato da base de fluxos de lava com areias eólicas, estratificações do tipo *ripple*, inteiramente preservadas (Figura 2.3), marcando o dorso da duna. Também a própria duna pode ser “afogada” pelo derrame e ficar preservada (Figura 2.4), o que, caso não existisse o derrame de lavas, teria uma chance muito reduzida de acontecer (Jerram & Stollhofen, 2002), especialmente no caso das dunas da Formação Botucatu, parcialmente depositadas acima do espaço de preservação (Scherer, 2002).



Figura 2.3- estruturas do tipo *ripple* preservadas por fluxo de lava (Jerram & Stollhofen, 2002)



Figura 2.4- duna preservada entre derrames na Bacia de Etendeka (Jerram *et al.*, 1999)

2. 2. Diques clásticos

Diques clásticos são estruturas planares, discordantes do pacote em que estão inseridas, e que se caracterizam por serem preenchidas por sedimento clástico.

De modo geral, um derrame tende a apresentar no topo uma superfície bastante irregular, com amídalas e fraturas. Estas fraturas podem ser de diversas origens, desde fraturas pouco abertas (milímetros a centímetros), causadas pelo resfriamento do corpo de lava ou pelo fluxo interno, quando a parte externa do derrame já resfriou, ou fraturas mais largas, podendo atingir até um metro, de origem tectônica (Jerram & Stollhofen, 2002). Todas estas imperfeições são preenchidas por qualquer material que venha a cobrir o derrame, incluindo-se aí os sedimentos que porventura venham a migrar sobre este derrame, gerando os chamados diques clásticos de preenchimento (Figura 2.5), pois, apesar de sua origem sedimentar, são corpos discordantes que cortam os derrames.

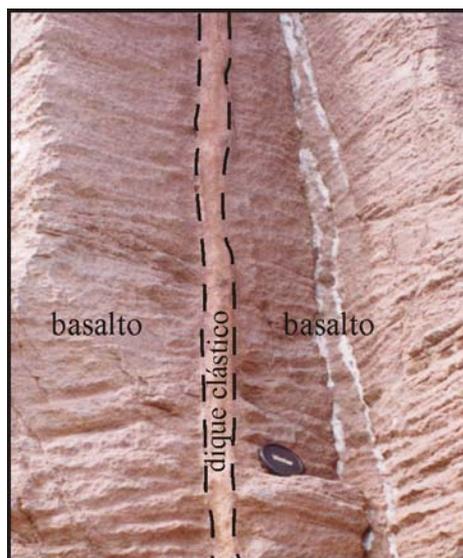


Figura 2.5- dique clástico de preenchimento em derrame da Formação Serra Geral. Torres, RS

2. 3. Brechas vulcano-sedimentares

Um fluxo de lava pode dar origem a diversos tipos de brecha. Algumas delas são compostas exclusivamente por integrantes vulcânicos, especialmente naqueles casos em que a lava flui sobre um substrato litificado. Entretanto, quando a lava encontra sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados, pode misturar-se a eles, formando uma brecha cuja matriz é composta pelos sedimentos e os clastos maiores são de fragmentos da lava.

A fragmentação do magma que dá origem à brecha é facilitada na presença de água, que causa explosões freatomagmáticas, desintegrando o magma e fazendo com que se misture aos sedimentos. Entretanto, a presença de água não é imprescindível, visto que o próprio fluxo de lava, tipo *aa*, já é suficiente para desintegrá-la parcialmente. Além disso, ao descer por superfícies com alto gradiente topográfico, o aumento de velocidade da lava também auxilia na sua desintegração (Scherer, 1998). A mistura com os sedimentos se dá na medida em que esta lava desintegrada é arrastada

pelo substrato sedimentar, causando uma mistura de origem bastante dinâmica.

Esta brecha, formada pela desintegração da lava ainda durante o seu avanço e pela mistura desta com sedimentos é conhecida como peperito (Figura 2.6).



Figura 2.6- exemplo de peperito, brecha formada pela interação de derrame com sedimento inconsolidado (Jerram & Stollhofen, 2002)

2.3.1. PEPERITOS

O termo peperito foi utilizado pela primeira vez por Scrope (1827 *apud* Skilling *et al.*, 2002b) para descrever rochas clásticas na região de Limagne d’Auvergne, na França, as quais, posteriormente, foram interpretadas como sendo originadas pela efusão de magma basáltico sobre lamas úmidas (Michel-Levy 1890 *apud* Skilling *et al.*, 2002b). A definição atual de peperito mais

largamente empregada é a de White *et al.* (2000): “um termo genético aplicado a rochas formadas essencialmente *in situ*, por desintegração de magma durante uma intrusão, o qual se mistura a sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados e tipicamente úmidos. O termo também se refere às misturas similares geradas pelo mesmo processo em contatos de lavas ou outros depósitos vulcanoclásticos com tais sedimentos”. Assim, como já foi referido, os peperitos formam-se preferencialmente em ambientes com presença de água no processo, entretanto, isto não é condição *sine qua non*.

Entre as características dos peperitos, pode-se citar seu volume e geometria, sua relação espacial com a intrusão, lava ou depósito vulcanoclástico que lhe deu origem, sua estruturação interna, suas variações espaciais de textura e a morfologia dos clastos ígneos que o compõem (Skilling *et al.*, 2002b). Pacotes de peperito com volumes que variam de poucos metros cúbicos até vários quilômetros cúbicos (Snyder & Fraser, 1963 *apud* Skilling *et al.*, 2002b; Hanson & Wilson, 1993) têm sido descritos com uma variedade de formas, desde totalmente irregulares até lobadas ou planares, formando pacotes únicos ou se interconectando (Figura 2.7) (Skilling *et al.*, 2002b). Os contatos destes pacotes com o sedimento costumam ser discordantes. Muitas vezes é possível observar um aumento da quantidade de clastos em direção à fonte emissora do magma,

bem como uma diminuição do tamanho destes clastos (Skilling *et al.*, 2002b).

Os clastos ígneos presentes em um peperito são fruto de explosões hidromagmáticas, contrastes de densidade entre o magma ou a lava e os sedimentos, stress mecânico durante o fluxo da lava já parcialmente resfriada, ou efeitos de tensão superficial, entre inúmeros outros fenômenos que ocorrem em tais ambientes (Skilling *et al.*, 2002b). Assim, os clastos podem apresentar texturas ígneas similares àquelas do magma que lhes deu origem, apresentando-se, em geral, bastante vítreos ou, ao menos, com as bordas vítreas. Os clastos ígneos do peperito podem apresentar morfologia angulosa ou fluidal, podendo haver populações com contribuições de ambos os tipos (Figura 2.8) (Skilling *et al.*, 2002b).

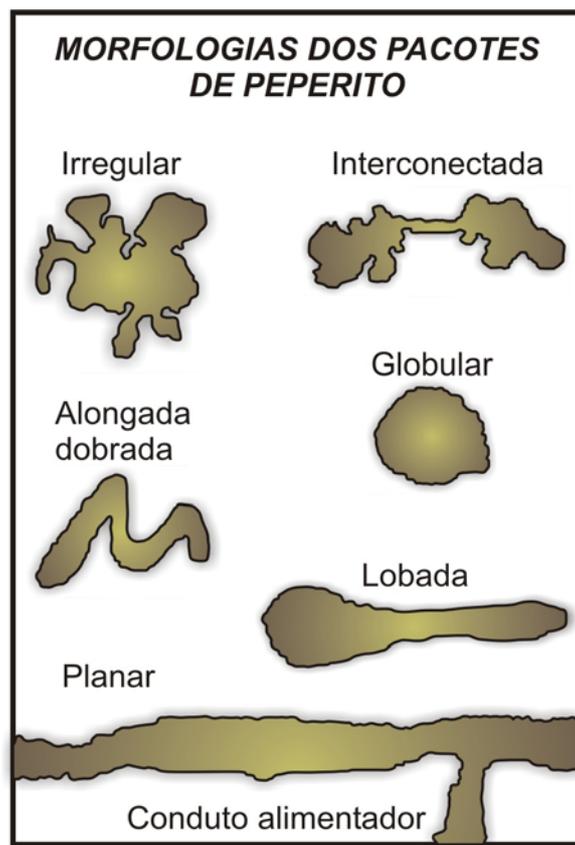


Figura 2.7- diversas formas assumidas pelos pacotes de peperito (adaptada de Skilling *et al.*, 2002b)

Diversos fatores podem determinar a forma dos clastos ígneos e a forma do próprio pacote de peperito. Entre eles, pode-se mencionar a reologia do magma e do sedimento envolvidos, o conteúdo de voláteis do magma, a permeabilidade e estruturação do sedimento, os volumes de magma e sedimento envolvidos e a velocidade de mistura dos mesmos além da velocidade de injeção e de fluxo do magma. A maioria destes fatores pode variar espacialmente e temporalmente durante a formação de um mesmo pacote de peperito. Diversos autores (Brooks *et al.*, 1982 e Doyle, 2000 *apud* Skilling *et al.*, 2002b; Goto & McPhie, 1998; e Squire & McPhie, 2002) perceberam uma mudança de morfologia fluidal para morfologia angulosa nos clastos de peperitos ao longo do tempo, durante a formação de um mesmo pacote. Isto seria devido a mudanças na reologia do magma, conforme este resfria e se torna cada vez mais rúptil.

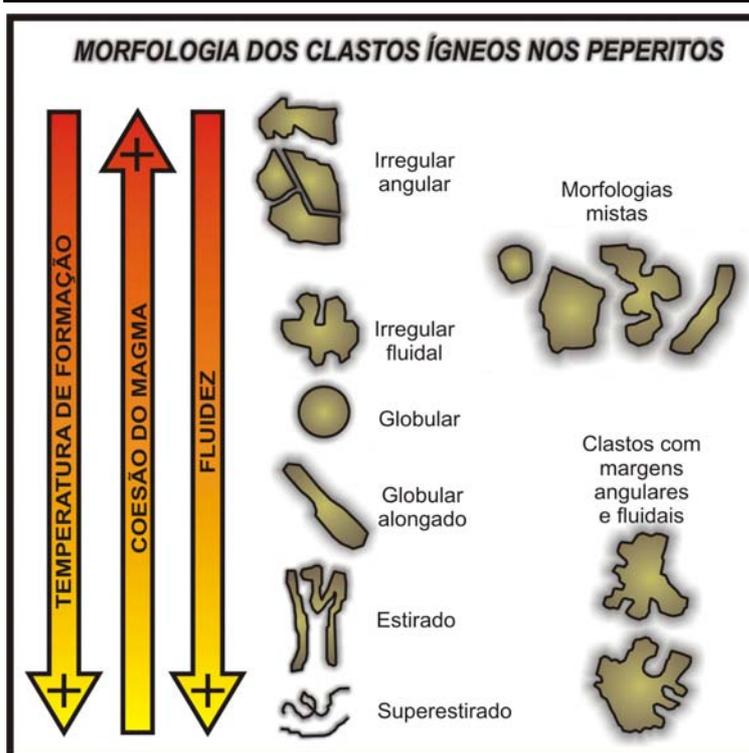


Figura 2.8- morfologias dos clastos ígneos juvenis em peperitos. Adaptada de Skillin *et al.* (2002b)

Os sedimentos que compõem um peperito podem variar amplamente, tanto em granulometria (de argila a seixo), quanto em composição, seleção, coesão interna, porosidade e permeabilidade. A ausência de agregados de grãos, a destruição de estruturas sedimentares no contato com o corpo ígneo e a presença de vesículas no sedimento, bem como vesículas ou pequenas fissuras na rocha ígnea

preenchidas por sedimento são evidências da não consolidação do sedimento no momento da formação do peperito (Skillin *et al.*, 2002b).

Apesar de tudo que foi apresentado acima, diversas questões sobre os peperitos e seus processos formadores permanecem. Os processos responsáveis pela dispersão dos clastos ígneos dentro da matriz sedimentar (que pode alcançar distâncias de até 100 metros) ainda não são totalmente compreendidos (Hanson & Wilson, 1993; Hanson & Hargrove, 1999). Os fatores que influenciam a forma e o tamanho dos clastos e a exata reologia do sedimento e do magma durante a formação dos peperitos, a extensão temporal deste fenômeno e a presença de água como condicionante para sua ocorrência ainda são pontos a serem esclarecidos.

2. 4. Xenólitos e apófises

Xenólitos e apófises são termos comumente aplicados no contexto de grandes intrusões profundas, geralmente corpos graníticos de relevante extensão. Entretanto, podem ser aplicados no contexto de intrusões rasas de menor porte (volume), independente da rocha encaixante.

Xenólitos são pedaços da rocha encaixante que são englobados pela intrusão

durante sua ascensão.

Apófises são ramificações de intrusões, associadas à presença de diques ou *sills* e que atestam a natureza intrusiva do magma. A morfologia da apófise e o comportamento da rocha encaixante, em especial no caso de uma rocha sedimentar, podem trazer inferências a respeito da profundidade de colocação da rocha ígnea e do grau de litificação da encaixante.

3. MAGMATISMO RODEIO VELHO: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Bacia do Camaquã, assentada sobre terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul Rio-Grandense e onde se encontram as áreas do Arroio Carajá e Passo do Moinho (Figura 3. 1), esta relacionada às fases tardias da Orogênese Brasileira e é dividida em quatro sub-bacias: (i) Sub-bacia Piquiri/ Arroio Boicí; (ii) Sub-bacia Guaritas; (iii) Sub-bacia Santa Bárbara e (iv) Sub-bacia Ramada/ Taquarembó e é caracterizada por seqüências vulcano-sedimentares depositadas em diferentes contextos tectônicos.

Os primeiros conceitos estratigráficos para a Bacia do Camaquã foram propostos por Carvalho (1932 *in* Paim *et al.*, 2000), que definiu a Série Camaquan, que englobaria os depósitos contidos entre as “Erupções de Andesitos e Tufos Vulcânicos”, além do correspondente à sucessão Permiana da Bacia do Paraná. Os conceitos adotados atualmente para a sucessão estratigráfica da Bacia do Camaquã foram definidos por Paim (1994), que caracterizou toda a seqüência como Alossupergrupo Camaquã, dividida, com base em discordâncias angulares, em cinco alogrupos: (i) Alogrupo Maricá, (ii) Alogrupo Bom Jardim, (iii) Alogrupo Cerro do Bugio, (iv) Alogrupo Santa Bárbara e (v) Alogrupo Guaritas (Figura 3. 2).

Durante a evolução da Bacia do Camaquã é possível perceber um progressivo aumento da exposição subaérea nos ambientes deposicionais, bem como uma diminuição da influência marinha nos corpos de água. O início da deposição se dá em condições marinhas totalmente subaquáticas (Alogrupo Maricá), evoluindo para um ambiente lacustre com influxo das águas marinhas, raramente (Alogrupo Bom Jardim) e comumente dissecado (alogrupos Cerro do Bugio e Santa Bárbara), até um ambiente totalmente continental, com freqüente exposição subaérea (Alogrupo Guaritas) (Paim *et al.*, 2000).

3. 1. Alogrupo Santa Bárbara

O Alogrupo Santa Bárbara, delimitado por discordâncias angulares na base (Alogrupo Cerro do Bugio) e no topo (Alogrupo Guaritas), compreende as aloformações Serra dos Lanceiros (inferior) e Pedra do Segredo (superior), separadas por uma superfície de afogamento (Paim *et al.* 2000). O Alogrupo Santa Bárbara engloba duas

parasseqüências progradacionais de sistemas deltáicos, registrando depósitos finos de fluxo de fundo na base e sucessões aluviais no topo. A Aloformação Serra dos Lanceiros representa um sistema deltáico arenoso e a Aloformação Pedra do Segredo, um sistema deltáico areno-conglomerático. A deposição destas seqüências teria ocorrido entre 559 e 540 Ma (Paim *et al.* 2000).

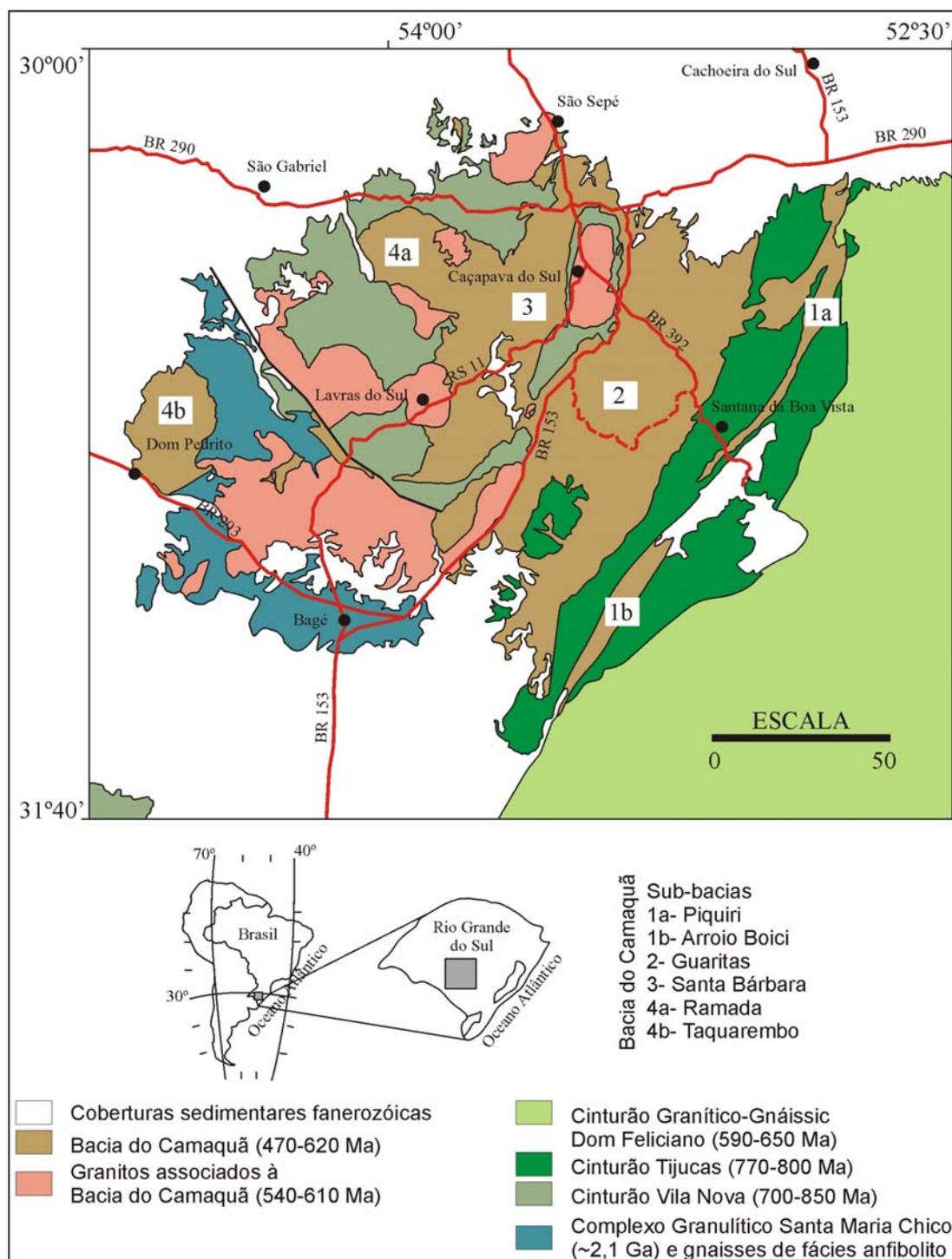


Figura 3.1- Bacia do Camaquã no contexto geológico do Escudo Sul-Riograndense. Mapa adaptado de Paim & Lopes (1999)

Robertson (1966)		Ribeiro <i>et al.</i> (1966)		Santos <i>et al.</i> (1978)	Leites <i>et al.</i> (1990)	Beckel (1990)	Paim <i>et al.</i> (2000)				
Grupo Camaquã	Cong. Coxilha	Grupo Camaquã	Cong. Coxilha	X	Seqüência Vulcano-Sedimentar IV	Formação Santa Bárbara	Guaritas	Varzinha			
	Formação Guaritas		Formação Guaritas					Pedra Pintada			
	Formação Santa Bárbara		Formação Santa Bárbara					Pedra do Segredo			
Riolito Ramada	Grupo Bom Jardim	Form. Crespos	Formação Acampamento Velho	Seqüência Vulcano-gênica III	Subgrupo Camaquã	Formação Crespos	Cerro do Bugio	Santa Fé			
Andesito Hilário		Form. Arroio dos Nobres	Formação Cerro dos Martins	Seqüência Vulcano-Sedimentar II				Formação Maricá	Formação Arroio dos Nobres	Bom Jardim	Acampamento Velho
Formação Maricá		Formação Maricá	Formação Pessegueiro	Seqüência Vulcano-Sedimentar I							Formação Maricá
						Alopergrupo Camaquã					

Figura 3.2- evolução dos conceitos estratigráficos para a Bacia do Camaquã. Adaptado de Paim *et al.* (2000)

Considera-se que o Alogrupo Santa Bárbara tenha sido depositado durante o Cambriano Inferior, especialmente por conta de dados de icnofauna (Neto *et al.*, 1992, Rosa, 1999). Borba & Mizusaki (2003) destacam a presença de feições diagenéticas características de clima semi-árido e diagênese de pouca profundidade, o que já havia sido notado por Robertson (1966) e Ribeiro *et al.* (1966).

Também Borba & Mizusaki (2003) propõem a deposição deste alogrupo através de leques aluviais e deltáicos que terminam em um ambiente lacustre, com sistemas fluviais entrelaçados arenosos e conglomeráticos associados. Este sistema passava por períodos de dissecação, com exposição subaérea marcada por gretas de contração e marcas de pingos de chuva e períodos de maior inundação, onde os sedimentos eram retrabalhados por processos fluviais.

3. 2. Alogrupo Guaritas

O Alogrupo Guaritas representa o último evento deposicional da Bacia do Camaquã. Assentado em discordância angular sobre as unidades que o antecedem, é composto por duas aloformações: Varzinha e Pedra Pintada, delimitadas por uma

discordância erosiva.

A Aloformação Varzinha é composta por fácies que representam um sistema fluvial entrelaçado na porção oeste da Sub-bacia Guaritas e um sistema de leques aluviais na porção leste (Paim & Lopes, 1999). Períodos de inatividade fluvial deram margem ao retrabalhamento eólico dos sedimentos, junto com dissecação de lama e precipitação de silcretes e calcretes (Paim & Lopes, 1999). Ortoconglomerados polimíticos, arcóseos conglomeráticos avermelhados, arenitos finos a médios, lentes de siltito e arenitos finos bem selecionados (Lopes *et al.*, 1999) caracterizam a Aloformação Varzinha.

A Aloformação Pedra Pintada foi originada em ambiente desértico com pequenas dunas eólicas crescentes, áreas de interduna que registram uma alternância de períodos secos e úmidos e planícies de nível de base que encerram períodos de seca durante períodos mais úmidos (Paim 1994). Arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada de grande e muito grande porte, com ocorrências secundárias de arenitos grossos, pelitos e arenitos finos a médios com laminação cruzada por corrente e por onda (Paim, 1994) caracterizam a Aloformação Pedra Pintada.

3. 3. Magmatismo Rodeio Velho

De acordo com o modelo evolutivo do Escudo Sul-Riograndense proposto por Chemale Jr. (2000), o Magmatismo Rodeio Velho teria ocorrido após a colisão das placas Rio de La Plata (com o microcontinente Encantadas já anexado) e Kalahari. Associado ao Hemi-graben Guaritas, o Magmatismo Rodeio Velho foi gerado sob um regime transtrativo, pela reativação de falhas e lineamentos regionais de orientação NE-SW (Paim *et al.* 2000). Por sua associação com a Bacia do Camaquã, e baseados em dados geoquímicos, Almeida *et al.* (2003b) sugerem que o Magmatismo Rodeio Velho representa a última manifestação magmática da Orogenia Brasileira, em um evento fissural em ambiente intraplaca extensional. Entretanto, diversos autores (Fambrini 1998; Fragoso-Cesar *et al.* 1999; Lopes *et al.* 1999; Paim *et al.* 2000) sugerem que a deposição do Alogrupo Guaritas, bem como a instalação do Magmatismo Rodeio Velho tenha se dado em uma crosta já estável (Gondwana), no estágio de *rift* precursor da instalação da Bacia do Paraná.

Classicamente associado à base da Aloformação Pedra Pintada, o Magmatismo

Rodeio Velho foi definido por Ribeiro *et al.* (1966) como Membro Rodeio Velho da Formação Guaritas, constituído por uma série de derrames de andesito vesicular, sem indícios de atividade explosiva. Seu caráter intrusivo foi notado primeiramente por Silva Filho (1996). Fragoso-Cesar *et al.* (1999) denominaram este magmatismo de Suíte Intrusiva Rodeio Velho, representada por intrusões tabulares alojadas nos depósitos continentais sub-horizontais do então Grupo Guaritas. Almeida *et al.* (1998) mencionam também a existência de depósitos piroclásticos estratificados pertencentes ao Magmatismo Rodeio Velho.

O Magmatismo Rodeio Velho, de idade meso-ordoviciana (470 ± 19 Ma, Hartmann 1998), é um evento de tipo alcalino (Almeida *et al.* 1993) com características de basaltos intraplaca continentais (Almeida *et al.* 2000). Análises químicas permitem classificar os derrames do Magmatismo Rodeio Velho como basaltos sub-alcalinos, andesitos, traquiandesitos, basaltos alcalinos e andesitos basálticos, as rochas epizonais, como traquiandesitos e basaltos alcalinos e as piroclásticas, como traquiandesitos (Almeida *et al.* 2003a).

De acordo com Almeida *et al.* (1998, 2000) os derrames e as intrusões do Magmatismo Rodeio Velho apresentam textura glomeroporfírica com fenocristais de plagioclásio e resquícios de piroxênio e olivina, minerais opacos, apatita e zircão em matriz pilotaxítica, vitrofírica ou ofítica composta por plagioclásio, piroxênio e olivina. O vidro intersetal pode estar recristalizado, formando esferulitos, ou alterado. As rochas piroclásticas são estratificadas e variam de tufos a pó a lapilitos brechados e pouco selecionados. A presença de *shards* e fiamas atesta o caráter piroclástico. Cristaloclastos de quartzo euédrico e plagioclásio encontram-se dispersos em matriz tufácea, parcialmente vítrea.

Fragoso-Cesar *et al.* (1999) sugerem, baseados no caráter intrusivo do Magmatismo Rodeio Velho que este seja posterior ao Alogrupo Guaritas. Entretanto, uma contemporaneidade entre o vulcanismo e a deposição dos sedimentos do Alogrupo Guaritas é sugerida pela presença de feições que indicam uma interação da lava com sedimentos úmidos muito pouco consolidados (Lima *et al.*, 2002). Almeida *et al.* (2003b) sugerem que o Magmatismo Rodeio Velho é contemporâneo ou mais jovem que as rochas da Aloformação Pedra Pintada e mais antigo ou contemporâneo (na porção leste da bacia) a Aloformação Varzinha.

Feições de interação vulcano-sedimentar foram descritas no contexto do

Magmatismo Rodeio Velho associado ao Alogrupo Guaritas por diversos autores. Lopes *et al.* (1999), Fragoso-Cesar *et al.* (1999) e Lima *et al.* (2002) notaram feições que indicam a intrusão do Magmatismo Rodeio Velho na Aloformação Pedra Pintada. Sander *et al.* (2005) notaram a presença de peperitos em testemunhos de sondagem no contato do magmatismo Rodeio Velho com rochas da Aloformação Pedra Pintada, na região de Minas do Camaquã e logo ao norte desta. Almeida *et al.* (2000) descrevem a presença de xenólitos e texturas de assimilação no contato do Magmatismo Rodeio Velho como intrusão na Aloformação Pedra Pintada, inclusive no afloramento da barragem do Arroio Carajá.

4. MAGMATISMO RODEIO VELHO: ARROIO CARAJÁ, PASSO DO MOINHO

O estudo de interações vulcano-sedimentares associadas ao Magmatismo Rodeio Velho tem como fundamento o afloramento localizado na barragem do Arroio Carajá, cerca de 30 km a sudoeste de Caçapava do Sul, com acesso pela rodovia RS-357. Dois outros afloramentos também são considerados, tendo em vista que as informações que eles apresentam contribuem na compreensão do quadro geral que se apresenta no Arroio Carajá. O afloramento do Passo do Moinho encontra-se cerca de 40 km a leste da BR-153, pela estrada de Minas do Camaquã (RS-625). A figura 4.1 mostra a localização das áreas em questão.

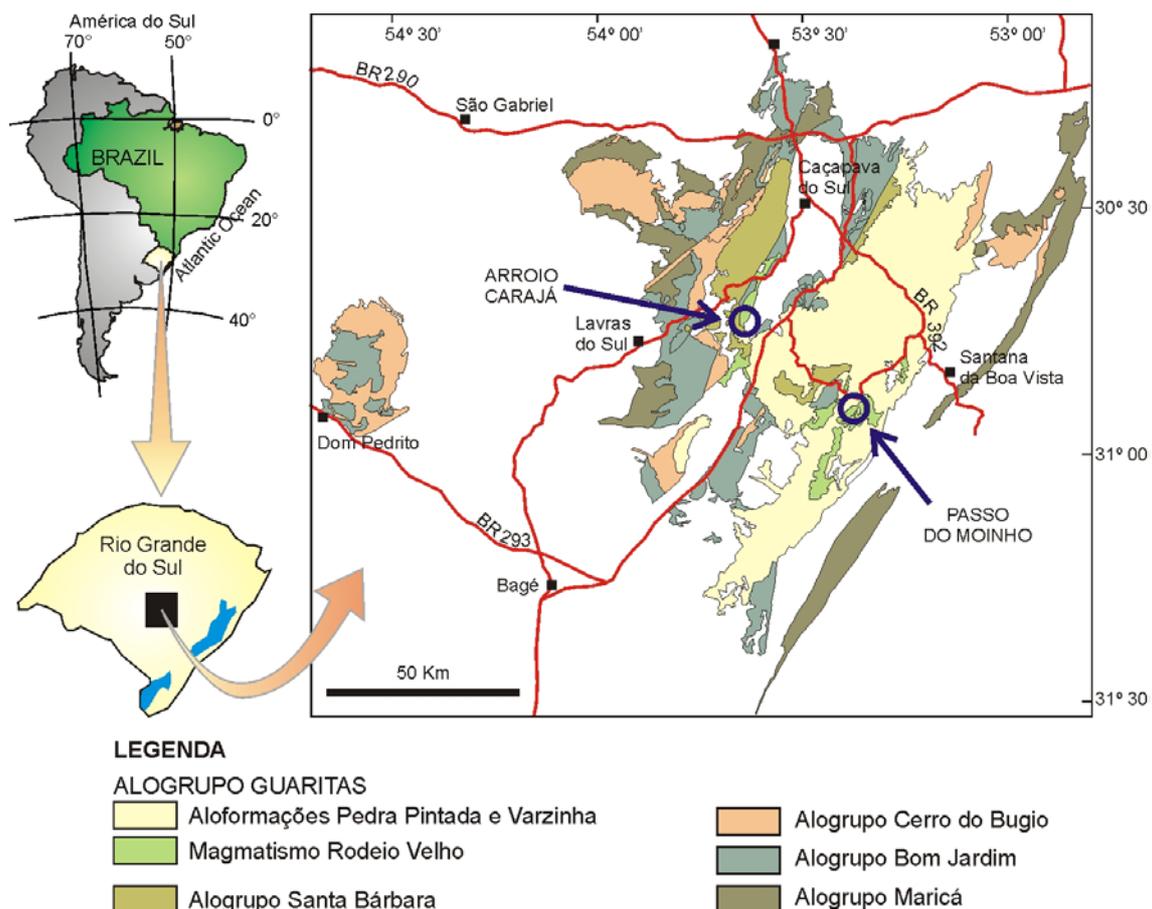


Figura 4.1- localização das áreas de estudo no contexto da Bacia do Camaquã. Adaptado de Paim *et al.* (2000)

4.1. Litologias e interações vulcano-sedimentares no Arroio Carajá

Cerca de dois quilômetros ao norte do afloramento do Arroio Carajá e associados a uma caldeira do evento Hilário (580 Ma, Remus *et al.*, 1999) existem, segundo Almeida *et al.* (2000), quatro cones do evento Rodeio Velho, em um alinhamento NNE-SSW. As estruturas destes cones estão coberta por rochas da Aloformação Varzinha. Além destes cones, ocorrem vários diques de orientação média N026°, alojados em rochas do Alogrupo Santa Bárbara. Estes cones e as rochas vulcânicas do Arroio Carajá devem estar ligados ao mesmo evento. Segundo Almeida *et al.* (2000), os cones do evento Rodeio Velho devem ter servido de fonte de emissão para as lavas do afloramento do Arroio Carajá.

O afloramento do Arroio Carajá é marcado pela presença de falhas (figura 4.2), que também devem estar ligadas à instalação e evolução dos edifícios vulcânicos relacionados ao Magmatismo Rodeio Velho, o que já havia sido notado por Almeida *et al.* (2000). As rochas presentes na barragem do Arroio Carajá encontram-se basculadas e cortadas por falhas normais e transcorrentes. As falhas normais apresentam atitude média de N170°/80°SW e são truncadas pelas falhas transcorrentes. As falhas direcionais, com atitude média de N137°/55°NE, ilustram um evento lateral-esquerdo posterior ao falhamento normal.

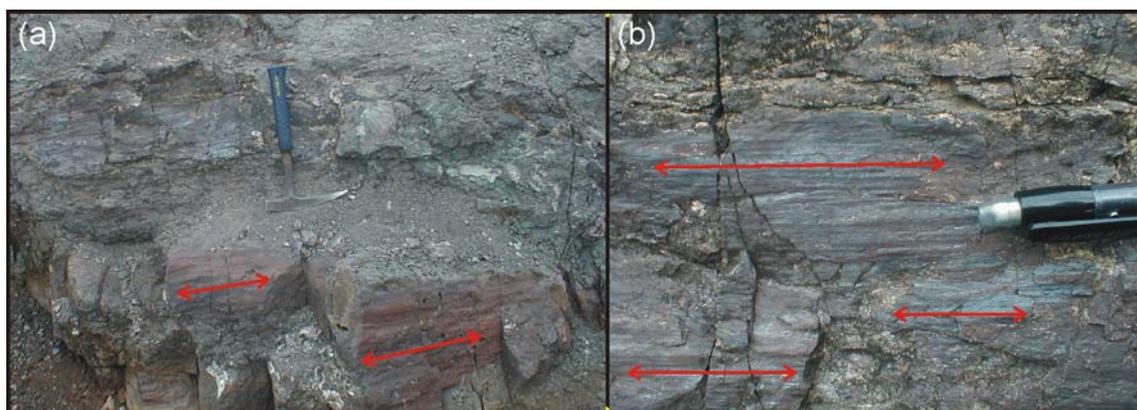


Figura 4.2- estrias marcando a superfície de uma falha levógira. (a) aspecto geral; (b) detalhe. As setas vermelhas assinalam a superfície onde se deu o movimento

Os mergulhos apresentados pelas falhas normais são exageradamente próximos da vertical para este tipo de falhamento, enquanto que os mergulhos das falhas transcorrentes não são verticais o suficiente, o que sugere que estas falhas se instalaram anteriormente ao

basculamento geral das camadas no local. Ao considerar como horizontal a superfície de contato entre as rochas sedimentares e as ígneas que as recobrem ($S_0=N153^\circ/22^\circ SW$) e reconsiderar as atitudes das falhas em relação a esta superfície, encontramos atitudes médias de $N140^\circ/76^\circ NE$ para as falhas transcorrentes, e $N172^\circ/61^\circ SW$ para as normais, ambas com mergulhos mais próximos ao esperado para estes tipos de falhas. Entretanto, apesar desta pronunciada presença de falhas, a sucessão estratigráfica descrita pode ser vista em um único bloco.

O afloramento da barragem do Arroio Carajá é composto por dois derrames (denominados RV1 e RV3), uma intrusão rasa (RV2) e por uma camada de rocha sedimentar (S1) (Figura 4.3). A camada de rochas sedimentares (S1) é composta predominantemente por arenitos médios a finos com estratificação cruzada de muito baixo ângulo. Níveis de pelito associados a este arenito apresentam feição de exposição subaérea, como gretas de contração. Esta descrição é coerente com a apresentada por Borba & Mizusaki (2003) para a associação de fácies de frente de leque deltáico no Alogrupo Santa Bárbara.

Na porção do afloramento acima da barragem ocorrem vários *sets* de arenitos com estratificação cruzada acanalada recobertos por rocha ígnea. A superfície de S1 que se encontra em contato com a rocha ígnea está mais endurecida. A figura 4.4 mostra o aspecto geral destas litologias.

Acima da barragem do Arroio Carajá, as rochas sedimentares encontram-se encobertas por uma camada de rochas ígneas (RV3). Na porção do afloramento localizada abaixo da barragem, além das rochas que capeiam as sedimentares, aparecem ainda dois níveis de rochas ígneas abaixo das sedimentares (RV1 e RV2).

O primeiro dos três níveis de rocha ígnea encontrado abaixo das rochas sedimentares (RV1) é composto por fluxos de lava melanocrática, de textura afanítica, predominantemente canalizados em tubos anastomosados de cerca de 40 cm de diâmetro. Os fluxos superiores, não canalizados, apresentam estruturas de lava em corda (Figura 4.5). A presença de amídalas e vesículas é intensa, podendo as amídalas estarem preenchidas por quartzo (em geral leitoso) e/ou carbonato.

O segundo nível (RV2) de rochas ígneas, imediatamente abaixo de S1 é composto por rochas ígneas também de textura afanítica melanocrática. Este nível guarda, como característica típica de derrame, a intensa presença de vesículas, estando praticamente todas preenchidas por carbonato, com uma pequena parcela preenchida

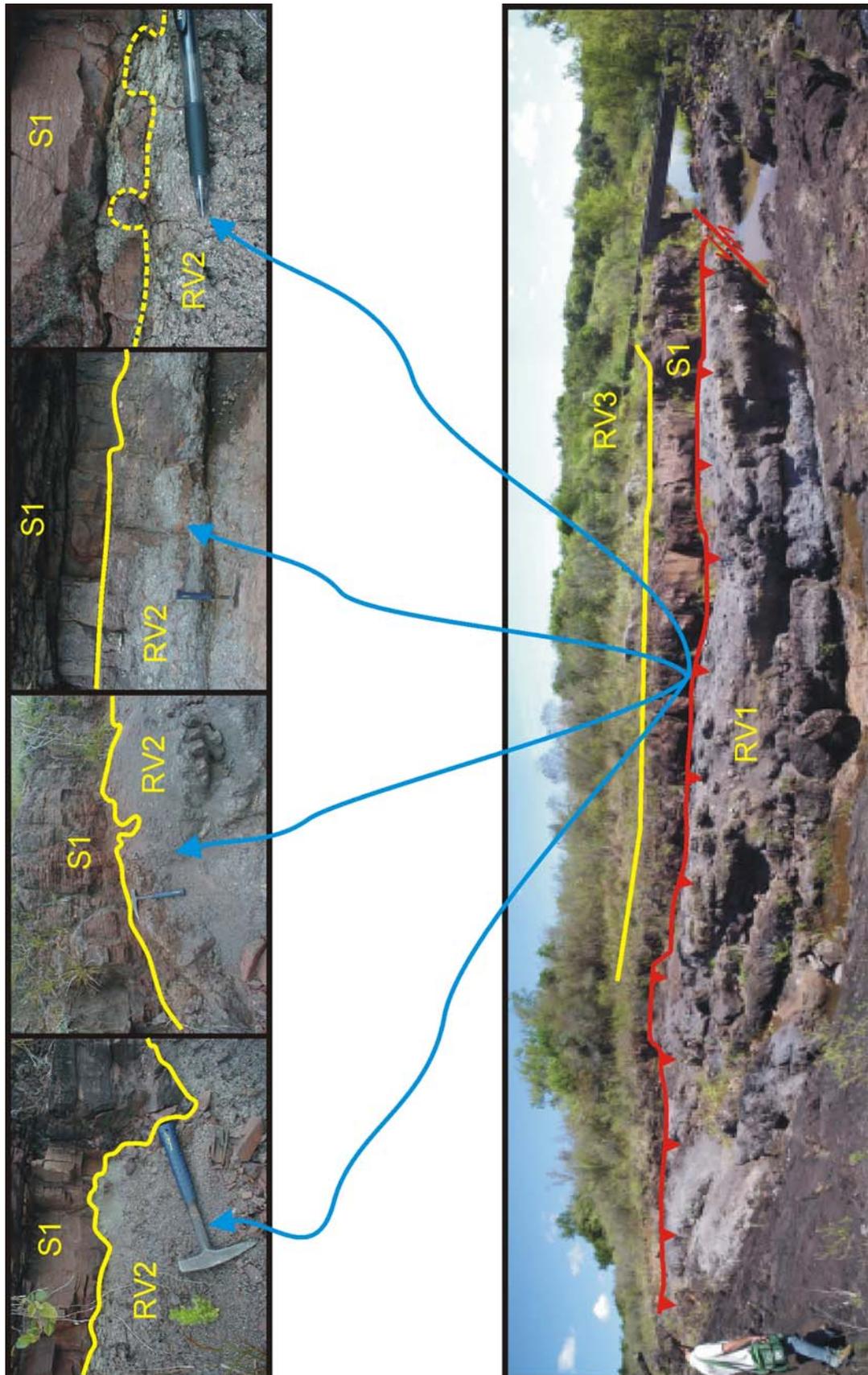


Figura 4.3- distribuição das litologias no afloramento da barragem do Arroio Carajá. As fotos indicadas pelas setas azuis mostram o contato que está encoberto na fotomontagem maior. As localizações das falhas normais e direcionais são apenas aproximadas

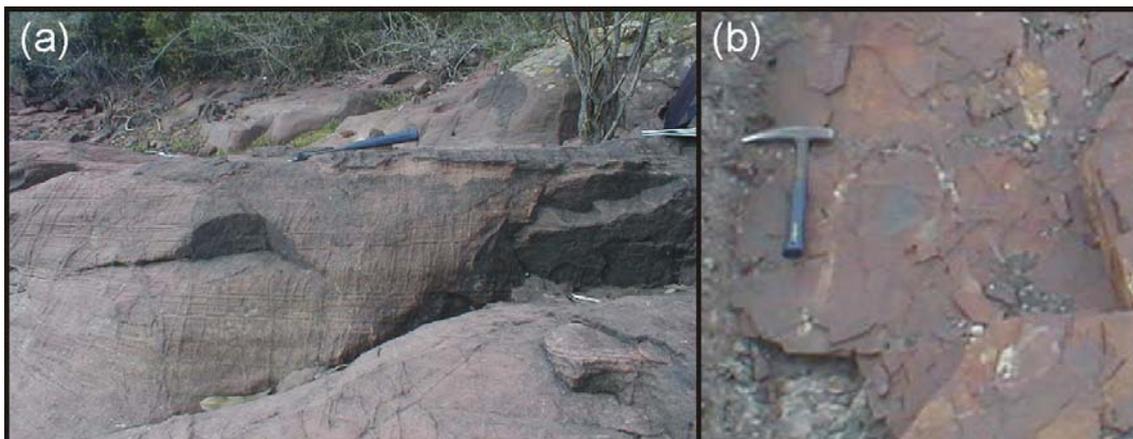


Figura 4.4- litologias sedimentares: (a) arenito com laminação plano-paralela mascarada por intenso fraturamento; (b) pelito com gretas de contração

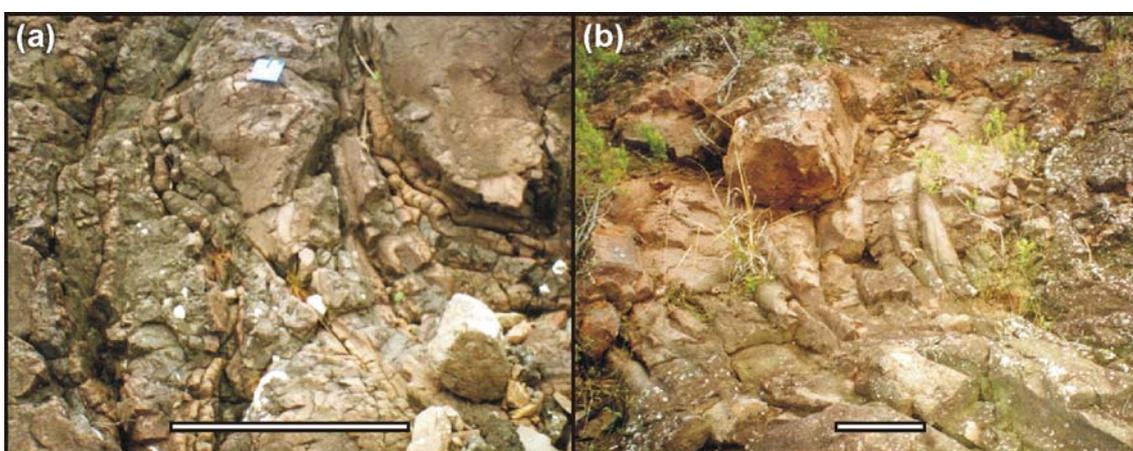


Figura 4.5- feições de lava em corda à jusante da barragem do Arroio Carajá. A barra de escala mede (a) 1 metro e (b) 10 centímetros

por quartzo, especialmente quando associadas ao sedimento. Entretanto, as feições de interação vulcano-sedimentar (xenólitos e apófises) presentes neste contato indicam tratar-se na realidade de uma intrusão, ainda que extremamente rasa.

O último nível de rochas ígneas (RV3) se assemelha muito ao RV1. Entretanto, talvez dada sua pequena área de exposição, não foram encontradas evidências de tubos de lava ou lavas em corda.

As feições de interação vulcano-sedimentar presentes na área incluem estrias de fluxo, marcas em crescente, diques clásticos, xenólitos e apófises (figura 4.6). As estrias de fluxo são abundantes na superfície de contato entre S1 e RV3, o que evidencia o caráter de derrame de RV3. A direção principal de fluxo de RV3, marcada por estas estrias, é de N254°, considerando as alterações decorrentes do basculamento das camadas ($S_0=153^\circ/22^\circ\text{SW}$) (figura 4.7). Ainda que esta direção aponte os cones e a caldeira

discutidos anteriormente como fonte dos derrames (sugerido por Almeida *et al.*, 2000), isto pode ser eventual, uma vez que o paleo-relevo pode ter grande influência sobre a direção local dos derrames.

A superfície de contato entre o topo de RV2 e a base de S1 é também marcada por feições de interação vulcano-sedimentar. A presença de apófises de RV2 em S1 (figura 4.6d) atesta para o caráter intrusivo desta unidade vulcânica. A linha de contato

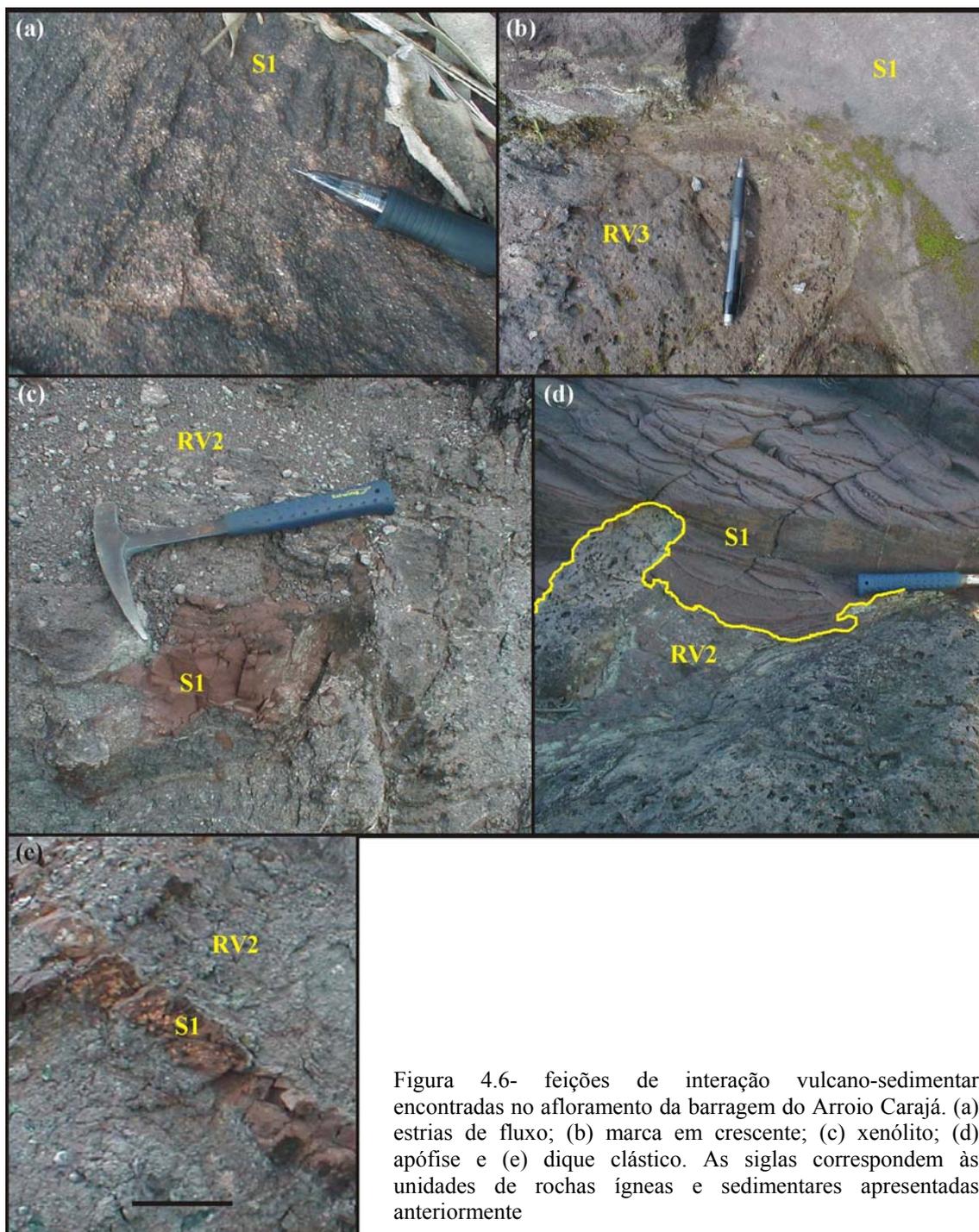


Figura 4.6- feições de interação vulcano-sedimentar encontradas no afloramento da barragem do Arroio Carajá. (a) estrias de fluxo; (b) marca em crescente; (c) xenólito; (d) apófise e (e) dique clástico. As siglas correspondem às unidades de rochas ígneas e sedimentares apresentadas anteriormente

entre RV2 e S1 é bastante irregular. As apófises que ocorrem ao longo desta linha fazem

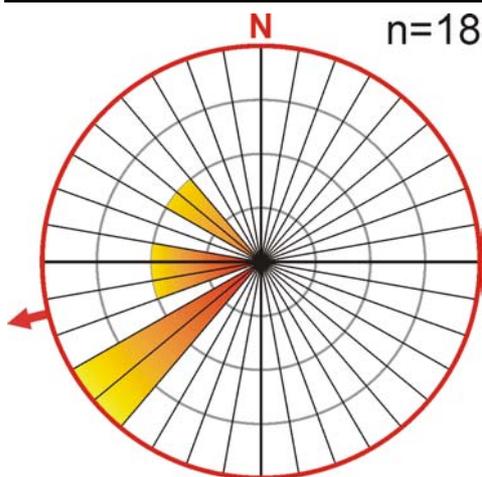


Figura 4.7- diagrama estatístico de roseta para as direções de fluxo marcadas por estrias no topo de S1

parte destas irregularidades. Estas apófises apresentam uma forma protuberante que seria totalmente incompatível com uma colocação subaérea de uma unidade vulcânica. As bordas das apófises são marcadas pelo alinhamento das amídalas

RV2 também é marcado pela presença de xenólitos de S1. Estes xenólitos são, em geral, placas tabulares do sedimento de S1, muitas vezes conservando em parte sua laminação original, que pode estar na posição original

(horizontalizada) (figura 4.6c) ou verticalizada (figura 4.6e). No primeiro caso, fica claro que, ao desprender-se da camada original, a placa de sedimento pouco se moveu, e não rotacionou ao longo de um eixo horizontal. Por outro lado, algumas placas de sedimento se apresentam verticalizadas, provavelmente pelo próprio fluxo da intrusão ao colocar-se.

Diques clásticos também ocorrem no afloramento da barragem do Arroio Carajá, entretanto, ao contrário das apófises e xenólitos, estes são encontrados em RV1. Pequenos vênulos de quartzo acompanham a orientação dos diques próximos a eles. O sedimento que preenche os diques clásticos é maciço, sugerindo que podem ser fruto do preenchimento de fissuras no topo de um derrame (RV1).

As rochas ígneas do Arroio Carajá possuem texturas pilotaxítica, vitrofirica e ofítica, com fenocristais de plagioclásio e opacos (figura 4.8). Os plagioclásios, euédricos a subédricos, de tamanhos próximos a 0,5 mm estão geralmente alterados a carbonato e podem encontrar-se orientados dentro da matriz. Os minerais opacos, geralmente euédricos, apresentam tamanhos normalmente entre 0,3 mm e 0,1 mm. Raras ocorrências de clinopiroxênio, de tamanho médio de 0,25 mm, costumam estar associadas a forte oxidação. A matriz é composta por material vítreo, com ocorrência de esferulitos.

A presença de vesículas e amídalas é comum, com tamanhos variando desde cerca de 0,5 mm até 10 mm. As amídalas encontram-se preenchidas por quartzo, carbonato ou uma sucessão destes, onde o quartzo antecede o carbonato (Figura 4.9).

Não é possível distinguir petrograficamente os derrames e as intrusões,

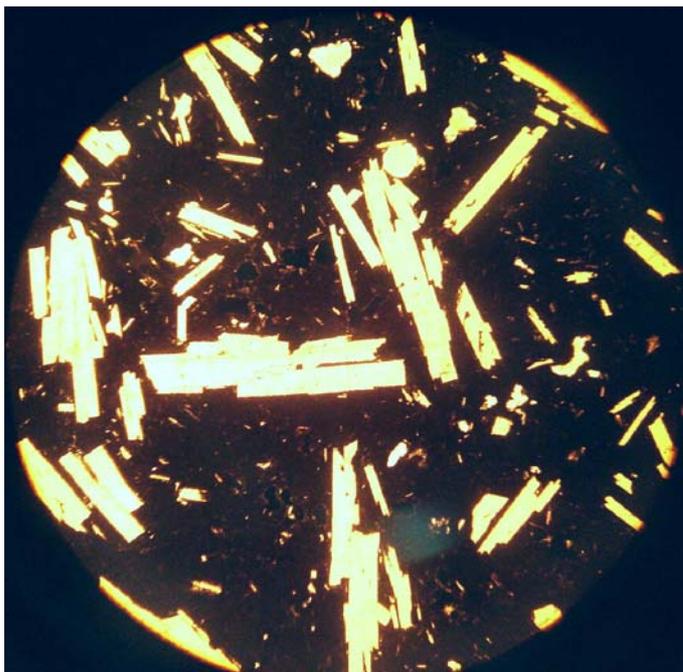


Figura 4.8- ripas de plagioclásio em matriz vítrea oxidada, características das rochas ígneas do Arroio Carajá. LN

provavelmente porque as últimas são extremamente epizonais, tendo uma aparência petrográfica similar à dos derrames.

As rochas sedimentares analisadas no Arroio Carajá são arenitos finos a médios, de boa seleção e baixa maturidade, com grãos arredondados a subarredondados e de esfericidade média a boa (Figura 4.10). Os grãos são compostos por quartzo (monocristalino, policristalino ou agregados

microcristalinos), feldspato alcalino (figura 4.11) e fragmentos líticos, em sua maioria correspondendo às rochas ígneas do Magmatismo Rodeio Velho, ocorrendo também litoclastos de granitóides e rochas metamórficas (xistos). Correspondem a arcóseos, arcóseos líticos e litarenitos arcoseanos (figura 4.12). A porosidade é bastante baixa, chegando a zero na maioria das amostras, dada pela intensa presença de cimento no espaço intergranular. O cimento pode alcançar mais de 30% do volume total da amostra, e é predominantemente sílica. A figura 4.13 sumariza as principais características das rochas sedimentares analisadas no Arroio Carajá.

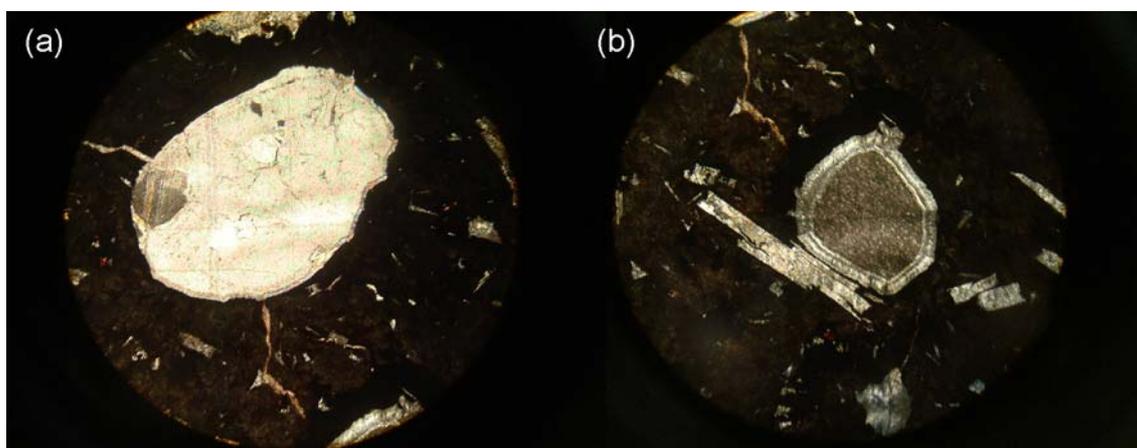


Figura 4.9- amídalas no Arroio Carajá. (a)- preenchimento de carbonato; (b)- borda de quartzo, interior de carbonato. LP

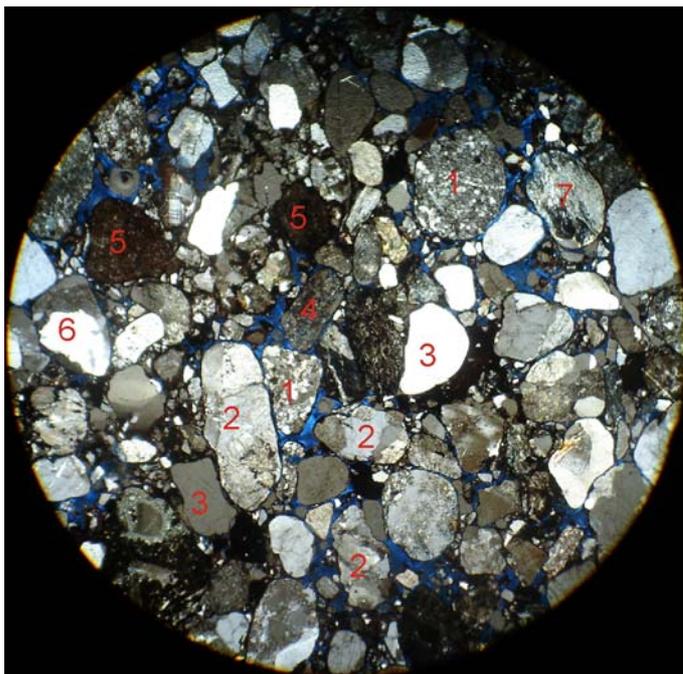


Figura 4.10- aspecto geral dos arenitos do Arroio Carajá. 1- agregado microcristalino de quartzo; 2- quartzo policristalino; 3- quartzo monocristalino; 4- plagioclásio; 5- fragmento lítico de rocha vulcânica; 6- fragmento lítico de granitóide; 7- fragmento lítico de rocha metamórfica. LP

claramente um derrame do tipo *pahoehoe*, extremamente fluido. A presença de diques clásticos nesta unidade indica que houve deposição sedimentar sobre ela após seu resfriamento. Por tratar-se de diques de preenchimento, que necessitam de fraturas abertas (qualquer que seja sua natureza, tectônica ou não) para depositarem-se, fica

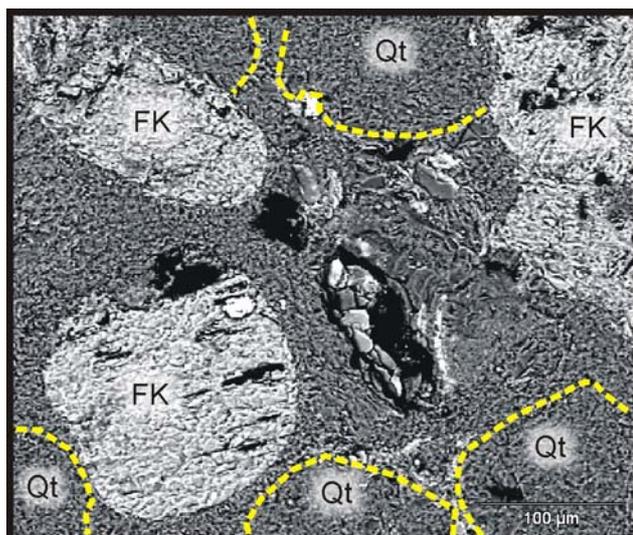


Figura 4.11- imagem MEV de arenito do Arroio Carajá, mostrando grãos de feldspato alcalino e quartzo cimentados por sílica. As linhas amarelas marcam as bordas de alguns grãos de quartzo, que são de difícil identificação uma vez que apresentam a mesma composição que o cimento. FK- feldspato alcalino; Qt- quartzo

4.2. Estratigrafia do Arroio Carajá

O afloramento da barragem do Arroio Carajá apresenta uma sucessão de rochas ígneas e sedimentares. As relações de contato entre as unidades e a presença de diferentes tipos de feições de interação vulcano-sedimentar indicam o modo de colocação de cada litologia e sua respectiva distribuição temporal.

O nível RV1, caracterizado pelas estruturas de tubos de lava e lavas em corda, é

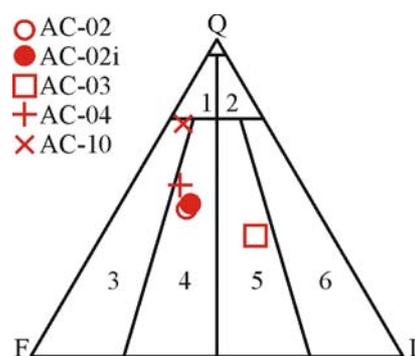


Figura 4.12- diagrama QFL de classificação de arenitos para as amostras do Arroio Carajá. 1- arenito arcoseano; 2- arenito lítico; 3- arcóseo; 4- arcóseo lítico; 5- litarenito arcoseano; 6- litarenito

claro que o derrame, originalmente fluido, já havia resfriado o suficiente para romper-se num regime rúptil antes ou durante a sedimentação.

Tabela 4.1- relação entre as principais características analisadas nas rochas sedimentares do Arroio Carajá

AMOSTRA	EVENTOS DIAGENÉTICOS	CIMENTO TOTAL (%)	POROSIDADE TOTAL (%)	ÍNDICE DE CONTATO*	GRÃOS		
					QUARTZO	FELDSPATO	LÍTICOS
AC-02	Fe ⇔ Si	30	0	2,1	46,5	34,9	18,6
AC-02i	Fe ⇔ Si	28,8	0	2,3	48,2	33	18,8
AC-03	Fe ⇔ Si	13,3	11,2	2,1	38,1	20,6	41,3
AC-04	Fe ⇔ Si	20,2	0	1,6	54,1	32,8	13,1
AC-10	Fe ⇔ Si	34,2	0	1,9	73,4	22,3	4,3

*- O índice de contato indicado nas figuras 7.11 e 7.14 foi determinado a partir da atribuição de valores numéricos para cada tipo de contato (flutuante = 1; pontual = 2; reto = 3; côncavo-convexo = 4 e suturado = 5). A partir de uma análise modal dos contatos, obtém-se a média da soma dos valores de cada contato em razão do número total de contatos. Assim, os índices de contato próximos a dois, que predominam nas amostras analisadas, indicam um predomínio de contatos pontuais. Quanto mais elevado o valor, mais apertado é o empacotamento. Esta metodologia permite comparar numericamente amostras de empacotamento muito similar, como é o caso das amostras analisadas aqui.

Portanto, pode-se afirmar que o pacote sedimentar observado no afloramento do Arroio Carajá depositou-se logo após a colocação de RV1, e antes da colocação de RV2. Da mesma forma, dada a presença de estrias de fluxo no topo de S1, este se depositou antes da colocação de RV3, e encontrava-se ainda inconsolidado.

RV2 fica, portanto, restrito a uma intrusão, que se colocou em algum momento após a deposição do sedimento S1, talvez relacionado à colocação de RV3. A intensa presença de vesículas e amídalas em RV2 sugere que esta intrusão colocou-se em um nível crustal extremamente raso, possibilitando a exsolução dos gases contidos no magma. Isto concorda com o que foi sugerido por Almeida *et al.* (2000).

O caráter vulcânico de RV3 é evidenciado pela presença de estrias de fluxo em S1. Esta unidade é pouco expressiva na área, o que talvez explique a ausência de estruturas do tipo tubos de lava e lavas em corda.

Assim, pode-se afirmar que, no afloramento do Arroio Carajá existem dois níveis de derrame, um nível intrusivo raso de rocha vulcânica e um nível de rocha sedimentar.

4.3. Modelo conceitual

A figura 4.13 mostra de forma resumida os eventos que ocorreram no Arroio Carajá, descritos a seguir. Em um primeiro momento, sobre um substrato desconhecido,

uma vez que a primeira unidade a aflorar no local é exatamente a unidade em questão, ocorre um derrame, caracterizado pela presença de tubos de lava e lavas em corda. Após a extrusão destas lavas, o pacote ígneo resfria e, como resultado disso, surgem, ao longo de sua superfície superior, algumas diáclases.

Ao término do derrame, volta a imperar o ambiente de sedimentação sobre o derrame resfriado. É neste momento que as fraturas abertas no derrame durante seu resfriamento são preenchidas por sedimento.

A deposição sedimentar é interrompida por novo derrame que, por encontrar como substrato o sedimento inconsolidado, deixa estrias de fluxo e impressões de lava em corda durante seu fluxo.

O último pacote vulcânico, que pode ou não estar ligado ao anterior, é uma intrusão. A lava, em seu caminho até a superfície, aproveita o intervalo de fraqueza encontrado no contato do sedimento com o derrame subjacente e coloca-se aí sob a forma de um *sill*. Por já encontrar-se extremamente próxima da superfície, é possível a exsolução dos voláteis contidos no magma e a conseqüente formação de vesículas.

É também esta característica que permite a formação das apófises lobadas no contato com o sedimento sobrejacente. Apófises com morfologia mais angulosa pressupõem níveis crustais mais profundos, onde a pressão litostática tem um papel importante, fazendo com que o magma se coloque principalmente com o auxílio de fraturas. Ao contrário, quando a intrusão é rasa, a pressão litostática é menor, quase nula, permitindo que a intrusão interaja mais com a rocha encaixante, deformando-a e adquirindo morfologias mais suaves, lobadas.

A simples existência de enclaves de sedimento que resistiram à intrusão já indica um certo grau de coesão original. Esta coesão pode ser dada pela litificação do sedimento, caso em que o xenólito apresentaria bordas bastante angulares, resultantes da quebra da rocha sedimentar. Contudo, em uma intrusão rasa, onde a pressão litostática é praticamente desprezível e a colocação da rocha intrusiva pode ocorrer de forma um tanto pacífica, a simples compactação inicial do sedimento já lhe fornece uma coesão inicial passível de resistir à intrusão. Assim, o sedimento, no momento da intrusão, encontrava-se já suficientemente coeso a ponto de descolar como placas e “flutuar” como xenólito dentro da intrusão que se colocava.

Análises químicas de elementos maiores, traço e terras raras apresentados por Almeida *et al.* (2000) para amostras das rochas vulcânicas e intrusivas do afloramento

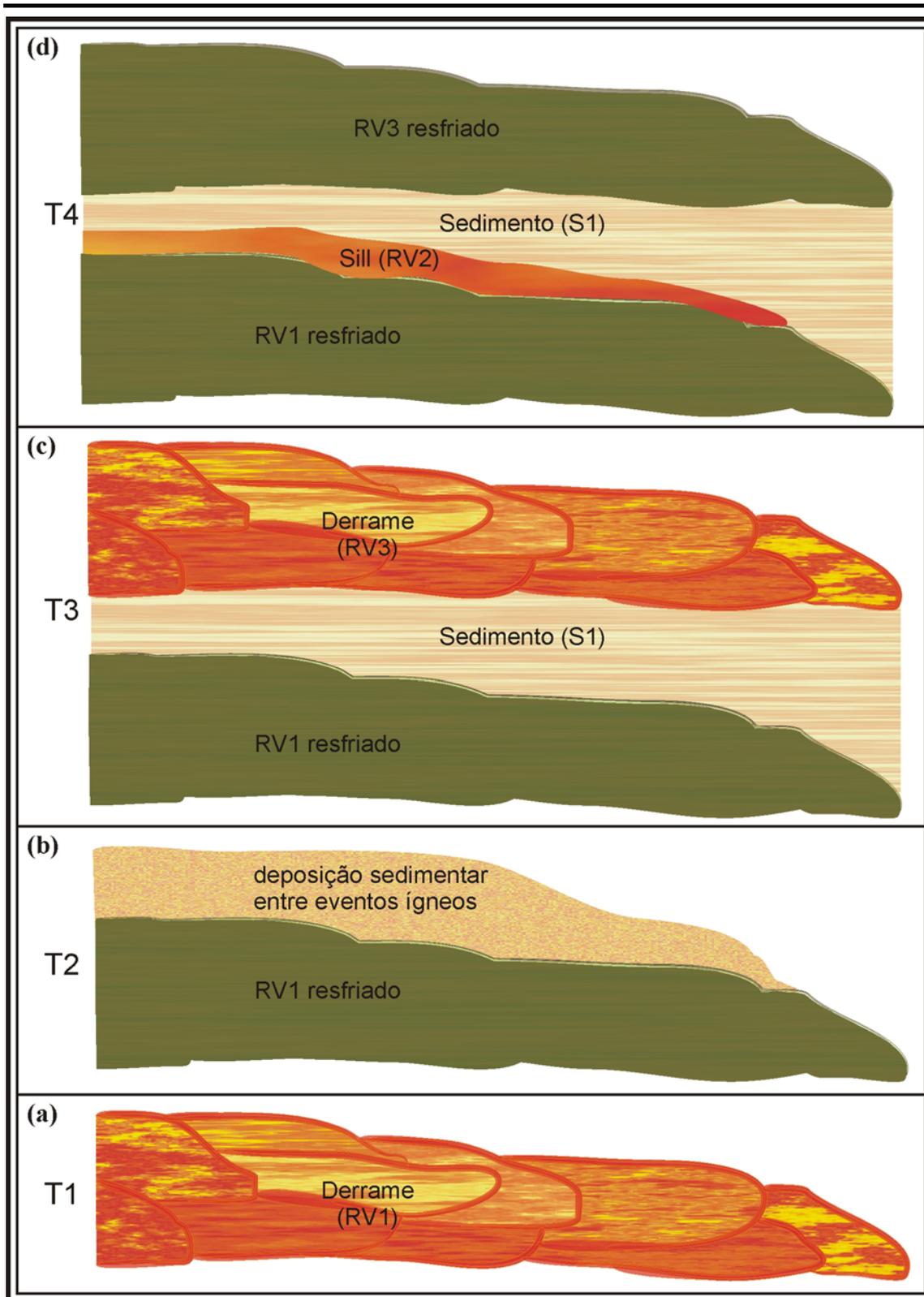


Figura 4.13- esquema dos eventos que formaram a atual configuração do afloramento do Arroio Carajá. (a) primeiro evento vulcânico; (b) deposição de sedimento sobre o derrame; (c) segundo evento vulcânico; (d) intrusão. Desenho sem implicação de escala ou proporção entre as unidades

do Arroio Carajá e dos cones que se localizam logo ao norte deste sugerem que estas

rochas são cogenéticas. Entretanto, tratando-se da questão em mais detalhe, não é possível afirmar que a intrusão presente no Arroio Carajá (RV2) foi gerada no mesmo instante que o último derrame (RV3), podendo ser fruto de um pulso vulcânico anterior ou posterior, mas geneticamente ligados ao mesmo evento.

Da mesma forma, apesar de os dados de direção de fluxo apontarem os cones como local de emissão da lava do Arroio Carajá e de esta sugestão ser corroborada pelas análises químicas (Almeida *et al.*, 2000), isto pode ser apenas uma casualidade. É possível que a lava do Arroio Carajá tenha sido emitida por alguma falha associada a instalação do edifício vulcânico nas suas redondezas, sendo, portanto, geneticamente ligada a este evento. Esta falha emissora pode estar localizada na mesma direção dos cones, explicando as direções de fluxo medidas no afloramento. Entretanto, pode ter ocorrido que as direções observadas no afloramento sejam fruto de um fluxo de lava localmente canalizado no paleo-relevo.

4.4. Passo do Moinho

Localizado em uma estrada secundária, com acesso pela estrada de Minas do Camaquã (RS-625), o Passo do Moinho é um afloramento ao longo do Arroio do Moinho, exatamente na altura em que este é cortado pela estrada secundária, por meio de uma ponte.

A presença de interações vulcano-sedimentares e a configuração espacial da área de afloramento (predominantemente bidimensional, altura e largura) dificultam o estudo de estruturas e a determinação da paleo-horizontal na área.

A parte leste do afloramento, acima da ponte, é composta por fluxos de lava, predominantemente estruturados em tubos de lava anastomosados e, em partes, marcados por estruturas do tipo lava em corda. Os fluxos de lava no Passo do Moinho possuem intensa presença de vesículas, de maneira geral preenchidas por carbonato. Somente na porção do afloramento acima da barragem é que aparecem rochas sedimentares e feições de interação vulcano-sedimentar, e somente na margem esquerda do arroio; a margem direita é também composta por fluxos de lava em tubos.

As feições de interação vulcano-sedimentar no Passo do Moinho restringem-se aos enclaves e diques clásticos, entretanto, não existe nenhuma evidência de correlação genética entre os dois, ainda que ocorram nos mesmos níveis. Na margem esquerda ocorrem também arenitos finos a médios, com estratificação cruzada acanalada de

grande porte, associados com lentes de pelito com laminação plano-paralela, representando um sistema deposicional eólico com interduna úmido.

Diques clásticos no Passo do Moinho ocorrem em geral com espessura centimétrica, com orientações subverticais variadas e, por vezes associados a amídalas preenchidas por sedimento. O sedimento que preenche estes diques clásticos é maciço, o que não ocorre com um dique clástico maior, de cerca de 15 a 20 centímetros de espessura, orientado segundo o Arroio do Moinho (NE-SW) (figura 4.14). Este dique clástico apresenta feições que o distinguem dos demais, sugerindo também que sua gênese pode ser totalmente diversa daquela da maioria dos diques clásticos neste afloramento. O sedimento que preenche este dique clástico preserva fracamente sua laminação original e apresenta as bordas mais escuras e endurecidas.

Os enclaves de sedimento encontrados no derrame aparecem a pouca distância do contato deste

com o sedimento sobreposto. São clastos arredondados, cerca de 5 centímetros de diâmetro, com borda semelhante à que ocorre no grande dique clástico. A distribuição destes enclaves no derrame é aleatória.

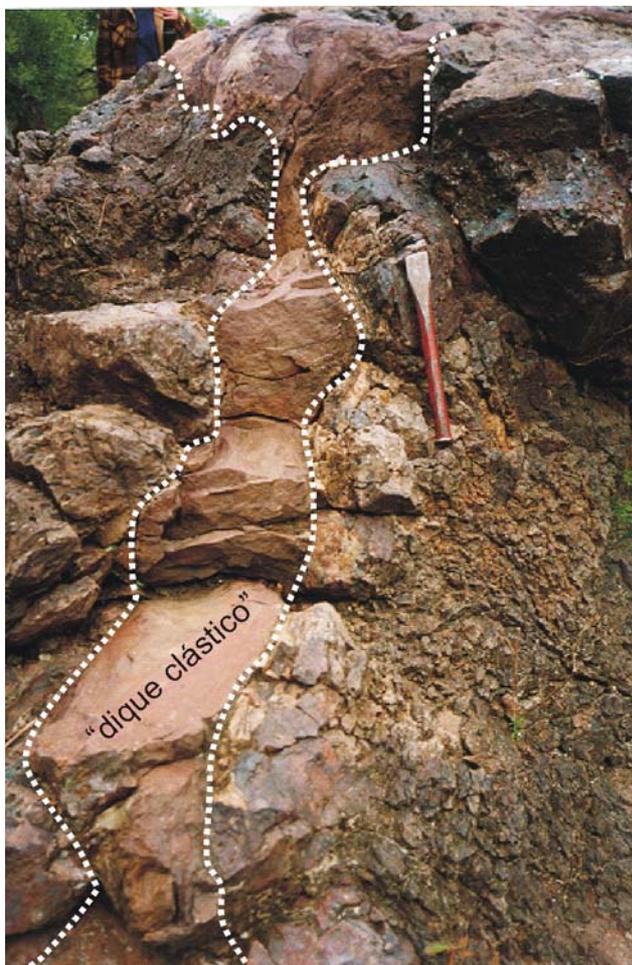


Figura 4.14- dique clástico principal do Passo do Moinho

O afloramento do Passo do Moinho mantém a característica de interação com sedimentos coesos. Entretanto, neste caso, existe a interação da lava com o sedimento, e não uma intrusão. Os enclaves encontrados representam pedaços do sedimento coeso do substrato remobilizados pelo fluxo da lava. Contudo, o fluxo de lava não teve potência suficiente para remobilizar todo o sedimento, deixando para trás o dique clástico principal. A porção de sedimento que compõe este dique clástico não foi remobilizada, tornando-se um obstáculo que perturba levemente a direção geral do fluxo da lava (figura 4.15).

Após o resfriamento da lava, algumas discontinuidades foram preenchidas pelo sedimento que a recobriu, formando os demais diques clásticos e preenchendo também algumas amídalas.

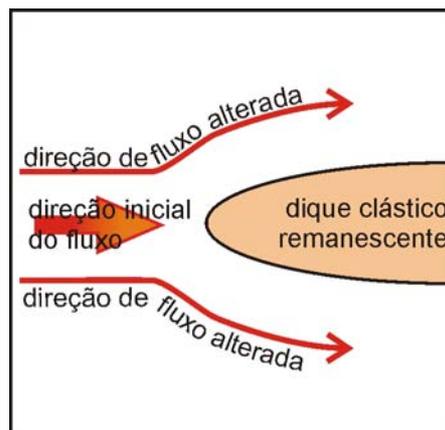


Figura 4.15- esquema fluxo da lava ao redor do dique clástico no Passo do Moinho. Visto em planta

5. VULCANISMO SERRA GERAL: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Os afloramentos de Torres, São Sebastião do Caí e Feliz (Figura 5.1) representam a interação de lavas da Formação Serra Geral com arenitos associados, correlacionáveis à Formação Botucatu, ambas pertencentes à Bacia do Paraná. A fim de compreender as interações sedimento-lava que ocorrem neste contexto, é importante conhecer tanto as lavas quanto os sedimentos correlacionados.

A Bacia do Paraná é uma extensa bacia sedimentar, com derrames vulcânicos associados às porções mais superiores, e que ocupa cerca de 1.500.000km² dentro do Brasil, Uruguai, Paraguai e Argentina. As idades dos depósitos que a compõem vão desde o Neo-Ordoviciano até o Neocretáceo (Milani *et al.*, 1998).

As rochas vulcânicas da Bacia do Paraná integram a Província Paraná-Etendeka, uma das maiores províncias de derrames basálticos continentais do mundo (Figura 5.2), e que marca o início da separação da

América do Sul e África, com a quebra do mega-continente de Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico. Dessa forma, muitos dos depósitos existentes na Bacia do Paraná podem ser relacionados diretamente a depósitos da Bacia de Etendeka, na Namíbia.

As porções superiores da Bacia do Paraná foram primeiro descritas por White (1908 *apud* Scherer *et al.*, 2000), que propôs o então Série São Bento, englobando as

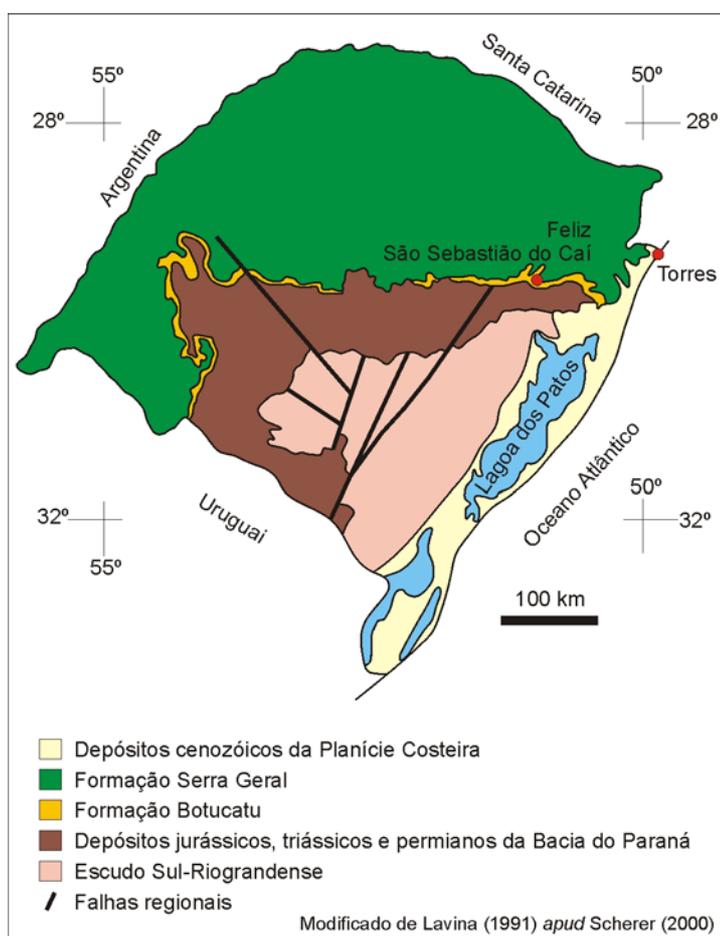


Figura 5.1- áreas de estudo inserida no contexto geológico do estado, mostrando também a área de ocorrência das formações Botucatu e Serra Geral

camadas vermelhas do Rio do Rasto, a Grês de São Bento (Formação Botucatu) e rochas eruptivas da Serra Geral, com contatos concordantes.

Gordon Jr. (1947) reformulou a estratigrafia gondwânica no sul do Brasil, propondo a Série São Bento, composta pelas formações Santa Maria, Botucatu e Serra Geral com contatos discordantes, e excluindo a Formação Rio do Rasto, que passou a fazer parte da Série Passa Dois. A idéia de contatos discordantes entre a

Formação Serra Geral e a Formação Botucatu é

corroborada por Bortoluzzi (1974), que tomou a existência de contatos da Formação Serra Geral com unidades inferiores à Formação Botucatu, e as grandes variações de espessura do pacote de arenitos eólicos como evidência de um período de pronunciada erosão anterior à Formação Serra Geral.

Northfleet *et al.* (1969), apesar de ainda considerarem o contato superior da Formação Botucatu como discordante com a Formação Serra Geral, já condicionam a idade da primeira às datações realizadas por Cordani & Vadoros (1967 *in* Northfleet *et al.*, 1969) nos basaltos da Serra Geral. Além disso, admitem a intercalação das duas unidades (Formação Botucatu e Formação Serra Geral) na região norte do Estado de São Paulo e a existência de lentes intertrápicas eólicas em toda a extensão lateral da

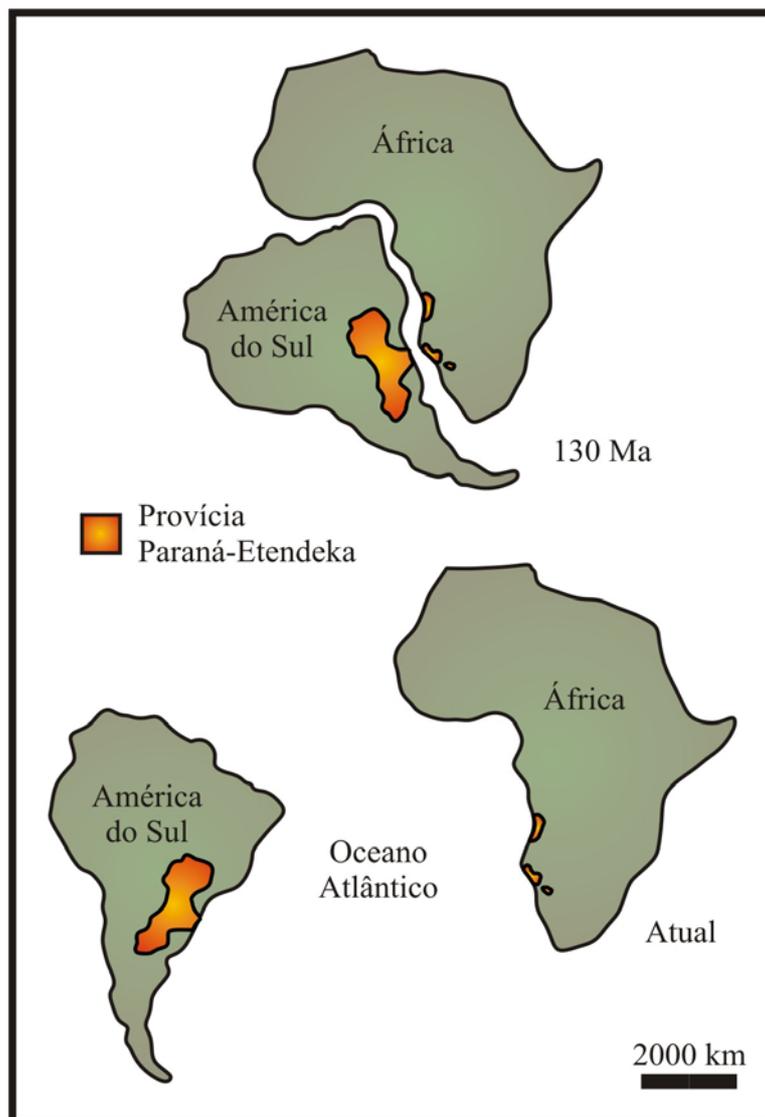


Figura 5.2- província de Basaltos Continentais de Paraná-Etendeka. (a) – localização da província sobre o Gondwana; (b) – localização da província sobre os continentes atuais. Adaptada de Koius & Tilling [online]

base da Formação Serra Geral.

Contudo, Andreis *et al.* (1980) admitem um contato concordante entre a base da Formação Serra Geral e o topo da Formação Botucatu, o que é confirmado pela interpretação de Montardo (1982 *apud* Scherer *et al.*, 2000), de que as variações de espessura da Formação Botucatu seriam resultado da preservação do paleo-relevo do sistema desértico.

O pacote gondwânico no Rio Grande do Sul foi dividido por Faccini (1989) em quatro seqüências deposicionais, delimitadas por superfícies erosivas, onde a Seqüência IV corresponde ao período Jurássico/Cretáceo, incluindo as formações Botucatu e Serra Geral. Um quadro resumizando as concepções estratigráficas de White (1908 *apud* Scherer *et al.*, 2000), Gordon Jr. (1947), Andreis *et al.* (1980) e Faccini (1989) pode ser observado na Figura 5.3.

White (1908)		Gordon Jr. (1947)		Andreis <i>et al.</i> (1980)		Faccini (1989)
Série São Bento	Rochas eruptivas da Serra Geral	Série São Bento	Formação Serra Geral	Grupo São Bento	Formação Serra Geral	Seqüência IV
	Grês de São Bento		Arenito Botucatu		Formação Botucatu	
	Camadas vermelhas do Rio do Rasto	Série São Bento	Formação Santa Maria	Grupo Rosário do Sul	Formação Caturrita	Seqüência III (Arenito Mata)
			Formação Rio do Rasto		Formação Santa Maria	Seqüência II
		Formação Sanga do Cabral			Seqüência I	

----- Contato concordante

———— Contato discordante

Adaptado de Scherer *et al.* (2000)

Figura 5.3- evolução das concepções estratigráficas para a Bacia do Paraná

5. 1. Formação Botucatu

A Formação Botucatu, cujo correspondente africano na Bacia de Etendeka é a porção superior da Formação Etjo (Mountney *et al.*, 1999), representa um imenso

campo de dunas eólicas, com interdunas secas (Scherer 1998). Sua espessura no Rio Grande do Sul é bastante variável, provavelmente devido à preservação do paleo-relevo de dunas, podendo atingir até 100 metros e encontrando-se ausente em áreas da região central do estado, onde a Formação Serra Geral encontra-se diretamente sobre os depósitos fluviais e lacustres do Triássico (Scherer, 2000) (Figura 5.1)

Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de cerca de 138 Ma obtidas por Stewart *et al.* (1996) para a Formação Serra Geral servem como limite superior de idade para a Formação Botucatu. Ainda que uma idade mais precisa para o início da sedimentação eólica não seja conhecida, sua íntima relação com a Formação Serra Geral e suas pequenas espessuras no Estado sugerem que sua deposição deu-se num período de apenas algumas centenas de milhares de anos (Scherer, 1998). A presença de lentes de arenito intertrápicas na Formação Serra Geral sugere que as condições desérticas persistiram durante o vulcanismo (Milani *et al.*, 1998; Scherer *et al.*, 2000).

Litologicamente, a Formação Botucatu é caracterizada por arenitos vermelhos, finos a médios, compostos por grãos foscos quartzosos (Faccini, 1989). Do ponto de vista sedimentológico, é marcante a presença de estratificações cruzadas acanaladas, cunhas planares e tabulares, normalmente de grande porte, representando dunas barcanas simples e complexas, e dunas lineares complexas, além da presença de estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas, associadas à laminação do tipo *ripple*, representando o ambiente interduna (Faccini, 1989; Scherer, 2002).

Faccini (1989) ressaltou a ausência de depósitos de interduna úmidos. Scherer (2000) chama também a atenção para este fato, ressaltando que a ausência de superfícies úmidas ou quaisquer outras características de interduna úmida sugere um nível freático abaixo da superfície, reforçando o fato de que a Formação Botucatu teria se originado em condições climáticas de intensa aridez.

5. 2. Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral, topo da seqüência estratigráfica da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul, é o registro do vulcanismo ocasionado pela ruptura do megacontinente de Gondwana, dando origem ao Oceano Atlântico Sul. Na Bacia de Etendeka, na Namíbia, as rochas vulcânicas das formações Awahab e Tafelberg são correspondentes da Formação Serra Geral (Jerram & Stollhofen, 2002) e juntas formam a Província Vulcânica Paraná-Etendeka. A espessura média deste pacote vulcânico é de

800 metros, podendo atingir até 1500 metros, e ocupa, na sua totalidade, 1.280.000 km², estando 1.200.000 km² destes na América do Sul, ocupando áreas do sul do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai (Roisenberg & Viero, 2000).

De maneira geral, as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral recobrem os arenitos eólicos da Formação Botucatu, mas podem ser também encontrados em contato direto com rochas permo-triássicas da Bacia do Paraná e até mesmo com o embasamento cristalino, nas bordas da bacia (Roisenberg & Viero, 2000).

Os métodos radiométricos empregados na datação das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral vêm evoluindo. Isto ocasiona o estabelecimento de idades cada vez mais precisas, bem como a definição mais correta do intervalo de tempo e taxas de efusão das lavas. Mantovani *et al.* (1985) propuseram uma idade Rb-Sr de $135 \pm 3,5$ Ma, a partir de amostras de riolito. Desde então, as datações pelo método ³⁹Ar-⁴⁰Ar vêm confirmando um intervalo que vai de 135 Ma até 128 Ma, com um pico de atividades em cerca de 132 Ma (Hawkesworth *et al.*, 1992; Renne *et al.* 1992; Turner *et al.* 1994). Stewart *et al.* (1996) estabelecem um intervalo temporal de 10 a 12 milhões de anos para Formação Serra Geral, indo de 138 Ma até 127 Ma, estando, portanto, temporalmente localizada dentro do Cretáceo Inferior.

A Formação Serra Geral é constituída por uma série de derrames de lavas básicas toleíticas, intercaladas com alguns derrames andesíticos e riodacíticos, especialmente em direção ao topo da seqüência. Existem registros de magmatismo subordinado de afinidade picrítica e de afinidade alcalina (Roisenberg & Viero 2000).

O vulcanismo da Bacia do Paraná pode ser dividido em três províncias, de acordo com seu caráter geoquímico, especialmente no que diz respeito aos conteúdos de TiO₂ e P₂O₅ (Mantovani *et al.* 1985; Fodor 1987; Piccirillo *et al.* 1988): (a) Bacia do Paraná Sul, localizada ao sul do Lineamento do Rio Uruguai; (b) Bacia do Paraná Central, entre os lineamentos do Rio Uruguai e do Rio Piquiri; (c) Bacia do Paraná Norte, ao norte do Lineamento do Rio Piquiri.

A Bacia do Paraná Norte é caracterizada por basaltos do tipo alto-TiO₂ (> 3,0 %), contando também com um enriquecimento relativo de P₂O₅ (> 0,3 %), FeO_t (> 12 %) e elementos traço incompatíveis. Os termos intermediários são raros nesta porção da bacia, e os derrames ácidos, fortemente porfiríticos, concentram-se na porção superior do pacote (Roisenberg & Viero 2000).

A Bacia do Paraná Sul, dentro da qual encontra-se a área de estudo, é

caracterizada por basaltos do tipo baixo-TiO₂ (< 2,0 %) com empobrecimento relativo de elementos incompatíveis em relação à porção norte da bacia. É marcante nesta parte da bacia a ocorrência de termos andesíticos e andesibasaltos, contando ainda com termos ácidos de característica afírica (Roisenberg & Viero 2000).

A Bacia do Paraná Central é considerada uma zona de transição, onde derrames com características de alto-TiO₂ e de baixo-TiO₂ ocorrem intercalados, além da ocorrência de basaltos com valores de TiO₂ intermediários aos extremos apresentados nas duas outras porções da bacia. Da mesma forma se comportam os tipos petrográficos, com a ocorrência dos tipos característicos tanto da Bacia do Paraná Norte quanto da Bacia do Paraná Sul (Roisenberg & Viero 2000).

De modo geral, o vulcanismo básico e intermediário da Formação Serra Geral no Rio Grande do Sul é constituído por basaltos e andesibasaltos de textura afírica a subafírica, compostos por menos de 5% de fenocristais de plagioclásio (An₈₆₋₄₀), augita (Wo₁₂₋₆), titanomagnetita e ilmenita, com raras ocorrências de olivina em matriz de mesma constituição, mas sem olivina (Roisenberg & Viero 2000).

Feições de interação vulcano-sedimentar foram descritas para o contato da Formação Botucatu com o Vulcanismo Serra Geral. Scherer (1998, 2000) nota a presença de estrias de fluxo e marcas em crescente na região de Santa Cruz do Sul, além da presença de peperito (ainda que tenha sido chamado apenas de brecha). A presença de uma brecha com constituintes sedimentares e vulcânicos (peperito) também foi notada por Heemann & Strieder (2000). Wildner *et al.* (2002) notam a presença de diques clásticos e peperitos na Formação Serra Geral. Waichel *et al.* (2005) reportam a ocorrência de peperitos no estado do Paraná. Segundo Wildner *et al.* (2003), estas feições de interação vulcano-sedimentar concentram-se na fácies Gramado, que é caracterizada pelo interdigitamento com a Formação Botucatu.

6. VULCANISMO SERRA GERAL: TORRES, SÃO SEBASTIÃO DO CAÍ, FELIZ

A presença de interações vulcano-sedimentares associada ao Vulcanismo Serra Geral foi estudado principalmente na praia de Torres. Além disso, dois afloramentos expressivos foram encontrados, um em São Sebastião do Caí, ao longo da rodovia RS 122 e outro em Feliz, na rodovia RS 425. As litologias e feições de interação vulcano-sedimentar que ocorrem em Torres serão apresentadas em detalhe, seguidas por uma descrição mais concisa dos afloramentos de Feliz e São Sebastião do Caí. Estes dois últimos afloramentos não possuem tanta representatividade espacial quanto Torres, mas algumas características das feições de interação vulcano-sedimentar são de grande importância na compreensão da gênese destas feições e no modelamento do vulcanismo ocorrido especificamente em Torres.

6.1. Litologias e interações vulcano-sedimentares em Torres

As litologias de Torres foram estudadas tendo como base 13 perfis elaborados ao longo dos morros do Farol, das Furnas, das Cabras e Torre Sul (figura 6.1). As litofácies encontradas em Torres foram agrupadas em três associações de fácies: basaltos, arenito e feições de interação vulcano-sedimentar, incluindo-se nesta última associação de fácies as seguintes fácies: peperito e diques clásticos. Uma descrição mais detalhada é apresentada no Anexo A

Os basaltos encontrados em Torres representam seções típicas de derrames, com basaltos amigdaloidais e vesiculares no topo, seguidos por basaltos com intensa disjunção colunar e basaltos com disjunção planar na base da seqüência (figura 6.2). Os derrames são a litologia mais abundante em Torres, podendo alcançar até 27 metros de espessura.

Os derrames de Torres são caracterizados por textura porfirítica com matriz ofítica a subofítica e fenocristais de plagioclásio, minerais opacos e clinopiroxênio, em geral bem formados (euédricos a subédricos). Os fenocristais de plagioclásio (freqüentemente alterado a carbonato) são encontrados como ripas de tamanho variando desde 0,2 mm até 1 mm. Os minerais opacos (provavelmente óxidos de ferro e titânio) apresentam tamanhos em torno de 0,5 mm, podendo ser encontrados como parte da matriz, com tamanhos de cerca de 0,05 mm. O clinopiroxênio (augita, por vezes

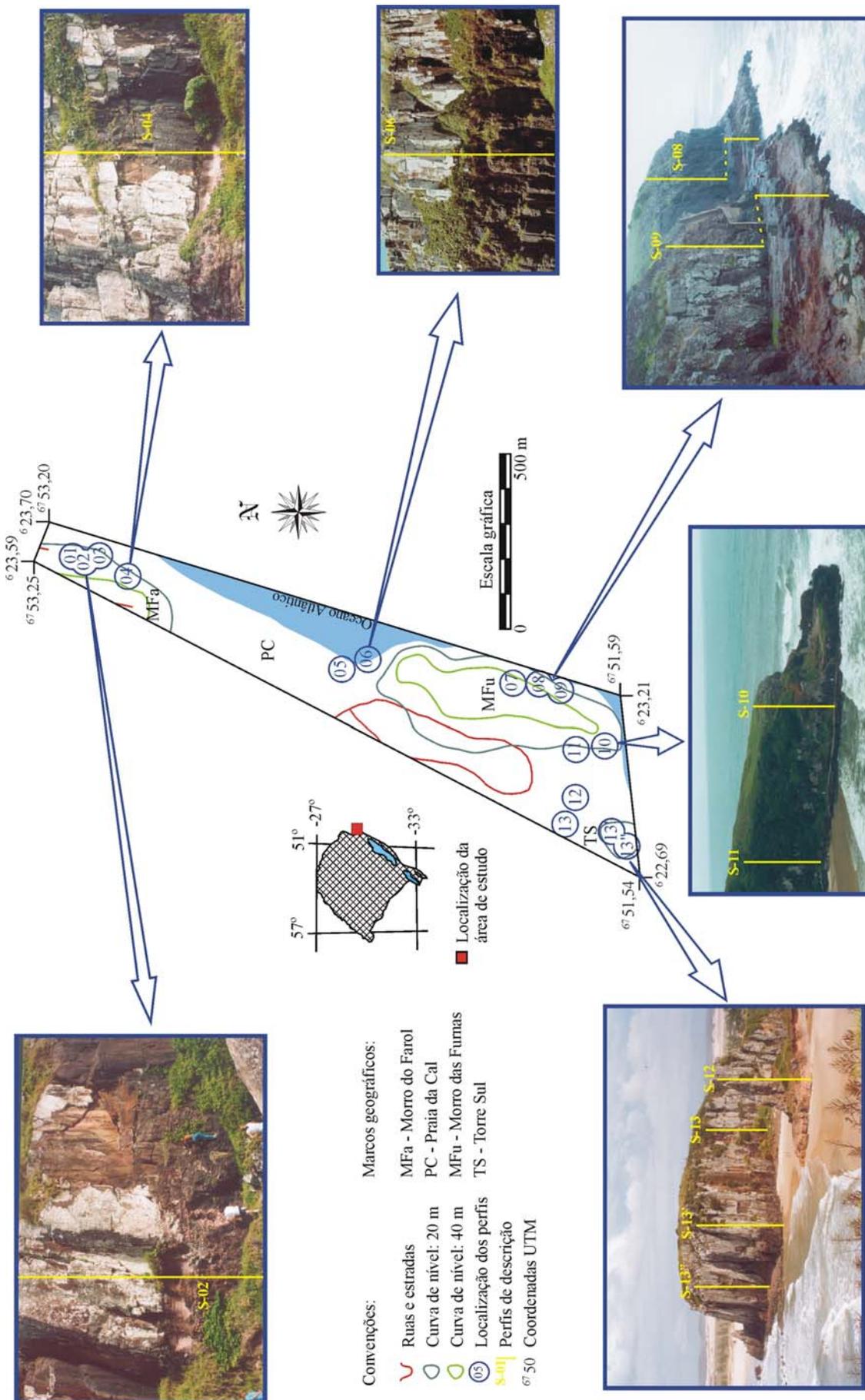


Figura 6.1- localização da área de estudo em Torres, indicando a posição dos perfis colunares

alterada a epidoto), são os menores, com tamanhos próximos a 0,2 mm. Ocorrem também raras olivinas. A matriz é composta por vidro e material criptocristalino, podendo ocorrer também os minerais que ocorrem como fenocristais.

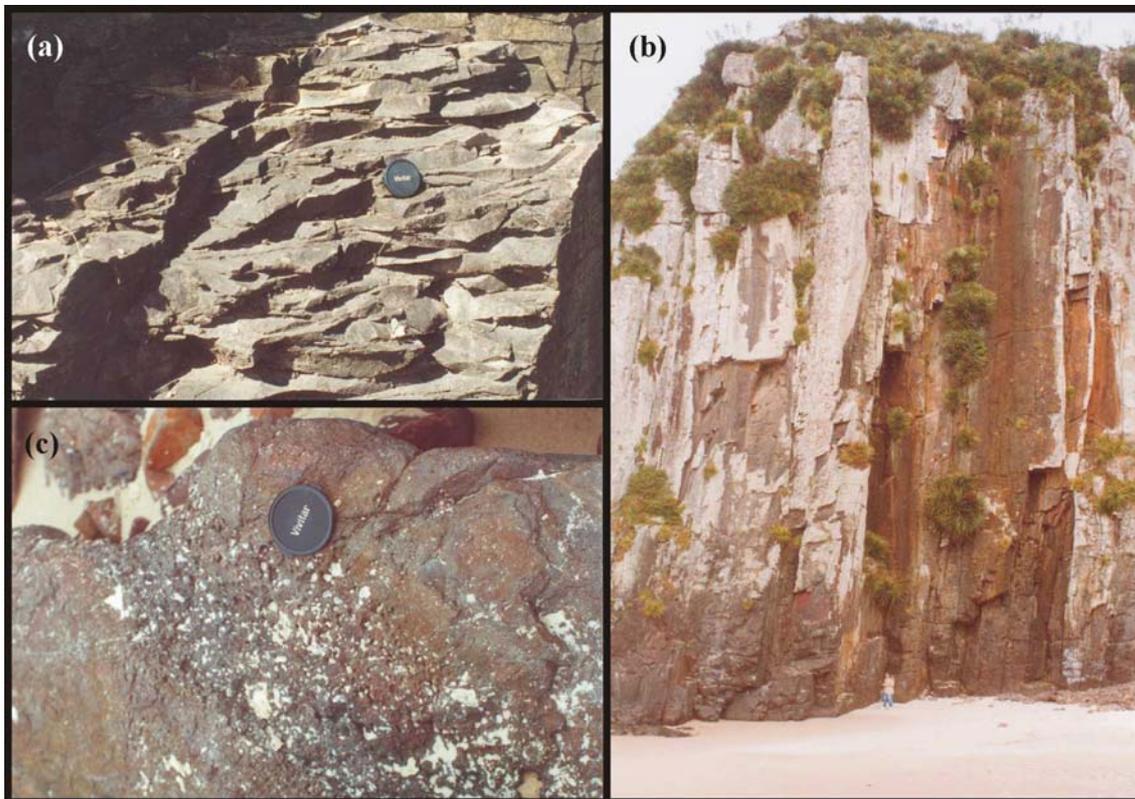


Figura 6.2- diversos aspectos dos derrames em Torres. (a)- base de derrame, com disjunção tabular (Morro das Furnas); (b)- meio de derrame, marcada pela intensa disjunção colunar (Torre Sul); (c)- topo de derrame, vesicular (Morro do Farol)

A textura glomeroporfírica é bastante comum (Figura 6.3), caracterizada pela presença concentrada de fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio (Figura 6.4) de até 1 mm de comprimento. Os fenocristais da textura glomeroporfírica são, em geral, um pouco maiores que os fenocristais dispersos. Minerais opacos, quando fenocristais, raramente caracterizam a

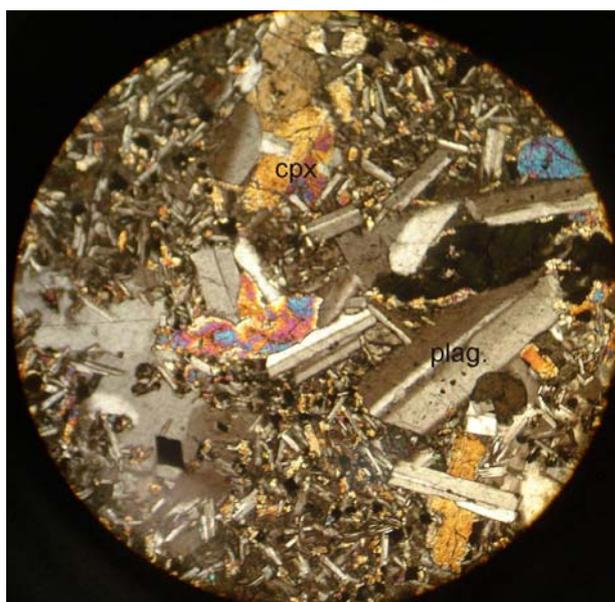


Figura 6.3- textura glomeroporfírica bastante comum nos derrames de Torres. LP

textura glomeroporfírica, estando predominantemente dispersos na rocha. Em pontos onde

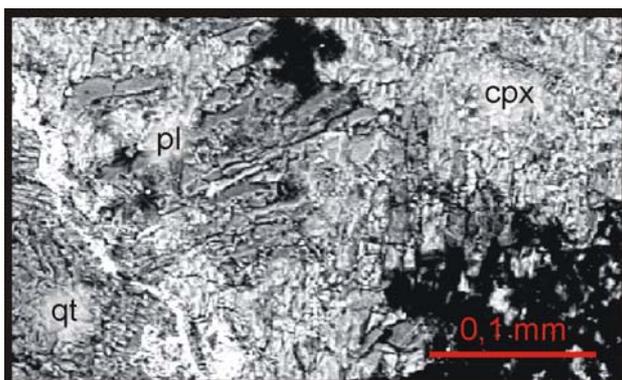


Figura 6.4- fenocristais de plagioclásio e piroxênio em amostra do Arroio Carajá. Imagem de MEV.



Figura 6.5- amídala preenchida por carbonato nos derrames de Torres. LP

há uma maior concentração de matriz, percebe-se que a mesma encontra-se bastante oxidada ou alterada a argilominerais.

As amídalas encontradas apresentam tamanhos bastante variados, desde submilimétricas até alguns milímetros e podem estar preenchidas por zeolita, sedimento (com cimento de sílica) ou uma sucessão de quartzo e carbonato. Por vezes uma das fases não chega a ocorrer, ficando a amídala preenchida somente por quartzo ou carbonato (figura 6.5).

Os arenitos são o litotipo menos abundante em Torres, ocorrendo somente em pontos isolados. Em sua ocorrência mais expressiva, no Morro das Cabras (ponto 12 na figura 6.1), com ao menos três metros de espessura, é possível identificar diversos *sets* de laminações cruzadas acanaladas, de origem eólica. As demais ocorrências de arenito são de menor porte (não mais que 1,5 m de espessura) e apresentam no máximo um mesmo *set*, com laminação não tão expressiva (Figura 6.6). Estas menores ocorrências podem representar apenas o preenchimento do paleo-relevo deixado pelos derrames, visto que preenchem depressões na superfície destes últimos.

A total ausência de sedimentos pelíticos na área estudada em Torres confirma o ambiente extremamente árido já proposto pela literatura para a Formação Botucatu (Faccini, 1989, Scherer, 1998, Sherer *et al.*, 2000).

As rochas sedimentares estudadas em Torres correspondem a arenitos arcoseanos (Figura 6.7). São arenitos médios a finos, bem selecionados e de boa maturidade, com grãos arredondados e boa esfericidade. Os grãos são compostos principalmente por quartzo, com ocorrências de feldspato alcalino (figura 6.8). A

presença de clastos líticos é rara, sendo sempre de granitóides. O volume total de cimento nestas amostras varia de cerca de 20% até cerca de 45%, entretanto, a porosidade é mais alta que a das amostras do Arroio Carajá, evidenciando um empacotamento mais frouxo. A cimentação corresponde a uma sucessão de fases, iniciando por óxido de ferro, seguido por sílica e finalizando com carbonato. Contudo, esta seqüência completa só foi verificada em duas amostras, uma delas com nova contribuição de ferro na última fase de cimentação. As demais amostras apresentam ou a seqüência óxido de ferro → sílica, ou sílica → carbonato. A tabela 6.1 sumariza as principais características das rochas sedimentares em Torres.



Figura 6.6- litofácies de arenito. (a)- litofácies de arenito com estratificação cruzada, com diagrama de paleocorrente (Morro das Cabras); (b) litofácies de arenito com estratificação plano-paralela (Morro do Farol).

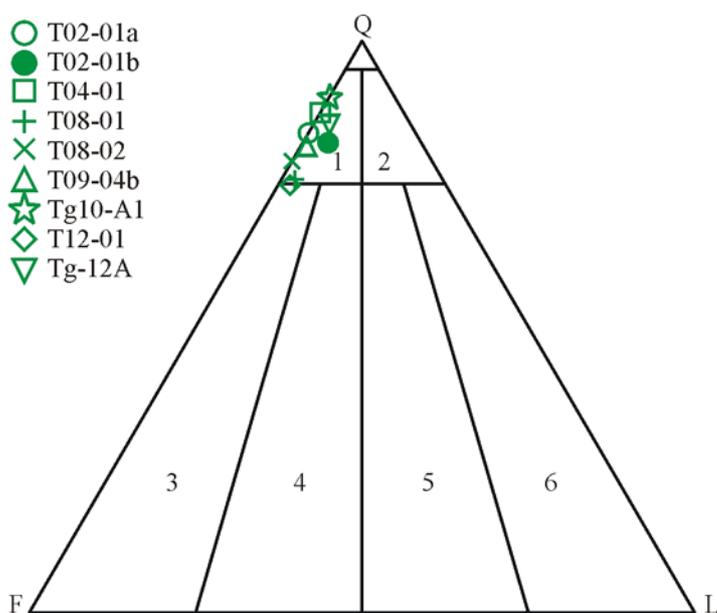


Figura 6.7- diagrama QFL de classificação de arenitos para as amostras de Torres. 1- arenito arcoseano; 2- arenito lítico; 3- arcóseo; 4- arcóseo lítico; 5- litarenito arcoseano; 6- litarenito

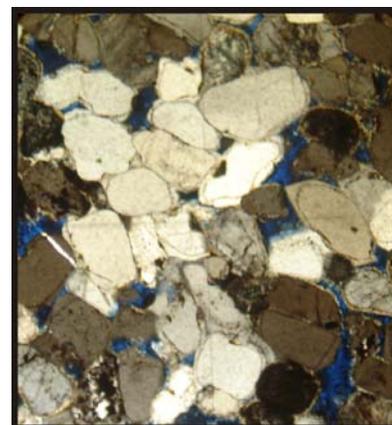


Figura 6.8- aspecto geral dos arenitos encontrados em Torres. LP

Tabela 6.1- relação entre as principais características analisadas nas rochas sedimentares de Torres

AMOSTRA	EVENTOS DIAGENÉTICOS	CIMENTO TOTAL (%)	POROSIDADE TOTAL (%)	INDICE DE CONTATO	GRÃOS		
					QUARTZO	FELDSPATO	LÍTICOS
T 02-01a	Si ⇔ CaCO ₃	39,4	1,0	2,1	83,9	16,1	0,0
T 02-01b	Si ⇔ CaCO ₃	31,9	1,2	1,9	82,2	14,0	3,8
T 04-01	Si ⇔ CaCO ₃ +Fe	44,0	3,3	2,0	87,5	12,5	0,0
T 08-01	Fe ⇔ Si	45,3	0,0	1,9	75,8	22,2	2,0
T 08-02	Fe ⇔ Si	39,9	3,9	1,6	79,0	21,0	0,0
T 09-04b	Fe ⇔ Si ⇔ CaCO ₃	37,4	0,6	2,0	81,6	17,5	0,9
Tg 10-A1	Fe ⇔ Si	37,5	8,2	2	90,3	9,7	0,0
T 12-01	Fe ⇔ Si	19,3	19,4	2,2	74,8	23,4	1,8
Tg-12A	Fe ⇔ Si ⇔ CaCO ₃ +Fe	27,4	16,4	2,2	85,4	12,2	2,4

*- O índice de contato indicado nas figuras 7.11 e 7.14 foi determinado a partir da atribuição de valores numéricos para cada tipo de contato (flutuante = 1; pontual = 2; reto = 3; côncavo-convexo = 4 e suturado = 5). A partir de uma análise modal dos contatos, obtém-se a média da soma dos valores de cada contato em razão do número total de contatos. Assim, os índices de contato próximos a dois, que predominam nas amostras analisadas, indicam um predomínio de contatos pontuais. Quanto mais elevado o valor, mais apertado é o empacotamento. Esta metodologia permite comparar numericamente amostras de empacotamento muito similar, como é o caso das amostras analisadas aqui.

As feições de interação vulcano-sedimentar presentes em Torres abrangem estrias de fluxo, diques clásticos e peperitos.

Em Torres, são conhecidos dois tipos de diques clásticos cujas características geométricas e suas relações com a rocha encaixante denotam diferentes processos genéticos.

Os diques clásticos de orientação vertical a subvertical são bastante planos, apresentando as maiores extensões verticais (mais de cinco metros) e espessuras (até 20 centímetros), não tendo sido possível verificar suas extensões longitudinais, e estão diretamente relacionados à fácies de meio de derrame, onde se destaca a disjunção colunar (Figura 6.9a). O fato de os diques clásticos encontrados na litofácies de derrame com disjunção tabular não refletirem esta disjunção, sugere que sua formação foi posterior ao resfriamento da lava, sugerindo que sejam fruto do preenchimento de discontinuidades (disjunções, fraturas, falhas) pelo sedimento que migra sobre o derrame já resfriado.

O segundo tipo de diques clásticos reconhecido apresenta orientações caóticas, espessuras em geral não superiores a cinco centímetros, ficando na maioria das vezes na magnitude de apenas um centímetro. Sua extensão é pequena, em torno de um metro, e encontram-se associados aos peperitos, interligando bolsões desta rocha e cortando a

litofácies de basalto vesicular (Figura 6.9b). Estes diques estão associados aos mesmos processos que geraram os peperitos, representam fases mais rúpteis do derrame. Este mecanismo será mais bem explicado a seguir.

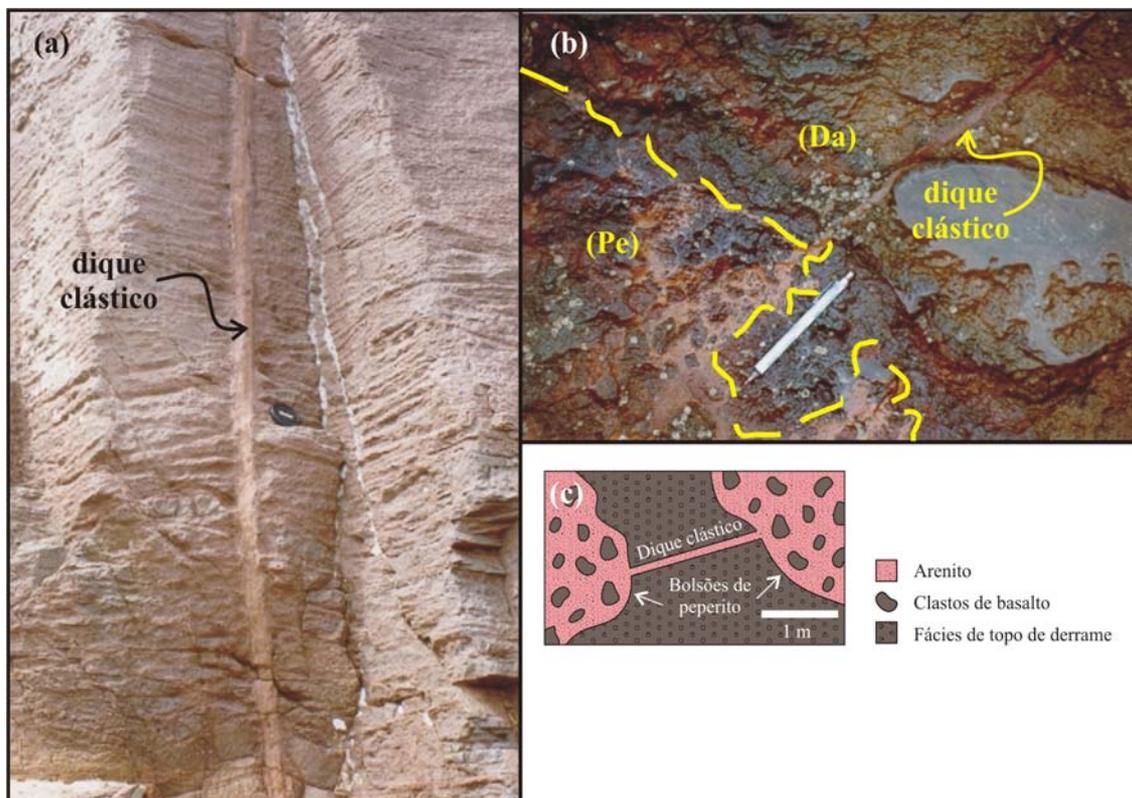


Figura 6.9- diques clástico. (a)- na fácies de meio de derrame, Morro das Furnas; (b)- ligando bolsões de peperito em fácies de topo de derrame, Morro das Furnas; (c)- esquema de bolsões de peperito com dique clástico interligando-os. (Da) – derrame amigdaloidal; (Pe) – peperito

Os peperitos de Torres (Figura 6.10) são compostos por matriz na fração areia, a mesma vista nos arenitos e diques clásticos. A coloração mais avermelhada adquirida pela matriz no contato com os clastos é devida a uma mais intensa presença de óxidos de ferro.

Os clastos ígneos encontrados nos peperitos variam de tamanho desde alguns milímetros até 50 centímetros, sendo que se verifica um aumento de tamanho do clasto



Figura 6.10- Aspecto do peperito em Torres, mostrando os clastos autóctones de basalto em matriz de areia

conforme se distancia do contato do derrame que lhe deu origem. São clastos originados dos derrames e petrograficamente muito similares, bastante vesiculares e em geral com mais intensa presença de vidro, indicando um resfriamento mais rápido que a maior parte dos derrames. Fraturas que ocorrem nos clastos não tendem a se propagar pela matriz, podendo estas serem resultado do resfriamento dos clastos.

O contato entre os clastos e a matriz, nos peperitos, é bastante abrupto, mostrando, em geral, feições claras de plasticidade, ora com a matriz englobando os clastos, ora com os clastos englobando a matriz, o que sugeriria uma formação a quente num regime de deformação dúctil. Entretanto, os clastos podem, às vezes, apresentar uma morfologia bastante angulosa, sugerindo uma fragmentação em regime mais rúptil, de acordo com o apresentado na figura 2.8.

Assim, os peperitos são fruto da desintegração da lava, seja em estado dúctil ou rúptil, ao encontrar os corpos de areia ainda inconsolidados. A morfologia do clasto ígneo do peperito reflete o estado da lava no momento da desintegração, com os clastos angulosos correspondendo a uma lava mais resfriada e rúptil que os clastos fluidais.

6.2. Estratigrafia de Torres

As relações de contato entre as diferentes unidades encontradas em Torres e o modo como estas se sucedem são de grande importância na compreensão dos eventos que ali ocorreram. Todos os contatos entre as diferentes litologias são abruptos, mas diversas particularidades marcam cada uma das sucessões litológicas encontradas, conforme mostra a tabela 6.2.

Na Figura 6.11 é possível perceber a existência de duas superfícies de contato (Sc_1 e Sc_2), que delimitam as unidades da área em três níveis (N_1 , N_2 e N_3). Esta superfície de contato foi delimitada levando-se em consideração a base dos derrames, uma vez que sua ocorrência marcaria uma interrupção do ciclo sedimentar, marcado pela ocorrência de lentes de arenito em algumas das seções. Dessa forma, temos, na área de trabalho, três pacotes que representam três ciclos de derrame, formação de peperito e deposição de arenito.

É interessante notar que todas as ocorrências de arenito encontram-se restritas ao N_1 e as ocorrências de peperito também são mais abundantes neste nível. Isto poderia estar indicando uma progressiva diminuição na quantidade de sedimento disponibilizado entre cada derrame, talvez causada pelo contínuo afogamento do

sistema eólico vigente. Entretanto, esta diminuição na quantidade de sedimentos pode ser um fenômeno isolado, restrito aos níveis aflorantes em Torres, ou ainda, se considerado o número extremamente pequeno de níveis disponíveis para estudo, pode tratar-se apenas de uma coincidência.

Tabela 6.2- contatos entre as diferentes litologias encontradas em Torres

Litologias	Tipo de contato
Arenito sobre peperito	Contato abrupto, mas sem linha definida de contato. Percebe-se a sucessão litológica quando os clastos ígneos somem repentinamente
Derrame sobre peperito	Contato abrupto. A irregularidade da linha de contato demonstra a plasticidade do derrame no momento de sua colocação
Derrame sobre arenito	Contato abrupto, podem ocorrer estrias de fluxo no topo do arenito
Derrame sobre derrame	Contato abrupto e regular
Peperito sobre derrame	Contato abrupto e regular

Outra informação importante diz respeito ao nível de arenito no ponto S-12. Uma vez determinada sua relação com N_1 e evidenciada a presença de derrames na base deste nível, fica claro o caráter intertrápico do pacote de arenito, excluindo-se a possibilidade de que se tratasse da Formação Botucatu em contato com o primeiro derrame da Formação Serra Geral.

6. 3. Modelo conceitual para Torres

Assumindo-se para Torres um ambiente sedimentar eólico em constante deposição entre cada derrame do Serra Geral, parte-se de um substrato coberto por sedimento eólico inconsolidado. Sobre este substrato corre um derrame de lava (figura 6.12a), deixando como impressão de sua passagem, estrias de fluxo.

Conforme o derrame se distancia de seu centro emissor e resfria, sua frente torna-se cada vez menos fluida, passando de um regime *pahoehoe* para um regime *aa*. Neste momento, a frente do derrame começa a fragmentar-se, e os fragmentos caem dentro da massa de sedimento remobilizada pela frente do derrame, misturando-se ao sedimento e formando peperito de frente de derrame (figura 6.12b).

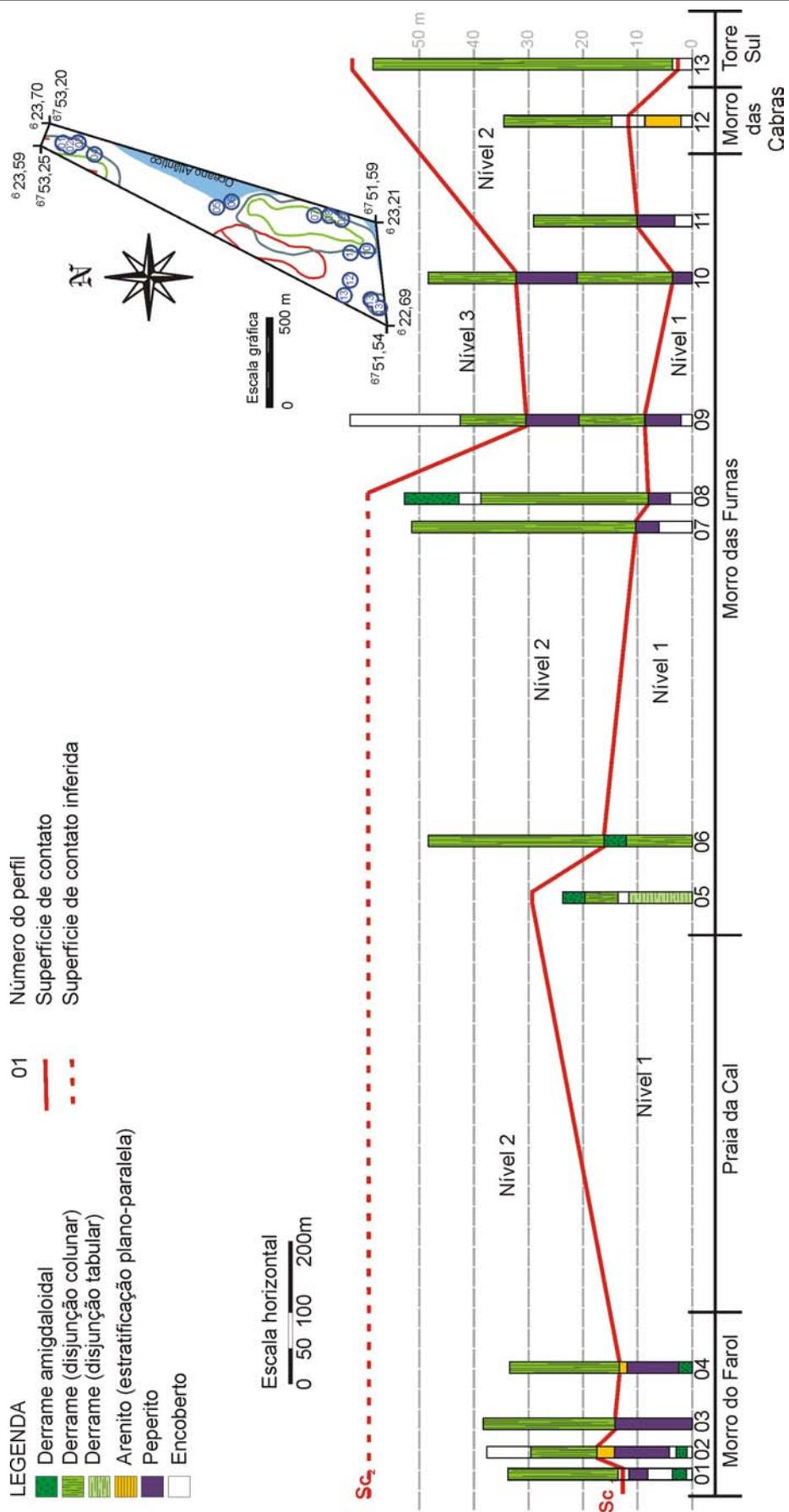


Figura 6.11- esquema do empilhamento das diversas unidades nas seções trabalhadas e suas correlações laterais. O datum utilizado foi o nível médio do mar no local

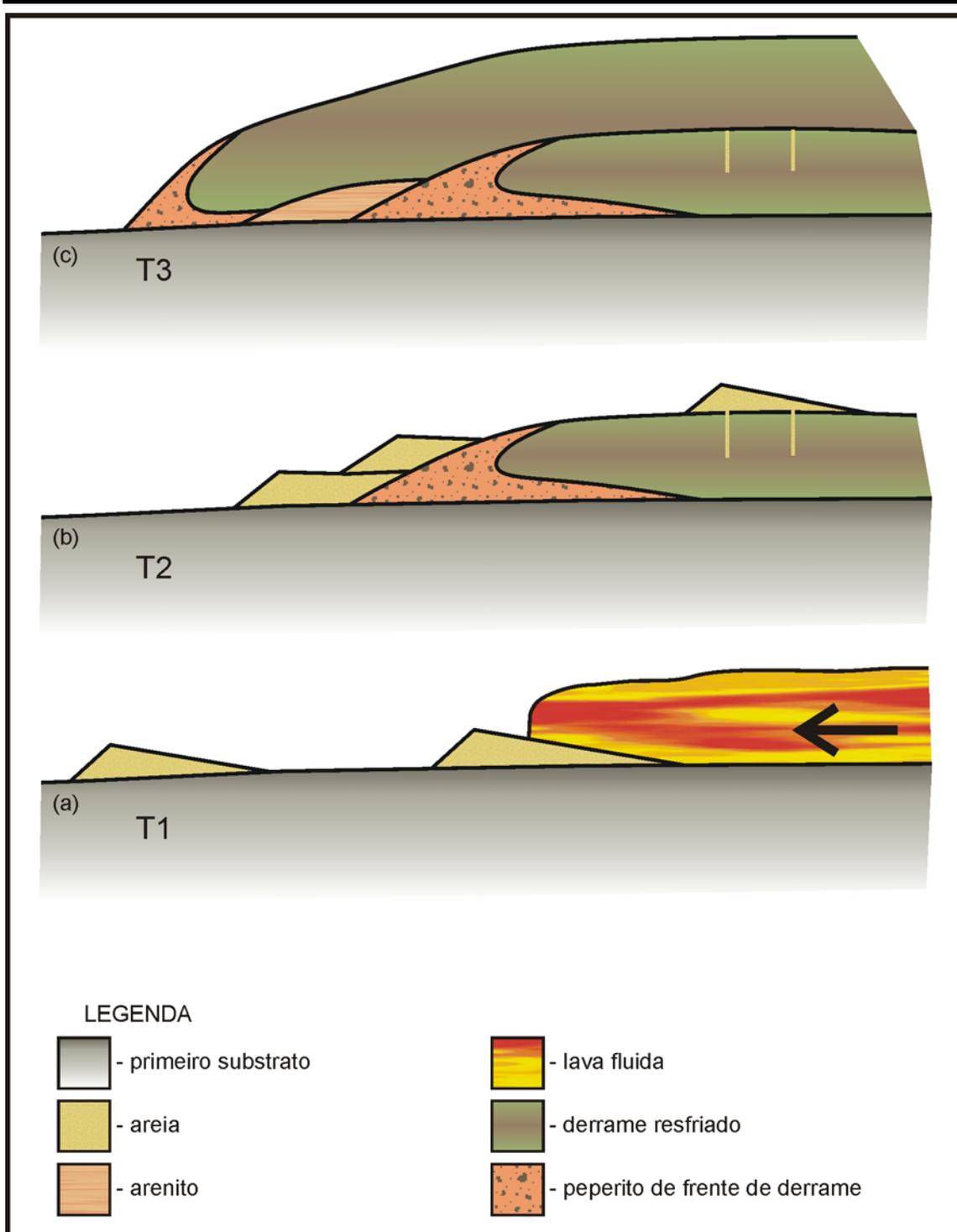


Figura 6.12- estágios de evolução dos eventos que deram origem às rochas de Torres. (a)- derrame sobre sedimentos inconsolidados; (b)- formação de peperito de frente de derrame e diques clásticos de preenchimento; (c)- início de novo ciclo com novo derrame, aprisionando lentes de arenito. Desenho sem implicação de escala ou proporção entre as unidades

Após o resfriamento deste derrame, nova deposição de sedimento segue, cobrindo o derrame já resfriado e, onde ocorrem fraturas (em geral de resfriamento), formando diques clásticos de preenchimento. Os sedimentos podem, então, recobrir tanto o derrame, quanto o peperito formado a sua frente (figura 6.12b). Este processo

repete-se a cada novo derrame que ocorre nestes moldes (figura 6.12c).

Os diques clásticos de preenchimento são formados por um processo relativamente simples, e já são conhecidos da literatura (Jerram & Stollhofen 2002). Entretanto, em Torres é possível perceber a presença de uma população distinta de diques clásticos, que não combinam com o padrão de fraturas preenchidas, seja por suas mais variadas orientações ou por sua associação a porções do derrame não fraturados, mas principalmente pela existência, ainda que rara, de fusão de grãos de quartzo. Estes diques foram interpretados como tendo sido formados por um processo distinto, onde ocorre injeção de sedimento para o interior do derrame, dando-lhes, assim, o nome de diques clásticos de injeção. Este processo será mais bem detalhado a seguir.

6.4 São Sebastião do Caí

O afloramento em questão localiza-se no município de São Sebastião do Caí, ao longo da rodovia RS 122, em uma pedreira de extração de arenito, logo após o Arroio Cadeia. A base do afloramento é um espesso pacote com mais de 10 metros de arenito coberto por um derrame de basalto (figura 6.13). No contato entre o arenito e o basalto podem ocorrer bolsões de peperito e diques clásticos.



Figura 6.13- afloramento estudado em São Sebastião do Caí. A parte abaixo da linha tracejada é o arenito e acima, o derrame. A seta marca a localização aproximada do dique clástico, que não é distinguido nesta imagem. Os bolsões de peperito ocorrem mais à esquerda da foto

O arenito em São Sebastião do Caí apresenta um *set* de estratificações cruzadas acanalada de muito grande porte, representando uma única duna eólica de ao menos 10 metros de altura. Entretanto, o baixo ângulo das estratificações sugere que o afloramento mostra apenas uma porção da base da duna, e que esta teria muito mais de

10 metros.

O derrame que cobre o arenito apresenta disjunção horizontal na base, por cerca de dois metros, dando lugar à disjunção colunar no restante do derrame, cerca de mais dois metros. O topo do pacote está encoberto por vegetação e no último metro percebe-se uma intensa alteração do basalto, levando à formação de solo. A porção do derrame vista na figura 6.13 não apresenta uma disjunção muito clara, provavelmente por sua íntima relação com o sedimento, o que deve interferir nos processos normais de resfriamento.

As interações vulcano-sedimentares presentes no afloramento incluem peperito e diques clásticos. O peperito ocorre apenas no lado esquerdo do afloramento, como uma camada com base plana em contato com o arenito e topo irregular, em contato com o basalto. No lado direito do afloramento o arenito está em contato direto com o derrame (figura 6.14).

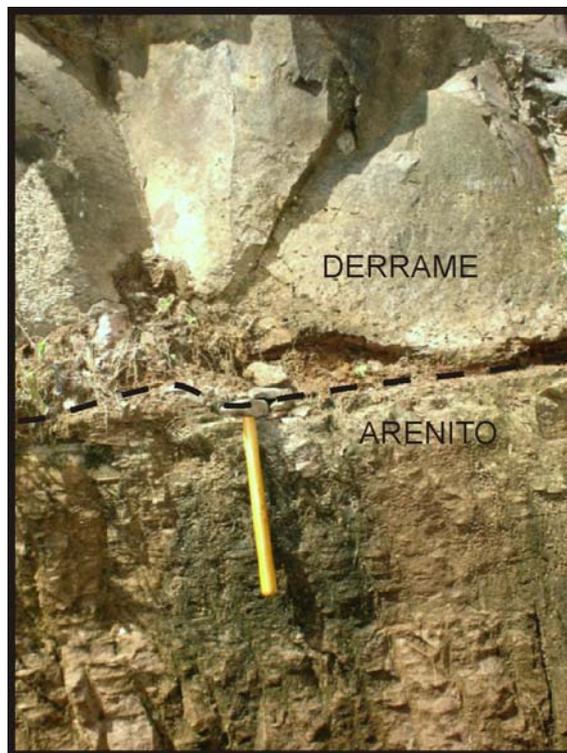


Figura 6.14- contato abrupto entre o sedimento e o derrame em São Sebastião do Cai

Devido às atividades de extração de arenito no local não é possível visualizar em nenhum ponto a linha de contato entre o arenito e o peperito ou entre o peperito e o derrame. No lado direito do afloramento, o contato direto do arenito com o derrame é claro e bastante abrupto. Entretanto, nesta linha de contato ocorre um dique clástico de características bastante singulares.

Trata-se de um dique clástico de arenito de cerca de 15 centímetros de espessura em média. O dique inicia no topo do arenito e entra por cerca de um metro no derrame, terminando em um bolsão de peperito. A base do dique é deformada, como a base de uma taça, e a extensão do dique é levemente inclinada para o lado direito, em relação à linha de contato entre o arenito e o derrame (Figura 6.15).

Injeções de sedimento são bastante conhecidas quando se trata de sedimento fino (pelito) ou areia saturados em água. Estas injeções costumam ocorrer em face da

pressão exercida pelo peso do pacote sedimentar que o sobrepõe, fazendo com que o sedimento se fluidize e seja injetado para as porções superiores do pacote sedimentar, onde a pressão é menor. Da mesma forma, um derrame pode gerar injeções de areia,

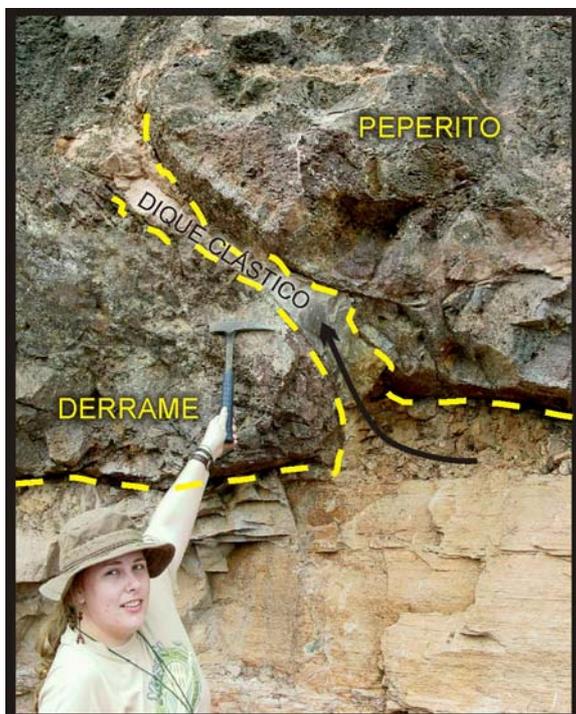


Figura 6.15- dique clástico ligado pela base ao sedimento e associado a bolsão de peperito no topo em São Sebastião do Caí

onde o movimento de fluxo do derrame favoreça o processo de injeção, especialmente em se tratando de sedimento inconsolidado seco, onde a fluidização não é promovida pela saturação em água, como na maioria dos casos.

O afloramento de São Sebastião do Caí representa de maneira mais ilustrativa a formação de diques clásticos e peperito de injeção. A região de contato entre o derrame e o sedimento é dividida em duas áreas. Em uma delas há a formação de peperito provavelmente de frente de derrame, entretanto a precariedade do

afloramento neste sentido não permita afirmar com certeza. Na outra área predomina o contato abrupto e direto entre o derrame e o sedimento. É nesta segunda área que ocorrem um dique clástico e o peperito de injeção. Aqui sim, a estrutura destas feições não deixa dúvida quanto ao mecanismo de sua origem.

Durante o fluxo da lava, parte do derrame “afunda” no sedimento inconsolidado e passa a se comportar como um *sill*, de muito pequeno porte. Isto é, com o esforço de tração na base do derrame, parte do sedimento é empurrada para dentro do derrame. Enquanto esta areia migra pelas porções mais frias (e, portanto já rúpteis) do derrame, atravessando fraturas e confinada por elas, forma diques clásticos de injeção. Ao encontrar porções mais internas e quentes (ainda plásticas), mistura-se ao derrame, formando peperito de injeção. Este processo é exemplificado na figura 6.16.

A forma do dique clástico e do peperito de injeção sugere que o fluxo da lava se dava no sentido da esquerda para a direita da foto (Figura 6.15). Desta maneira, uma fratura com mergulho no sentido de fluxo do derrame permitiria que a porção de trás da

fratura se comportasse como uma cunha, dragando o sedimento para dentro do derrame. Ao mesmo tempo, a inflexão para a direita da porção de peperito de injeção associado a esta fratura demonstra que o sedimento que encontrou a porção mais plástica do derrame acompanhou em parte o movimento da lava, alongando-se na direção de seu fluxo.

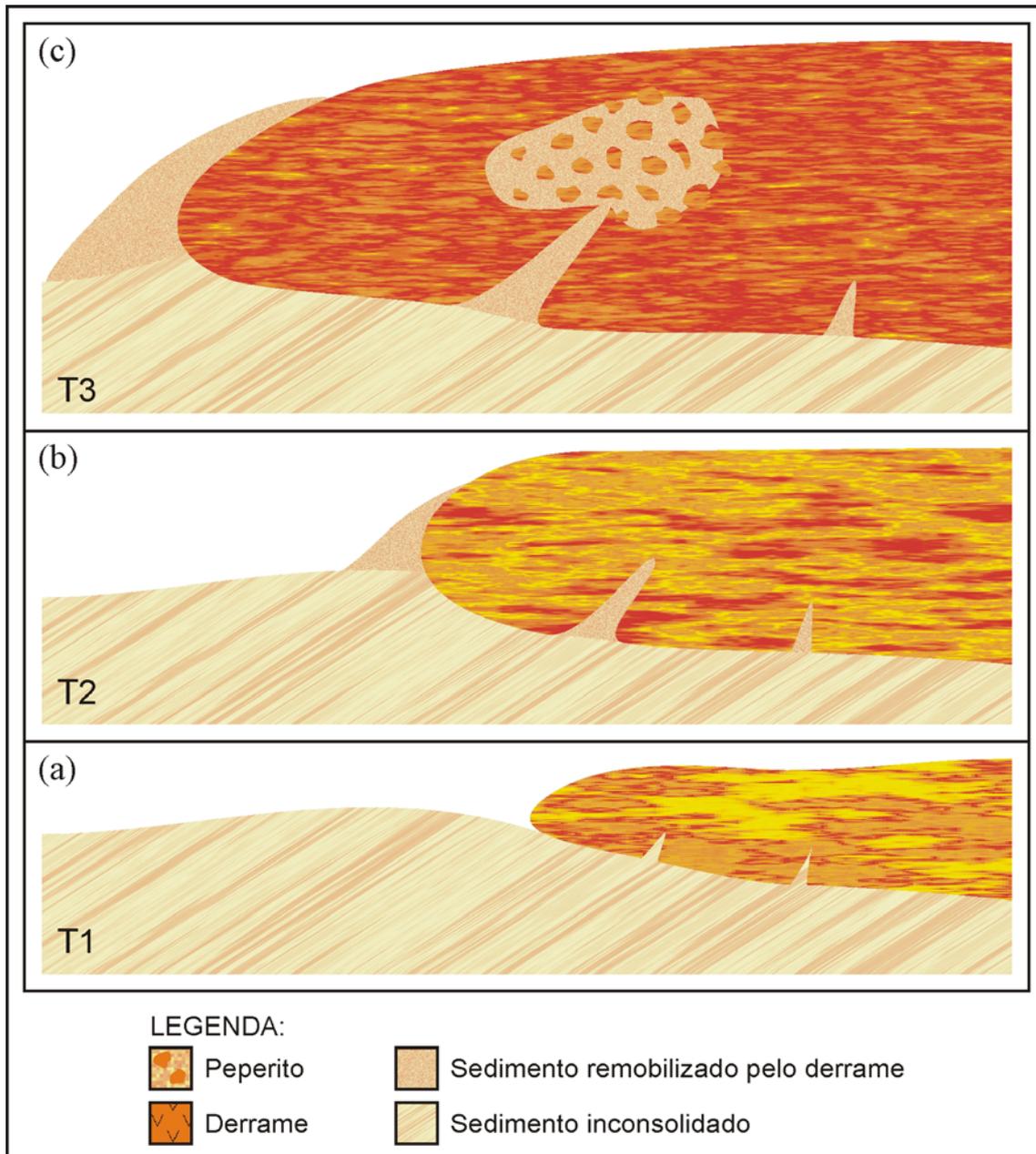


Figura 6.16- processo de formação de dique clástico e peperito de injeção. (a)- formação de fendas na base do derrame; (b)- remobilização do sedimento e injeção de sedimento por meio de diques clásticos; (c)- formação de peperito na porção mais interna do derrame

6.5. Feliz

O afloramento de Feliz localiza-se à margem da rodovia RS 425. Trata-se provavelmente de um local de extração de brita abandonado, contando com exposições em três planos, frontal, lateral e superior. O afloramento é composto por um pacote de arenito com pouco mais de cinco metros de altura (figura 6.17a), cortado por uma estrada na lateral, o que oferece mais um plano de exposição (figura 6.17b). Este pacote é cortado por diques e coberto por um derrame.

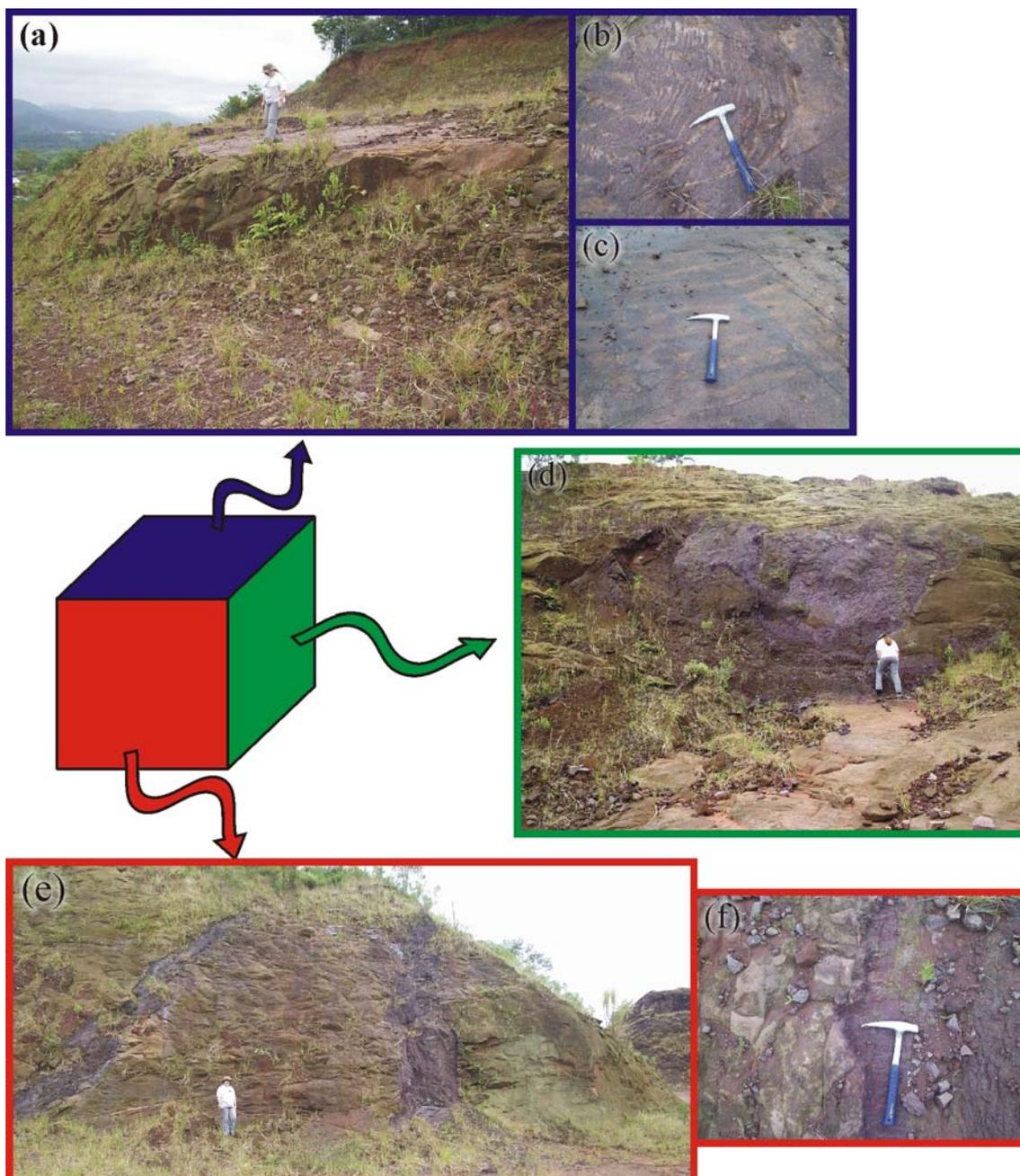


Figura 6.17- aspecto geral do afloramento estudado em Feliz. (a)- parte superior do afloramento onde ocorrem as (b) impressões de fluxo e *ripples* (c); (d)- lateral do afloramento, com destaque para a forma de lacólito da intrusão; (e) vista frontal do afloramento, diques de borda irregular, com a presença de (f) apófises

O arenito em Feliz não apresenta claramente nenhum tipo de estruturação interna. Em alguns pontos parece apresentar estratificações cruzadas acanaladas.

O plano frontal do afloramento mostra duas intrusões com contornos irregulares, onde aparecem apófises a partir destes. As bordas das intrusões são vítreas e bastante alteradas para argilominerais. As irregularidades do contorno dos corpos sugerem intrusões rasas, o que também explicaria a ausência de estruturação interna no arenito, uma vez que este teria sido perturbado pela intrusão antes mesmo de sua litificação. No corte lateral do afloramento é possível perceber que uma das intrusões comporta-se como lacólito, não tendo alcançado a superfície, como no caso dos diques.

Na parte superior do afloramento, encontra-se o contato do arenito com o derrame sobreposto. A superfície superior do arenito apresenta-se coberta por estruturas do tipo *ripple*, que foram preservadas devido ao rápido recobrimento pelo derrame de uma superfície sedimentar ativa. Nesta mesma superfície, encontram-se abundantes marcas em crescente (figura 6.18) e estrias de fluxo, o que novamente atesta para o caráter não litificado do arenito no momento do derrame.



Figura 6.18- marcas em crescente no topo do arenito em Feliz

No afloramento de Feliz observa-se o extravasamento de lava através de intrusões localizadas ali mesmo. Assim, é possível o controle das feições de interação vulcano-sedimentares em função de sua relação com a fonte emissora de lava. Além da presença de apófises nas paredes dos diques, é importante notar que as únicas feições de interação vulcano-sedimentar existentes são as estrias de fluxo e as marcas em crescente. Isto ocorre dada a proximidade da fonte de emissão de lava. Neste caso, por estarem ainda muito quentes e fluidos, os derrames não tiveram potência de tração suficiente para arrastar grandes quantidades de sedimento, tampouco ocorre o autobrechamento. Assim, nestas condições, não há a formação de peperito.

É possível acompanhar a porção mais superior de uma intrusão, até o momento em que esta se transforma em um derrame. As bordas difusas, contudo sem a formação

de peperito (ou seja, total desagregação do sedimento) dos diques ali presentes atestam o caráter já coeso do sedimento, embora ainda não litificado. A condição de sedimento não litificado fica clara ao notar-se a presença de estrias de fluxo na porção superior do afloramento. Nas bordas dos diques é possível perceber a presença de apófises, características de intrusões em sedimentos coesos não litificados.

7. DISCUSSÕES

A compreensão completa das feições de interação vulcano-sedimentar em um dado quadro significa, em última instância, a compreensão de seus processos genéticos. Para tanto, é importante conhecer a formação de cada uma das litologias envolvidas e de suas inter-relações e peculiaridades.

A compreensão da gênese das feições de interação vulcano-sedimentar permite a definição de parâmetros que servem como diagnóstico a respeito da natureza do sedimento e do posicionamento dos magmas envolvidos em qualquer área de ocorrência destas feições, tornando o estudo destas uma ferramenta extremamente útil na estratigrafia de bacias com preenchimento vulcano sedimentar.

Algumas das feições de interação vulcano-sedimentar encontradas em associação com o Magmatismo Rodeio Velho (nos afloramentos de Arroio Carajá e Passo do Moinho) foram também encontradas no vulcanismo Serra Geral (em Torres, São Sebastião do Caí e Feliz), enquanto que outras feições ficaram restritas a um derrame ou mesmo a um afloramento. Isto ocorre porque a interação vulcano-sedimentar se deu sob condições distintas em cada um dos casos. Além da marcante diferença de idade entre os eventos Rodeio Velho (*c.a.* 470 Ma) e Serra Geral (*c.a.* 130 Ma) que, do ponto de vista do estudo das interações vulcano-sedimentares é irrelevante, existem ainda diferenças quanto ao estado do sedimento e o tipo e posicionamento do magma.

No afloramento da barragem do Arroio Carajá são encontradas estrias de fluxo, diques clásticos de preenchimento, xenólitos e apófises. No Passo do Moinho, xenólitos e um dique clástico remanescente. Em Torres, são encontradas estrias de fluxo, diques clástico de preenchimento e de injeção e peperito de frente de derrame e de injeção. O afloramento de São Sebastião do Caí apresenta diques clásticos e peperito de injeção e o de Feliz, estrias de fluxo, marcas em crescente, apófises e formas de leito frágeis preservadas.

As rochas do Magmatismo Rodeio Velho no Arroio Carajá colocaram-se tanto como derrame quanto como intrusão rasa. No Vulcanismo Serra Geral, temos na maior parte derrames, com a presença de intrusões rasas apenas no afloramento de Feliz. Quanto ao estado de litificação dos sedimentos, podem ocorrer feições de interação

entre intrusões e sedimento coeso no Arroio Carajá (Magmatismo Rodeio Velho) e Feliz (Vulcanismo Serra Geral) e entre derrames e sedimento inconsolidado no Arroio Carajá e Passo do Moinho (Magmatismo Rodeio Velho) e em Torres, São Sebastião do Caí e Feliz (Vulcanismo Serra Geral).

7.1. Modo de posicionamento do magma: intrusão *versus* derrame

Feições geradas pela interação de intrusões com sedimentos podem ser utilizadas na investigação das do modo de posicionamento do magma que lhe deu origem. Algumas das feições de interação vulcano-sedimentar podem servir como indicadores precisos de intrusões ou de derrames.

Desta forma, temos que a presença de estrias de fluxo, marcas em crescente e impressões de fluxo apontam indiscutivelmente para um derrame, enquanto que a presença de apófises indica tratar-se de intrusão.

A presença de xenólitos de sedimento dentro do corpo ígneo não diferencia precisamente um derrame de uma intrusão, na medida em que esta feição pode ocorrer nos dois casos, com um processo um pouco diferente para cada. No caso de xenólitos em intrusões (Arroio Carajá), estes xenólitos são placas do sedimento originalmente sotoposto que se descolam e alojam-se na intrusão. No caso de derrames, quando estes fluem sobre sedimento coeso, é possível que a tração de base do derrame arranque e arraste pedaços do sedimento subjacente.

A formação de peperitos também não é feição diagnóstica do modo de posicionamento do corpo ígneo. Ainda que não tenha sido observado dentro das áreas de estudo, são comuns na literatura casos de formação de peperito ao longo das margens de intrusões (Kano 2002; Martin & White 2002; Coira & Pérez 2002).

O processo de injeção de sedimento para dentro do corpo ígneo foi observado somente em derrames, contudo isto não exclui a possibilidade de formação de peperito e dique clástico de injeção dentro de uma intrusão, uma vez que este processo pode repetir-se também nas bordas de um corpo epizonal que atravessasse sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados.

Os peperitos de frente de derrame, como o próprio nome sugere, indica uma colocação vulcânica para o magma que o gerou. Contudo, não servem como feição diagnóstica, uma vez que, para poder classificar um peperito como tal, é necessário conhecer a relação deste com um corpo comprovadamente vulcânico. Ou seja, neste

caso somente é possível o diagnóstico no sentido inverso, o posicionamento do corpo indicando a característica do peperito.

7. 1. 1. TIPO DE DERRAME: *aa* versus *pahoehoe*

Contudo, o processo de formação dos peperitos de frente de derrame, por auto-fragmentação do derrame durante seu fluxo, serve como indicador da plasticidade do derrame. Ou seja, é necessário que o derrame já se encontre parcialmente resfriado, para que torne-se rúptil e forme os clastos do peperito. Assim, é possível saber que, no caso de derrames extremamente fluidos como os do Vulcanismo Serra Geral, peperitos de frente de derrame somente se formam quando o derrame passa de um comportamento tipo *pahoehoe* para um *aa*, o que ocorre a alguma distância da fonte emissora de lava. Desta forma, a presença de peperito de frente de derrame é indicativa de derrames tipo *aa*. Da mesma forma, os processos de injeção também devem ocorrer com o derrame já mais resfriado pois, com o aumento da viscosidade dado pelo resfriamento, aumenta-se também a espessura do derrame, favorecendo os processos que dependem da força de tração na sua base.

Por outro lado, a preservação de formas de leito frágeis e a presença de estrias e marcas de fluxo e marcas em crescente indicam um derrame extremamente fluido, ainda num regime tipo *pahoehoe*, e portanto mais próximo a fonte emissora que o derrame no momento em que este forma peperito de frente de derrame. É importante ressaltar que um mesmo derrame pode comportar-se ora como *pahoehoe*, ora como *aa*, conforme se dá seu resfriamento gradual, ainda durante o fluxo. Assim, é possível que um mesmo derrame gere estrias de fluxo e peperito de frente de derrame. Neste caso, o peperito será encontrado a uma maior distância da fonte emissora da lava que as estrias de fluxo. Isto ocorre no caso de Torres, onde o mesmo derrame que formou as estrias de fluxo no ponto 12 (Morro das Cabras) é o responsável pela formação de peperito em vários outros pontos.

7. 2. Estado do sedimento: litificado, coeso ou inconsolidado

Da mesma forma que as feições de interação vulcano-sedimentar podem servir como diagnóstico da colocação do magma, podem também dar indicações quanto ao grau de litificação do sedimento que interage com este.

Feições como estrias de fluxo, marcas em crescente, impressões de fluxo e

formas de leito frágeis preservadas somente ocorrem quando o derrame flui sobre sedimento inconsolidado. Importante notar que o derrame que gera tais feições é ainda extremamente fluido e não muito espesso, pois a tração em sua base é pouca e a remobilização de sedimento é quase inexpressiva. Dessa forma é impossível pensar em tal derrame interagindo com um substrato parcialmente litificado. Por tratar-se da porção mais superficial do sedimento, é difícil concebê-lo coeso sem um processo diagenético completo. No caso da preservação das formas de leito, poder-se-ia esperar que uma total litificação do sedimento favorecesse este processo. Entretanto, as formas de leito em questão são justamente aquelas com baixo poder de preservação, como o caso das dunas do deserto de Botucatu e *ripples* no seu dorso. Sem o afogamento destas formas de leito pelos derrames, elas não teriam sido preservadas no registro geológico. Portanto, fica claro que elas se perderiam antes do processo diagenético, sendo sua preservação somente possível quando “fossilizadas” por um derrame.

A feição de interação vulcano-sedimentar que mais denota inconsolidação do sedimento na sua formação é o dique clástico de preenchimento. Isto porque não somente o sedimento encontra-se inconsolidado, como também migrando sobre a rocha que alojará o dique. Na verdade, esta feição de interação vulcano-sedimentar apresenta uma particularidade, no sentido em que não se trata de um magma interagindo com os sedimentos que se encontravam depositados, mas o contrário. Trata-se de uma feição em que o sedimento migrando interage com qualquer espaço vazio do substrato. Assim, isto é muito comum em ambientes vulcano-sedimentares, onde derrames que desenvolvem disjunção por resfriamento são recobertos por sedimento.

Por outro lado, esta talvez seja a única feição que não exige a contemporaneidade do evento ígneo com a deposição sedimentar, uma vez que o derrame pode ficar exposto por um período de tempo relativamente longo antes de ser recoberto por sedimento. Contudo, levando-se em consideração o caso específico do Vulcanismo Serra Geral, sabe-se que o intervalo entre os diferentes derrames é curto o suficiente para comprovar esta contemporaneidade por meio de diques clásticos de preenchimento. No caso do Passo do Moinho, o grande dique clástico descrito talvez não mereça esta nomenclatura, utilizada especialmente por causa de sua forma. Na verdade, por ser um relicto do sedimento que ali se encontrava, pode ser considerado um xenólito.

A formação de peperitos em geral pode dar-se em condições de sedimento

inconsolidado ou parcialmente consolidado, de acordo com a própria definição de peperito de White *et al.* (2000) (ver capítulo 2, pg. 24). Entretanto, existem vários tipos de peperito, de acordo com seu mecanismo de formação. O Anexo B apresenta a formação de quatro tipos de peperito, dois deles com base em dados de Torres e dois com dados da Bacia de Etendeka, na Namíbia, no mesmo intervalo estratigráfico.

Os peperitos de frente de derrame e de injeção pressupõem uma interação com sedimento inconsolidado, a fim de que este possa se misturar completamente com os clastos gerados no processo ígneo, ou para que possa comportar-se de maneira fluida e ser injetado no derrame, respectivamente. No caso de um derrame com capacidade de tração suficiente para a remobilização do sedimento e formação de peperito de frente de derrame que, contudo, encontra em seu caminho sedimentos já coesos, o que ocorre é o arranque de pedaços do sedimento do substrato, que vão comportar-se dentro da lava como xenólitos, conforme o que é visto no afloramento do Passo do Moinho.

A formação de xenólitos ao longo da borda de um corpo intrusivo epizonal é, da mesma forma, diagnóstico de interação desta intrusão com sedimentos já bastante coesos ou quase totalmente litificados. Neste caso, quanto mais avançado o processo diagenético, maior a tendência dos xenólitos de apresentarem bordas angulosas, pois mais frágil é seu regime de ruptura.

A formação de apófises ígneas em um corpo sedimentar sobreposto é passível de ocorrer praticamente sob qualquer condição do sedimento encaixante. Entretanto, diferenças no resultado final destas apófises podem indicar o grau de litificação. Intrusões em sedimento completamente litificado preservam a estrutura interna do sedimento, mas costumam apresentar formas angulares, pois se colocam somente por meio de fraturas. Ao contrário, intrusões em sedimento ainda inconsolidado tendem a adquirir formas lobadas, mas costumam apagar a estrutura interna do sedimento, como no caso do afloramento de Feliz. As apófises encontradas no Arroio Carajá indicam um sedimento em processo de litificação, sem comportamento rúptil, pois as formas de intrusão encontradas são lobadas, mas com uma coesão suficiente para que a estrutura interna permaneça em parte preservada e deformada.

A tabela 7.1 apresenta um resumo das feições de interação vulcano-sedimentar trabalhadas nas áreas do Arroio Carajá, Passo do Moinho, Torres, São Sebastião do Caí e Feliz, correlacionando-as às condições de colocação do corpo ígneo e ao grau de litificação do sedimento no momento da interação.

Tabela 7.1- síntese das relações entre as diversas feições de interação vulcano-sedimentar que ocorrem em cada uma das áreas de estudo e o que cada uma destas feições diz sobre o evento que lhe deu origem

Feição	Colocação do corpo ígneo	Sedimento	Ocorrência
Xenólitos	Intrusão ou derrame	Coeso ou litificado	Arroio Carajá (intrusão), Passo do Moinho (derrame)
Apófises	Intrusão	Inconsolidado, coeso ou litificado	Arroio Carajá, Feliz
Preservação de formas de leito frágeis			Feliz
Estrias de fluxo	Derrame <i>pahoehoe</i>	Inconsolidado	Arroio Carajá, Torres, Feliz
Marcas em crescente			Arroio Carajá, Feliz
Impressões de fluxo			Arroio Carajá
Peperito e dique clástico de injeção	Derrame ou intrusão	Inconsolidado	Torres, São Sebastião do Caí
Peperito de frente de derrame	Derrame <i>aa</i>	Inconsolidado	Torres, São Sebastião do Caí
Dique clástico de preenchimento	Rocha resfriada	Migração de sedimento	Arroio Carajá, Passo do Moinho, Torres

7. 3. Outras influências nas feições de interação vulcano-sedimentar

Outra aplicação das interações vulcano-sedimentares diz respeito ao diagnóstico do próprio ambiente sedimentar em que ocorre. O momento em que esta interação mais claramente trás contribuições é na preservação de formas de leito, o que guarda no registro geológico informações que normalmente seriam apagadas. Outra informação de grande valor neste sentido que pode advir do estudo das feições de interação vulcano-sedimentar diz respeito a presença de água superficial no sedimento. Um derrame ou intrusão rasa, ainda não resfriado, quando em contato com água ou sedimento saturado, gera uma série de feições de explosão hidromagmática não registradas em nenhuma das áreas de trabalho. Assim, a presença de tais feições indica a presença de água no momento da interação, enquanto que sua ausência indica da mesma forma a ausência de água.

As implicações das diferenças do tipo de magma envolvido na interação com o sedimento ainda não são suficientemente claras. O Magmatismo Rodeio Velho é um evento alcalino (Almeida *et al.*, 1993) enquanto que o Vulcanismo Serra Geral é do tipo toleítico (Roisenberg & Viero, 2000). Um magma alcalino tem por característica um comportamento mais plástico que um toleítico (este mais fluido). Entretanto, como um

derrame do tipo *pahoehoe* pode evoluir para um derrame tipo *aa* isto não serve como critério de distinção entre o tipo químico do derrame. Além disso, as feições de interação vulcano-sedimentar presentes no Arroio Carajá sugerem um comportamento do tipo *pahoehoe*, sugerindo que as diferenças de reologia ocasionadas pelas diferenças geoquímicas entre os magmas do Magmatismo Rodeio Velho e do Vulcanismo Serra Geral são muito pequenas.

Outro fator que deveria influenciar na reologia do magma é seu conteúdo de voláteis. As análises petrográficas mostram que o Magmatismo Rodeio Velho apresentava um conteúdo de voláteis significativamente mais elevado que o Vulcanismo Serra Geral. Com maior tendência a um vulcanismo explosivo, era esperado que isto favorecesse a formação de peperitos associados ao Magmatismo Rodeio Velho. Entretanto, isto não foi notado nas áreas de trabalho, onde o Magmatismo Rodeio Velho não ocorre como rocha piroclástica. Contudo, ocorrências de peperito associado ao Magmatismo Rodeio Velho foram descritas por Sander *et al.* (2005), sugerindo que a ausência de peperitos associados ao Magmatismo Rodeio Velho na área de estudo seja apenas circunstancial.

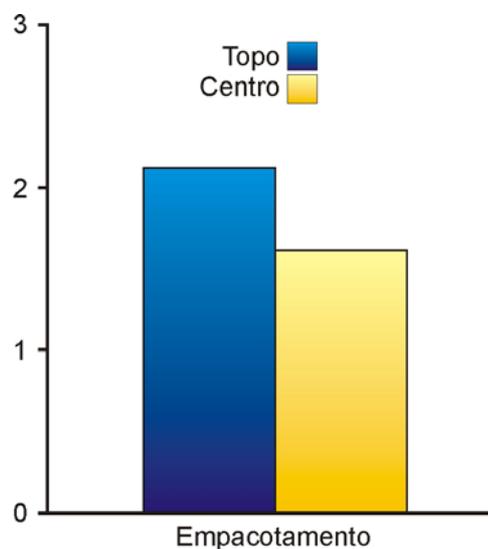


Figura 7.1- comparação do empacotamento no topo e no centro da camada de arenito no Arroio Carajá

7.4. Características petrográficas em interações vulcano-sedimentares

Os capítulos anteriores mostram a descrição das rochas sedimentares em associação com rochas vulcânicas, entretanto, ainda restam algumas discussões quanto aos dados obtidos na análise petrográfica da matriz do peperito, do preenchimento dos diques clásticos e dos níveis de arenito presentes nas áreas em questão.

No Arroio Carajá (Magmatismo Rodeio Velho) é possível perceber uma variação no empacotamento do arenito do topo para o centro da camada (Figura 7.1). O espaço intergranular reduzido no topo, logo abaixo do derrame sugere um efeito de sobrepressão, provocando uma aproximação prematura dos grãos ainda durante a eodíagenese e com o sedimento ainda em estado plástico (inconsolidado).

Da mesma forma, comparando-se a porosidade e o cimento no topo e na base do arenito (Figura 7.2) é possível perceber uma maior precipitação de cimento na base, indicando uma provável origem em RV2 para o fluido cimentante, com uma percolação de fluidos mais intensa na base do arenito (em contato com RV2).

Em Torres, a circulação de fluido mais intensificada na borda dos corpos de arenito é clara no caso das amostras T 08-01 e T 08-02, que correspondem à borda e o centro de um dique clástico de preenchimento de cerca de 20 centímetros de espessura no Morro das Furnas, em Torres. Esta característica está representada na maior abundância de cimento na amostra que representa a borda do dique, em relação ao centro (Figura 7.3).

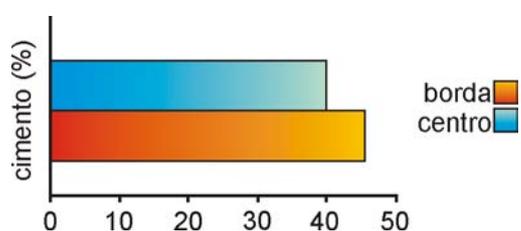


Figura 7.3- comparação entre as quantidades de cimento na borda e no centro de um dique clástico de preenchimento em Torres.

Em Torres não foi percebido o mesmo efeito de sobrepressão que ocorre no Arroio Carajá, uma vez que o empacotamento não varia dentro das lentes de arenito. Entretanto, percebe-se uma relação entre a presença de cimento de carbonato e a associação do arenito ao

derrame: a cimentação por carbonato está condicionada a interação do sedimento com o derrame quente. Esta questão ainda deve ser melhor analisada, com uma amostragem mais densa nos litotipos em questão. Assim, percebe-se que o cimento de carbonato só está presente na matriz dos peperitos (amostras T 02-0a, T 02-01b e T 09-04b) e no topo das lentes de arenito (amostras T 04-01 e T 12-01), quando estas são sobrepostas por derrames. Nos casos dos diques clásticos de preenchimento (amostras T 08-01, T 08-02 e Tg 10-A1), formados após o resfriamento, e na base das lentes de arenito (amostra Tg 12A) não há cimentação por carbonato.

As amostras de sedimento analisadas para

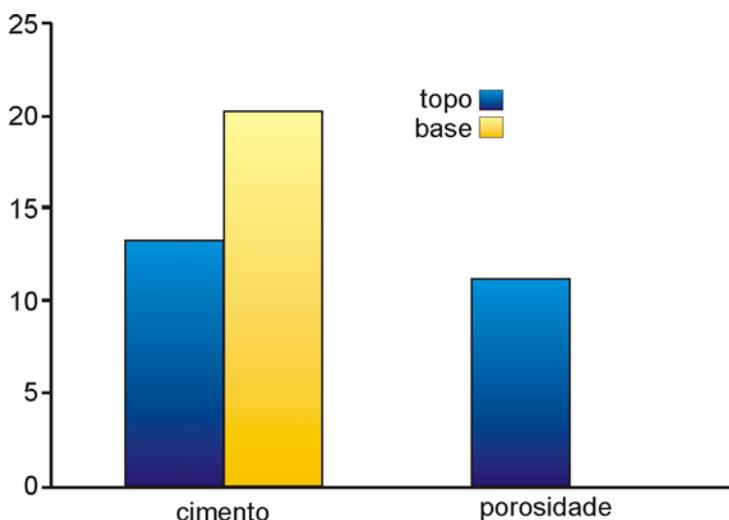


Figura 7.2- comparação da porosidade e cimento no topo e base da camada de arenito do Arroio Carajá

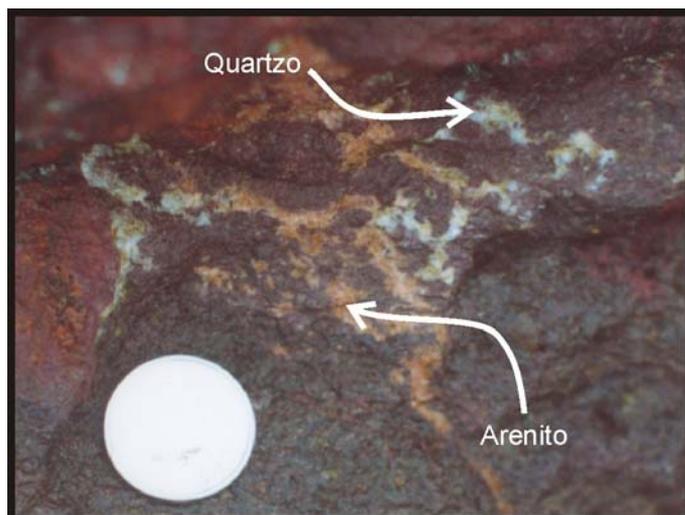


Figura 7.4- dissolução e recristalização de quartzo na matriz de peperito de injeção

Torres apresentam uma sucessão de fases de cimentação, iniciando por óxido de ferro, seguido por sílica e carbonato de cálcio. A fase do carbonato pode mostrar contribuições de ferro sob a forma de siderita. Sugere-se que a primeira fase (óxido de ferro) represente o ambiente oxidante sob o qual as areias eólicas estavam sendo depositadas. A segunda fase

(sílica) pode ser proveniente do próprio vulcanismo que solubiliza sílica dos arenitos subjacentes ao serem atravessados pelo magma basáltico. A fase carbonática está relacionada aos fluidos do derrame, sendo que o ferro da siderita pode ser uma remobilização da primeira fase de cimentação ou pode ser proveniente do próprio derrame, toleítico, rico em cálcio e ferro.

Uma das características mais interessantes observadas nas amostras de Torres é a ausência quase total de recristalização de quartzo. A figura 7.4 mostra um dos raros casos onde houve recristalização de quartzo, em uma porção de arenito na matriz de um peperito de injeção. O peperito de injeção é o caso em que a areia é submetida às mais altas temperaturas e por maior duração de tempo, em relação às demais interações vulcano-sedimentares.

No topo dos arenitos que são sobrepostos por derrames existe uma faixa de cerca de um centímetro de espessura onde o arenito está mais endurecido e apresenta uma coloração ligeiramente mais avermelhada e escura. Entretanto, isto aparentemente é apenas resultado de uma mais intensa concentração de cimento de óxido de ferro. Por haver entrado em contato com o derrame ainda fluido, era esperado que houvesse algum tipo de recristalização do quartzo que compõe a areia, contudo, isto não ocorre.

Também na matriz do peperito de frente de derrame, que está associado a um derrame tipo *aa*, mais frio que no caso do peperito de injeção, não ocorre nenhuma feição de recristalização do quartzo. A figura 7.5 mostra o arenito em associação com componentes ígneos em diversas situações. Apenas no caso dos peperitos de injeção é

possível a ocorrência de fusão do quartzo da matriz e, mesmo nestas condições, nem sempre isto ocorre. Nas figuras 7.5a e 7.5c, os clastos ígneos presentes são bastante angulares, sugerindo uma fragmentação a mais baixas temperaturas, o que não favoreceria a recristalização do quartzo. Entretanto, a figura 7.5b mostra um clasto vulcânico com margem bastante fluidal e, mesmo neste caso, não há fusão e recristalização do quartzo.

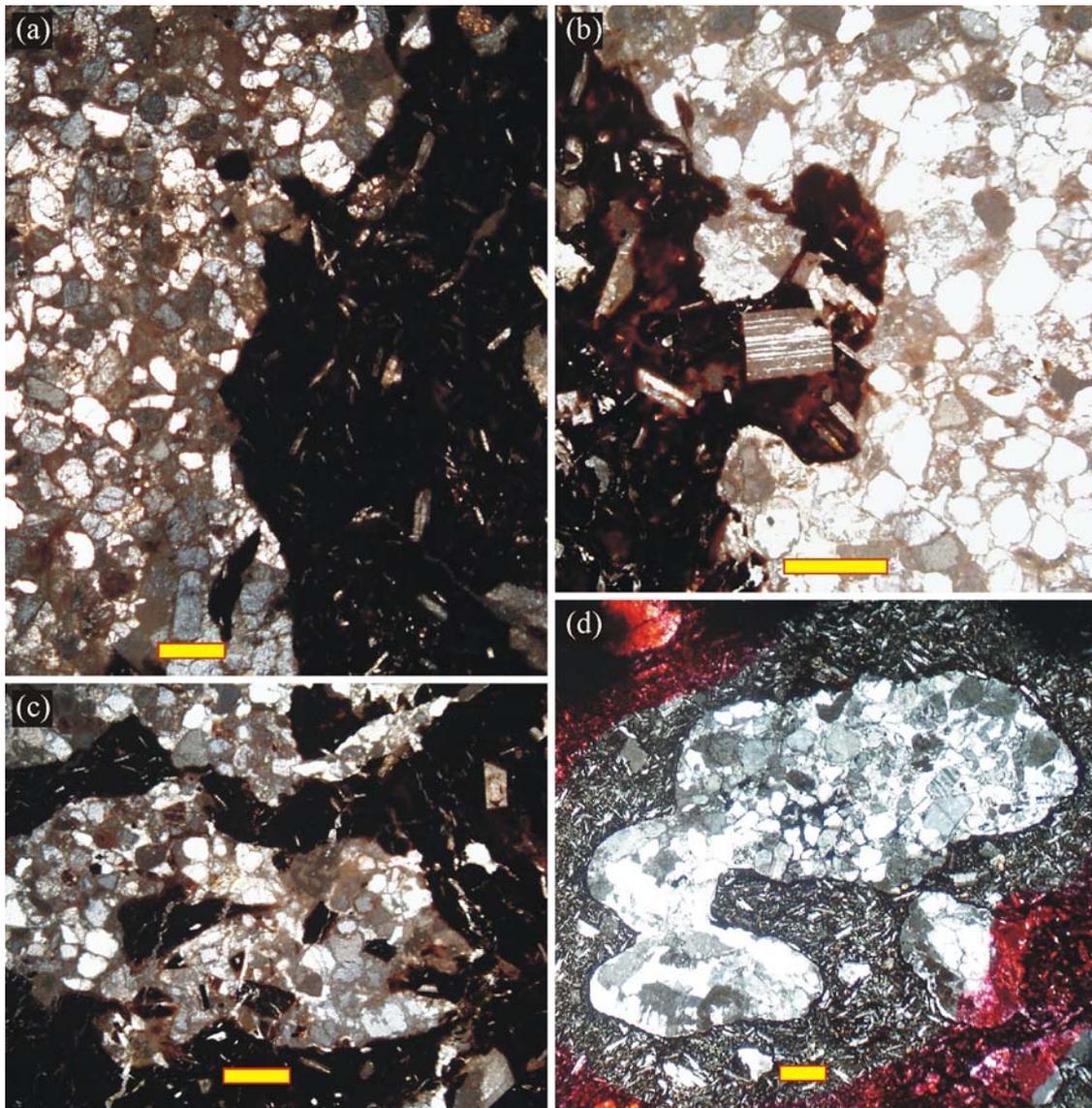


Figura 7.5- matriz de peperitos em contato com clastos ígneos. (a)- matriz em contato com clasto angular em peperito de frente de derrame; (b)- matriz em contato com clasto fluidal em peperito de frente de derrame; (c)- concentração de matriz parcialmente recristalizada em peperito de injeção; (d)- concentração de matriz em peperito de injeção. A barra amarela tem 0,5 cm de largura.

8. CONCLUSÕES

A maior aplicação do estudo das interações vulcano-sedimentares é na estratigrafia de bacias sedimentares que registram também eventos vulcânicos. Nestes casos, os eventos vulcânicos podem ser utilizados na datação dos pacotes sedimentares, desde que as relações temporais entre as rochas vulcânicas e sedimentares sejam compreendidas. Assim, um nível de rocha vulcânica, que pode ser datado absolutamente por radiometria, sendo anterior ou posterior à rocha sedimentar, pode fornecer a idade máxima ou mínima desta.

Por outro lado, de ainda maior utilidade estratigráfica, é o conhecimento de um evento vulcânico contemporâneo à sedimentação. Por isto, as feições de interação vulcano-sedimentares podem trazer uma contribuição ainda maior ao estudo estratigráfico.

A figura 8.1 mostra os processos de formação de cada uma das feições de interação vulcano-sedimentar analisadas neste estudo. Optou-se pela ilustração em um ambiente sedimentar eólico, pois é o que mais facilmente gera as feições estudadas. Entretanto, foi necessário introduzir a presença de água para que parte dos sedimentos estivessem coesos, gerando feições similares às do Passo do Moinho.

Na figura 8.1, o tempo 1 (T1) representa um derrame ainda bastante fluido, tipo *pahoehoe*; no tempo 2 (T2), o derrame inicia seu resfriamento, mudando para um derrame do tipo *aa*; no tempo 3 (T3) o derrame já se encontra completamente resfriado.

Em T1, o derrame não é capaz de remobilizar grandes volumes de sedimento, sendo capaz apenas de gerar as estrias de fluxo, impressões de lava em corda e marcas em crescente. A intrusão que alimenta este derrame apresenta suas paredes irregulares, pois está encaixada em sedimentos inconsolidados.

Em T2, o derrame torna-se mais espesso e pesado, se autofragmentando na frente e remobilizando grandes quantidades de sedimento. Seu próprio esforço de tração faz com que o sedimento remobilizado se misture aos clastos ígneos, formando o peperito de frente de derrame. Também os esforços de tração na base do derrame são os responsáveis pela injeção de sedimento derrame adentro, primeiro por meio de fraturas, formando dique clástico de injeção e, em seguida, misturando-se ao derrame, formando peperito de injeção. Ao cobrir parte do dorso da duna maior, o derrame é capaz de preservar estruturas do tipo *ripple*. O *sill* formado a partir da intrusão maior também possui as margens irregulares, com apófises.

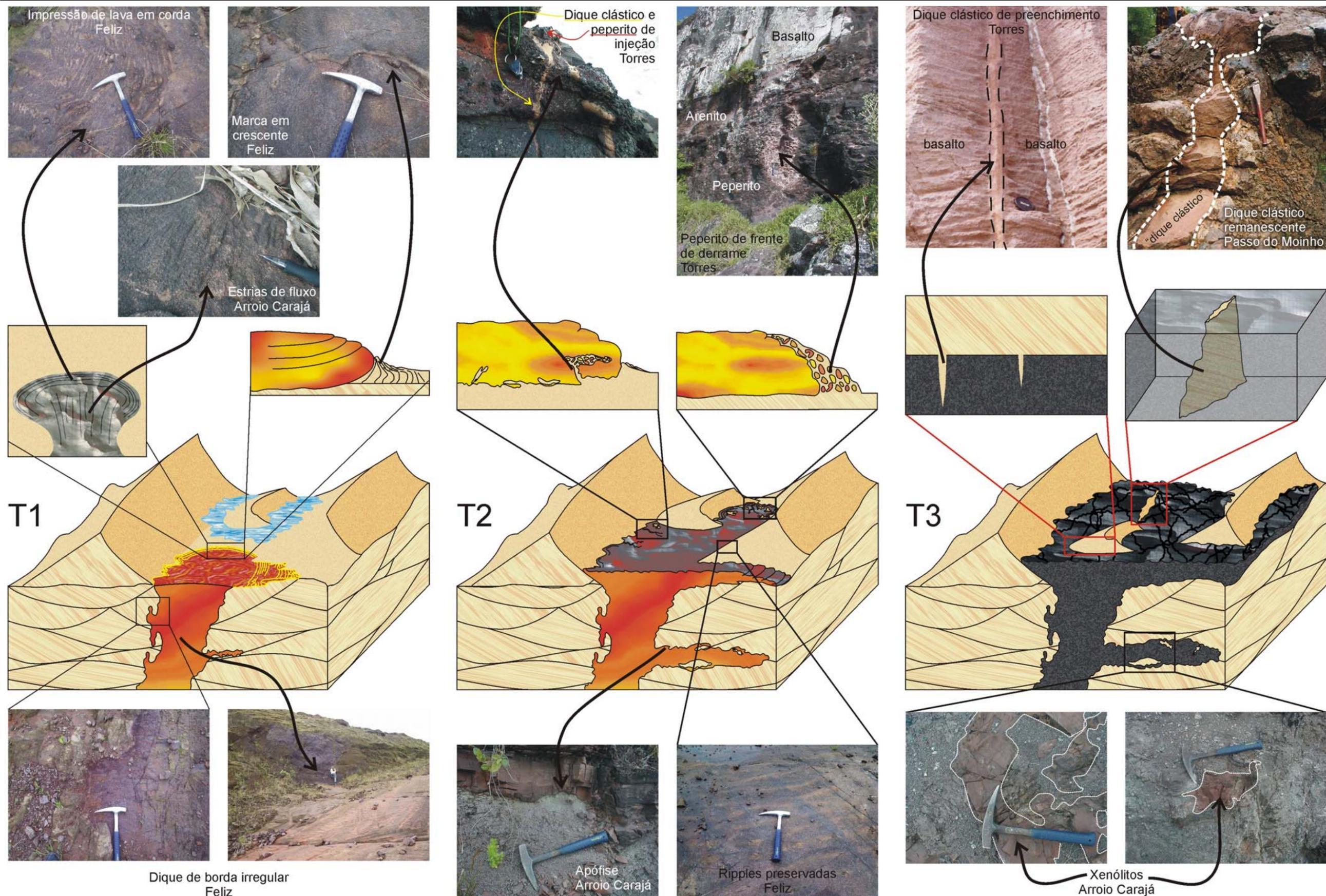


Figura 8.1- formação das diversas feições de interação vulcano-sedimentar em três tempos: T1, derrame tipo *pahoehoe*; T2, derrame tipo *aa*; e T3, derrame resfriado

Em T3 o sedimento volta a migrar, sobre um derrame resfriado. As disjunções de resfriamento são preenchidas por este sedimento, formando os diques clásticos de preenchimento. A duna pequena que aparecia em T1 e T2 foi quase totalmente erodida, restando apenas uma pequena porção de orientação vertical, perpendicular à direção do fluxo da lava, apresentando uma aparência enganosa de dique clástico, como no Passo do Moinho. Ao longo da borda do *sill*, ocorrem xenólitos, rotacionados ou em sua orientação original, mas que mantêm sua estruturação interna.

Assim, algumas das feições de interação vulcano-sedimentar não representam exatamente uma contemporaneidade entre atividade ígnea e sedimentação. Entre estas feições, temos os xenólitos e as apófises, que resultam de uma intrusão em sedimentos que podem estar depositados já há algum tempo. Também os diques clásticos de preenchimento podem ser formados em qualquer momento após um derrame e não há como determinar quanto tempo transcorreu entre o derrame e a sedimentação que o recobriu, responsável pela geração do dique clástico de preenchimento. Mesmo assim, espera-se curtos intervalos de tempo, ou uma quase contemporaneidade entre os eventos, permitindo a definição de idades máximas e mínimas com razoável precisão.

O restante das feições de interação vulcano-sedimentares denota claramente a contemporaneidade entre o vulcanismo e a sedimentação, amarrando-os temporalmente, e permitindo uma datação precisa da sedimentação ao determinar-se isotopicamente a idade do derrame. Estas feições indicam tal contemporaneidade por terem sua gênese ligada à disponibilidade de sedimentos ainda totalmente inconsolidados.

Assim, as feições que indicam indubitavelmente uma relação de contemporaneidade entre o sedimento e a rocha ígnea e podem ser prontamente utilizadas como ferramenta estratigráfica são:

- ↳ estrias de fluxo;
 - ↳ impressões de lava em corda;
 - ↳ marcas em crescente;
 - ↳ peperitos de frente de derrame;
 - ↳ peperitos de injeção
 - ↳ diques clásticos de injeção
-

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, D. Del P.M. de, Paim, P.S., Vieira, N. 1993. Caracterização Petrográfica e Geoquímica do Vulcanismo Eo-Paleozóico das Bacias de Camaquã e Santa Bárbara (RS). *Acta Geológica Leopoldensia*, **16** (37):145-185
- Almeida, D. del P.M., Hansen, M.A.F., Fensterseifer, H.C., Lima, L. de, Zerfass, H. 1998. Una caldera del proterozoico superior y cuatro conos volcánicos: petrografia y geoquímica – Cuenca de Camaquã, RS – Brasil. In: Congresso Latino Americano de Geología, 10, Buenos Aires, *Anais*, **2**: 177-182
- Almeida, D. del P.M.; Lopes, R.C.; Lima, L.; Gomes, C.H. 2000. Petrography and Geochemistry of the Volcanic Rocks of the Rodeio Velho Member, Ordovician of the Camaquã Basin (RS-Brazil): Preliminary Results. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (4): 23-34
- Almeida, D.P.M., Hansen, M.A.F., Fensterseifer, H.C., Petry, K., and Lima, L. 2003a Petrology of a subduction-related caldera and post-collisional, extension-related volcanic cones from the Early Cambrian and Middle Ordovician (?) of the Camaquã Basin, southern Brazil. *Gondwana Research*, **6** (3):541-552
- Almeida, D. del P.M.; Zerfass, H.; Basei, M.A.; Lopes, R.C. 2003b. Eventos vulcânicos na Bacia do Camaquã, RS: o vulcanismo neoproterozoico III Acampamento Velho e o magmatismo meso-ordoviciano (?) Rodeio Velho. In: RONCHI, L.H. & ALTHOFF, F.J. (eds.) *Caracterização e modelamento de depósitos minerais*. São Leopoldo, UNISINOS. 335 – 360
- Andreis, R.R., Bossi, G.E., Montardo, D.K. 1980. O grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Rio de Janeiro, *Anais*, **2**: 659-673
- Bortoluzzi, C.A. 1974. Contribuição à geologia da região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, **4**(1): 7-86
- Borba, A.W., Mizusaki, A.M.P. 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**: 365-380.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: HOLZ, M. & De ROS, L.F. (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/ UFRGS, 03-44
- Coira, B.; Pérez, B. 2002. Peperitic textures of Ordovician dacitic synsedimentary intrusions in Argentina's Puna Highland: clues to emplacement conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114** (1-2): 231-249.
- Faccini, U.F. 1989. *O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 121 p.
- Fambrini, G.L. (1998) *O Grupo Camaquã (transição Proterozóico-Fanerozóico) na região das Minas do Camaquã, RS: análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes*. Departamento de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado.
- Fodor, R.V. 1987. Low- and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source. *Earth and Planetary Science Letters*, **84**: 423-430.
-

-
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Filho, W.F. da S., Fambrini, G.L., Machado, R.; Riccomini, C., Almeida, R.P. de, Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L. 1999. Significado Tectônico do Magmatismo Rodeio Velho no Rift Guaritas (Eopaleozóico do Rio Grande do Sul, Brasil). In: UFRGS, Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Gramado, *Boletim de Resumos*, 16
- Gordon Jr., M. 1947. Classification of the gondwanic rocks of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul. In: *Notas Preliminares e Estudos*, DNPM, Div. Geol. Min. **38**: 1-19
- Goto, Y. & McPhie, J. 1998. Endogenous growth of a Miocene submarine dacite cryptodome, Rebun Island, Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **84**: 273-286
- Hanson, R.E. & Hargrove, U.S. 1999. Processes of magma/wet sediment interaction in a large-scale Jurassic andesitic peperite complex, northern Sierra Nevada, California. *Bulletin of Volcanology*, **60**: 610-626
- Hanson, R.E. & Wilson, T.J. 1993. Large-scale rhyolitic peperites (Jurassic, southern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **54**: 247-264
- Hartmann, L.A., Silva, L.C. da, Remus, M.V.D., Leite, A.D.; Philipp, R.P. 1998. Evolução Geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. In: Congresso Uruguayo de Geologia, 2, Punta del Este, *Anais*, 277-284
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M., Peate, D.W., Regelous, M., Rogers, N.W. 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: *Magmatism and the causes of continental break-up*, Geological Society Special Publication, **68**: 221-240
- Heemann, R., Strieder, A.J. 2000. Interaction features between Serra Geral Formation lava flows and Botucatu Formation sandstones (Salto do Jacuí, RS, Brazil). In: SBG, Congresso Internacional de Geologia, 30, Rio de Janeiro, 2000. *Anais Digitais*
- Jerram, D.A. & Stollhofen, H. 2002. Lava-sediment interaction in desert settings: are peperite-like textures the result of magma-water interaction?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114** (1-2): 231-249
- Jerram, D.A., Mountney, N., Holzförster, F., Stollhofen, H. 1999. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. *Journal of Geodynamics*, **28**: 393-418
- Kano, K. 2002. Middle Miocene volcanoclastic dykes at Kukedo, Shimane Peninsula, SW Japan: fluidization of volcanoclastic beds by emplacement of syn-volcanic andesitic dykes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114** (1-2): 231-249
- Kious, W.J. & Tilling, R.I., This dynamic Earth: the story of plate tectonics [online] disponível na Internet via WWW. URL: <http://pubs.usgs.gov/publications/text/continents.html>. Arquivo capturado em 27 de outubro de 2003.
- Lima, E.F., Liz, J.D., Sommer, C.A., Mallmann, G., Borba, A.W., Gonçalves, C.R.H., and Wildner, W. 2002 Membro Rodeio Velho da Bacia do Camaquã, RS: identificação de estruturas vulcânicas Ordovicianas. In: UFPA, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, *Boletim de Resumos*, 99
- Lopes, R.C., Wildner, W., Sander, A., Camozzato, E. 1999. Alogrupos Guaritas: aspectos gerais e considerações sobre o posicionamento do Vulcanismo Rodeio Velho (encerramento do Ciclo Brasíliano ou instalação da Bacia do Paraná?). In: UFRGS, Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Gramado, *Boletim de Resumos*, 17
-

-
- Mantovani, M.S.M., Cordani, U.G., Roisenberg, A., 1985. Geoquímica isotópica em rochas vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**: 61-65
- Martin, U.; White, J.D.L., 2002. Melting and mingling of phonolitic pumice deposits with intruding dykes: an example from Otago Peninsula, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114** (1-2): 231-249
- Milani, E.J. 2000. Geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a evolução geológica da Bacia do Paraná. In: HOLZ, M. & De ROS, L.F. (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/ UFRGS, 275-302
- Milani, E.J., Faccini, U.F., Scherer, C.M., Araújo, L.M., Cupertino, J.A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. In: *Boletim de Geociências da USP, Série Científica*, **29**: 125-173
- Mountney, N., Howell, J., Flint, S., Jerram, D. 1999. Climate, sediment supply and tectonics as control on the deposition and preservation of the Aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *Journal of Geological Society*, **156**: 771-777.
- Netto, R.G., Paim, P.S.G., Rosa, C.L.M. 1992. Informe preliminar sobre a ocorrência de traços fósseis nos sedimentitos das bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In: Workshop sobre as bacias molássicas brasileiras, 1, *Anais*, 90-96.
- Northfleet, A.A., Medeiros, R.A., Muhlmann, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. In: *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, **12**(3): 291-346.
- Paim P.S.G. 1994. *Depositional Systems and Paleogeographical Evolution of the Camaquã and Santa Bárbara Basins, Brazil*. University of Oxford, Tese de Doutorado, 277 p.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/ UFRGS, 231-274
- Paim, P.S.G., Lopes, R.C., 1999. Geologia da região das Minas do Camaquã. In: Ronchi, L.H. & Lobato, A.O.C. (eds.) *Minas do Camaquã*. São Leopoldo, UNISINOS, 111-132
- Petry, K. 2003. *O Vulcanismo Serra Geral em Torres, RS: feições de interação vulcano-sedimentares*. Curso de Graduação em Geologia, UNISINOS, Trabalho de Conclusão de Curso, 60 p.
- Petry, K., Almeida, D. del P.M. de, Zeffass, H., Danieli, C. 2002. Dinâmica da interação de lavas e areias – Formação Serra Geral – Torres, RS, Brasil. In: UFPA, Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, *Boletim de Resumos*, 63.
- Petry, K., Almeida, D. del P.M. de; Zeffass, H. 2003. O vulcanismo Serra Geral na região de Torres, Rio Grande do Sul: um modelo para interação de lavas e areias. In: UNISINOS, Mostra de Iniciação Científica, 2, São Leopoldo, *Boletim de Resumos Digital*
- Petry, K., Almeida, D. del P.M., Zeffass, H. 2004. Volcanic sedimentary features formed during a cycle of events in the Serra Geral Formation, Paraná Basin: a study case from Torres, south Brazil. In: IAVCEI, General Assembly, Pucón, *Boletim de Resumos Digital*
- Piccirillo, E.M., Comin-Chiaromonti, P., Bellieni, G., Civetta, L., Marques, L.S., Melfi, A.J., Petrini, R., Raposo, M.I.B., Stolfá, D. 1988. Petrogenetic aspects of continental flood basalt rhyolite suites from the Paraná Basin (Brazil). In: Piccirillo, E.M.; Melfi, A.J. (eds.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, Universidade de São Paulo – Instituto Astronômico e Geofísico, 179-206
-

-
- Remus, M.D.V., McNaughton, M.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R. (1999). Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constrains on timing and sources. *Journal of South America Earth Sciences*, **12**: 349-366
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prevot, M., Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, **258**: 975-979
- Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo F^o, P.M., Tessari, R.L. 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. In: *DNPM, Divisão de Fomento da Produção Mineral*, **127**: 232p.
- Robertson, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. In: *IG-UFRGS, Notas e Estudos*, **1 (2)**: 41-54.
- Roisenberg, A., Viero, A.P. 2000. O vulcanismo mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, 335-354
- Rosa, C.L.M. 1999. *Interação organismo/sedimento nos depósitos do Alogruppo Santa Bárbara*. PPGeo, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Dissertação de Mestrado.
- Sander, A., Toniolo, J.A., Gil, C.A.A., Lopes, R. da C. 2005. Peperitos na Bacia do Camaquã. In: UFRJ, Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 3, Cabo Frio, *Boletim de Resumos*, 105-110
- Scherer, C. M. S., Sommer, C.A., Caravaca, G., Waichel, B. 1999. Dunas eólicas preservadas por derrames vulcânicos: uma análise das feições de interdigitação sedimento - lava (Grupo São Bento, Rio Grande do Sul). In: UFRGS, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Gramado, *Boletim de Resumos*, 11
- Scherer, C.M.S., 2002. Preservation of Aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, **49**: 97
- Scherer, C.M.S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, **137**: 63-84
- Scherer, C.M.S., 1998. *Análise estratigráfica e litofaciológica da Formação Botucatu (Neocomiano) no Estado do Rio Grande do Sul*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 208 p.
- Scherer, C.M.S., Faccini, U.F., Lavina, E.L., 2000. Arcabouço estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. In: HOLZ, M. & De ROS, L.F. (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, 335-354
- Silva F^o, W.F., Fragoso Cesar, A.R.S., Machado R., Sayeg, H.S., Fambrini, G.L., Ribeiro de Almeida, T.I. 1996. O magmatismo Rodeio Velho e a Formação Guaritas no eopaleozóico do Rio Grande do Sul: uma revisão. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *anais*, **5**: 433-435.
- Skilling, I.P.; White, J.D.L.; McPhie, J. 2002a. *Peperite: processes and products of magma-sediment mingling*, 1 ed. Amsterdam, Elsevier, 270 p.
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J. 2002b. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114** (1-2): 1-17
- Squire, R.J., McPhie, J. 2002. Characteristics and origin of peperite involving coarse-grained host sediment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114** (1-2): 45-61
- Steward, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L., Mantovani, M. 1996. 3-D, ⁴⁰Ar-³⁹Ar
-

- geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Letters*, **143**: 95-109
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **121**: 333-348
- Waichel, B.L., Lima, E.F., Lubachesky, R., Sommer, C.A. 2005. Peperitos da Formação Serra Geral: um exemplo da porção oeste do Estado do Paraná - Brasil. In: UFRJ, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 3, Cabo Frio, *Boletim de Resumos*,
- White, J.D.L., McPhie, J., Skilling, I.P. 2000. Peperite: a useful genetic term. *Bulletin of Volcanology*, **62**: 65-66
- Wildner, W., Sander, A., Romanini, S.J. 2002. Texturas e estruturas dos lagos de lava Serra Geral In: UFPA, Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, *Boletim de Resumos*, 106
- Wildner, W., Lopes, R.C., Romanini, S., Camozzato, E. 2003 Contribuição à estratigrafia do Magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná. In: Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: escudo e bacias, 1, Porto Alegre, *Boletim de Resumos*, 204-210
-