UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

"A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA BRASILEIRA DA REGIÃO DO
ARROIO BOICI, RS"

Heitor Siqueira Sayeg

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1993

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005636

**"A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA BRASILEIRA
DA REGIÃO DO ARROIO BOICI, RS"**

Heltor Siqueira Sayeg

Orientador: Prof. Dr. RÔMULO MACHADO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Presidente:

Examinadores:

nome

Dr. R. Machado

Dr. M. A. S. Basei

Dr. A. P. Fiori

ass.

[Handwritten signatures of the jury members]

**São Paulo
1993**

À memória de meu Pai

RESUMO

O Vale do Arroio Boici, situado no município de Pinheiro Machado, RS, foi identificado como uma bacia limitada por falhas transcorrentes, desenvolvida durante a orogenia Serra do Herval (570-530 Ma).

Essa região apresenta ampla exposição de unidades sedimentares englobadas na Formação Arroio dos Nobres (*sensu* FRAGOSO CESAR, 1991), representada por suas unidades Flysch Vale do Piquiri (inferior) e Molassa Vargas (superior).

Os estudos efetuados enfocaram análises de proveniência, determinação de paleocorrentes, a identificação dos sistemas deposicionais que ali se desenvolveram e a análise dos principais falhamentos que condicionaram a bacia.

Os resultados obtidos indicam que a região sofreu basculamentos regionais, que provocaram inversões generalizadas de paleocorrentes, associadas ao soerguimento de blocos dos quais, na região estudada, o último a soerguer foi o bloco que contém o Terreno Serra das Encantadas.

Nas fases precoces da orogenia Serra do Herval, toda a região leste do Escudo Uruguaio - Sul-Rio Grandense foi ocupada por uma mar epicontinental, a Antefossa Arroio dos Nobres (FRAGOSO CESAR, 1991), cujo registro sedimentar constitui o Flysch Vale do Piquiri. A sedimentação representativa desta etapa foi promovida por sistemas de leques subaquosos evoluindo para leques costeiros, gerados num contexto de relevo progressivamente mais desenvolvido.

Durante as etapas tardias dessa orogenia ocorreu a instalação de uma cadeia de montanhas a leste. Em consequência, na região anteriormente ocupada pela antefossa, instalaram-se diversas estreitas e alongadas bacias, limitadas por falhas transcorrentes sinistrais de direção NE. A Bacia do Arroio Boici, localizada numa zona limítrofe entre diferentes blocos crustais, é uma dessas bacias, sítios deposicionais dos depósitos tardi-orogênicos reunidos na unidade superior da Formação Arroio dos Nobres, a Molassa Vargas.

Os sedimentos dessa etapa foram gerados em ambientes inicialmente costeiros, passando a continentais. As análises de paleocorrentes e de proveniência indicam o isolamento tardio da região, provocado pelo soerguimento e exposição do Terreno Serra das Encantadas, a noroeste. Em consequência, desenvolveram-se leques deltáicos passando a aluviais em ambas as bordas da bacia então definida, alimentando um sistema longitudinal de rios entrelaçados, com sentido de transporte para sudoeste.

As análises dos principais falhamentos mostram que os movimentos predominantes foram sinistrais, com reativações de caráter dextral e sinistral associadas à abertura e expansão do Oceano Atlântico, responsáveis pela estruturação da falha do Boici, que delimita o contato entre as unidades da Formação Arroio dos Nobres na área estudada, e pela estruturação atual da região.

ABSTRACT

The Arroio Boici valley, located in the municipal area of Pinheiro Machado, RS, has been identified as a strike-slip basin formed during the Serra do Herval orogeny (570-530 Ma)

This region shows wide exposure of sedimentary units of the Arroio dos Nobres Formation (FRAGOSO CESAR 1991) represented by the basal Vale do Piquiri Flysch and upper Vargas Molasse units.

The studies concentrated on provenance analysis, determination of paleocurrent patterns, identification of depositional systems and analysis of the main faults which controlled basin development.

The results show that the region underwent regional tilting, with widespread inversion of paleocurrent patterns, related to uplift of blocks. In the area studied, the last block uplifted was the Serra das Encantadas Terrain.

During the earliest stages of the Serra do Herval orogeny, the eastern part of the Urugaio-Sul-Rio Grandense Shield was occupied by an epicontinental sea in the Arroio dos Nobres foredeep (FRAGOSO CESAR 1991), whose sedimentary register is the Vale do Piquiri Flysch. The typical sedimentation at this time was formed by sub-aqueous fan systems passing to coastal fans, and was generated by progressively raised topography.

During the later stages of the orogeny, mountain chains formed to the east. Consequently, in the area formerly occupied by the fore-deep, a number of long, narrow strike-slip basins were formed. Their limits were NE-trending, sinistral transcurrent faults. The Arroio Boici basin is one of these basins, situated at a limit between crustal blocks. Such limits were sites for the late orogenic deposition of the Vargas Molasse, the upper unit of the Arroio dos Nobres Formation.

The sediments of this stage formed in environments which were initially coastal and evolved to continental. Paleocurrent and provenance analyses show that the region became isolated late in the evolution, the isolation caused by uplift and exposure of the Serra das Encantadas Terrain to the northwest. Deltaic fans evolved to alluvial fans at both margins of the basin which formed and fed a longitudinal braided fluvial system with southwestward transport.

Analysis of the main fault system shows that the main movements were sinistral, with both dextral and sinistral reactivations associated with the initial opening and expansion of the Atlantic Ocean. These movements were responsible for the generation and evolution of the Boici Fault, which forms the contact between the units of the Arroio dos Nobres Formation in the studied area, and is responsible for the present structure of the region.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho não teria sido possível sem o concurso de um grande número de pessoas, as quais seria impossível citar nominalmente aqui. Desta forma, meus agradecimentos são dirigidos a todos os funcionários do Instituto de Geociências, particularmente aqueles do setor de laminação, coordenados pelo Gatão, às secretárias do DGG, Nícea, Ruth e Sonia, da Geocronologia, Ivone e Helena, e da Pós-Graduação, Madalena e Regina. Pela revelação das fotografias aéreas e fotomicrografias, meus agradecimentos ao Jaime. Pelo empréstimo das fotos aéreas, meu obrigado aos geólogos da CPRM e pelo apoio logístico, aos geólogos da CBC.

Os mapas foram confeccionados com capricho pelo Reynaldo, pelo que lhe sou grato. Ao amigo Frei, pelo acabamento dos desenhos e dos mapas e por toda ajuda, muito obrigado.

Às amigas da Bits & Bytes, Leila e Walmar, pelos tantos galhos quebrados, por toda a ajuda e pela assistência técnica competente prestadas, muito obrigado.

Ao geólogo Maurício Carneiro, que me apresentou ao professor Romulo Machado, permitindo assim que eu ingressasse neste Instituto dando início a tudo, meu muito obrigado.

Ao professor Armando Marcio Coimbra, a primeira pessoa a visitar a área e checar o trabalho que estava sendo realizado, pela sua compreensão e pelas discussões valiosas que daí se seguiram.

Ao professor Claudio Riccomini, pelas conversas e observações feitas, que muito ajudaram na maturação deste trabalho, muito obrigado.

Ao professor Caetano Juliani, pelo auxílio no tratamento dos dados, pela cessão do programa Quickplot, e pelas observações feitas na etapa final deste trabalho, muito obrigado.

Ao longo destes anos, foi sendo constituído um grupo de pessoas que têm como objetivo estudar a evolução do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. Fruto desse esforço, o projeto de Iniciação Científica desenvolvido pelo aluno de graduação Gelson Luiz Fambrini foi de grande importância no estudo petrográfico microscópico das litologias encontradas na área de estudo e nos trabalhos de campo. Hoje, Gelson é um geólogo completo, faltando-lhe apenas o diploma, ao qual já faz jus. Pelo companheirismo e pelo trabalho conjunto, muito obrigado.

Aos companheiros geólogo Nelson Vieira Filho, professor do IG-URGS falecido em fevereiro de 1992 e ao seu companheiro Carlos, graduando daquela faculdade. Aos graduandos do IG-USP He-Gay e Cristina (69), que ajudaram nos trabalhos de campo, muito obrigado.

Ao amigo Fernando Machado de Mello, parceiro de longa data em muitas batalhas que atualmente faz seu mestrado na Serra das Encantadas, obrigado pelo apoio e pela ajuda, cedendo o próprio carro para os trabalhos de campo, emprestando o microcomputador e sua casa para que este trabalho pudesse ser concluído, ou nas discussões sobre a geologia local.

Os coordenadores desse grupo, geólogos visionários que fazem da busca de conhecimento um ideal de vida merecem um agradecimento especial. Ao professor ROMULO MACHADO, que me propiciou a oportunidade de iniciar a carreira de pesquisador fiel a uma postura (seguidas vezes reafirmada posteriormente) de dar oportunidade àqueles que o procuram. Pelo exemplo de retidão pessoal e profissional, pela paciência e pela dedicação em orientar os trabalhos, muito obrigado.

Ao professor ANTONIO ROMALINO SANTOS FRAGOSO CESAR, que me apresentou a área nos primeiros trabalhos de campo, fazendo as vezes de co-orientador, ensinando pelo exemplo como se pode fazer pesquisa com relativamente pouco dinheiro, utilizando de seriedade, esforço e, sobretudo, inteligência, meu muito obrigado. Sua energia, entusiasmo e as idéias inovadoras que às vezes nos deixam inicialmente perplexos, são um incentivo constante a que busquemos sempre avançar mais no estudo e compreensão dos processos que regeram e regem a evolução deste nosso planeta.

A estes dois amigos o meu respeito e a minha admiração.

À minha família, meu Pai, que infelizmente não pôde ver esta dissertação concluída, e minha Mãe, que me auxiliaram com apoio moral e material, pelo exemplo e pela formação que me propiciaram, meus agradecimentos. Sem eles eu não teria conseguido chegar ao fim desta etapa.

Duas pessoas me acompanharam de muito perto nesta jornada. Por seu apoio e incentivo constantes, por seu carinho, por todas as dificuldades que enfrentamos e superamos juntos, por sua existência enfim, meus mais profundos agradecimentos a minha esposa, Maristela de Carvalho Henriques e a meu filho, Heitor Henriques Sayeg.

A todos aqueles que não foram aqui citados, porém de alguma forma contribuíram para a confecção desta dissertação, meus agradecimentos.

ÍNDICE

CAPÍTULO I	
INTRODUÇÃO	2
MÉTODOS DE TRABALHO	3
Introdução	3
Coleta de Dados	3
Confecção do mapa	3
Análise de Proveniência	4
Paleocorrentes	5
Fotointerpretação	6
Descrição Petrográfica	7
Tratamento dos Dados Estruturais	11
FUNDAMENTOS DE ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA	12
Facies	12
Revisão do Conceito	12
Relações entre Facies	14
Modelos de Facies	14
Conclusões	15
Sistemas Depositionais	16
TRABALHOS ANTERIORES	18
Introdução	18
Bacias Orogênicas do Escudo Sul-Rio Grandense	18
Vale do Arroio Boici	21
CAPÍTULO II	
GEOLOGIA REGIONAL	23
Introdução	23
Bacias Orogênicas	26
Conclusões	28

CAPÍTULO III

GEOLOGIA LOCAL

Introdução	30
Aspectos Gerais da Área	30

FORMAÇÃO ARROIO DOS NOBRES

FLYSCH VALE DO PIQUIRI

Introdução	32
Descrição de Facies do Flysch Vale do Piquiri	33
Associação de Facies Areno-Pelítica	34
Relações de Contato	36
Associação de Facies Conglomeráticas	36
Distribuição e Descrição	37
Relações de Contato	41
Petrografia do Flysch Vale do Piquiri	42
Análise Macroscópica	42
Análise Microscópica	42
Contexto Depositional do Flysch Vale do Piquiri	45

MOLASSA VARGAS

Introdução	47
Associações de Facies da Molassa Vargas	47
Associação de Facies de Arenitos	48
Discussão da Petrografia	51
Associação de Facies de Arenitos Conglomeráticos	53
Discussão da Petrografia	57
Associação de Facies de Conglomerados Lenitculares	58
Relações de Contato	59
Discussão da Petrografia	60
Associação de Facies de Arenitos e Conglomerados Tabulares	62
Discussão da Petrografia	63
Relações de Contato	64
Considerações Finais	68

GEOLOGIA ESTRUTURAL	70
Introdução	70
Análise dos Principais Falhamentos que Condicionaram a Bacia	70
Análise das falhas de Torrinhas e Açotéia	70
Análise de RIEDEL	76
Considerações Finais	77
CAPÍTULO IV	
CONCLUSÃO	80
BIBLIOGRAFIA	82
ANEXOS	92

ÍNDICE DE FIGURAS E TABELAS

FIGURA I.1 - Mapa de localização	4
FIGURA I.2 - Formas de leito	6
FIGURA I.3 - Imbricações de clastos	7
FIGURA I.4 - Diagrama de Folk (1968)	8
FIGURA I.5 - Diagrama de Dott (1964)	9
FIGURA I.6 - Diagrama de maturidades de Selley (1976)	9
FIGURA I.7 - Diagrama de Dickson (1988)	10
FIGURA I.8 - Diagrama de relações entre facies	15
FIGURA I.9 - Modelos de facies de Walker (1979)	16
FIGURA I.10 - Sistemas deposicionais	17
TABELA I.1 - Classificações estratigráficas	19
FIGURA II.1 - Orogenias do ciclo brasileiro no R.S.	24
FIGURA II.2 - Mapa geológico regional	25
FIGURA III.1 - Perfil colunar de detalhe - Ponto 240	37
FIGURA III.2 - Histograma Ponto 240	39
FIGURA III.3 - Composição média das lentes conglomeráticas (folhas de Aberto do Cerro e N de Torrinhass)	40
FIGURA III.4 - Composição média das lentes conglomeráticas (folhas de Seival e SW de Torrinhass)	41
FIGURA III.5 - Classificação do Flysch Vale do Piquiri segundo Folk (1968)	44
FIGURA III.6 - Áreas fontes do Flysch Vale do Piquiri segundo Dickinson (1988)	45
FIGURA III.7 - Perfil de detalhe - Ponto 79	51
FIGURA III.8 - Perfil de detalhe - Ponto 15	55
FIGURA III.9 - Perfil de detalhe - Ponto 147	56
FIGURA III.10 - Composições médias dos arenitos conglomeráticos	57
FIGURA III.11 - Histograma do Ponto 106	59
FIGURA III.12 - Composição média de conglomerados tabulares (folhas de Seival e SW de Torrinhass)	63
FIGURA III.13 - Composição média de conglomerados tabulares (folha de Aberto do Cerro)	67
FIGURA III.14 - Classificação da Molassa Vargas segundo Folk (1968)	68
FIGURA III.15 - Áreas fontes da Molassa Vargas segundo Dickinson (1984)	69
FIGURA III.16 - Estereograma da falha de Torrinhass	71
FIGURA III.17 - Estereograma da falha de Açotéia-Pedras Altas - Passo Real	71
FIGURA III.18 - Falha de Torrinhass - Método de Arthaud	72
FIGURA III.19 - Falha de Açotéia - PA - PR - Método de Arthaud	73

FIGURA III.20 - Falha de Torrinhos - Método de Angelier	74
FIGURA III.21 - Falha de Açotéia - PA - PR - Método de Angelier	75
FIGURA III.22 - Diagramas de Riedel	76
FIGURA III.23 - Classificação das estruturas segundo Riedel	77
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS	
FOTO III.1- Ritmitos Areno-pelíticos - Ponto 42	35
FOTO III.2 - Lente de conglomerados - Ponto 46	38
FOTO III.3 - Fotomicrografia dos arenitos - Vale do Piquiri	42
FOTO III.4 - Marcas onduladas - Ponto 138	49
FOTO III.5 - Sigmóides amalgamadas - Ponto 138a	49
FOTO III.6 - Paraconglomerados - Ponto 137	50
FOTO III.7 - Grão de quartzo composto comum	52
FOTO III.8 - Grão de quartzo composto deformado	53
FOTO III.9 - Arenitos fluviais - Ponto 197	54
FOTO III.10 - Paraconglomerados - Ponto 106	58
FOTO III.11 - Grão de plagioclásio sericitizado	61
FOTO III.12 - Grão de plagioclásio rompido	61
FOTO III.13 - Quartzo vulcânico	62
FOTO III.14 - Lente de arenitos finos - Ponto 31	65
FOTO III.15 - Camadas de arenitos e conglomerados tubulares - Ponto 25	66
ANEXOS	92
MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO	93
TABELAS	
TABELA DE LITOFACIES 1	94
TABELA DE LITOFACIES 2	95
TABELA DE LITOFACIES 3	96
TABELA DE LITOFACIES 4	97
TABELA DE LÂMINAS 1	98
TABELA DE LÂMINAS 2	99
TABELA DE LÂMINAS 3	100
TABELA DE LÂMINAS 4	101
TABELA DE LÂMINAS 5	102
MAPAS GEOLÓGICO, ESTRUTURAL E DE PONTOS	

CAPÍTULO I

I - INTRODUÇÃO

Esta dissertação de mestrado faz parte de um plano de pesquisa multidisciplinar, que visa estudar o desenvolvimento do Ciclo Brasileiro no Escudo Sul-Rio Grandense, coordenado pelos professores deste Instituto, profs. Drs. ROMULO MACHADO e ANTONIO ROMALINO SANTOS FRAGOSO CESAR.

Coube-nos mapear e tentar estabelecer a evolução geológica brasileira de uma área na qual afloram depósitos molássicos pertencentes à Formação Arroio dos Nobres, localizada no município de Pinheiro Machado, RS.

A execução dos trabalhos relativos a seu estudo compreendeu a confecção de um mapa geológico na escala 1:75.000, identificação dos sistemas deposicionais gerados, através de análise das facies e aplicação de técnicas de modelagem faciológica, e a interpretação da evolução tectônica da bacia, utilizando-se para isto da integração das abordagens acima, juntamente com a análise geométrica das falhas que delimitam a Bacia do Arroio Boici, as quais constituem parte do arcabouço tectônico em que ela se desenvolveu.

Os estudos efetuados situam a evolução da Bacia do Arroio Boici no contexto da Orogenia Serra do Herval (provavelmente entre 570 e 550 Ma), e indicam que os depósitos brasileiros encontrados naquela região foram inicialmente gerados em um mar epicontinental, instalado durante as etapas iniciais desta orogenia. Posteriormente, extensas zonas de falhas, com rejeito oblíquo e deslocamento predominantemente levógiro, relacionadas à estruturação de uma cadeia de montanhas a leste, e à elevação regional do nível de base, promoveram o soerguimento de altos do embasamento e a colmatação desse corpo aquoso. Como consequência, nas fases tardi-orogênicas desenvolveram-se estreitas bacias limitadas por falhas transcorrentes, que foram o sítio deposicional dos primeiros depósitos molássicos da região.

MÉTODOS DE TRABALHO

Introdução

Os estudos realizados no Vale do Arroio Boici envolveram a realização de etapas de coleta de dados no campo e a utilização de algumas técnicas disponíveis para análise e tratamento das informações levantadas.

O conjunto de atividades desenvolvidas durante a realização deste trabalho envolveu:

- 1 - Coleta dos dados no campo e confecção do mapa geológico e;
- 2 - Tratamento dos dados levantados, efetuado no Instituto de Geociências da USP e que envolveu pesquisa bibliográfica, estudos de fotointerpretação em fotos aéreas, descrição petrográfica de amostras, análise estatística dos dados de paleocorrentes, análise faciológica das litologias, confecção de diagramas e análise geométrica das estruturas.

Coleta de dados

A coleta e checagem de dados na área de estudo foi efetuada em quatro períodos, cumpridos entre dezembro de 1989 e agosto de 1991, durante os quais foi realizado mapeamento geológico na escala 1:50.000 de uma área de cerca de 230 km², situada no Município de Pinheiro Machado, RS. Essa área atualmente corresponde ao Vale do Arroio Boici, abrangendo as folhas de Seival (MI-3008/4), Torrinhas (MI-3009/3) e Aberto do Cerro (MI-3009/1), (fig. I.1).

Os dados coletados enfocaram faciologia e descrição de feições primárias, análises de proveniência e de paleocorrentes. Foram coletadas amostras dos diversos litotipos encontrados na área de estudo, visando a realização de análises petrográficas macro e microscópicas. Nos conglomerados, foram analisados a composição litológica dos clastos constituintes do arcabouço (expressos em porcentagens), os diâmetros máximo (0 máx), médio (0), o tipo de matriz, a relação arcabouço/matriz e, quando possível, foi estabelecida a geometria do corpo (forma, espessura, largura).

As estruturas secundárias observadas foram principalmente falhas e fraturas - em escalas que variavam de centimétricas a quilométricas, englobando os grandes falhamentos que delimitam a bacia - e, subordinadamente, dobras e lineações.

Os dados são apresentados em forma de histogramas, gráficos e tabelas, de forma a sintetizar as informações e permitir a visualização dos resultados.

Confecção do Mapa

O mapa geológico foi construído através da realização de perfis transversais às principais estruturas, num espaçamento compatível com a escala de trabalho adotada.

As rochas eopaleozóicas encontradas na área foram inicialmente separadas em duas unidades de mapeamento litofaciológicas, cartografáveis na escala 1:50.000 e, posteriormente, submetidas à análise e modelagem faciológica visando o estabelecimento dos sistemas deposicionais responsáveis por sua geração e, conseqüentemente, a definição da evolução paleogeográfica da região.

do-se em conta o respectivo nível estratigráfico, dados de paleocorrentes e outras feições primárias, visando assim identificar as possíveis áreas fontes e suas relações com os sistemas deposicionais atuantes em cada etapa da evolução da bacia.

Numa área de complexa distribuição lateral e vertical de facies, submetida a ativo falhamento, como é a situação encontrada no Vale do Arroio Boici, a interpretação da evolução geológica registrada nos depósitos sedimentares ali encontrados baseou-se, em grande parte, no estabelecimento das áreas fontes desses depósitos, gerados em etapas sucessivas durante a evolução da bacia.

Em função da abundância de conglomerados encontrada na região, a realização da análise de proveniência foi baseada principalmente em estimativas de composições modais de clastos do arcabouço em ruditos. Estas estimativas foram feitas através da avaliação visual da frequência das diversas litologias encontradas em cada afloramento amostrado, para cada nível ou camada considerada.

A partir destes dados, procurou-se identificar padrões de frequência nas litologias constituintes dessas rochas, delimitando-se as possíveis áreas fontes dessas litologias, com o auxílio de perfis realizados em áreas do embasamento vizinhas à bacia e também através de consulta aos mapas geológicos regionais.

Paleocorrentes

A análise dos dados de paleocorrentes, ferramenta importante na caracterização de facies e sistemas deposicionais e no entendimento da evolução de bacias (EISBACHER *et al.*, 1974; MEDEIROS, 1980; TUCKER, 1982; MIAL, 1984, 1988; RAMOS, 1984; WALKER, 1986, entre outros). Além disso, é de fundamental importância para elucidar a evolução de sistemas deposicionais em regiões em que existem recorrência de facies e litotipos com grande homogeneidade litológica e ausência de bons marcadores estratigráficos.

A análise de paleocorrentes envolve uma sequência de passos, identificados por SELLEY (1970) da seguinte forma:

- 1º - medida de orientações de estruturas sedimentares significativas no campo (direções de mergulho de estratos frontais - "foresets" - em estratificações cruzadas, eixos de canal, imbricações de clastos, etc.);
- 2º - dedução de direção e sentido de paleocorrente em cada ponto amostrado, utilizando-se para este fim estruturas primárias diagnósticas;
- 3º - preparação de um mapa regional de paleocorrentes;
- 4º - integração do mapa de paleocorrentes com outras linhas de informação e análise de facies para identificar ambiente e paleogeografia.

Na determinação das medidas de paleocorrentes, foram utilizadas estruturas sedimentares tais como estratificações cruzadas tabulares e acanaladas (fig. I.2), imbricações de clastos (fig. I.3) e marcas onduladas assimétricas. Lineações primárias de corrente e marcas onduladas simétricas foram igualmente utilizadas, porém somente para a determinação da direção (não do sentido) de transporte.

Fig. 1.2 - Relações entre formas de leito e estruturas sedimentares. A - dunas de cristas sinuosas (linguóides) gerando estratificações cruzadas acanaladas e B - dunas de crista reta ("sand waves") gerando estratificações cruzadas planares (HARMS et al., 1975; extraído de MIALL, 1984).

Os dados obtidos foram representados em termos de seus vetores médios, calculados segundo o método exposto em TUCKER (1982, p. 95-96). Segundo esse método, cada dado de paleocorrente obtido pode ser tratado como um vetor com direção, sentido e magnitude. O vetor médio é então definido a partir da soma dos vetores expressa através da fórmula:

$$\tan \sigma_1 = \frac{E. n. \sin \sigma}{E. n. \cos \sigma}$$

onde σ é o azimuth (contado de 0 a 360°); n é a magnitude de cada vetor (comumente unitária ou, no caso em que as medidas estejam agrupadas em classes, o número de observações de cada classe); E é o número de observações; $E. n. \sin \sigma$ é o componente E-W de cada vetor; $E. n. \cos \sigma$ o componente N-S e σ_1 o azimuth do vetor resultante.

Fotointerpretação

A fotointerpretação, foi realizada em fotos aéreas na escala aproximada de 1:60.000, USAF/1966, gentilmente cedidas pela CPRM-RS. Estas análises foram utilizadas como complemento aos trabalhos de campo, no fechamento dos contatos entre as unidades de mapeamento, no desenho das grandes estruturas e dos principais falhamentos internos à bacia, assim como na localização de alvos e no traçado de caminhos.

COMPORTAMENTO DOS CLASTOS

Fig. 1.3 - Modelo de comportamento de clastos durante transporte através de arrasto e rolamento por corrente fluvial (extraído de COIMBRA et al., no prelo).

A análise das fotos aéreas foi efetuada com base nos procedimentos propostos em SOARES & FIORI (1976) e SCANVIC (1983) utilizando-se estereoscópios do Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências.

Descrição Petrográfica

A caracterização petrográfica das rochas encontradas na área de estudo foi feita utilizando-se de descrições macroscópicas de amostras de mão e descrição microscópica de lâminas delgadas.

A análise macroscópica foi utilizada para a classificação das amostras com base nas composições litológica e mineralógica, estruturas sedimentares observadas, texturas, granulometria, cor e identificação dos tipos de clastos constituintes do arcabouço de rochas conglomeráticas.

A análise microscópica foi a principal técnica utilizada na descrição de amostras de granulometria areia (inclusive matriz de paraconglomerados), enfocando os seguintes parâmetros: identificação e caracterização da mineralogia essencial e acessória; relação entre arcabouço, matriz e cimento ("fabric"); presença de minerais instáveis; maturidade mineral e textural; classificação quanto à forma e tipo de contato entre os grãos, seleção granulométrica, etc.

A classificação dos litotipos foi feita de acordo com os diagramas propostos por FOLK (1968, 1974; fig. I.4) e PETTIJOHN *et al.* (1972, modificado de DOTT, 1964, fig. I.5). Os parâmetros de esfericidade e arredondamento foram definidos segundo a classificação de POWERS (1953). A maturidade das rochas foi avaliada com base em propostas de FOLK (1968; 1974 - fig. I.6), SELLEY (1976, *apud* SUGUIO, 1980), e COUTINHO & COIMBRA (1988). A seleção foi definida a partir de classificação apresentada por PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972). Finalmente, a granulometria foi avaliada com auxílio de escalas granulométricas da PETROBRÁS, baseadas na proposta de WENTWORTH (1922).

Durante os estudos de identificação mineralógica e textural foram usados, além das publicações já citadas, ADAMS, MACKENZIE & GUILFORD (1984); DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1966); DOTT (1964); KERR (1959); PETTIJOHN (1975); SCHOLLE (1979); SUGUIO (1980); WILLIAMS, TURNER & GILBERT (1982); entre outras.

Fig. I.4 - Diagrama Ternário QFL, proposto por FOLK (1968), para classificar os diversos tipos de arenitos a partir de sua composição mineralógica. Q = quartzo; F = total de feldspatos (plagioclásios + feldspatos alcalinos); FRI = fragmentos de rochas instáveis; FRGr = fragmentos de rochas graníticas; FRGn = fragmentos de rochas gnáissicas.

Fig. I.5 - Diagrama tri-dimensional apresentado por DOTT (1964), que classifica os arenitos em termos de sua composição mineralógica e conteúdo de matriz, permitindo a diferenciação e a representação de arenitos puros e impuros (ricos em matriz ou "wackes").

Fig. I.6 - Diagrama ternário para classificação de maturidade de arenitos, relacionando as maturidades física (Mf) e química (Mq), proposto por SELLEY (1976).

A descrição petrográfica valeu-se dos procedimentos convencionais em microscopia ótica para a identificação dos minerais como a determinação de birrefringência, sinal ótico, caráter ótico, ângulo 2V, ângulo de extinção, pleocroísmo, relevo e cor.

O equipamento utilizado nesses estudos consistiu de lupa tipo ZEISS de luz refletida em análises de amostras de mão, e microscópio petrográfico de luz transmitida de marca ZEISS, constituído de objetivas de 2x, 8x, 10x e 40x, disponíveis na sala de microscopia do IG-USP.

As informações obtidas por meio dessas descrições, acrescidas dos dados obtidos através das análises de proveniência dos clastos do arcabouço de conglomerados, foram plotadas em diagramas apresentados por DICKINSON (1988, *apud* KLEINSPEHN & PAOLA, 1988), que relacionam a rocha descrita aos contextos geotectônicos prováveis de suas áreas fontes (fig. 1.7).

Fig. 1.7 - Diagramas ternários propostos por DICKINSON (1988), correlacionando a composição mineral ao contexto geotectônico provável de suas áreas fontes. Qm = quartzo monocristalino; Qp = quartzo policristalino; Qt = quartzo total (Qp + Qm); F = feldspatos; L = fragmentos líticos; Lv = fragmentos líticos de rochas vulcânicas; Ls = fragmentos líticos de rochas sedimentares; Lt = fragmentos líticos (incluindo chert); B = embasamento soerguido; C = cráton estável; P = área fonte plutônica; V = área fonte vulcânica.

Tratamento dos Dados Estruturais

Os dados estruturais referidos às atitudes de camadas, planos de falhas e fraturas, estrias de arrasto e eixos de dobras foram tratados no programa Quickplot (EVERDINGEN & GOOL, 1990), expostos em estereogramas e agrupados em famílias.

Os dados obtidos nas falhas que limitam a bacia foram tratados através dos métodos propostos por ANGELIER (1979, 1984) e ARTHAUD (1969), com o intuito de definir os possíveis campos de esforços ("stress"), e direções preferenciais de deformação ("strain") que atuaram durante a evolução da bacia.

Também com esta finalidade, os dados obtidos de juntas encontradas no interior da bacia foram tratados pelo método proposto por RIEDEL (1929) definindo estruturas principais, sintéticas e antitéticas.

FUNDAMENTOS DA ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

Os conceitos de Facies e Sistemas Depositionais, foram utilizados no estudo do registro sedimentar da área de estudo. Com base no conceito de facies foram classificados os diversos litotipos, posteriormente agrupados em unidades litofaciológicas de mapeamento. A constituição e distribuição dessas unidades de mapeamento, e também suas relações de contato, foram tentativamente integradas num contexto deposicional coerente com os dados obtidos. Essa integração foi feita através da inferência dos possíveis sistemas deposicionais responsáveis pela geração dos depósitos eopaleozóicos, predominantemente arenosos e conglomeráticos, encontrados no Vale do Arroio Boici.

Facies

Revisão do Conceito

O conceito de facies, como atualmente empregado, foi introduzido na geologia por GRESSLY (1814-1865) em 1838, após estudar rochas Jurássicas presentes no NW da Suíça. Nesta publicação, GRESSLY expõe como foi levado a desenvolver o conceito (*apud* MIDDLETON, 1978):

"Em regiões que estudei, talvez mais que em qualquer outro lugar, modificações muito variáveis, petrográficas e paleontológicas, interrompem a uniformidade universal que, até agora, tem sido sustentada para diferentes unidades estratigráficas ("terrenos"), em diferentes países. Elas reaparecem sucessivamente em muitas unidades estratigráficas e surpreendem os geólogos que desejam estudar a natureza de nossas cadeias Jurássicas..."

Dois pontos principais sempre caracterizam o grupo de modificações que eu chamo "facies" ou "aspectos" das unidades estratigráficas: o primeiro é que, um aspecto petrográfico similar de qualquer unidade necessariamente implica, sempre que descoberto, a mesma assembléia paleontológica; o outro é que assembléias paleontológicas similares rigorosamente excluem gêneros e espécies de fósseis freqüentes em outras facies".

Segundo MIDDLETON (1978), GRESSLY logo reconheceu a íntima relação dos aspectos litológicos e paleontológicos das facies, e não tentou separá-los.

A definição do termo facies tem sofrido diversas modificações com o passar do tempo, sendo estendida a outros campos além da Geologia Sedimentar. MOORE (1949, *apud* MIDDLETON, 1978) define o termo "facies sedimentar" para "qualquer parte arealmente delimitada de uma unidade estratigráfica designada, que exhibe características significativamente diferentes daquelas apresentadas por outras partes da unidade". Também distingue facies sedimentares de litofacies, definindo esta última como o "registro em rocha, de qualquer ambiente sedimentar, incluindo características orgânicas e físicas".

A aplicação desse conceito no estudo de rochas sedimentares foi sofrendo adaptações, de acordo com as características particulares que se queria ressaltar. Desta forma, utiliza-se o termo litofacies quando se classifica as rochas segundo sua composição litológica, enquanto biofacies é a designação dada a uma facies na qual o conteúdo biológico é prioritariamente considerado. Tectofacies, é um termo desenvolvido visando promover o zoneamento de rochas de acordo com o tipo de tectonismo nelas impresso. Facies sísmicas e Log facies, são termos aplicados a pacotes de rochas que apresentam respostas diferenciadas aos métodos de prospecção indireta.

READING (1986) compreende facies como um corpo de rocha com características específicas. Idealmente, facies deveria se referir a uma rocha distintiva que se forma sob certas condições de sedimentação, refletindo um processo ou ambiente particular, podendo ser subdividida em subfacies ou agrupada em associações ou assembléias de facies. Quando rochas sedimentares podem ser manuseadas, em afloramentos ou testemunhos de sondagem, facies é definido com base na cor, acamamento, composição, textura, fósseis e estruturas sedimentares.

REINECK & SINGH (1973) definem facies como a soma de todas as características primárias de uma unidade sedimentar. RAMOS (1984) define facies sedimentar como "...unidade genética fundamental", a soma de todas as características litológicas e paleontológicas de um depósito.

WALKER (1979), na introdução geral de seu livro *Facies Models*, levanta as principais questões geradas pelo significado e uso do termo facies: 1) o termo implica um "conjunto de características" em oposição à rocha ela mesma?; 2) o termo deveria se referir somente a "partes arealmente restritas de uma dada unidade estratigráfica", como proposto por MOORE (1949), ou a corpos de rocha não confinados estratigraficamente, como usado originalmente por GRESSLY (1838)?; 3) O termo deveria ser puramente descritivo ou também interpretativo? WALKER (op. cit.) opta por usar o termo facies como um conjunto de características do corpo sedimentar, não confinado estratigraficamente.

Do exposto, pode-se afirmar que facies são definidos com base na litologia, geometria do corpo, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes e fósseis, sendo produtos do ambiente sedimentar e dos processos físicos, químicos e biológicos associados. Sua natureza e distribuição são controladas pelos processos sedimentares, suprimento de sedimentos, tectônica, variação do nível do mar, atividade biológica, química da água e vulcanismo. A importância relativa destes fatores varia de acordo com os diferentes ambientes. Clima e tectônica são fatores universais, porém o clima é crítico em ambientes continentais e marinhos rasos, sendo menos influente em bacias marinhas profundas, enquanto a tectônica é muito importante em ambientes continentais e bacias marinhas profundas.

Fatores sedimentares são melhor documentados em ambientes deltáicos e fluviais. Mudanças do nível do mar afetam mar raso e linha de costa mais diretamente que ambientes continentais e marinhos profundos (READING, 1986).

A atividade orgânica, embora afete todos os ambientes em algum grau, é crítica nos ambientes pelágicos (pela formação das vasas constituídas de diatomáceas, radiolários, foraminíferos e algas) e em mares rasos (pela construção de edifícios recifais carbonáticos). Em adição, como os organismos sofreram ao longo do tempo geológico alterações evolucionárias, o tipo, quantidade e sítios de atividade biológica igualmente variaram. A química da água, por sua salinidade e composição, varia geograficamente e ao longo do tempo geológico, sendo mais evidente sua influência em mares rasos (controlando a geração de carbonatos e evaporitos) e em lagos. O vulcanismo atua como fonte intrabasinal de sedimentos e elementos em solução, afetando a composição da água e promovendo rápidas alterações nos ambientes em que ocorre, principalmente em mares profundos, pela construção de edifícios vulcânicos (READING, 1986).

A importância das facies em Geologia Sedimentar, como ressaltado por MIDDLETON (1978), está em que a definição e análise de facies é a base da interpretação ambiental das unidades estratigráficas.

Relações entre facies

As facies podem se agrupar em ciclos, nos quais ocorre recorrência ou repetição de facies, causadas por fatores locais de natureza sedimentar, ou externos. Grupos de facies que ocorrem juntos e são geneticamente relacionados são denominados "associações de facies". Este conceito é fundamental na interpretação ambiental, sendo desenvolvido a partir da análise da relação entre as facies (MIDDLETON, 1978). O termo "seqüência de facies" é aplicado a um conjunto de facies que transicionam gradualmente, podendo ser a seqüência cíclica ou não. Uma seqüência pode ser limitada abaixo e acima por superfície erosiva ou não-deposicional, identificada esta última por paleossolos ou diagênese precoce (READING, 1986).

O estudo das relações entre as facies, dos ambientes deposicionais e seus registros estratigráficos levou Johannes Walther a elaborar sua Lei de Correlações de Facies (WALTHER, 1894, *apud* WALKER, 1979), que reconhece como "...um estatuto básico, de longo alcance, que somente aquelas facies (e áreas de facies) que são observadas lateralmente associados atualmente, podem ser primariamente superimpostos, sem quebra do registro estratigráfico". Segundo WALKER (1979) a aplicação criteriosa desta lei sugere que em uma seqüência vertical, uma transição gradacional entre duas facies implica que ambos representam ambientes lateralmente adjacentes. Quando os limites são abruptos ou erosivos não é possível definir se os dois ambientes representados foram lateralmente adjacentes.

Quebras bruscas entre facies, especialmente quando marcadas por finos horizontes bioturbados, implicam em períodos de não deposição, podendo indicar importantes variações no ambiente deposicional e o começo de novo ciclo de sedimentação.

As interrelações entre facies não são caóticas ou aleatórias, como não são caóticas as interrelações entre os ambientes sedimentares que os geraram, submetidos que são ao controle tectônico, climático e do conjunto geológico. A chave para se interpretar facies é combinar as estruturas primárias, características litológicas internas e as relações espaciais observadas entre as diversas facies com informações comparativas de outras unidades semelhantes bem estudadas, além de informações obtidas de ambientes sedimentares modernos (MIDDLETON, 1978).

Na análise de facies é muito importante a identificação do tipo de contato observado, como ressaltado por WALTHER (1894, *apud* MIDDLETON, 1978 e WALKER, 1979) e De RAAF (1965, *apud* WALKER, 1979), entre outros autores. De RAAF, READING & WALKER (1965), publicam a primeira documentação formal de relação entre facies, utilizando-se para isto da construção de uma teia de facies (fig. I.8), na qual está indicado o número de vezes que uma facies passa para outra e o tipo de contato entre eles.

Modelos de facies

O desdobramento da análise de facies e de suas relações espaciais é a elaboração de um "modelo de facies". De acordo com READING (1986) "modelos são simplificações idealizadas, elaboradas para auxiliar nosso entendimento dos complexos processos e fenômenos naturais", podendo ser expressos de diversas formas: modelos experimentais de escala, matemáticos, visuais, estáticos, dinâmicos, entre outros.

Fig I.8 - Diagrama de Relações entre Facies proposto por CANT & WALKER (1976), indicando o tipo de contato entre facies e o número observado de passagens de uma facies para outra (apud WALKER, 1979). Os dados referem-se aos Arenitos Devonianos Battery Point, Quebec, Canadá. SS-superfície erosiva; A-acamamento cruzado acanalado pobremente definido; B-acamamento cruzado acanalado bem definido; C-acamamento cruzado tabular planar de grande porte; D-acamamento cruzado tabular planar de pequeno porte; E-marcas de escavação isoladas; F-arenitos finos e folhelhos com laminação cruzada acanalada; G-estratificação de baixo ângulo.

WALKER (1979) ilustra a construção de um modelo de facies (fig. I.9), por ele definida como um "sumário geral de um ambiente sedimentar específico, escrito em termos que fazem este sumário útil de ao menos quatro formas diferentes", a saber:

- Será uma **norma** para fins de comparação
- Atuará como **arcabouço** e guia para futuras observações.
- Possibilitará a realização de **previsões** em novas situações geológicas, onde se tenha uma escassa base de dados.
- Será a base para a **interpretação hidrodinâmica** do ambiente ou sistema deposicional que representa.

Conclusões

A partir da definição de facies e da análise de suas características internas e relações espaciais, chegamos à construção de modelos faciográficos. Esses modelos são obtidos pela confrontação de vários exemplos locais de depósitos semelhantes e extração dos elementos comuns e diagnósticos dos ambientes que os geraram. Desse modo, as facies assumem o papel de unidade estratigráfica genética fundamental, ponto de partida para a análise ambiental dos registros sedimentares, e para a construção de modelos que servirão de guia para novas observações e para o entendimento da organização dos sistemas deposicionais.

Os critérios aqui expostos foram utilizados no mapeamento da região do Vale do Arroio Boici. Os depósitos brasileiros foram separados em unidades litofaciológicas de mapeamento, representando associações de facies. As facies constituintes de cada unidade litofaciológica de mapeamento foram definidas com base na sua composição litológica, arquitetura (geometria), estruturas primárias, paleocorrentes e proveniência.

Fig 1.9 - Ilustração esquemática da construção e aplicação de modelagem faciológica usando depósitos de correntes de turbidez como exemplo, segundo WALKER (1979).

Sistemas Depositionais

O conceito de Sistema Depositional é aplicado ao se estudar um pacote de rochas sedimentares - relacionadas pelas suas facies, ambientes e processos associados - como um pacote tridimensional, reconhecido por critérios litológicos e designado por um termo genético (e.g. sistema fluvial). GALLOWAY (1968, *apud* boletim nº 5 do XXXI CBG) situa a origem desse conceito em "...estudos de depósitos do Recente e Terciário da Costa do Golfo" utilizados por diversos autores (BOYD & DYER, 1964; FISHER & Mc GOWEN, 1967; entre outros).

As características mais importantes a serem identificadas no estudo de sistemas deposicionais são suas dimensões e geometria; relações verticais e horizontais entre facies e entre sistemas; feições sedimentares internas e composição.

FISHER & BROWN (1972, *apud* boletim nº 5 do XXXI CBG) classificaram os sistemas deposicionais em modernos e antigos. Os primeiros são definidos como "...uma assembléia de facies relacionadas juntamente com os ambientes e processos associados", enquanto os outros são entendidos como "...uma assembléia tridimensional de facies sedimentares e processos inferidos. Estes laços genéticos resultam da interpretação tentativa das rochas, para chegar-se a ambientes e processos inferidos compatíveis com os análogos modernos. A unidade genética fundamental é a facie".

Para CASTRO (1986) sistemas deposicionais são comparáveis a associações de facies (compreendidas como "...grupos de facies que ocorrem juntas e que são geneticamente relacionadas").

Os sistemas deposicionais podem ser classificados de diversas maneiras. MEDEIROS (1989) agrupa os sistemas deposicionais em sistemas de leques aluviais; sistemas fluviais (anastomosado - ou entrelaçado - e meandrante); sistemas desérticos; sistemas glaciais; sistemas deltáicos; sistemas litorâneos; sistemas carbonáticos; sistemas de plataformas terrígenas e sistemas de águas profundas (fig. I.10).

A partir da adequada inferência dos sucessivos sistemas deposicionais atuantes em uma dada região, pode-se estabelecer a sua evolução paleogeográfica com razoável segurança.

Fig. I.10 - Esquema ilustrativo dos principais sistemas deposicionais encontrados na natureza e suas relações (extraído do boletim nº 5, Anais do XXXI CBG, Florianópolis, SC).

TRABALHOS ANTERIORES

Introdução

Os depósitos molássicos brasileiros, relacionados à evolução do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul, vêm sendo objeto de grande número de trabalhos desde que CARVALHO (1932) desenvolveu os primeiros estudos geológicos de âmbito regional na região.

Principalmente nas últimas três décadas, diversos autores têm apresentado trabalhos com enfoques variados, propiciando grande incremento no conhecimento destas unidades e diversas propostas de classificação estratigráfica para suas litologias (tabela IV.1). Dentre estes trabalhos mais recentes, destacam-se os de MELCHER & MAU 1960; GOÑI *et al.*, 1962; TESSARI & PICADA, 1966; RIBEIRO *et al.*, 1966; ROBERTSON, 1966; TESSARI & GIFFONI, 1970; CARRARO *et al.*, 1974; RIBEIRO & LICHTENBERG, 1978; RIBEIRO & FANTINEL, 1978; SANTOS *et al.*, 1978; GONZALES & TEIXEIRA, 1980; FRAGOSO CESAR, 1983, 1987, 1991; FRAGOSO CESAR *et al.*, 1984, 1985; LAVINA *et al.*, 1985; PAIM *et al.*, 1986, 1990.

O exame de alguns destes trabalhos, mostra a evolução dos conceitos e idéias sobre a paleogeografia e a evolução geológica dessa região.

Bacias Orogênicas do Escudo Sul-Rio grandense

CARVALHO (1932) define a Série Camaquan, tentativamente datada do Eo-Paleozóico, como:

- 1 - arenito com palhetas de micas brilhantes na costa do Seival.
- 2 - folhelho argiloso, cerâmico, diversamente colorido.
- 3 - arenito ferruginoso, mais ou menos friável.
- 4 - conglomerado com espessura superior a cem metros, contendo seixos muito variados quanto ao tamanho e origem.

Neste trabalho, CARVALHO, discutindo o posicionamento estratigráfico da Série de Camaquan, aponta que "Relações estratigráficas parecem colocar esta série no eopaleozóico. Ela é, sem dúvida, posterior às erupções de andesito e, provavelmente, anterior ao permiano. Assim indicam os seus sedimentos bastante movimentados, em discordância com os do permiano, largamente ondulados".

LEINZ *et al.* (1941), trabalhando na região de Caçapava e Lavras do Sul, definiram a Formação Maricá como arcósios com seixos de rochas graníticas e folhelhos subordinados, encontrados na Serra de Maricá, a NW de Caçapava do Sul, separada da Série de Camaquan de CARVALHO (1932), então redenominada como Formação Camaquã. Assinalam também "horizontes de arenitos onde poderiam ser descobertos fósseis", o que posteriormente veio a se confirmar (DOLIANITI, 1945). Nesse trabalho LEINZ, *et al.* identificam a Formação Maricá separada da Série de Camaquan de CARVALHO (1932), então redenominada como Formação Camaquã. Nota ainda que "havia 2 Camaquãs: Camaquã inclinado e Camaquã horizontal".

GOÑI et al. 1962		ROBERTSON 1966	RIBEIRO et al. JESSARI & PICABA 1966	RIBEIRO 1970	RIBEIRO & LICHTENBERG 1978	SANTOS et al. 1978	FRAGOSO CESAR 1983	FRAGOSO CESAR et al. 1984	FRAGOSO CESAR et al. 1985
Formação Guaritas	G. CAMAQUA	Conglomerado Coxilhas	Conglomerados Coxilhas	Formação Guaritas	FG OU RA ME AL CT AA OS		G. CAMAQUA	Formação Guaritas	F. GUARITAS Sedimenta res
		Formação Guaritas	Formação Guaritas		Canais Varzinhas Canais Guarita Velha				
Formação Canaquã	G. CAMAQUA	Formação Santa Barbara	Formação Santa Barbara	Formação Santa Barbara	FG OS N ME AA CH AB OA RA		G. CAMAQUA	Formação Vargas	F. GUARITAS Sedimenta res
					Canais Lancinbas Membro Rodeio Velho				
Seq. Básica	G. CAMAQUA	Riolitos Banda	F. CAMAQUA	G. CAMAQUA	Formação Acampamento Velho	G. CAMAQUA	G. CAMAQUA	Form. Acam- pamen- to Velho	F. GUARITAS Sedimenta res
		Andesitos Hilário	F. CAMAQUA		Formação Vargas				
			F. CAMAQUA		Formação Hilário				
			F. CAMAQUA						
Seqüência Sedimentar	G. CAMAQUA	Formação Maricá (facies leste)	F. CAMAQUA	(indiviso)		G. CAMAQUA	G. CAMAQUA	Form. Hilá rio	F. GUARITAS Sedimenta res
			F. CAMAQUA						
			F. CAMAQUA						
			F. CAMAQUA						

Tabela I.1 - Quadro esquemático com as diversas propostas de classificação estratigráfica das unidades brasileiras, apresentadas até 1985.

PINTO (1955) e BARBOSA (1957) (*apud* GOÑI *et al.*, 1962), paralelamente a uma análise crítica da evolução histórica do conhecimento da formação Maricá, individualizam e separam os arenitos fossilíferos da formação Maricá.

MELCHER & MAU (1960) alteram a divisão proposta por LEINZ *et al.* (1941), transformando a Formação Maricá em Série Maricá, constituída por "um conjunto de folhelhos, grauvacas, conglomerados, pequenas lentes de calcários e vulcânicas básicas e ácidas subordinadas, anteriores à principal fase vulcânica". Neste trabalho, englobam na Série Maricá xistos, filitos e outros metamorfitos circunvizinhos ao "stock" de Caçapava, até então associados a depósitos da Formação Cambaí, justificando que estes metamorfitos seriam produto de metamorfismo de contato quando da intrusão do citado "stock".

DELANEY & GOÑI (1963) denominam os arenitos fossilíferos individualizados por PINTO (1955), e BARBOSA (1957), como "facies Budó", assentando discordantemente sobre a Formação Maricá e integrados ao Subgrupo Itararé.

ROBERTSON (1966), define o Grupo Camaquã composto pelas Formações Santa Bárbara e Guaritas (separadas por suave discordância angular) e o conglomerado Coxilhas. Subdivide a Formação Maricá de LEINZ *et al.* (1941) em Formação Maricá de Leste, Formação Maricá de Oeste, em relação ao alto de Caçapava do Sul, correspondendo a Formação Maricá de Leste à Formação Camaquã inclinada de LEINZ *et al.* (1941).

TESSARI & PICADA (1966) e RIBEIRO *et al.* (1966), efetuando mapeamentos na escala 1:250.000 resgatam a Formação Maricá sensu LEINZ *et al.* (op.cit.), como uma seqüência basal sobre a qual, discordantemente, repousa o que foi para eles denominado Grupo Bom Jardim (equivalente à Formação Maricá de Leste de ROBERTSON, 1966), composto das Formações Arroio dos Nobres (com os membros Vargas e Mangueirão) e Formação Crespos (com os membros Hilário e Acampamento Velho, equivalentes ao Andesito Hilário e ao Riolo Ramada de ROBERTSON, 1966). De acordo com estes trabalhos, sobre o Grupo Bom Jardim situa-se o Grupo Camaquã, com as Formações Santa Bárbara e Guaritas.

RIBEIRO (1970), mapeando a quadrícula de Bom Jardim, propõe a manutenção do Grupo Bom Jardim como unidade indiferenciada, tendo em vista a impossibilidade de sua subdivisão em formações e membros como anteriormente proposta (RIBEIRO *et al.*, 1966).

RIBEIRO *et al.* (1978) englobam a Formação Maricá no Grupo Bom Jardim, referenciando-o ao Ciclo Brasileiro, subdividindo este Grupo em Formação Maricá (basal), Formação Hilário, Formação Vargas e Formação Acampamento Velho.

SANTOS *et al.* (1978) redefinem a seqüência como Grupo Maricá (Pré-Cambriano superior a Eo-Cambriano), composto pelas Formações Pessegueiro, Cerro dos Martins (com os membros Hilário e Arroio dos Nobres) e Formação Acampamento Velho.

FRAGOSO CESAR *et al.* (1984) propõem que todo o conjunto molássico, dividido em molassas precoce e tardia, de acordo com a deformação e paleocorrentes, seja denominado Grupo Camaquã, retomando o espírito da proposta de CARVALHO (1932). Posteriormente (FRAGOSO CESAR *et al.*, 1985) é redefinida a Formação Maricá, com os membros Mangueirão, Vargas, Pessegueiro e Hilário, referentes às molassas precoces, a Formação Acampamento Velho englobando os vulcanitos e a Formação Guaritas subdivididas em associações de facies e no membro Rodeio Velho (intrusivas fissurais, básicas a intermediárias), compõem as molassas tardias.

LAVINA *et al.* (1985) fazem um detalhado levantamento dos ambientes deposicionais na Bacia do Camaquã, enfatizando os processos deposicionais envolvidos e fornecendo os elementos para a construção de um quadro paleogeográfico mais detalhado da região.

FRAGOSO CESAR (1987) aprofunda o estudo da evolução das bacias molássicas no RS, correlacionando-as com o desenvolvimento das fases finais do Ciclo Brasileiro.

PAIM *et al.* (1990) apresenta uma proposta de divisão da pilha molássica em três seqüências deposicionais, segundo o conceito de SLOSS (1969), individualizadas por eventos transgressivos mal preservados.

FRAGOSO CESAR (1991) baseado em estudos de cunho regional, propõe a reinterpretação da seqüência molássica separando-a em função do contexto tectônico e paleogeográfico em que está inserida. De acordo com esta visão existiriam duas seqüências molássicas relacionadas a orógenos distintos: uma seqüência molássica de Leste, relacionada à estruturação do Cinturão Dom Feliciano; uma seqüência molássica de Oeste, relacionada ao desen-

volvimento e estruturação do Arco Magmático de Bom Jardim.

Vale do Arroio Boici

A área do vale do Arroio Boici tem sido objeto de poucos trabalhos ao longo dos últimos 60 anos.

Destes trabalhos, destacam-se os de CARVALHO (1932), que ali individualizou a Série de Camaquan, descrita no item anterior, após o que seguiu-se o mapeamento efetuado por TESSARI & GIFFONI (1970) na região compreendida entre Piratini, Pinheiro Machado e Bagé.

Neste trabalho, os autores definem este Vale como "...bloco abatido do graben de Boici, que é limitado a Leste pela falha Açotéia-Pedras Altas-Passo Real e a Oeste pela falha Torrinhas". Ali, os autores identificam litologias pertencentes ao Grupo Bom Jardim, mais especificamente à Formação Arroio dos Nobres, por seus dois membros: Mangueirão e Vargas.

Segundo os autores, o membro Mangueirão situa-se sotoposto ao membro Vargas ou interdigita-se com este, sendo caracterizado por "...estratificação rítmica de estratos arenosos e siltico-argilosos... com camadas de 5 a 30 cm de arenitos intercalados em horizontes siltico-argilosos". As camadas arenosas são definidas como areias arcoseanas, arcóseos e grauvas e sua gênese relacionada à correntes de turbidez.

O Membro Vargas é descrito como "...espessas sucessões de níveis estratificados, grosseiramente individualizados, com espessura média girando entre 0,15 e 1,0 m de espessura. Cada horizonte individualizado começa com um nível de conglomerados com seixos subarredondados, de tamanho variável que, no sentido do topo, tornam-se menores, passando para um arenito conglomerático e, às vezes, um arenito". As relações de contato entre os membros seriam concordantes, com o membro Vargas superpondo-se ao membro Mangueirão.

Ainda segundo estes autores, as características do Membro Mangueirão se aproximam das de uma seqüência "flysch", enquanto as características do membro Vargas se aproximam das de uma seqüência "molasse".

FRANTZ & REMUS (1986), trabalhando na região compreendida entre Canguçu e Torrinhas, identificaram no Vale do Arroio Boici depósitos sedimentares pertencentes à Formação Maricá (sensu FRAGOSO CESAR *et al.*, 1985), com seus membros Mangueirão e Vargas. Segundo os autores "...estas litologias estão distribuídas ao longo de uma faixa alongada segundo NE, preenchendo uma calha cujo controle parece estar associado à evolução do Sistema de Cizalhamento Açotéia (JOST *et al.*, 1984).

REMUS *et al.* (1987), mapeando a região de Torrinhas e arredores, identificam no vale do Arroio Boici a presença de conglomerados correlacionados ao membro Vargas da Formação Maricá.

CAPÍTULO II

GEOLOGIA REGIONAL

Introdução

Os eventos relacionados ao desenvolvimento de Ciclos de Wilson em torno do Continente Rio de la Plata durante o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul e Uruguai originaram a construção de dois cinturões móveis de direção geral NE através da superposição de diversas orogenias (FRAGOSO CESAR, 1991; fig. 5.1): (1) o Cinturão Dom Feliciano, relacionado à evolução e morte do Oceano Adamastor, situado a E-SE, e (2) o extremo meridional do Cinturão Ribeira, produto final das distintas fases de consumo do Oceano Charrua, localizado a W. Este cinturão encontra-se compartimentado nos Blocos São Gabriel e Taquarembó separados pelo Lineamento Ibaré, uma possível falha transformante (Transformante de Ibaré, FRAGOSO CESAR, 1992), de direção NW.

Ao término dos processos de colisão continental e fechamento dos oceanos, esses dois cinturões - gerados inicialmente e evoluídos em posições geográficas ignoradas - encontravam-se praticamente justapostos, refletindo a tectônica final do Ciclo Brasileiro (fig. 5.2).

Os estudos efetuados no Cinturão Dom Feliciano permitiram identificar na sua construção as seguintes orogenias: (1) Orogenia Piratini (885/775 Ma), com plutonismo calci-alcalino análogo ao tipo andino, gerando um sistema cordilheirano; (2) Orogenia Porongos (650/620 Ma), envolvendo a obdução do orógeno Piratini sobre a margem oriental do Continente Rio de La Plata, com a reativação de seu embasamento e da cobertura miogeoclinal, e geração de nappes e escamas tectônicas. A vergência dessas nappes aponta para NW, e foram acompanhadas pelo desenvolvimento de milonitização, metamorfismo, migmatização e pela geração de "sheets" de granitos tipo S e; (3) Orogenia Serra do Herval (570/530 Ma). Essa orogenia envolve os eventos finais da colisão continental ocorrida a leste do Continente Rio de la Plata, num processo de reativação intracontinental de caráter transpressivo, que se desenvolveu por meio de deslocamentos laterais sinistrais entre as massas crustais. Esses deslocamentos foram responsáveis pela atual geometria sigmoidal dos distintos blocos do cinturão (La Pedrera, Sierra de Rocha, Pelotas, Encruzilhada do Sul, Cerro da Árvore, Serra dos Pereira, Serra das Encantadas, Pan de Azucar e Lavalleja), por suas deformações tardias, pelo desenvolvimento de milonitização sub-vertical em zonas de cisalhamento e por importante atividade granítica multi-intrusiva, sin-cinemática, localmente associada a vulcanismo ácido.

O Cinturão Ribeira no Rio Grande do Sul foi construído através da superposição das seguintes orogenias: (1) Orogenia Rio Vacacaí (770/650 Ma), desenvolvimento de um sistema de arco de ilhas com provável subdução para oeste, (2) Orogenia Vila Nova (~ 650 Ma), na qual ocorreu a obdução do sistema de arco de ilhas Rio Vacacaí sobre a margem ocidental do Continente Rio de La Plata, plutonismo calcio-alcalino de subdução residual, e desenvolvimento de nappes e escamas tectônicas (incluindo ofiolitos), com vergência para leste. Associados a essas feições, foram gerados milonitização, metamorfismo e, localmente, migmatização, e; (3) Orogenia Bom Jardim (620/530 Ma), subdução tipo B, mergulhando para leste sob o conjunto acrescionário gerado na orogenia Vila Nova e formação de um sistema cordilheirano distal, ainda autóctone, com polaridade ígnea e sedimentar para leste, afetado por transpressão dextral.

Fig. II.1 - Evolução brasileira do Escudo Sul-Rio grandense, com as diversas orogenias superimpostas, relacionadas aos cinturões Dom Feliciano e Ribeira. 1) Cobertura miogeoclinal; 2) Crosta oceânica e ofiolito; 3) Plutonismo e vulcanismo; 4) Flysch sin-orogênico autóctone e alóctone; 5) Molassa tardi e pós-orogênica; 6) Raiz de arco de ilhas (alóctone); 7) Raiz de arco andinótipo, alóctone (extraído de FRAGOSO CESAR, 1992).

Fig. II.2 - Mapa geológico e tectônico do Escudo Sul-Rio grandense, com a configuração final imposta pelo Ciclo Brasileiro e a justaposição dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira (extraído de FRAGOSO CESAR, 1992).

O Bloco São Gabriel contém as três orogenias bem caracterizadas, enquanto no Bloco Taquarembó apenas as duas últimas possuem registros, ressaltando a compartimentação do Cinturão Ribeira no Rio Grande do Sul, promovida pelo Lineamento de Ibaré.

As Bacias Orogênicas

Esses eventos orogênicos propiciaram importante deposição de flysch & molassa em bacias específicas, geralmente acompanhada por vulcanismo, estando melhor expostas as seqüências orogênicas dos eventos terminais nos dois cinturões (orogenia Serra do Herval no Cinturão Dom Feliciano e orogenia Bom Jardim, no Cinturão Ribeira), e da bacia molássica intermontana pós-orogênica, instalada ao longo do limite tectônico destes. Tais depósitos tem sido genericamente denominados como "molassas brasileiras" embora contenham, também, flysch, além de extrusões vulcânicas, similares às de bacias de eventos brasileiros anteriores, aqui conjuntamente discutidas.

Os depósitos orogênicos brasileiros presumivelmente mais antigos são reconhecidos no Cinturão Dom Feliciano e interpretados como produtos da Orogenia Piratini, ocorrendo em blocos alóctones (terrenos) isolados, ou justapostos pelos cisalhamentos verticais da Orogenia Serra do Herval.

O Terreno Cerro da Árvore, constituído por depósitos vulcânicos e vulcanoclásticos (tipo flysch?) intermediários a ácidos, calcio-alcálinos, com intercalações químicas, afetados por metamorfismo de baixo grau, tectonicamente imbricados em escamas vergentes para NW durante a orogênia posterior (Orogenia Porongos). Este terreno foi visualizado como resíduo de uma bacia de retro-arco (JOST & BITENCOURT, 1980; FRAGOSO CESAR *et al.*, 1982; FRAGOSO CESAR, 1991), ligado ao arco cordilheirano da Orogenia Piratini.

O Terreno Serra dos Pereira, justaposto ao Terreno Cerro da Árvore, é essencialmente formado por meta-ritmitos tipo flysch de baixo grau metamórfico, localmente com intercalações quartzíticas, e foram estruturados em dobras recumbentes, igualmente vergentes para NW, durante a Orogenia Porongos. Estas litologias foram interpretadas por FRAGOSO CESAR (1991), como porções distais da bacia de retro-arco acima citada. Outro bloco, restrito ao extremo sudeste uruguaio, expõe as metagrauvacas vulcanogênicas e intercalações vulcânicas do Terreno La Pedrera, de significado paleogeográfico ainda indefinido.

No Cinturão Ribeira a deposição orogênica brasileira mais antiga é relacionada à Orogenia Rio Vacacaí, constituída por metavulcânicas basálticas a dacíticas toleíticas de alta-Al₂O₃, a calcio-alcálinas de baixa-K₂O, com intercalações vulcanoclásticas tipo flysch (WILDNER, 1990). Estes depósitos estão estruturados como escamas tectônicas vergentes para leste, englobados no Terreno Vacacaí, e são interpretados como depósitos de retro-arco (SOLIANI Jr. 1986; WILDNER, 1990), embora sua atual posição geográfica e estrutural em relação a outros terrenos do Bloco São Gabriel, aliada à sua imaturidade magmática sugiram uma paleogeografia de ante-arco (FRAGOSO CESAR, 1991).

Os depósitos orogênicos posteriores, nos dois cinturões, refletem os eventos colisionais de obducção nas margens do Continente Rio de La Plata.

O avanço como nappes para NW das paleogeografias anteriores durante a Orogenia Porongos gerou relevo e sedimentação flysch terrígena no Cinturão Dom Feliciano, ainda preservada como resíduos de ritmitos areno-pelíticos anquimetamórficos tectonicamente embutidos, expostos nas regiões do Arroyo Azucarera, no Uruguai, e Cerro Chato e Serrilhada

no RS, entre outros.

No Cinturão Ribeira, a obducção promovida pela Orogenia Vila Nova no Bloco São Gabriel foi, possivelmente, a responsável pela formação, de duas bacias:

(1) a Bacia Molássica Maricá, com depósitos continentais e costeiros, preservados ao longo dos contatos dos terrenos individualizados pela obducção e posteriormente reativados e,

(2) a Bacia Ibaré, instalada na zona de cisalhamento NW-SE homônima, que balizou a sudoeste a obducção no Bloco São Gabriel e marca o limite entre este bloco e o Bloco Taquarembó, encontrando-se preenchida pelo Flysch Ibaré, formado por meta-turbiditos areno-pelíticos, de proveniência múltipla. O limite meridional do Bloco Taquarembó, onde este justapõe-se com o Bloco Cratônico Rio de La Plata por lineamento análogo ao de Ibaré, também é marcado por depósitos orogênicos de baixo grau metamórfico, compostos por arcósios de derivação granítica associados a paraconglomerados e vulcânicas básicas da Bacia Arroyo Grande (FERNANDEZ & PRECIOZZI, 1974).

Os depósitos orogênicos melhor expostos - como já citado - são relacionados às Orogenias Bom Jardim e Serra do Herval, cuja evolução foi parcialmente sincrônica nos dois cinturões que então se justapunham. Durante a evolução do sistema cordilheirano da Orogenia Bom Jardim, refletindo a polaridade para leste do seu arco magmático calcio-alcálico a shoshonítico, estruturou-se a Bacia de Reto-Arco Santa Bárbara (FRAGOSO CESAR, 1990; 1991), preenchida pelos ritmitos areno-pelíticos e depósitos vulcanoclásticos associados do Flysch Mangueirão; pelas sequências areno-conglomeráticas da Molassa Santa Bárbara e por intercalações vulcânicas shoshoníticas, variáveis de basálticas a riolíticas. Os estudos de paleocorrentes disponíveis (e.g. PAIM et. al., 1990) indicam transporte para leste durante a sedimentação nesta bacia, coerente com a polaridade magmática.

A sedimentação orogênica resultante da Orogenia Serra do Herval no Cinturão Dom Feliciano iniciou, na fase sin-orogênica, com a instalação de uma grande antefossa - Antefossa Arroio dos Nobres - relacionada à justaposição de diversos blocos crustais através de grandes transcorrências sinistrais, com polaridade compressional para W-SW (transpressão). Esta situação provocou igual avanço dos fronts montanhosos e da progradação dos leques deltáicos formadores do Flysch Vale do Piquiri, evoluindo na fase tardi-orogênica para a individualização de bacias do tipo "strike-slip basins", superimpostas à antefossa e implantadas nos limites dos blocos crustais que então se soerguiam (SAYEG et. al., 1992), as Bacias do Arroio Boici, Vale do Piquiri, Minas do Camaquã, e diversas outras no RS, além das Bacias Cerro do Aguirre, San Carlos, Barriga Negra, e outras no Uruguai, concomitantes à deposição de arcósios e conglomerados continentais e costeiros da Molassa Vargas e correlatas.

A justaposição final entre os blocos dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira ocorreu durante o encerramento, sincrônico, das Orogenias Serra do Herval e Bom Jardim, permitindo a interdigitação dos níveis distais superiores das duas bacias convergentes. Essa situação pode estar registrada na região a oeste das Minas do Camaquã, faltando estudos específicos para confirmá-la, ou não.

Com o término desta justaposição e o consequente arrefecimento pós-orogênico, desenvolveu-se uma bacia transtensional ao longo do limite dos dois cinturões, a Bacia Intermontana Camaquã, preenchida por depósitos aluviais, eólicos e deltáicos englobados na Molassa Guaritas. Esses depósitos apresentam-se sub-horizontais e discordantes sobre os depósitos orogênicos anteriores.

Conclusões

O ciclo Brasileiro no RS e Uruguai envolveu complexa justaposição tectônica de blocos crustais de incerta procedência e distintas histórias orogênicas, transportando restos de bacias gerados em orogenias precoces e promovendo a formação de outras bacias durante suas colagens, encerrando com sedimentação molássica pós orogênica sub-horizontal no principal limite deste arranjo geotectônico.

Esse contexto remete a um importante evento de aglutinação de placas tectônicas, formando uma grande massa continental às custas de colisões de diversos pequenos (?) continentes e do qual o Escudo Sul-Rio grandense é apenas um pequeno, porém privilegiado, resquício.

CAPÍTULO III

GEOLOGIA LOCAL

Introdução

A área de estudos situa-se a leste da Vila de Torrinhass, município de Pinheiro Machado, RS, ocupando parcelas das folhas de Seival, Torrinhass e Aberto do Cerro (fig. I.1). Os depósitos clásticos orogênicos, de idade brasileira, ali encontrados, estão limitados a noroeste e a sudeste, respectivamente, pelos grandes falhamentos de Torrinhass e de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real, de direção N35E, que os isolam entre os metamorfitos dos Terrenos Serra das Encantadas a NW (milonitos, filonitos e quartzo-milonitos derivados de rochas graníticas e gnáissicas, com escamas tectônicas de supracrustais, particularmente mármore), e Serra dos Pereiras e Cerro da Árvore a SE (xistos, filitos, quartzitos e metavulcânicas). Encontram-se próximos ao limite ocidental do Batólito Pelotas, área fonte de parcela expressiva destas rochas, reconhecidas como pertencentes à Formação Arroio dos Nobres (sensu TESSARI, 1965; TESSARI & GIFFONI, 1970; FRAGOSO CESAR, 1991).

Duas associações litofaciológicas sobressaem em um primeiro reconhecimento, apresentando-se longitudinalmente contínuas e separadas pela falha Boici: (1) a sudeste, ocupando em média 30% em largura da faixa de afloramentos, uma associação predominantemente areno-pelítica, rítmica, com conglomerados subordinados, foi correlacionada ao Membro Mangueirão da Formação Arroio dos Nobres por TESSARI & GIFFONI (1970). Aqui, essa associação é reconhecida como a unidade basal da Formação Arroio dos Nobres, como visualizado por TESSARI & GIFFONI (op. cit.), porém red denominada Flysch Vale do Piquiri, sensu FRAGOSO CESAR (1991); (2) a noroeste da falha, correspondendo aproximadamente a 65% da faixa de afloramentos (os 5% restantes sendo ocupados por depósitos pós-brasilianos), uma associação de rochas areno-conglomeráticas - correlacionada à unidade superior da Formação Arroio dos Nobres, Molassa Vargas - compõe a principal unidade mapeável da área.

Aspectos Gerais da Área

O Vale do Arroio Boici ocupa uma depressão de direção aproximada N35E, situada entre a Serra das Encantadas a NW, e a Serra dos Pereiras, a SE.

A região estudada abrange desde as cabeceiras do Arroio Boici até o início de seu curso inferior, com cerca de 46 km de comprimento e, em média, 5 km de largura, perfazendo aproximadamente 230 km² de área. Suas altitudes máximas atingem os 330 metros, apresentando uma topografia em geral suave, com alguns altos controlados por falhamentos.

A vegetação é característica de campos com pouco solo, constituída principalmente de gramíneas e, junto aos cursos d'água, por matas ciliares.

O padrão de drenagem, analisado a partir de fotos aéreas, mostrou-se com alta densidade, retilíneo com angularidade média, bi-direcional, com formas em cotovelo.

Os principais acessos à área são as estradas que ligam Torrinhass à BR 292 a sul e Torrinhass a Piratini, a E, atravessando-a em sua porção central. Outra estrada, que liga a Vila das Torrinhass a Santana da Boa Vista, corre paralelamente ao vale, ao longo da Serra das Encantadas. Além destas, diversas trilhas e caminhos, que ligam pequenas povoações e fazendas às vias principais, cortam a área.

FORMAÇÃO ARROIO DOS NOBRES

Sob esta denominação foram englobados os depósitos gerados durante a orogenia Serra do Herval, no Cinturão Dom Feliciano. A Formação Arroio dos Nobres, como concebida a partir da proposta de FRAGOSO CESAR (1991), reúne o registro sedimentar produzido por essa orogenia, sendo constituída por uma unidade inferior - formada por ritmitos areno-pelíticos, arenitos e conglomerados gerados em ambiente subaquoso e relacionados às etapas sin-tectônicas deste ciclo orogênico - denominada Flysch Vale do Piquiri, e uma unidade superior, constituída por arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados, de natureza continental, relacionada a pulsos tardios da estruturação do Cinturão Dom Feliciano, denominada Molassa Vargas.

No Vale do Arroio Boici, essas duas unidades acham-se separadas pela falha que controla o curso superior do arroio que dá nome ao vale, sendo por isto aqui denominada de Falha do Boici.

A seguir serão apresentadas as principais características sedimentares, petrográficas, e o contexto paleogeográfico daí deduzido a partir das informações levantadas no campo, juntamente com aquelas obtidas através do estudo de lâminas delgadas.

FLYSCH VALE DO PIQUIRI

Introdução

Ao apresentarem os resultados do mapeamento da região situada entre Bagé, Piratini e Pinheiro Machado, TESSARI & GIFFONI (1970) dividiram as rochas sedimentares encontradas no Vale do Arroio Boici em duas unidades, pertencentes à Formação Arroio dos Nobres. A unidade inferior - correlacionada ao Membro Mangueirão - devido a suas características sedimentares e relações estratigráficas, foi por eles reconhecida como uma sequência tipo "flysch".

Os trabalhos que efetuamos nessa região levaram-nos a corroborar as conclusões daqueles autores. O conjunto de estruturas sedimentares, a geometria dos corpos e a distribuição dos termos litológicos apontam para um contexto deposicional de leques subaquosos, transicionando para leques costeiros.

A análise do contexto geotectônico indica que a unidade Flysch Vale do Piquiri constitui o registro sedimentar das fases precoces da Orogenia Serra do Herval (570 a 530 Ma), quando leques subaquosos depositavam predominantemente areias e pelitos no fundo de um grande corpo aquoso, a Antefossa Arroio dos Nobres. A descoberta de icnofósseis em depósitos correlacionáveis, encontrados na região das Minas do Camaquã (PAIM et al., 1990; GUIMARÃES NETO et al., 1992) e de estruturas típicas de águas salobras indica que este corpo aquoso apresenta características de um mar epicontinental.

As análises de paleocorrentes e determinações de composição modal desta unidade no Vale do Arroio Boici apontam que as áreas fontes dos leques responsáveis por esses depósitos situavam-se a sudeste, desenvolvendo-se a progradação para noroeste, em resposta ao processo de construção de relevo, gerado pela evolução dos falhamentos que afetaram o embasamento da antefossa durante a Orogenia Serra do Herval.

A denominação "Flysch Vale do Piquiri", unidade basal da Formação Arroio dos Nobres (sensu TESSARI, 1965), foi proposta por FRAGOSO CESAR (1991) para descrever as litologias anteriormente englobadas no membro Mangueirão, nesta antefossa (FRAGOSO CESAR et al., 1985; FRANTZ & REMUS, 1986).

Nesse trabalho (FRAGOSO CESAR, 1991), essa redefinição é embasada em observações de campo e no aprimoramento dos conhecimentos da evolução paleogeográfica brasileira do Escudo Sul-Riograndense, observando o autor que "...o Membro Mangueirão...", como definido por RIBEIRO et al. (1966), estava "...originalmente referenciado aos depósitos situados junto ao arroio Mangueirão, que entendemos pertencentes à Bacia de Retro-Arco de Santa Bárbara. O Vale do Piquiri foi eleito como localidade tipo desta unidade (Flysch Vale do Piquiri) por conter sua mais expressiva exposição, onde tivemos oportunidade de estudá-la com relativo detalhe (FRAGOSO CESAR, 1983; PAIM et al., 1986) e onde seu caráter flysch (STUDER, 1827; CARON et al., 1989) é evidente" (FRAGOSO CESAR, op. cit.)

Dessa forma, enquanto o membro Mangueirão da Formação Maricá encontra-se geneticamente associado à evolução do Cinturão Ribeira, a oeste, os depósitos assemelhados, encontrados principalmente nos vales dos arroios Piquiri e Boici, e na região das Minas do Camaquã, estão relacionados à evolução da Antefossa Arroio dos Nobres, do Cinturão Dom Feliciano, na porção leste do escudo.

No Vale do Arroio Boici, esta unidade encontra-se distribuída principalmente em uma faixa contínua localizada a sudeste da área e como pequeno bloco soerguido na folha de Seival, embutido entre sedimentos paleozóicos do Grupo Itararé e seqüências da Molassa Vargas (vide mapa de Unidades Genéticas, em anexo).

Descrição de Facies do Flysch Vale do Piquiri

O Flysch Vale do Piquiri, como já exposto, ocupa na região estudada uma faixa de afloramentos de direção NE-SW, ao longo da borda leste da área, desde a folha de Seival até a folha de Aberto do Cerro.

Na folha de Seival, próximo ao contato com os metamorfitos do Terreno Serra das Encantadas a NW, ocorre como uma escama tectônica imbricada entre falhas de direção NNE, com pequena expressão lateral.

Aproximadamente um quilômetro a oeste do Cerro do Porongo - já na atual borda SE da Bacia do Camaquã, fora dos limites atuais do vale do arroio Boici e isolada deste pelo Alto das Encantadas - seqüências correlacionáveis às aqui descritas, com litologias extremamente semelhantes às encontradas no vale, apresentando estruturas primárias indicando paleocorrentes para sudeste, podem representar a continuidade da unidade Vale do Piquiri para oeste.

Ao longo de sua principal faixa de afloramentos, esta unidade apresenta variações laterais significativas.

Tipicamente, esta unidade é constituída por depósitos areno-pelíticos associados com lentes de conglomerados, apresentando nas porções central e setentrional abundantes marcas onduladas assimétricas, subordinadamente simétricas, de porte centimétrico e expondo nos níveis pelíticos gretas de ressecção. Este conjunto de estruturas foi identificado e discutido anteriormente por LAVINA et al. (1985) que interpretaram esses depósitos como produto de ambientes transicionais, com deposição gerada através de correntes de densidade em águas rasas e exposição subaérea eventual, definindo tais depósitos como inunditos. Junto à falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real, estes inunditos intercalam-se com lentes de conglomerados.

Para sudoeste, embora a associação predominante continue sendo a intercalação de areias e pelitos, níveis de conglomerados com seixos e grânulos associados aos ritmitos (cujos níveis pelíticos não apresentam gretas de ressecção nem os níveis arenosos marcas onduladas simétricas), compõem muitas vezes uma seqüência clássica completa de BOUMA (1962), apontando para a possibilidade da deposição desses sedimentos ter ocorrido através de correntes de turbidez, em ambientes de águas mais profundas que os dos depósitos atualmente expostos a nordeste.

Durante os trabalhos de mapeamento foi possível separar o Flysch Vale do Piquiri em duas associações de facies facilmente distinguíveis no campo: - uma associação de facies constituída por camadas e lâminas de areias finas e muito finas, siltitos e argilitos, subordinadamente contendo níveis de conglomerados com grânulos e seixos, dispostos em seqüências rítmicas predominantemente granodecrescentes e; - uma associação de facies constituída por corpos de conglomerados (predominantemente paraconglomerados de matriz arenosa), de geometria lenticular, bordejando o limite sudeste da bacia, no contato com a falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real, formando camadas contínuas na porção sudoeste (folhas de Seival e Torrinhas) e aflorando como lentes isoladas nas suas porções central e nordeste (folhas de Torrinhas e Aberto do Cerro), como mostra o mapa de Unidades Genéticas (ver mapa

anexo).

A descrição das litofacies que compõem esta unidade se fará de acordo com as variações laterais observadas.

Associação de Facies Areno-Pelítica

Nas folhas de Aberto do Cerro e Torrinhas essa associação está representada por pacotes com lâminas e finas camadas centimétricas de arenitos finos a muito finos, siltitos e argilitos, recobertos por arenitos feldspáticos, finos e médios, de cor avermelhada. Esta sequência apresenta as seguintes características:

- Nos níveis silto-arenosos ocorrem abundantes marcas onduladas assimétricas (Tc), com comprimento de onda centimétrico, e sentido geral de paleocorrente para WSW, enquanto nos níveis argilosos (Te) ocorrem gretas de ressecção ("mud cracks").
- Todo o pacote está arranjado na forma de sequências rítmicas granodecrescentes de areia fina a argilas, em lâminas e camadas milimétricas e centimétricas, recobertos por arenitos avermelhados finos a médios com estratificação plano-paralela (Tb) ou maciços (Ta), eventualmente com lineação primária de corrente ("parting lineation").
- Nesta região, as camadas apresentam-se com mergulhos variáveis, em torno de 60° próximo ao contato com o embasamento a sudeste (foto III.1), diminuindo à medida que se afasta dele até atingir valores de mergulho em torno de 30°, nas suas porções mais internas. Apresentam suaves dobramentos com eixos com caimento para SW e NW.

Na folha de Torrinhas, altura dos pontos 84, 85 e 86 (vide mapa de pontos para localização), esta associação ocorre associada a níveis de conglomerados com grânulos e pequenos seixos (Ta), indicando maior energia de transporte, provavelmente como resultado da progradação de leques costeiros. As demais estruturas primárias descritas na folha de Aberto do Cerro repetem-se aqui.

Nessa região também foram observadas laminações convolutas em níveis de arenitos finos e superfícies erosivas na base de conglomerados, continuando-se a observar a presença de marcas onduladas simétricas e assimétricas de porte centimétrico, e a alternância de camadas centimétricas e decimétricas de arenitos (e conglomerados) com lâminas e finas camadas de silte e argilas como as feições mais marcantes.

Na folha de Torrinhas, altura dos pontos 173 a 177 (vide mapa de pontos para localização), a associação é caracterizada principalmente por arenitos médios a finos, com níveis pelíticos muito subordinados, intercalados com níveis de arenitos grossos. Internamente está estruturada da seguinte forma:

Os pacotes arenosos apresentam granodecrescência de grânulos até areia fina, interdigitados com conglomerados lenticulares no limite sudeste da bacia. Para noroeste ocorre a diminuição gradativa dos níveis rudáceos até seu desaparecimento, enquanto as frações pelíticas tornam-se mais expressivas.

As estruturas primárias presentes são superfícies erosivas na base dos níveis rudáceos,

pequenas estruturas de escavação e preenchimento ("scour and fill"), estruturas de sobrecarga ("flame"), além de "climbing ripples" nos níveis silto-arenosos. Nos níveis arenosos, foram encontradas estratificação plano-paralela, acamamento gradacional normal e marcas ondula-
das simétricas de comprimento de onda decimétrico e interferência de fase, com pequenas
dobras convolutas associadas. Os níveis argilosos apresentam laminação plano-paralela.

Foto III.1 - Sequência de ritmitos areno-pelíticos encontrada na folha de Aberto do Cerro (ponto 42), próximo à falha de Açoteia-Pedras Altas-Passo Real, no limite sudeste da bacia. Observar o alto ângulo de mergulho das camadas, a cor vermelho-chocolate que lhe é característica e a tabularidade, realçada pela alternância de camadas de arenitos médios e finos, maciços (Ta), camadas centimétricas de areias finas com marcas onduladas ("climbing ripples") (Tc), e finas camadas de argilas (Te).

Observou-se também, nesta região, dobras de arrasto de pequeno porte que afetam essas litologias.

Na Folha de Seival, ao longo da estrada que liga Pinheiro Machado a Torrinhass, aparentemente sotopostos (o contato atual é definido pela falha do Boici) a arenitos e conglomerados tabulares pertencentes à unidade superior (Molassa Vargas), ocorrem depósitos rítmicos areno-pelíticos.

Aqui, a associação areno-pelítica do Flysch Vale do Piquiri caracteriza-se pela intercalação de camadas centimétricas de arenitos finos a muito finos, maciços (Ta), ou com laminação plano-paralela (Tb) realçada por fragmentos de mica (muscovita, principalmente) ou ainda com marcas onduladas cavalgantes "climbing ripples" (Tc), intercaladas com níveis milimétricos e centimétricos de silte (Td) e argilas (Te), formando sequências incompletas de BOUMA (1962), compostas pelos níveis Tae, Tce, Tcde e Tbce. À medida que se sobe na estratigrafia da unidade, aumenta a frequência de areias médias e de conglomerados com grânulos e seixos, formando, algumas vezes, sequências completas de Bouma (Tabcde).

As estruturas primárias características são representadas por estruturas de aspecto maciço ou estratificações plano-paralelas nos níveis arenosos; aspecto maciço ou acamamento gradacional normal, algumas vezes invertido, variando de seixos até areias médias nos níveis com conglomerados, com superfícies erosivas na base dessas camadas; laminação cruzada nos níveis silticos e aspecto maciço nos níveis argilosos, além de acamamento gradacional normal de areia a argilas ou de conglomerados a argilas completam o quadro (fig. III.1).

Nesta região foi observado que, junto ao contato por falha com a Molassa Vargas a noroeste, o pacote está, em alguns pontos, bastante silicificado e falhado, apresentando-se bastante perturbado, com dobras geradas por cisalhamento.

Na estrada que leva à Vila das Torrinhass - junto ao contato com os sedimentos do Grupo Itararé da Bacia do Paraná, uma pequena faixa de afloramentos - sem continuidade lateral - desta associação, encontra-se estruturada como bloco imbricado entre falhas, identificada pela intercalação de areias e pelitos, recobertos de forma erosiva por paraconglomerados desorganizados aparentemente originados a noroeste.

Relações de Contato

Esta associação interdigita-se com paraconglomerados desorganizados, ortoconglomerados e arenitos conglomeráticos estruturados principalmente como corpos descontínuos com geometria lenticular, gradando em direção ao topo para camadas contínuas de arenitos finos a médios, bem selecionados. Encontra-se limitada a sudeste em largos trechos pelo embasamento, através da falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real, e a noroeste faz contato lateral com a Molassa Vargas, limitada pela falha do Boici (vide mapa de Estruturas, em anexo).

A faixa aflorante dessa unidade, próximo ao contato com a Serra das Encantadas, encontra-se estruturada como escama tectônica limitada a sudoeste e noroeste por depósitos neo-paleozóicos da Bacia do Paraná e a nordeste e sudeste por arenitos e arenitos conglomeráticos da unidade Vargas.

Associação de Facies Conglomeráticas

Sob esta denominação foram englobados os depósitos predominantemente conglomeráticos, dispostos principalmente ao longo da borda leste da área de estudo, estruturados como leques, isolados a nordeste, e coalescentes a sudoeste. São paraconglomerados e ortoconglomerados, associados com arenitos feldspáticos imaturos com estratificações cruzadas acana-

ladas de porte decimétrico. As composições litológicas do arcabouço dessas rochas apresentam variações significativas ao longo de sua faixa de afloramentos, aparentemente vinculadas ao estabelecimento de leques não muito desenvolvidos, associados à áreas fontes diversas.

Fig. III.1 - Perfil colunar de detalhe da associação areno-pelítica do Flysch Vale do Piquiri, às margens da estrada que liga a BR-295 à Vila das Torrinhas, (ponto 240). Observar o caráter granocrescente da sequência.

Distribuição e Descrição

Na folha de Aberto do Cerro, altura dos pontos 46 e 47, uma lente de conglomerados apresenta-se com forte mergulho para noroeste (foto III.2), em contato de falha com filitos e xistos do Terreno Cerro da Árvore. Este afloramento, de geometria e aspecto maciço,

praticamente só possui ortoconglomerados a seixos e calhaus, com matriz de areia grossa preenchendo os interstícios. Os clastos do arcabouço apresentam-se desde angulosos, com muito baixa esfericidade até esféricos com bom arredondamento (estes últimos predominantemente quartzo).

Foto III.2 - Vista de uma lente de conglomerados (ponto 46), junto à falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real, no contato com os metamorfitos do Terreno Serra dos Pereira (à esquerda da foto, o observador estava voltado para o sul).

A composição litológica aproximada do seu arcabouço é de 40% de quartzo, 20% de quartzitos, 20% de xistos, 12% de rochas miloníticas, 5% de vulcânicas ácidas e intermediárias finas, 3% de basalto afanítico (fig. III.2).

Fig. III.2 - Histograma de Frequência do ponto 46.

Nas folhas de Aberto do Cerro e Torrinhas, esta unidade está representada por diversos corpos com geometria lenticular de conglomerados e arenitos médios, com arenitos grossos subordinados. Na altura da Estância da Pedreira, na Folha de Torrinhas, um expressivo afloramento dessa associação apresenta as seguintes características:

Os ortoconglomerados e paraconglomerados com baixa organização são compostos principalmente de calhaus e seixos, subordinadamente de grânulos, com esfericidade e angulosidade variando de altas a baixas.

Apresentam aspecto maciço ou, secundariamente, gradacional normal.

A composição dos conglomerados é constituída de quartzo (70%), granitos miloníticos (20%), xistos (5%) e granitos diversos (5%), (fig. III.3).

Fig. III.3 - Histograma de Frequência com a composição média dos valores obtidos para diversas lentes conglomeráticas isoladas, aflorantes nas folhas de Aberto do Cerro e Torrinhãs (46, 47, 87, 88, 88, 89, 130, 131).

A SW da folha de Torrinhãs e na folha de Seival, esta associação forma uma seqüência lateralmente contínua de conglomerados associados a arenitos médios e arenitos grossos subordinados.

Os conglomerados (paraconglomerados principalmente) são compostos por seixos de calhaus de quartzo e de granitos tipo Dom Feliciano, com xistos, quartzitos, feldspatos e riolitos subordinados.

A composição do arcabouço varia bastante, localmente. Em alguns trechos observa-se predominância de granitos tipo Dom Feliciano em relação às demais litologias, inclusive o quartzo, enquanto em outros pontos amostrados não foi observada a presença desses granitos (fig. III.4).

Fig. III.4 - Histograma de Frequência com a composição média obtida para a faixa de afloramentos de lentes conglomeráticas coalescentes, aflorante nas folhas de Torrinhas e Seival (pontos 171, 172, 219, 243).

O diâmetro máximo (Omáx) parece ser maior na porção nordeste desta faixa e nas proximidades do contato com o embasamento.

As estruturas primárias observadas foram: superfícies erosivas, acamamentos maciço e gradacional normal e imbricamento nos clastos - estes últimos não muito frequentes. Foi observada também a diminuição do diâmetro médio (0), concomitante à transição entre paraconglomerados com granodecrescência e ortoconglomerados, associados a arenitos grossos e médios com estratificações cruzadas acanaladas, para arenitos médios, com ou sem marcas onduladas simétricas.

A organização dos conglomerados, de modo geral, é baixa. Os paraconglomerados apresentam com alguma frequência acamamento gradacional rítmico, granodecrescente de seixos a areias grossas, em camadas decimétricas. Os clastos apresentam esfericidade e angulosidade variando de muito baixa a alta.

Relações de Contato

Esta associação está truncada a sudeste pela falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real, fazendo contato com os metamorfitos do Terreno Serra dos Pereira, e interdigitando-se a norte e noroeste com as litologias da associação de facies areno-pelítica. Na folha de Seival, a sequência encontra-se recobrindo e erodindo esses depósitos.

Petrografia do Flysch Vale do Piquiri

Análise Macroscópica

A análise macroscópica foi utilizada basicamente na determinação da composição modal dos clastos do arcabouço nas frações rudíticas, e na determinação aproximada da composição de psamitos, durante as etapas de campo.

As análises de composição modal de clastos do arcabouço em conglomerados foram representadas na forma de histogramas de frequência e os resultados médios obtidos expostos no mapa de Unidades Genéticas (ver anexo).

Análise Microscópica

As análises microscópicas foram efetuadas sobre amostras selecionadas de psamitos, eventualmente matriz arenosa de paraconglomerados e silte.

Os arenitos apresentam mineralogia básica constituída por fragmentos de quartzo, plagioclásio, microclínio, ortoclásio, muscovita e biotita, e fragmentos líticos como chert, quartzitos, vulcânicas, xistos, intraclastos (arenitos, conglomerados, pelitos). Calcários, além de minerais pesados (opacos, zircão, granada, turmalina, apatita, epídoto e hornblenda) completam o quadro (vide tabelas de descrição de lâminas, nos anexos).

Observou-se em algumas amostras estratificação plano-paralela realçada pelo alinhamento de grãos de quartzo (foto III.3), embora a estrutura observada seja, no geral, máçica.

Foto III.3 - Fotomicrografia (luz natural) enfocando o arranjo dos grãos de arenitos finos.

A seleção granulométrica varia de pobre a moderada, alta nos termos de granulometria fina. Os grãos são majoritariamente angulosos a sub-angulosos. Os contatos intergranulares são côncavo-convexos e planares evidenciando a considerável compactação, acarretando como consequência porosidade baixa a muito baixa.

Os grãos de quartzo aparecem nas variedades mono e policristalinas. A primeira variedade é a mais abundante (cerca de 40% na composição das amostras estudadas), numa proporção média superior a 2:1 em relação aos grãos policristalinos. De maneira geral são fragmentos angulosos a sub-angulosos, de baixa esfericidade e apresentando extinção ondulante a fortemente ondulante. O quartzo policristalino ocorre em menor proporção (aproximadamente 15%), como grãos semi-compostos, compostos comuns e deformados ("sheared-quartz").

O predomínio do tipo monocristalino, mesmo considerando a forma sub-angulosa predominante, sugere retrabalhamento e transporte.

Esses arenitos possuem quantidades apreciáveis de feldspato, sendo o plagioclásio o mais frequente. Ocorrem como grãos frescos e alterados, tendo composição mais sódica (albita/oligoclásio). São sub-arredondados na sua maioria, em alguns casos com dissolução nas bordas. A alteração mais frequente é a sericitização/saussuritização, verificando-se também caulinitização. Os feldspatos alcalinos são principalmente o microclínio e, subordinadamente, ortoclásio.

As micas ocorrem em quantidades menores. A muscovita chega a atingir até 15% (amostras 173 e 213), praticamente sem indícios de alteração, enquanto a biotita (quando presente) aparece comumente alterada para óxidos de Fe e clorita. As placas de mica aparecem "dobradas" e deformadas entre os grãos de quartzo evidenciando a forte compactação sofrida por essas rochas.

Os fragmentos líticos estão sempre presentes nesta unidade, nunca ultrapassando 10% na composição das amostras analisadas. Constituem-se de fragmentos de quartzito, chert, vulcânicas, arenitos, conglomerados e calcáreos. Os fragmentos de rochas vulcânicas são, muito provavelmente, de andesitos, embora a alteração da matriz destes fragmentos prejudique uma determinação segura. Podem alcançar até 8% em algumas amostras.

As características acima apontadas, como má seleção, baixo arredondamento e frequência de minerais instáveis permitem definir estas rochas como textural e mineralogicamente sub-maturas, e as classificar como arcóseos, arenitos líticos e litoarenitos feldspáticos, segundo a classificação proposta por FOLK (1968, 1974; fig III.5). Dada a abundância de feldspatos, todas as amostras analisadas caíram no campo de rochas ricas nesse mineral, variando de modo mais acentuado as quantidades relativas de fragmentos líticos e quartzo. Vale ressaltar que, embora alguns autores incluam micas como fragmentos rochosos (PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1972; PETTIJOHN, 1975), a classificação dessas litologias não sofre modificações substanciais quanto aos termos litológicos.

A plotagem dos dados obtidos da descrição de lâminas nos diagramas ternários apresentados por DICKINSON (1988), indicam que Arcos Magmáticos, Orógenos Reciclados e porções do Embasamento Soerguido serviram como áreas fontes para os depósitos do Flysch Vale do Piquiri (fig. III.6). A distribuição dos pontos apresenta boa superposição com os resultados obtidos por VALLONI & ZUFFA (1984, apud DICKINSON, 1988), para turbiditos sin-orogênicos dos Apeninos, gerados durante o Cretáceo superior e Terciário.

Fig. III.5 - Diagramas de FOLK, com a distribuição das amostras analisadas para a Associação de facies areno-pelíticas.

Os resultados obtidos apontam para um contexto de áreas fontes diversas justapostas numa região relativamente pequena. Este quadro está em consonância com o contexto geológico imaginado, no qual as áreas fontes do Flysch Vale do Piquiri foram, ao menos parcialmente, os batólitos Pelotas e Encruzilhada do Sul (Arcos Magmáticos), litologias dos Terrenos Serra dos Pereira, Cerro da Árvore e Serra das Encantadas ("Fold-thrust belts" ou Orógenos Reciclados e porções do Embasamento Soerguido).

Fig. III.6 - Diagramas de DICKINSON, relacionando os dados obtidos para o Flysch Vale do Piquiri às prováveis áreas fontes. Qm = quartzo monocristalino; Qp = quartzo policristalino; Qt = quartzo total (Qp + Qm); F = feldspatos; L = fragmentos líticos; Lv = fragmentos líticos de rochas vulcânicas; Ls = fragmentos líticos de rochas sedimentares; Lt = fragmentos líticos (incluindo chert); B = embasamento soerguido; C = cráton estável; P = área fonte plutônica; V = área fonte vulcânica

Contexto Depositional do Flysch Vale do Piquiri

As litologias aqui englobadas na Unidade Vale do Piquiri foram, desde os estudos pioneiros, compreendidas como produto de deposição em meio subaquoso (TESSARI & GIFFONI, 1970).

O contexto deposicional deduzido é composto por sistemas de leques subaquosos, variando de águas profundas até rasas, passando para ambientes costeiros, num processo progressivamente mais enérgico de colmatção de um grande corpo aquoso, provavelmente um mar epicontinental, que ocupou a Antefossa Arroio dos Nobres.

Durante as fases iniciais da Orogenia Serra do Herval, instalou-se um mar epicontinental sobre embasamento ensialico. Este mar provavelmente estendia-se para leste - cobrindo a área atualmente ocupada pelos Batólitos Pelotas e Encruzilhada do Sul.

Inicialmente sob condições tectônicas menos ativas, depósitos gerados por fluxos de densidade depositaram sequências predominantemente areno-pelíticas, formando sequências incompletas de BOUMA (Tae, Tce, Tde, Tbde). Esses depósitos podem ser interpretados como produtos sedimentares gerados em porções distais de leques subaquosos, ou em condições de relevo suave. Trabalhos realizados sobre esses litotipos no Vale do Piquiri (FRAGOSO CESAR, 1983) e outras localidades do Escudo Sul-Rio Grandense (LAVINA et al., 1985) identificaram tais depósitos como turbiditos, gerados em águas relativamente profundas (abaixo do nível de ação de ondas).

Com o desenvolvimento da Orogenia Serra do Herval, o embasamento desse corpo aquoso foi transectado por grandes falhamentos de direção NE. Desse modo, as condições deposicionais foram profundamente alteradas, fazendo com que depósitos cada vez mais grossos fossem gerados, a partir da instalação de diversos leques associados ao desenvolvimento de relêvo no fundo marinho. Nessa etapa, os dados de paleocorrentes coletados já indicam um aparente controle, estabelecido pelos movimentos transcorrentes dos blocos do embasamento.

O ambiente deposicional passa a ser gradativamente de águas mais rasas, até atingir condições de ambiente transicional, com a geração de leques deltáicos e costeiros. Os produtos sedimentares dessa etapa são constituídos por sequências completas de BOUMA inicialmente, passando para depósitos de fluxo de densidade com eventual exposição subaérea (inunditos), recobertos por pacotes de arenitos com características litorâneas.

O desenvolvimento dos grandes falhamentos é acompanhado pela colocação ("emplacement") dos corpos graníticos da Suíte Dom Feliciano e litologias associadas. Essa fase marca a inversão da Antefossa Arroio dos Nobres, com seu depocentro sendo soerguido e em seu lugar instalando-se uma cadeia de montanhas.

O soerguimento dessa cadeia de montanhas marca a passagem das fases sin-orogênicas para as fases tardi-orogênicas da Orogenia Serra do Herval, com o encerramento da deposição da unidade Flysch Vale do Piquiri através da mudança radical nas condições e ambientes deposicionais, passando de um contexto de leques subaquosos para ambientes litorâneos e francamente continentais. Inicia-se então a deposição das litologias tardi-tectônicas, pertencentes à unidade Molassa Vargas, com a geração de sistemas fluviais de rios entrelaçados e leques aluviais associados, instalados em estreitas e alongadas bacias limitadas por falhas transcorrentes de deslocamento predominantemente sinistral.

MOLASSA VARGAS

Introdução

Sob esta denominação estão reunidas na unidade superior da Formação Arroio dos Nobres as litologias arenosas e conglomeráticas encontradas no Vale do Arroio Boici, Vale do Piquiri e em outros pontos do Escudo Sul-Rio Grandense pertencentes ao Cinturão Dom Feliciano, sempre recobrimdo as litologias do Flysch Vale do Piquiri.

Essa unidade de conglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos que constitui a principal faixa de afloramentos eopaleozóicos na Bacia do Arroio Boici, foi reconhecida por TESSARI & GIFFONI (1970) como integrante do membro Vargas da formação Arroio dos Nobres. Por suas características deposicionais e relações estratigráficas com a unidade subjacente de ritmitos - reconhecida por aqueles autores como pertencentes ao membro Mangueirão da formação Arroio dos Nobres - foi interpretada como uma unidade molássica.

Molassa é um nome estratigráfico formal do domínio Norte-Alpino, aplicado na categoria de Grupo e que pode ser útil, segundo VAN HOUTEN (1981), se aplicado informalmente a sequências tardiorogênicas de antefossa. Este conceito refere-se essencialmente a sequências marinhas de plataforma rasa e continentais, num contexto regressivo, afetado por movimentos terminais na estruturação de um orógeno.

As fases tardias da Orogenia Serra do Herval são caracterizadas por acentuada elevação regional no nível de base, *'pari passu'* às etapas finais de colocação dos grandes corpos graníticos da Suíte Dom Feliciano e ao desenvolvimento dos grandes falhamentos transcorrentes de direção NE e NNE. A deposição das molassas marca esse soerguimento, através da geração de sedimentos inicialmente de ambiente litorâneo, passando para ambiente continental, acumulados em bacias estreitas, limitadas por falhas com rejeito oblíquo. É a partir do momento em que estas bacias se configuram que fica estabelecido o caráter tardi-orogênico dessa unidade

No Vale do Arroio Boici, a Molassa Vargas foi tentativamente dividida em quatro associações de facies, procurando caracterizar os ambientes e sistemas deposicionais mais importantes que atuaram nas diversas etapas de evolução da bacia.

Associações de Facies da Molassa Vargas

A Molassa Vargas na Bacia do Boici é composta por 4 diferentes associações de facies, compreendidas como um agrupamento de facies cogenéticas e coetâneas, individualizadas pelas proporções entre arenitos e conglomerados, dados de área fonte e paleocorrentes estruturas primárias, pela geometria dos corpos e composição mineralógica, da seguinte forma:

- 1-associação de facies de arenitos;
- 2-associação de facies de arenitos conglomeráticos;
- 3-associação de facies de conglomerados lenticulares e
- 4-associação de facies de conglomerados e arenitos tabulares.

Essas associações estão distribuídas preferencialmente segundo faixas de afloramentos de direção NE/SW, paralelas à direção geral das estruturas que desenham a bacia, muitas vezes estruturadas como blocos delimitados por falhas. Tais associações foram utilizadas como unidades de mapeamento na confecção do mapa geológico.

As relações estratigráficas são complexas, com recorrências e interdigitações das diversas facies que compõem as associações, provavelmente reflexo de variações abruptas das condições locais de sedimentação, afetadas pelo tectonismo atuante.

As principais características distintivas de cada associação de litofacies, em termos de distribuição, conteúdo litológico, estruturas primárias, relações de contato e petrografia são apresentadas a seguir:

Associação de Facies de Arenitos

Esta litofacie é caracterizada pela predominância de psamitos em sua composição textural, e é encontrada em duas faixas de afloramentos de direção NE/SW, separadas por arenitos conglomeráticos e arenitos e conglomerados tabulares que ocupam a porção central da bacia.

Foram reconhecidos dois subgrupos desta associação na Bacia do Boici: **A** - um subgrupo composto por arenitos arcoseanos de granulometria principalmente média, com estratificações cruzadas de porte decimétrico a métrico, predominantemente acanaladas, contendo seixos esparsos e pequenas lentes de conglomerados com grânulos, seixos e, subordinadamente, calhaus e; **B** - um subgrupo composto por arenitos finos, com estratificações cruzadas de porte métrico e raros seixos esparsos. O primeiro subgrupo é o mais abundante, correspondendo a mais de 75% da associação; o segundo ocorre como lentes, intercaladas nesta unidade.

Subgrupo A - A composição predominante dos arenitos é arcoseana, composta por areias médias a grossas, com grânulos e seixos esparsos, de seleção textural pobre, subarredondados. A textura é "grain-supported", com ausência de matriz.

Os arenitos apresentam coloração variada (avermelhados, rosados, amarelados e esbranquiçados) e são compostos por quartzo, feldspato, muscovita e pequenos fragmentos de rocha, com grãos angulosos a sub-angulosos de baixa esfericidade, sendo textural e mineralogicamente sub-maturos.

As estruturas primárias encontradas são principalmente estratificações plano-paralelas, cruzadas acanaladas de porte decimétrico até métrico e cruzadas tabulares, não raro demarcadas pela presença de grânulos nos "foresets". Foram também observadas marcas onduladas simétricas e estruturas sigmoidais (fotos III.4 e III.5), superfícies onduladas e estruturas de escape de fluidos ("flames").

Os seixos, raros, encontrados dispersos nos arenitos, são predominantemente constituídos de quartzo e quartzitos, feldspatos róseos e milonitos, subarredondados a angulosos e de esfericidade baixa a média. Seixos de outras litologias, como granitóides apresentam-se normalmente elipsoidais ou com esfericidade mais alta. Lentes de ortoconglomerados com seixos e calhaus são de espessura centi-decimétrica e larguras não superiores a quatro metros. Nestas lentes é comum observar-se imbricações nos clastos do arcabouço e superfícies erosivas na base. Pequenas "línguas" de paraconglomerados desorganizados, com matriz arenosa, foram eventualmente observadas (foto III.6).

Foto III.4 - Marcas onduladas simétricas em arenitos arcoseanos (ponto 138). Estruturas geradas em porções distais de sigmóides deltáicas (ver foto IX.2).

Foto III.5- Estruturas sigmoidais amalgamadas geradas em deltas (ponto 138a).

Foto III.6 - Paraconglomerado de matriz arenosa erodindo arenitos (ponto 137).

Subgrupo B - As areias discriminadas neste subgrupo são também de composição arcoseana, porém de granulometria fina e com boa seleção, observando-se eventualmente possível bimodalidade dos grãos. Estes, por sua vez, apresentam-se subarredondados a arredondados. A fração areia corresponde a mais de 99% desta facie, com seixos ou grânulos muito raramente observados.

As características acima descritas indicam origem eólica para estes arenitos, possivelmente constituindo-se de dunas eólicas geradas num contexto de praias e em porções distais de sistemas fluviais de rios entrelaçados (fig. III.7), aparecendo associadas a depósitos gerados nesses ambientes, reunidos no subgrupo 'a'.

Fig III.7 - Perfil esquemático de detalhe em sequência de arenitos fluviais distais (ponto 79).

Discussão da Petrografia

O arcabouço dos arenitos compõe-se de quartzo mono e poli-cristalinos, K-feldspatos, plagioclásio, micas (muscovita e biotita), fragmentos líticos (chert, quartzitos, fragmentos de rochas vulcânicas, arenitos finos, pelitos e granitos), minerais pesados (turmalina, zircão, apatita e opacos).

A granulometria predominante é média, com variações de fina até grossa (cerca de 0,15mm a 0,9mm), e localmente de muito grossa até grânulo (aproximadamente 3,0mm), de acordo com a escala de WENTHWORTH (1922). Assim, a seleção predominante é de moderada a muito pobre.

Os grãos são encontrados desde angulosos até arredondados, predominando os sub-arredondados, com esfericidade média (segundo classificação de POWERS, 1953). Os litotipos possuem pouquíssimos espaços intergranulares. Os contatos intergranulares mais frequentes são dos tipos côncavo-convexo e planar, evidenciando a alta compactação sofrida.

Em relação à maturidade textural, não foram encontradas 'wackes' (segundo a classificação de PETTIJOHN, 1972), já que as porcentagens de matriz fina (silte ou argila) não ultrapassaram os 3% em nenhuma amostra, podendo esses arenitos ser considerados puros. É comum observar-se cimento ferruginoso (limonita) e carbonático (este último encontrado com mais abundância junto às principais falhas que afetam esses sedimentos), em proporções nunca superiores a 5%.

O quartzo (aproximadamente 45%) é o principal componente destes arenitos ricos em feldspatos. Ocorre tanto na variedade monocristalina quanto na policristalina, sendo esta última mais abundante. O quartzo monocristalino (ou simples) é do tipo plutônico (PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1972) e se apresentam sub-angulosos a sub-arredondados com extinção ondulante sugestiva de deformação ("strain"). Entretanto, é o quartzo policristalino o mais importante devido às implicações quanto a área fonte, proveniência, transporte, retrabalhamento e deformação.

A variedade policristalina ocorre em proporções médias de 2:1 em relação ao tipo monocristalino. Dentre os grãos policristalinos, destacam-se os semi-compostos, compostos comuns e compostos deformados ("sheared-quartz"). Os semi-compostos fornecem indicações de origem a partir de veios hidrotermais (quartzo leitoso) e, também, de fontes plutônicas e metamórficas. Os grãos de quartzo denominados compostos comuns (FAMBRINI, 1992, foto III.7) constituem-se de um mosaico de vários cristais que, dependendo do caráter dos limites internos entre os cristais, fornecem boas indicações acerca da proveniência. O grão da foto III.7 sugere derivação metamórfica de alto grau (notar contato suturado entre os cristais). O tipo composto deformado é relativamente abundante nas rochas desta unidade (entre 8 e 10%) e indica, com segurança, fonte que sofreu alto grau de deformação e metamorfismo (foto III.8). Caracteriza-se por diferentes orientações óticas de cristais individuais, acentuadamente alongados, denotando conspícua orientação interna dos grãos, e também por limites intercristais suturados (serrilhados), irregulares em sua maioria (ADAMS, MACKENZIE & GUILFORD, 1974). Os cristais individuais dos grãos podem apresentar extinção ondulante a fortemente ondulante.

Foto III.7- Grão de quartzo do tipo composto comum (FAMBRINI, 1992).

Foto III.8 - Grão de quartzo do tipo composto deformado.

Os feldspatos estão representados por microclínio (mais abundante), plagioclásio e ortoclásio. Os maiores fragmentos são de microclínio. De modo geral os feldspatos mostram-se frescos, mas podem ocorrer sericitizados.

Associação de Facies de Arenitos Conglomeráticos

Esta associação de facies distribui-se numa faixa de afloramentos de direção NE, numa posição intermediária entre os arenitos da associação 'a', com os quais tem contato gradacional, e os conglomerados lenticulares da associação 'c' - que os recobrem e com os quais se interdigitam, refletindo o aumento nas condições de energia de transporte e deposição promovido pela geração de relevo em função do soerguimento do Alto das Encantadas.

Ocorre na região central da bacia ocupando uma porção deprimida, associada a conglomerados (paraconglomerados principalmente) lenticulares. Esta associação é interpretada como produto de porções medianas de leques deltáicos e aluviais. Neste caso, os dados de paleocorrentes indicam sentido de transporte variando de NW até ENE, possivelmente refletindo a interação de mais de um sistema de leques, originados provavelmente em ambas as bordas da bacia recém-formada, ainda em condições parcialmente subaquosas.

São compostos por arenitos feldspáticos de granulometria média até grossa, mal selecionados, contendo com frequência pequenas lentes de ortoconglomerados e abundantes seixos esparsos, principalmente de milonitos e quartzo de veio. São encontrados também, com alguma frequência, depósitos de paraconglomerados gerados por fluxos de detritos ("debris flow").

As estruturas primárias mais frequentes são estratificações cruzadas acanaladas decimétricas a métricas, muitas vezes com os estratos demarcados por grânulos e pequenos seixos (foto III.9) e estratificações gradacionais normais de seixos e grânulos até areia média. Com menor frequência são observadas estratificações tabulares e plano-paralelas. As lentes de ortoconglomerados, com grânulos, seixos e calhaus, apresentam base erosiva e imbricação dos clastos (figuras III.8 e III.9).

Foto III.9 - Arenitos fluviais conglomeráticos, com estratos cruzados demarcados por grânulos e pequenos seixos (ponto 197).

Fig III.8 - Perfil colunar de detalhe da associação de arenitos conglomeráticos no ponto 15.

Fig. III.9 - Perfil colunar de detalhe da associação de arenitos conglomeráticos no ponto 147.

A análise de proveniência dos clastos das lentes de conglomerados, e dos seixos esparsos pela unidade, indicam composições médias com (40%) de quartzo, (20%) de granito tipo Dom Feliciano, (15%) de milonitos, (7%) de intraclastos, (6%) de vulcânicas ácidas (riolitos) e intermediárias, (5%) de calcários, (4%) de calciosilicáticas e (3%) de xistos, com variações laterais importantes (figura III.10).

Fig. III.10 - Histograma de Frequência com as composições médias da fração grossa da associação de arenitos conglomeráticos.

Discussão da Petrografia

O arcabouço dos arenitos compõe-se de quartzo (poli e monocristalino), K-feldspatos, plagioclásio, micas (muscovita e biotita), fragmentos líticos (entre estes milonitos, chert, quartzito, turmalinitos, vulcânicas ácidas e intermediárias principalmente, com subordinações básicas, xistos, calcários e calcio-silicáticas, arenitos finos a grossos, pelitos e granitos diversos e minerais pesados (turmalina, zircão, apatita e opacos).

A granulometria varia de fina a grossa (de 0,1mm a 0,8mm) e de muito grossa até grânulos (aproximadamente 3,0mm). A seleção é de muito pobre a moderada e os grãos são angulosos até arredondados, predominando os sub-arredondados, de esfericidade variando de baixa a alta. A compactação é alta, com poucos espaços intergranulares, predominando os contatos intergranulares dos tipos côncavo-convexo e planar.

A matriz fina (silte ou argila) ocorre em pequenas quantidades ou ausente, praticamente todos os fragmentos constituindo o arcabouço das rochas. O cimento é carbonático e ferruginoso (limonita), em proporções inferiores a 5%.

O quartzo (aproximadamente 50% dos grãos) é o principal componente destes arenitos. Ocorre nas variedades poli e mono-cristalinas. Apresentam-se sub-angulosos a sub-arredondados, com extinção ondulante sugestiva de deformação ("strain").

Os feldspatos são principalmente microclínio (mais abundante), ortoclásio e plagioclásio. Em geral mostram-se frescos, mas podem ocorrer também sericitizados.

Os fragmentos líticos ocorrem nas mais variadas formas, variando de arredondados com alta esfericidade (quartzo e calcários principalmente) a fortemente angulosos com muito baixa esfericidade (milonitos, quartzitos e xistos, por exemplo).

Associação de Facies de Conglomerados Lenticulares

Esta associação é encontrada principalmente ao longo da borda noroeste da bacia, no limite com a Serra das Encantadas, embora não seja restrita a esta região. Ocorrem como corpos lateralmente descontínuos de conglomerados (paraconglomerados desorganizados, e ortoconglomerados), associados com arenitos feldspáticos mal selecionados, conglomeráticos. A composição mineralógica dos clastos do arcabouço nesses corpos varia localmente (ver mapa geológico), indicando diversidade local de área fonte e curto transporte.

Os paraconglomerados desorganizados têm seu arcabouço constituído de clastos que variam de grânulos até matacões em alguns afloramentos (foto III.10), com arredondamento e esfericidade variando de alto a muito baixos, normalmente em função da litologia do clasto. Desta forma, foi observado que rochas sedimentares, xistos, quartzitos e milonitos tendem a apresentar-se com arredondamento e/ou esfericidade mais baixos, enquanto rochas granitóides e riolitos apresentam esfericidade e arredondamento mais altos. O quartzo foi observado tanto com arredondamento alto, em clastos elipsóides, como angulosos e de baixa esfericidade. A matriz destes corpos é arenosa e mal selecionada, variando de fina a grossa, em grãos subangulosos. Esses corpos tipicamente apresentam aspecto maciço, com ausência de estruturas primárias.

Foto III.10 - Paraconglomerados desorganizados com matriz arenosa mal selecionada (ponto 106). Observar a variedade de formas e tamanhos de clastos constituintes do arcabouço (a composição modal destes clastos é dada pelo histograma da figura III.11).

Fig. III.11 - Histograma de Frequência com a composição do arcabouço de paraconglomerados desorganizados do ponto 106.

Os ortoconglomerados ocorrem subordinadamente, com estratificação gradacional normal de calhaus até grânulos, imbricações entre os clastos e estratificações cruzadas tabulares de porte decimétrico com "foresets" demarcados pela variação granulométrica.

Os arenitos feldspáticos são de granulometria grossa até fina, conglomeráticos. Os grãos de areia são subangulosos a subarredondados. As estruturas primárias mais frequentes são estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de porte centi-decimétrico.

A composição modal dos clastos do arcabouço varia localmente, refletindo mais uma vez pouco transporte e áreas fontes bastante localizadas.

Relações de Contato

Essa associação ocupa uma posição estratigráfica de topo, num contexto deposicional progressivamente mais energético, relacionado ao soerguimento do Alto das Encantadas, na borda noroeste da Bacia do Boici, só então definida.

Seu contato com as litologias que compõem a Serra das Encantadas a noroeste é definido pela falha de Torrinhãs, embora nos pontos 100 e 101, observe-se o que pode ser um "on lap" destes conglomerados sobre escamas de calcários.

Seu contato com as unidades subjacentes de arenitos conglomeráticos é erosivo.

Discussão da Petrografia

O arcabouço destas litologias, sobretudo dos conglomerados, constitui-se de grãos de quartzo mono e policristalinos, microclínio, plagioclásio, ortoclásio, fragmentos líticos (chert, xistos, quartzitos, vulcânicas, intraclastos, granitos, milonitos), biotita, muscovita, opacos e minerais pesados.

A seleção granulométrica é muito pobre, com grãos variando de 0,1 mm a 5,0 mm. As rochas são constituídas por fragmentos angulosos a subangulosos de esfericidade média, em contato intergranular essencialmente dos tipos planar e côncavo-convexo, cimentados por carbonatos e óxidos de ferro.

Os fragmentos de quartzo do tipo policristalino predominam nesta associação. Aparecem como grãos semi-compostos, compostos comuns e compostos deformados. O amplo predomínio dos policristalinos deformados (25% da rocha) sugerem fonte de alto grau de deformação e metamorfismo.

Os grãos monocristalinos de quartzo são angulosos e subangulosos até subarredondados, com esfericidade média a baixa, e exibem extinção ondulante a fortemente ondulante, indicativa de deformação. O tipo principal é o plutônico de KRYNINE (1940, *apud* PETTIJOHN *et al*, 1972; SUGUIO, 1980), de hábito xenomórfico, com abundante presença de vacúolos, micrólitos e inclusões de muscovita e sericita.

Grãos de microclínio aparecem com frequência (de 20 a 25% do total de grãos), geralmente mostrando-se frescos ou pouco alterados, de diâmetros variando entre 1,0-2,5 mm (maiores que o plagioclásio), arredondados a subarredondados.

O plagioclásio ocorre tanto na forma de detritos alterados como frescos. A alteração mais comum é a sericitização, cuja evolução chega a mascarar as maclas da geminação polissintética característica (Foto III.11). A composição dos fragmentos tende aos termos mais sódicos (albita-oligoclásio-andesina), caracterizando proveniência de terrenos granito-gnáissicos e deposição rápida que dificultou uma ação eficaz dos agentes intempéricos. Apresentam bom arredondamento e dimensões reduzidas se comparados com os grãos de microclínio. Exibem evidências de deformação rúptil ("brittle-grains") como observado na Foto III.12.

Foto III.11 - Fotomicrografia de grão de plagioclásio fortemente sericitizado, mascarando a geminação polissintética (ponto 146).

Foto III.12 - Fotomicrografia de grão de plagioclásio apresentando deformação dútil e sericitização associada (ponto 12).

Ortoclásio ocorre em menor quantidade (entre 2 e 3%), com diâmetros entre 0,4-0,8 mm e arredondados.

A frequência de fragmentos líticos é expressiva nas litologias desta unidade (aproximadamente 10% em volume). Compõem-se de fragmentos de rochas vulcânicas ácidas, sobretudo de riolitos, onde se destacam fenocristais de quartzo (foto III.13) e de microclínio em meio a matriz fina e muito fina, já alterada, composta por feldspato alcalino + quartzo; xistos, granitóides da Suíte Leucogranitos Cordilheira (definidos pela proporção de muscovita) além de quartzitos e chert, que são sempre frequentes.

Foto III.13 - Fotomicrografia de quartzo vulcânico em fragmento de riolito (lâmina do ponto 104).

Associação de Facies de Arenitos e Conglomerados Tabulares

Esta unidade aflora numa faixa de afloramentos de direção NE-SW, na porção centro-norte da região mapeada, como blocos isolados na porção central da bacia, e numa estreita faixa tectonicamente imbricada junto à falha do Boici (ver mapa geológico). Caracteriza-se pela alta proporção de conglomerados em relação aos arenitos e pela geometria dada pela tabularidade e ritmicidade de suas camadas.

Na região que ocupa a porção SW da folha de Torrinhas e SE da folha de Seival e, numa estreita faixa ao longo da falha do Boici, essa associação é composta por ortoconglomerados com seixos e calhaus e arenitos conglomeráticos. Os paraconglomerados são subordinados, dispostos em camadas centimétricas até decimétricas, intercalados com camadas de arenitos feldspáticos imaturos, médios a grossos. A sequência como um todo é bastante homogênea nesta região, com as seguintes características:

As estruturas primárias encontradas são superfícies erosivas na base das camadas de conglomerados, acompanhadas frequentemente por estruturas de escavação e preenchimento, em alguns pontos com preenchimento de pequenos canais de profundidade decimétrica e largura métrica e imbricação dos clastos. São comuns estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, acanaladas, tabulares e tangenciais, além de acamamento maciço e gradacional normal. Em alguns pontos os conglomerados apresentam-se como paraconglomerados de matacões até grânulos, em matriz arenosa grossa feldspática, imatura, dispostos em camadas métricas.

Nessas porções, que aparentemente ocupam a parte basal da sequência, os clastos apresentam orientação ou imbricamento pouco desenvolvidos. Os arenitos são imaturos, mal selecionados, dispostos em camadas decimétricas, e com estratificações acanaladas, tabulares de pequeno a médio porte (até decimétricas).

As análises de proveniência dos clastos indicam para esta região composições médias com (43,5%) de quartzo, (30%) de granito tipo Dom Feliciano, (8,5%) de granitos milonitizados diversos, (8,5%) de feldspato rosa, (7%) de riolitos, (1,5%) de siltitos, (0,5%) de calcários e (0,5%) de arenitos como constituintes do arcabouço (fig. III.12).

Fig. III.12 - Histograma de Frequência com as composições médias obtidas para a associação de conglomerados e arenitos tabulares na folha de Seival e SW da folha de Torrinhas.

Discussão da Petrografia

O arcabouço dos arenitos e a matriz dos ortoconglomerados tabulares e paraconglomerados apresentam composições mineralógicas e constituição textural similares, formados por detritos de quartzo mono e policristalino, feldspato alcalino, plagioclásio, muscovita, fragmentos líticos (quartzitos, milonitos, vulcânicas básicas e ácidas, xistos, chert, granitóides e intraclastos), biotita, opacos e pesados (zircão e turmalina).

O principal fragmento constituinte desta associação é o quartzo (aproximadamente 50% do arcabouço). O tipo policristalino predomina em relação à variedade monocristalina numa proporção de cerca de 1,5 vezes. O quartzo policristalino pode atingir até 4,0 mm de diâmetro, reconhecendo-se os tipos semi-composto, composto comum e compostos deformados. O tipo monocristalino aparece subarredondado a subanguloso, com extinção ora simultânea, ora ondulante. O hábito típico é o xenomórfico, comumente exibindo vacuolos e micrólitos (variedade plutônica de KRYNINE, 1940).

O feldspato alcalino, predominante é o microclínio, com ortoclásio subordinado. O primeiro ocorre em quantidades entre 20 e 22%. Seu tamanho é de 1,5, até 2,5mm, sendo em geral maiores do que os grãos de plagioclásio. Predomina geminação indicativa de triclinicidade intermediária, com intercrescimentos peritéticos. Mostram-se parcialmente arredondados, preservando ainda a forma e o hábito originais, euédricos e prismáticos. Apresentam-se frescos a variavelmente alterados, com sericitização em diversos graus. São frequentes inclusões de quartzo, muscovita, biotita e plagioclásio.

O plagioclásio ocorre como grãos frescos e alterados, com dimensões variando entre 0,5 até 1,0mm, em proporções sempre inferiores a 10%. Os plagioclásios frescos são euédricos e subédricos, com composição sódica (oligoclásio). Mostram evidências de deformação rúptil ("brittle grains"), deslocando as maclas da geminação da albita, sendo inclusive, uma das causas da alteração destes feldspatos. Os grãos alterados apresentam-se saussuritizados (calcita + epídoto + muscovita + sericita) e sericitizados. Alguns fragmentos encontram-se num estágio tal de sericitização que se torna difícil sua identificação.

Os fragmentos líticos são subarredondados a subangulosos, com esfericidade baixa e granulometricamente mal selecionados (com diâmetro de 0,2 até 4,0 mm).

Os contatos intergranulares são essencialmente do tipo planar e côncavo-convexo. A cimentação é principalmente ferruginosa, muito provavelmente limonita, subordinadamente carbonática e silicosa.

Relações de Contato

Esta associação faz contato por falha com os depósitos areno-pelíticos do Flysch Vale do Piquiri, a sudeste, interdigita-se e é recoberta por arenitos litorâneos da associação de facies 'a', a noroeste, num aparente processo de avanço e recuo de sistemas costeiro e fluvial de rios entrelaçados, cujas cabeceiras estavam localizadas a leste.

Na folha de Aberto do Cerro os pacotes de conglomerados tabulares e arenitos feldspáticos apresentam grande homogeneidade lateral e vertical, constituindo-se de uma sequência com, no mínimo, quinhentos metros de espessura. São formados por camadas com espessura decimétrica de ortoconglomerados e paraconglomerados, com calhaus a seixos, mas com matacões e/ou grânulos subordinados.

Intercalam-se com camadas decimétricas de arenitos feldspáticos grossos a médios, imaturos e angulosos. Nesta região, a unidade é caracterizada pelas seguintes feições:

As estruturas primárias dos conglomerados são representadas por superfícies erosivas, estruturas de escavação e preenchimento, imbricação dos clastos, estratificações cruzadas acanaladas decimétricas, acamamento maciço e gradacional normal de conglomerados até arenitos.

Os arenitos arcoseanos intercalados nos conglomerados são mal selecionados, com estratificação plano-paralela e cruzadas do tipo tabular e acanalada de dimensões decimétricas, os foresets podendo ser demarcados por variação composicional, notadamente por grânulos e seixos.

Intercalam-se na sequência lentes de areias finas com estratos cruzados tabulares e, com menor frequência, acanalados, de dimensões métricas (foto III.14).

Foto III.14 - Lente de arenitos finos puros com estratos cruzados tabulares métricos truncadas no seu topo por estratos plano-paralelos. Note-se que essas litologias estão cortadas por pequenas falhas de direção N60E, com abatimento do bloco norte (ponto 31, folha de Aberto do Cerro). Observar que camadas de conglomerados e arenitos conglomeráticos tabulares recobrem a lente de modo erosivo.

Os depósitos de conglomerados tabularizados podem apresentar clastos com até 1,0 metro de diâmetro (foto III.15), tendo sido interpretados como produtos de eventos episódicos de transbordamento ("sheet floods"), em sistema fluvial de rios entrelaçados de alta energia, encaixados em vale e com cabeceiras localizadas a nordeste. Esses depósitos passam gradativamente para bancos e lentes de conglomerados numa associação de termos mais arenosos, configurando uma queda esporádica e transitória na energia de transporte.

Foto III.15 - Camadas tabularizadas de arenitos, com paraconglomerados na base, contendo matacões de até 1,0 m de diâmetro ("sheet floods", ponto 25; ver mapa de pontos, em anexo).

As análises de proveniência indicam porcentagens médias de (53%) de quartzo, (10%) de greisen, (9%) de milonitos diversos, (7%) de granitos, (7%) de xistos, (6%) de quartzitos, (4%) de calciosilicáticas, (2%) de intraclastos (arenitos vermelhos finos e conglomerados), (2%) de calcários como constituintes do arcabouço (fig. III.13).

Fig. III.13- Histograma de frequência com as composições médias obtidas para conglomerados pertencentes ao sistema fluvial de rios entrelaçados da folha de Aberto do Cerro.

Relações de Contato

Esta associação encontra-se isolada como um bloco abatido, em contato de falha com os depósitos areno-pelíticos do Flysch Vale do Piquiri, a sudeste, com a associação de arenitos conglomeráticos, a noroeste e sudoeste, e com a Formação Caneleiras a norte.

Considerações Finais

As litologias pertencentes à Molassa Vargas na Bacia do Boici são constituídas principalmente por arcósios e arcósios líticos (segundo FOLK, 1968; fig. III.14), com outros termos litológicos subordinados. Estes dados petrográficos, obtidos pela somatória das análises macroscópicas e microscópicas foram plotados em diagramas propostos por DICKINSON (1988: fig. III.15), os quais indicam que as áreas fontes mais importantes para esta unidade foram arcos magmáticos com predomínio de termos plutônicos sobre vulcânicos, embasamento soerguido e orógenos reciclados.

A composição destas litologias indica que o Terreno Serra das Encantadas serviu de área fonte importante nas fases finais da evolução da bacia.

O arranjo das facies e os sistemas deposicionais deduzidos permitem imaginar que, seguindo a estruturação dos altos do embasamento da antefossa Arroio dos Nobres e a inversão da bacia com o soerguimento de uma cadeia de montanhas - hoje representada pelos batólitos Pelotas e Encruzilhada do Sul - uma série de bacias limitadas por falhas transcorrentes foram preenchidas por pilhas de depósitos molássicos. Possivelmente algumas destas zonas de fraqueza tenham sido aproveitadas para colocação de intrusões plutônicas da Suíte Dom Feliciano.

Fig III.14 - Diagrama de FOLK (1968; 1974) com a distribuição de amostras da Molassa Vargas (dados de análises macroscópicas e microscópicas).

Fig III.15 - Diagrama de DICKINSON (1988), com as áreas fontes determinadas para amostras da Molassa Vargas (dados de análises macroscópicas e microscópicas).

No Arroio Boici, a definição da bacia homônima se deu a partir da instalação de altos do embasamento localizados a noroeste, promovendo inversão generalizada no sentido de transporte, de tal modo que um sistema fluvial progradante gerado a sudeste - identificado principalmente na porção meridional da bacia, na folha de Seival, onde está representado pela presença de barras longitudinais, pequenos canais preenchidos por conglomerados e depósitos de transbordamento ("sheet flood") - acabou afogado e recoberto por arenitos litorâneos. Esses arenitos, por sua vez, deram lugar a sequências deltáicas geradas em corpos d'água isolados pela edificação do relevo e, posteriormente, pela instalação de leques aluviais tributários de um sistema fluvial tardio de alta energia de transporte, encaixado no vale e com sentido de transporte para sudoeste.

O sistema fluvial longitudinal tardio, apesar de seu atual contato tectônico com o Flysch Vale do Piquiri no extremo setentrional da bacia, provavelmente recobria, erosivamente, as sequências areno-pelíticas naquela região, haja visto a presença de seixos de arenitos finos vermelhos e pelitos pertencentes ao flysch entre os clastos desta unidade. Estas indicações abrem a possibilidade das sequências sedimentares mais antigas eventualmente terem sofrido soerguimento, sendo erodidas por esse sistema fluvial, que interdigitava-se com os leques aluviais tributários originados em ambas as bordas da bacia, porém só sendo preservados, atualmente, nas encostas da Serra das Encantadas.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

Introdução

A Bacia do Boici, gerada numa zona de fraqueza crustal sofreu, ao longo dos tempos pós-brasilianos diversas reativações que afetaram as litologias eopaleozóicas de seu preenchimento mais precoce, e coberturas posteriores, como sedimentos permianos (Grupo Itararé) e triássicos (Formação Caneleiras), da Bacia do Paraná, embutidos nos depósitos mais antigos durante os eventos associados à abertura do Oceano Atlântico e ao início de um novo Ciclo de Wilson.

Em função dessa história, as estruturas que mais a afetam são falhas e juntas, de direções preferenciais NE e NW, geradas em domínio rúptil, sucessivamente reativadas. As grandes falhas que delimitam a bacia sofreram reativações posteriores promovendo movimentos dos blocos tanto no sentido horário (dextral) como anti-horário (sinistral), basculando e deformando os pacotes de sedimentos e o seu embasamento, gerando feições de arrasto, identificáveis através de fotos aéreas ou desenhadas a partir do plote das atitudes das camadas (ver mapa de estruturas, no anexo).

As litologias eopaleozóicas que preenchem a bacia - paralelamente ao regime tectônico vigente - influenciam o tipo de estruturas observadas. Particularmente a Molassa Vargas, composta por frações granulométricas grossas e muito grossas, e bastante incompetente, não permite o desenvolvimento de estrias de arrasto e estruturas dobradas, gerando principalmente blocos rompidos de modo rígido. O Flysch Vale do Piquiri, com suas sequências finas apresenta feições rúpteis, mas também dobras geradas por arrasto associadas à falha do Boici e, em porções próximas à falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real, dobramento suave de porte métrico e eixos orientados segundo sudoeste a noroeste, com caimentos variando entre 35° e 50°.

Análise dos Principais Falhamentos que Condicionam a Bacia do Boici

A Bacia do Boici encontra-se condicionada por dois falhamentos principais, que separam a pilha sedimentar do embasamento. Foram denominadas por TESSARI & GIFFONI (1970) como Torrinhas, a noroeste, e Açotéia-Pedras Altas-Passo Real, a sudeste. Outras falhas são também bastante relevantes na estruturação da bacia, como a falha do Boici, que separa o Flysch Vale do Piquiri da Molassa Vargas, e as falhas que colocam em contato lateral sedimentos eopaleozóicos com sedimentos da formação Caneleiras, a norte, e do Grupo Itararé, a sudoeste.

Análise das falhas de Torrinhas e Açotéia-Pedras Altas-Passo Real

As falhas principais que delimitam a bacia -Torrinhas, a noroeste, (fig. III.16) e Açotéia-Pedras Altas-Passo Real, a sudeste, (fig. III.17)- foram analisadas segundo as metodologias de ARTHAUD (1969) e ANGELIER (1984, 1989), com o objetivo de definir as direções de deformação (eixos X, Y, Z) e os mais prováveis vetores do elipsóide de esforço (σ_1 , σ_2 , σ_3). Outro objetivo foi, também, avaliar o significado e o grau de coerência entre os dois métodos.

Fig. III.16 - Estereograma com pólos de planos pertencentes à falha de Torrinhás (folha de Aberto do Cerro).

Fig. III.17- Estereograma com pólos de planos pertencentes à falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real (folha de Seival).

O método de ARTHAUD envolve a determinação no estereograma de planos (planos M), perpendiculares aos planos de falha ou juntas de cisalhamento que contenham as estrias de atrito geradas durante o falhamento. Os pólos dos planos M definem uma guirlanda que conterá dois dos eixos principais do elipsóide de deformação (Y, Z) e, será ortogonal ao eixo de elongação máxima (X).

O método de ANGELIER envolve a determinação de um diedro, definido por um plano normal à superfície da falha que contém a estria indicadora de movimento, a qual corresponde à própria projeção polar deste plano. A superposição dos diversos diedros definidos em projeção ciclográfica delimitam os campos de compressões máxima (σ_1) e mínima (σ_3).

A aplicação do método de ARTHAUD para a falha de Torrinhass (fig. III.18) mostra duas direções principais de eixos de elongação máxima, sendo uma de direção N70E, e outra de direção N40E, com caimentos de 22° e 14°, respectivamente. Em ambos os casos, estas direções definem duas possibilidades de orientação dos eixos de deformação principal (eixo X).

Fig. III.18- Aplicação do método de ARTHAUD na falha de Torrinhass. Observar as duas áreas de concentração de intersecção de planos M, aproximadamente segundo N70E e N40E.

Para a falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real, este método mostra apenas uma direção para o eixo de elongação máxima (eixo X; fig. III.19), com direção aproximada N50E e caimento de 52°. Esta direção não coincide com a orientação mais frequente do plote das estrias, as quais situam-se em torno de N04E, com caimentos entre 10° e 30°. Este fato pode ser atribuído a reativações da falha, com prováveis inversões do seu campo deformacional. O movimento deduzido indica o abatimento do bloco noroeste, com alto "rake" e deslocamento no sentido horário (dextral).

Fig. III.19- Aplicação do método de ARTHAUD na falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real. A orientação do eixo x de aproximadamente N50E/52° diverge da orientação majoritária das estrias (em torno de N04E).

As estrias de atrito - com orientação N04E - podem estar relacionadas a rotação de blocos durante a evolução da falha. Porém deve ser considerado que a orientação dos eixos de deformação obtidos com estes dados coincide com a disposição da estrutura no espaço, permitindo alguma confiança nos resultados.

O método de ANGELIER definiu, para a falha de Torrinhas, um diedro de máxima compressão entre N40W e N30E a orientação do esforço compressivo máximo varia entre, com cuja bissetriz (provável orientação do vetor σ_1) se posiciona segundo N05W, enquanto σ_3 , bissetriz do diedro de mínimo esforço definido entre N52E e S60E, possui orientação N85E e σ_2 é subvertical (fig. III.20).

Fig. III.20- Definição dos campos de máximo e mínimo esforços ("stress"), de acordo com o método de ANGELIER, na falha de Torrinhas. O vetor de máxima compressão (σ_1) orienta-se segundo N05W, enquanto (σ_3) tem direção N85E.

Para a falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real, o método sugere que a orientação mais provável do vetor compressivo principal (σ_1), bissetriz do ângulo diedro é de N31W, com intervalo do ângulo diedro situando-se entre N02E e N60W. O diedro de mínima compressão situa-se entre N30E e S88E, com bissetriz (vetor compressivo mínimo σ_3) de direção N61E (fig. III.21).

Fig. III.21 - Diedros de máximo e mínimo esforços ("stress") na falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real, definidos pelo método de ANGELIER. O vetor de máxima compressão (σ_1) está orientado segundo N31W; o vetor de mínima compressão (σ_3) segundo N61E. Torrinhas.

A comparação entre os dois métodos para a falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real mostra concordância razoável entre os elipsóides de esforço e deformação, com os eixos de compressão mínima (σ_3) e elongação máxima (X), fazendo ângulo de 16° entre si.

Para a falha de Torrinhas fica evidente que apenas uma das direções do eixo X (N70E) coincide com o campo de compressão mínima, fazendo com a bissetriz deste (σ_3) um ângulo de 15° . A orientação do outro eixo X (N40E), obtida pelo método de ARTHAUD, cai no limite de inversão dos campos de compressões máxima e mínima de ANGELIER, coincidindo com as orientações das estrias.

Comparando-se as duas falhas pelo método de ANGELIER, nota-se uma boa superposição dos campos de compressões mínima e máxima, definindo um diedro cujas bissetrizes têm orientação N18W e N79E, respectivamente.

A correlação destas falhas pelo método de ARTHAUD mostra que o eixo de elongação máxima (X) definido para a falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real coincide com a direção de estrias de atrito medida na falha de Torrinhas. Além disso, verifica-se que o eixo X, calculado para a falha de Açotéia-Pedras Altas-Passo Real situa-se numa posição intermediária aos dois eixos definidos pelo método de ARTHAUD para a falha de Torrinhas.

Análise de RIEDEL

Esta análise foi proposta por RIEDEL, em 1929, com base nas propriedades mecânicas exibidas pelas rochas quando submetidas a processos de cisalhamento simples. Em experiências de laboratório, foi observada a formação de diversas famílias de fraturas, relacionadas aos efeitos dos processos de cisalhamento (fig. III.22).

Fig III.22 - Relações angulares entre estruturas formadas sob condições ideais através de cisalhamento simples (no caso, deslocamento destrai) extraído do modelos de argila e exemplos geológicos (Para visualizar as estruturas geradas por deslocamento sinistral, colocar esta figura contra um espelho e observar a imagem refletida). A) Terminologia adaptada de WILCOX et al. (1973) para elipsóide de deformação ("strain"). B) Terminologia de cisalhamento de RIEDEL, modificada de TCHALENKO & AMBRASEYS (1970) e BARTLETT et al. (1981). As fraturas de extensão são formadas sob condições em que a pressão hidrostática dos fluidos que preenchem poros da rocha excede a pressão litostática (condições de esforços tensionais). Falhas normais tendem a se formar paralelamente à orientação de extensão, enquanto falhas reversas tendem a se dispor paralelamente à orientação dos eixos de dobras (em A). Extraído de CRISTIE-BLICK & BIDDLE (1985).

A integração dos dados de juntas e fraturas encontradas ao longo de toda a bacia, mostra duas orientações principais, segundo NE e NW, para essas estruturas (fig. III.23).

As principais estruturas posicionam-se segundo NE, as falhas de Torrinhas e Açotéia-Pedras Altas-Passo Real compoem as falhas principais, configurando as zonas de deslocamento principais ("shears zone", BARTLETT, 1981) ou falhas mestras ("master fault", WILCOX et al., 1973), com estruturas como estrias de atrito e dobras de arrasto, indicativas de deslocamento sinistral. As estruturas antitéticas (ou cisalhamento conjugado de RIEDEL, R' ; ver fig. III.22), na bacia, apresentam orientação segundo NW, com indicação de movimentos preferencialmente destrais, materializados por deslocamentos de lentes de conglomerados em arenitos na Molassa Vargas e truncamentos em arenitos com marcas onduladas no Flysch Vale do Piquiri, entre outras feições diagnósticas.

Considerações Finais

A aplicação do Diagrama de RIEDEL a essas estruturas (como observado na figura III.23) apresenta um alto grau de correlação com os vetores de esforço ("stress") e deformação ("strain") obtidos por meio das análises de ARTHAUD e ANGELIER padrão de orientação para as estruturas antitéticas. Este padrão, com a mesma indicação de movimento, é também registrado no embasamento em volta da bacia.

Dos dados acima expostos, associados às observações de campo e análises através do método de RIEDEL (1929), pode-se concluir o seguinte: 1º) o sistema de juntas se ajusta à orientação prevista no modelo de RIEDEL; 2º) existe correspondência entre as orientações dos elipsóides de esforço e deformação obtidas por ambos os métodos porém, enquanto o método de ARTHAUD parece registrar mais de um evento, o método de ANGELIER registra, aparentemente, apenas o movimento tardio de transcorrência; 3º) a movimentação sinistral em ambas as falhas é indicada principalmente pelas estrias de atrito, pelas estruturas de arrasto e pela orientação preferencial das paleocorrentes em sedimentos contemporâneos ao falhamento; 4º) subsidiariamente são encontrados indicadores cinemáticos de deslocamento destal, posteriores e, possivelmente, anteriores à tectônica que individualizou a bacia do Boici; 5º) A falha do Boici foi gerada numa etapa posterior à evolução da bacia, numa reativação de cunho destal. Esta observação é embasada nas deformações promovidas pela falha como dobras de arrasto, estruturas colunares ("mullions"; ponto 264) - e em uma lasca de siltitos esbranquiçados correlacionada ao Grupo Itararé, imbricada em meio a camadas verticalizadas do Flysch Vale do Piquiri na folha de Passo da Picada (MI 3009/2).

Fig. III.23- Aplicação do Diagrama de RIEDEL às fraturas e falhas encontradas na Bacia do Boici. Observar a coerência das estruturas com os vetores de esforços (σ) e eixos de deformação (X, Y, Z).

A interpretação final à luz dos dados acima expostos, aponta para a instalação das estruturas que condicionaram a Bacia do Boici num regime tracional, evoluindo posteriormente para um regime transpressivo sinistral, em consequência de esforços compressivos oriundos, provavelmente, da colocação final dos batólitos Pelotas e Encruzilhada do Sul, durante a orogenia Serra do Herval de FRAGOSO CESAR (1991).

CAPÍTULO IV

CONCLUSÃO

Os dados coletados neste trabalho - levantados no Vale do Arroio Boici e áreas próximas - combinados com os dados e interpretações obtidos da bibliografia, conversas e debates com outros pesquisadores que já estudaram essas rochas, permitiram inferir a seguinte evolução para a região estudada:

Em algum momento, ainda nas fases mais precoces da Orogenia Serra do Herval, instalou-se um mar epicontinental sobre o embasamento ensialico. Este mar provavelmente estendia-se para leste e norte, cobrindo a área atualmente ocupada pelos Batólitos Pelotas e Encruzilhada do Sul, sendo ignorados seus limites. Por sua posição paleogeográfica e pelo contexto geotectônico em que se desenvolveu, foi reconhecido como antefossa (Antefossa Arroio dos Nobres; FRAGOSO CESAR, 1991).

Durante essas fases orogênicas iniciais, vigoraram condições tectônicas menos severas, e o seu registro sedimentar é constituído por depósitos gerados por fluxos de densidade, formando sequências predominantemente areno-pelíticas, caracterizadas como sequências incompletas de BOUMA (tipicamente Tade, Tce, Tde e Tbde).

A paleogeografia imaginada é composta por leques subaquosos instalados numa topografia relativamente suave, gerando como principal produto sedimentar as sequências areno-pelíticas típicas do Flysch Vale do Piquiri. Esses depósitos podem, alternativamente, ser interpretados como produtos de porções distais de leques subaquosos de alta energia, gerados em relêvo mais desenvolvido. Trabalhos realizados sobre esses litotipos no Vale do Piquiri (FRAGOSO CESAR, 1983) e outras localidades do Escudo Sul-Rio Grandense (LAVINA *et al.*, 1985) identificaram tais depósitos como turbiditos, gerados em águas relativamente profundas.

Com o desenvolvimento da Orogenia Serra do Herval, as condições tectônicas se intensificaram e o embasamento da antefossa foi transectado por grandes falhamentos de direção NE. O contexto deposicional foi profundamente alterado, gerando depósitos cada vez mais grossos, a partir da instalação de diversos leques associados ao desenvolvimento do relêvo no fundo marinho. Nessa etapa, os dados de paleocorrentes coletados já mostram um aparente controle estabelecido pelos movimentos transcorrentes dos blocos do embasamento.

O ambiente deposicional passa a ser gradativamente de águas mais rasas, até atingir características de ambiente transicional, com a instalação de leques deltáicos e costeiros. Os produtos sedimentares dessa etapa são constituídos por sequências completas de BOUMA, inicialmente, passando para depósitos de fluxo de densidade com eventual exposição subaérea (inunditos), recobertos por pacotes de arenitos com características litorâneas.

Na zona limítrofe entre os blocos crustais em deslocamento, constituídos por associações de rochas ígneas plutônicas (Batólitos Encruzilhada do Sul e Pelotas) a Leste, e pelo embasamento a Oeste, importantes zonas de cisalhamento conjugaram os Terrenos Serra das Encantadas, Serra dos Pereira e Cerro da Árvore. Nos limites tectônicos entre esses terrenos instalaram-se estreitas bacias transcorrentes levóginas, que foram o sítio deposicional dos primeiros depósitos molássicos da região: a Bacia do Arroio Boici, a sudoeste, a Bacia do Vale do Piquiri (OLIVEIRA & FERNANDES, 1991) a nordeste, entre outras.

O desenvolvimento dos grandes falhamentos é acompanhado pela colocação ("emplacement") final dos corpos graníticos da Suíte Dom Feliciano e litologias associadas. Essa fase

marca a inversão da Antefossa Arroio dos Nobres, com o soerguimento do seu depocentro e a instalação de uma cadeia de montanhas em seu lugar.

O soerguimento dessa cadeia de montanhas marca a passagem das fases sin-orogênicas para as fases tardi-orogênicas da Orogenia Serra do Herval, com o encerramento da deposição da unidade Flysch Vale do Piquiri através da mudança radical nas condições e ambientes deposicionais, passando de um contexto de leques subaquosos, para ambientes litorâneos e continentais. Inicia-se então a deposição das litologias tardi-orogênicas, pertencentes à Molassa Vargas, com a geração de sistemas fluviais de rios entrelaçados e leques aluviais associados, instalados em estreitas e alongadas bacias limitadas por falhas transcorrentes de deslocamento predominantemente sinistral.

As litologias pertencentes à Molassa Vargas na Bacia do Boici são constituídas principalmente por arcósios e arcósios líticos. Os dados petrográficos obtidos indicam que as áreas fontes mais importantes para esta unidade foram arcos magmáticos, com predomínio de termos plutônicos sobre vulcânicos, embasamento soerguido e orógenos reciclados.

O estudo de proveniência indica que o Terreno Serra das Encantadas serviu de área fonte importante nas fases finais da evolução da bacia.

O arranjo das facies e os sistemas deposicionais deduzidos permitem imaginar que, seguindo a estruturação dos altos do embasamento da antefossa Arroio dos Nobres e a consequente inversão da bacia, com o soerguimento de uma cadeia de montanhas -hoje representada pelos batólitos Pelotas e Encruzilhada do Sul- uma série de bacias limitadas por falhas transcorrentes foram preenchidas por pilhas de depósitos molássicos. Possivelmente algumas destas zonas de fraqueza foram aproveitadas para colocação de intrusões plutônicas da Suíte Dom Feliciano.

No Arroio Boici, a definição da bacia homônima se deu a partir da instalação de altos do embasamento a noroeste, promovendo inversão generalizada no sentido de transporte, de tal modo que um sistema fluvial progradante gerado a sudeste - identificado principalmente na porção meridional da bacia - acabou afogado e recoberto por arenitos litorâneos. Com a evolução da bacia, corpos d'água isolados pela edificação do relevo geraram sequências deltáicas e, nas fases mais tardias, deu-se a instalação de leques aluviais, tributários de um sistema fluvial tardio de alta energia de transporte, encaixado no vale e com sentido de transporte para sudoeste.

O sistema fluvial longitudinal tardio, no extremo setentrional da bacia, apresenta abundantes fragmentos das litologias do Flysch Vale do Piquiri, abrindo a perspectiva das sequências sedimentares mais antigas terem sofrido soerguimento, sendo erodidas por esse sistema fluvial.

Por suas características deposicionais e estruturais, geometria e contexto tectônico, a Bacia do Boici pode ser considerada como uma bacia transcorrente transpressiva, gerada em uma importante zona de cisalhamento e associada à fase tardia da orogenia responsável pela instalação e estruturação dos granitóides e rochas associadas dos batólitos Pelotas e Encruzilhada do Sul, e pelas principais feições do Cinturão Dom Feliciano.

Essa região permaneceu como uma zona enfraquecida da crosta, sendo reativada durante os eventos meso-cenozóicos associados à abertura do Atlântico. Tais reativações afetaram unidades neo-paleozóicas e triássicas que recobriam as unidades brasileiras, desenhando a configuração atual da área.

XII - BIBLIOGRAFIA

- ADAMS, A. E.; MACKENZIE, W. S. & GUILFORD, C. - 1984 - **Atlas of sedimentary rocks under the microscope**. Harlow, Longman, Essex. 104p.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Bol. Div. Geol. Min., DNPM, vol.241, p. 1-36.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1969 - **Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira**. Anais do XXIII Congr. Bras. Geol., SBG, Salvador, BA, vol. 1, p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1971 - **Geochronological division of the South America**. Rev. Bras. Geoc. vol. 1 (1), p. 13-21, São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. - 1973 - **The Precambrian evolution of the South American Craton margin South of the Amazonas river**. In: NAIRN, A. E. & STEILI, F. G. (editors). **The Ocean Basin and Margins**. Plenum, New York, p. 1411-1446.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B.B. - 1976 - **The Upper Precambrian of South America**. Bol. IG-USP, v. 7: p. 45-80, São Paulo.
- ANGELIER, J. - 1979 - **Determination of the mean principal Stresses for a given fault population**. Tectonophysics, n° 56, p. 17-26.
- ANGELIER, J. - 1984 - **Tectonic of fault slip data sets**. J. Geoph. Res. vol. 89, n° 87, p. 5835-5848.
- ARTHAUD, F. - 1969 - **Méthode de détermination graphique des directions d'allongement, de raccourcissement et intermédiaire d'une population de failles**. Bull. Soc. Géol. France, vol. 7 thème 11, p. 729-737.
- BARTLETT, W. L.; FRIEDMAN, M. & LOGAN, J. M. - 1981 - **Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers**; Tectonophysics, vol. 79, p. 255-277.
- BLUCK, B. J. - 1984 - **Pre-Carboniferous history of the Midland Valley of Scotland**. Earth Sciences (Transactions of the Royal Society of Edinburg), n° 75, p. 275-295.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L. & ALBANEL, H. - 1967 - **Basamento cristalino del Sureste del Uruguay**. Bol. 78, Facultad de Agronomía. Montevideo - Uruguay.
- BOUMA, A. H. - 1962 - **Sedimentology of some flysch deposits**, Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 168p.
- BOYD, D.R. & DYER, B.V. - 1964 - **Frio barrier system of South Texas**. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs., v 14, p.309-322.
- CABRAL Jr., M. - 1992 - **Estruturas sedimentares vetoriais - paleocorrentes e derivação de sedimentos**. Seminário da disciplina de pós-graduação Petrografia Sedimentar, DPE/IG-USP

- CANT, D.J. & WALKER, R.G. - 1976 - Development of a braided fluvial facies model for the Devonian Bathery Point Sandstone, Quebec: Can.Jour.EARTH.Sci. v.13, p.102-119.
- CARON, C.; HOMEWOOD, P. & WILDI, W. - 1989 - The Original Swiss Flysch: A Reappraisal of the Type Deposits in the Swiss Prealps. Earth Science Reviews, n°26. Elsevier Science Publishers B. V. Amsterdam, p. 1-45.
- CARVALHO, P.F. - 1932 - Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul, Bol. Inst. Geol. Min. Bras., Rio de Janeiro, n°66, p. 1-72.
- CASTRO, J. C. de - 1986 - Sistemas Depositionais - Aplicação da Técnica de Modelagem Faciológica no Pré-Cambriano. Notas de curso, Diamantina, 11 a 20 de junho de 1986, SBG-CTC Estratigrafia e Sedimentologia, Subcomissão de Ouro Preto, MG, 53p.
- COIMBRA, A. M.; FERNANDES, L. A.; MORAES, M. C. de & MELO, M. S. de - no prelo - Métodos de estudos de litologias e paleocorrentes de cascalhos em terraços do baixo Ribeira do Iguaçu (SP). Trabalho realizado com apoio da FINEP.
- COUTINHO, J.M.V. & COIMBRA, A.M. -1988- Tabela de identificação óptica de minerais transparentes em sedimentos. Depto. Paleont. Estrat., IG-USP.
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K. T. - 1985 - Deformation and Basin Formation along Strike-Slip Faults. In: BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. - 1985 - Strike-Slip deformation, Basin Formation and sedimentation. R.L. Ethington, editor of special publications, Tulsa, Oklahoma, U.S.A. Special Publication n° 37, p.1-34.
- DEER, W. A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1966 - An introduction to the rock forming minerals. Longmans, Green and Co., Ltd., London, 1966, 560p.
- DE RAAFF, J.F.M.; READING, W.G.; WALKER, R.G. - 1965 - Cyclic sedimentation in the lower Westphalian of North Devon, England; in: Sedimentology, v.4, p. 1-52.
- DICKINSON, W. R. - 1988 - Provenance and Sediment Dispersal in Relation to Paleotectonics and Paleogeography of Sedimentary Basins, in: KLEINSPEHN, K.L. & PAOLA, C. (eds.)-1988- New Perspectives in Basin Analysis, p. 3-25.
- DONALDSON, A.C. & SHUMAKER, R.C. - 1981 - Late Paleozoic Molasse of Central Appalachians, in Miall, A.D. (ed.) Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins, Geol. Ass. of Canada Special Paper 23, 1981, p. 99-124.
- DOTT JR, R. L. - 1964 - Wacke, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification. J. Sediment. Petrol., vol. 34, p. 625-632.
- EISBACHER, G.H. - 1974 - Evolutions of Successor Basins in the Canadian Cordillera, in Dott Jr. e Shaver, R. (eds.), Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Soc. Econ. Pal. Min., Special Publ., vol. 19, p.274-291.
- EISBACHER, G.H.; CARRIGY, M.A. e CAMPBELL, R.B. - 1974 - Paleodrainage pattern and late orogenic basins of the Canadian Cordillera, in Dickinson, W.R. (ed.) Tectonics and Sedimentation, Soc. Econ. Pal. Min., Spec.Publ., 22, p. 143-166.

- EISBACHER, G.H. - 1981 - Late Mesozoic-Paleogene Bowser Basin Molasse and Cordilleran tectonics, Western Canada, in: Miall, A.D. (ed.), *Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins*, Geol. Ass. of Canada. Special Paper, 23, 1981, p. 126-151.
- EISBACHER, G.H. - 1985 - Pericolisional Strike-Slip Faults and Synorogenic Basins, Canadian Cordillera. In: BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. - 1985 - *Strike-Slip deformation, Basin Formation and sedimentation*. R.L. Ethington, editor of special publications, Tulsa, Oklahoma, U.S.A. Special Publication nº 37, p. 265-282.
- EVERDINGEN, D. van & GOOL, J. van - 1990 - **QUICKPLOT MANUAL** (version 1.0) Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland St. John's, Newfoundland, Canadá.
- FAMBRINI, G.L.; SAYEG, H.S.; MACHADO, R. & FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1992 - *Petrografia de flysch e molasse cambrianos da região do Vale do Arroio Boici, RS*. Workshop sobre Bacias Molássicas Brasileiras, boletim, publ. SBG/UNISINOS, São Leopoldo, RS, p. 23-27.
- FASSBINDER, E. - 1987 - *Falhamentos transcorrentes: Uma revisão teórica*. Texto da disciplina Seminários Gerais I, DGG/IG/USP.
- FERNANDEZ, A. & PRECIOZZI, F. L. - 1974 - *La Formacion Arroyo Grande y las intrusiones asociadas*. In: CBG 28, Porto Alegre, RS, Anais, v. 4, p. 214-225.
- FERRANDO, L.A. & FERNANDEZ, A.N. - 1971 - *Esquema Tectônico-Cronoestratigráfico del Pré-Devoniano en Uruguay*. Anais do XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo, SBG. vol. 1, p. 199-210
- FISHER, W.L. & Mc GOWEN, J.H. - 1967 - *Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence to oil and gas*. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs., v. 17, p. 105-125.
- FOLK, R.L. - 1954 - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. Journ. Geol., vol. 62, p. 344-359.
- FOLK, R.L. - 1968 - *Petrology of Sedimentary Rocks*. The University of Texas, Austin, Hemphill's, 172p.
- FOLK, R.L. - 1974 - *Petrology of Sedimentary Rocks*. The University of Texas, Austin, Hemphill's.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1980 - *O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense*. Anais do XXXI CBG, Camboriú, SC, v.5, p. 2879-3892.
- FRAGOSO CESAR, A. R. S.; WERNICK, E. & SOLIANI JR., E. - 1982a - *Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana)*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, Anais. Salvador, SBG, vol.1, p.1-12.

- FRAGOSO CESAR, A. R. S.; WERNICK, E. & SOLIANI JR, E - 1982b - **Evolução geotectônica do do Cinturão Dom Feliciano - Uma contribuição através da aplicação do modelo da Tectônica de Placas.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, Anais. Salvador, SBG, vol.1, p. 13-23.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1983 - **Evolução Paleoambiental e Tectônica da Bacia do Camaquã: uma introdução.** Tese de Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, RS, 103 p.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1984 - **As Bacias Molássicas do Término do Ciclo Brasileiro: O início da Sedimentação Fanerozóica - Disciplina Seminários Gerais I, Nível Doutorado,** IG-USP, São Paulo, SP (inédito).
- FRAGOSO CESAR, A. R. S. & SOLIANI JR., E. -1984- **Compartimentação Tectônica do Cráton Rio de La Plata.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG, vol. 5, p.2426-2434.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; LAVINA, E.L.; PAIM, P.S.G.; FACCINI, U.F. -1984- **A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul.** Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., vol. 7, p. 3272-3283.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G.; LAVINA, E.L. e ALTAMIRANO, J.A.F. - 1985 - **Revisão na Estratigrafia das Molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul, 2º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia,** Anais. Florianópolis, 1985, p. 477-491.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FIGUEIREDO, M. C. H.; SOLIANI Jr., E. & FACCINI, U.F. - 1986 - **O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul.** In: congresso brasileiro de geologia, 34, Goiânia, 1986. Anais. Goiânia, SBG, p. 1322-1342.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R. & GOMEZ, C. - 1987 - **Observações geológicas no Cinturão Dom Feliciano no Uruguai e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul.** Atas do III Simp. Sul-Bras. Geol., Curitiba.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1987 - **Bacias Molássicas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul,** Exame de Qualificação, Tema Específico I, Nível de Doutorado, IG USP, São Paulo, p. 123-168 (Inédito).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; MONTEIRO, R.L. & SALLET, R. -1989- **Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sulrio-grandense: uma introdução ao problema.** In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Porto Alegre, 1989. Atas. Porto Alegre, SBG, Inédito.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1991 - **Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul.** Tese de Doutorado, IG-USP, 366 p.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1992 - **A aplicação do conceito de Orogenia no Ciclo Brasileiro com exemplos do Rio Grande do Sul.** Bol. IG-USP, Publ. Esp., São Paulo, SP, nº 12, p. 41-43.

- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; SAYEG, H. S. & FAMBRINI, G.L. -1992- **Bacias orogênicas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul e Uruguai.** In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÓSSICAS BRASILEIRAS, 1. São Leopoldo. 1992. Bol. Res. Exp., São Leopoldo, SBG/UNISINOS, p. 47-53.
- FRANTZ, J.C. & REMUS, M.V.D. - 1986 - **Geologia da Região de Canguçu-Torrinhas, RS: Caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica.** Anais Cong. Bras. Geol., 34, Goiania, v2, p. 931-947.
- GALLOWAY, W. E. - 1968 - **Depositional systems in the Lower Wilcox Group, North-Central Gulf Coast Basin.** Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs., v. 18.
- GALLOWAY, W. E. - 1989 - **Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units.** Amer. Assoc. Petrol. Bull., 73, p.125-142.
- GIBSON, D.W. - 1977 - **Sedimentary Facies in the Juracretaceous Kootenay Formation, Crows Nestpass Area, Southwestern Alberta and Southeastern British Columbia:** Bull. Canadian. Petrol. Geol., v.25, p. 767-791.
- GOÑI, J.C.; GOSO, H.; ISSLER, R.S. - 1962 - **Estratigrafia e Geologia Econômica do Pre-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguio e Sul-Rio-Grandense.** Avulso da Esc. Geol., UFRGS, n°3, p. 1-105, Porto Alegre, RS.
- GRESSLY, A. - 1838 - **Observations géologiques sur le Jura Soleurois.** Neue Denkschrallg-sahweiz, Ges. Natureu, v.2,p. 1-112.
- HAMBLIN, A.P. e WALKER, R.G. - 1979 - **Storm-Dominated Shallow Marine Deposits: The Fernie-Kootenay (Jurassic) Transition, Southern Rocky Mountains:** Canadian Jour. Earth Sci., v.16, p. 1673-1690.
- HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; SPEARING, D.R. & WALKER, R.G. - 1975 - **Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences.** Soc. Econ. Paleont. Mineral Short Course 2, 161 p.
- HARTNADY, C.; JOUBERT, P. & STOWE, C. -1985- **Proterozoic crustal evolution in Southeastern Africa, Episodes, 8 (4), p. 236-244, Ontario.**
- JOST, H.; FRANTZ, J. C. & BROD, J. A. - 1984 - **Revisão da Tipologia, Cronologia e Significado Geotectônico dos Falhamentos do Escudo Sul-Riograndense.** Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, RJ, vol. 4, p. 1707-1720.
- ISSLER, R. S.; JOST, H. & VILLWOCK, J. A. - 1965 - **Esboço preliminar da geotectônica do Escudo RioGrandense.** Conferência proferida no núcleo da SBG. Porto Alegre.
- LAVINA, E.L.; FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G. e FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1985 - **Ambientes de Sedimentação da Bacia do Camaquã, Eopaleozóico do Rio Grande do Sul,** Acta Geológica Leopoldensia, 21, Ano IX, p. 185-227.
- LEINZ, V.; BARBOSA, A.F. & TEIXEIRA, G.A. - 1941 - **Mapa Geológico Caçapava-Lavras,** Bol. Div. Prod. Min. Secr. Agric. Ind. e Com., 90, p. 1-39, Porto Alegre, RS.

- LONG, D.G.F. - 1978 - **Lignite Deposits in the Bonnet Plume Formation, Yukon Territory**; Geol. Survey Canada Paper 78-1A, p. 399-401.
- LONG, D.G.F. - 1981 - **Dextral Strike-Slip Faults in the Canadian Cordillera and Depositional Environments of Related Fresh-Water Intermontane Coal Basins**, in: Miall, A.D. (ed.), **Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins**, Geol. Ass. of Canada. Special Paper, 23, 1981, p. 153-186.
- JOST, H. & BITENCOURT, M. F. - 1980 - **Estratigrafia e Tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul**. Acta Geológica Leopoldênsia 11 (7), p. 27-59.
- JOST, H.; FRANTZ, J. C. & BROD, J. A. - 1984 - **Revisão da Tipologia, Cronologia e Significado Geotectônico dos Falhamentos do Escudo Sul-Riograndense**. Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, RJ, vol. 4, p. 1707-1720.
- KAY, M. - 1974 - **Geosynclines. Flysch and Melanges**, in: **Modern and ancient geosynclinal sedimentation**, DOTT Jr., R. H. & SHAVER, R. (eds.). Soc. Econ. Pal. Min., Special Publ., 19, p. 377-380.
- KERR, P. F. - 1959- **Optical Mineralogy**. 3rd. edition, New York, Mcgraw Hill, 442p.
- KLEIN, G. de V. - 1987 - **Current Aspects of Basin Analysis. Sedimentary Geology**. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, 50, p. 95-118.
- KRYNINE, P. D. - 1935- **Arkose deposits in the humid tropics, a study of sedimentation in southern Mexico**. Am. Journ. Sci., v.29, p. 353-363.
- KRYNINE, P. D. - 1940- **Petrology and genesis of the Third Bradford Sand, Pennsylvania**.
- KRYNINE, P. D. - 1948- **The megascopic study and field classification of sedimentary rocks**. Journ. Geol., 56, p. 130-165.
- LAVINA, E. L.; FACCINI, U. F.; PAIM, P. S. G. & FRAGOSO CESAR, A. R. S. - 1985 - **Ambientes de Sedimentação da Bacia do Camaquã, Eo-Paleozóico do Rio Grande do Sul**. Acta Geológica Leopoldênsia, 21 (9), p. 185-227.
- MACHADO, R. & FRAGOSO CESAR, A. R. S. - 1987 - **Deformações brasileiras do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai**. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3. Atas, v.2, p. 911-919.
- MACHADO, R.; FRAGOSO CESAR, A. R. S. & FACCINI, U.F. - 1987- **O Domo de Santana (RS): domo manteado ou figura de interferência tipo domo e bacia?** In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, 1987. Atas. Curitiba, SBG, v.1, p. 167-182.
- MACHADO, R. & SAYEG, H. S. - 1992 - **Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionaram a Bacia do Arroio Boici, RS**. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1. São Leopoldo, RS. 1992. Bol. Res. Exp., São Leopoldo, SBG/UNISINOS, p. 73-76.
- McLEAN, J.R. - 1977 - **The Cadomin Formation: Stratigraphy, Sedimentology and Tectonic Implication** Bull. Canadian Petrol. Geol., v.25, p.792-827.

- MELCHER, G. C. & MAU, H. - 1960 - **Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul.** Acad. Bras. de Ciências, v. 32, n^o 2. Rio de Janeiro, RJ.
- MEDEIROS, R. A. - 1980 - **Sistemas Depositionais.** Boletim n^o5, SBG núcleo RS/SC, anais do XXXI Cong. Bras. Geol., Camboriú, SC, 30 p.
- MEDEIROS, R. A. - **Sistemas Depositionais.** Apostila Petrobrás.
- MELLO, F. M. & MACHADO, R., 1992. **A estruturação em "duplex" dos gnaisses, granitos miloníticos e metassedimentos na região do Cerro dos Porongos, RS.** Bol. IG-USP, São Paulo, SP, vol. 12, p. 79-80. (Publ.Esp.)
- MIALL, A. D. - 1981 - **Analysis of Fluvial Depositional Systems.** Bol. AAPG, 1982, Tulsa, Oklahoma, 75 p.
- MIALL, A. D. - 1984 - **Principles of Sedimentary Basin Analysis.** Springer-Verlag, Berlim, 490 p.
- MIALL, A. D. - 1988 - **Facies Architecture in Clastic Sedimentary Basins,** in: KLEINSPEHN, K.L. & PAOLA, C. (eds.)-1988- **New Perspectives in Basin Analysis,** p. 67-81.
- MIDDLETON, G.V. - 1978 - **FACIES** - in: FAIRBRIDGE, R.W. & BOURGEOIS, J. (eds.) - **Encyclopedia of Sedimentology,** 1978.
- MILNES, A.G. - 1969 - **On the Orogenic History of the Central Alps;** Journ.Al. Geology, v.77, p. 108-112.
- NILSEN, T. H. - 1981 - **Upper Devonian and Lower Mississippian Redbeds, Brooks Range, Alaska,** in: Miall, A.D. (ed.), **Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins,** Geol. Ass. of Canada. Special Paper, 23, 1981, p. 187-219.
- OLIVEIRA, J. M. M. T. e FERNANDES, L. A. D. - 1991 - **Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres.** 3^o Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Bol. Rio Claro, SP. p58-59.
- PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F.; FRAGOSO CESAR, A. R. S. & LAVINA, E.L. - 1986 - **Modelo submarino para a Formação Maricá no Vale do Piquiri (RS): Leques Submarinos X "Debris Apron".** XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiânia, GO.
- PAIM, P. S. G.; FACCINI, U. F.; NETTO, R. G.; NOWATZKI, C. H. - 1990 - **Estratigrafia de Sequências e sistemas deposicionais das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, Eopaleozóico do RS (Brasil).** In: II Reunião Internacional do Projeto 270-PICG. São Paulo. Atas (no prelo).
- PETTIJOHN, F.J. - 1954 - **Classification of sandstones.** Journ. Geol., v.62, p. 360-365.
- PETTIJOHN, F.J. -1957- **Sedimentary Rocks.** 2rd. edition, Harper & Brothers, New York, 718p.
- PETTIJOHN, F.J. -1975- **Sedimentary Rocks.** Harper & Raw, 718p.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. - 1972 - **Sands and Sandstones,** ed. Springer-Verlag, 618 p.

- PICADA, R. S. - 1965 - Ocorrências de migmatitos, granitos e greizens controlados por fraturas regionais, Encruzilhada do Sul, RS. Bol. Esc. Geol., UFRGS, nº14, p. 7-59, Porto Alegre.
- POOLE, F. G. - 1974 - Flysch deposits of the Antler foreland basin, western United States, in: DICKINSON, W. R. (ed.), Tectonic and Sedimentation, Soc. of Econ. Pal. Min., Special Publ., 22, Tulsa, Oklahoma, USA, 1974, p. 58-82.
- POWERS, M. C. -1953- A new roundness scale for sedimentary particles. Journal Sed. Petrology. 23, p.117-119.
- RAMOS, A.N. - 1984 - Ambientes Sedimentares e Sistemas Depositionais - Notas de Aula preparadas para o CAGEF - II/84 - CENPES/ Petrobrás - Rio de Janeiro - RJ.
- READING, H.G. - 1986 - FACIES. In: READING, H.G. (ed) Sedimentary Environments and Facies - 1986 - 2a. edição - Blackwell Scientific. Publications, Oxford - p. 4-19.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. - 1973 - Depositional Sedimentary Environments, Springer-Verlag (2a. edição, 1980). p. 179- 180.
- REMUS, M. V. D.; FACCINI, U. F.; TEDESCO, M. A. & PHILIPP, R. -1987- Evolução estrutural dos metamorfitos Porongos a sul do Rio Camaquã, RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas. Curitiba, SBG, v.1, p. 233-243.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P. R.; FIGUEIREDO FILHO, P.M.; TESSARI, R. -1966 - Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul. Rio Grande do Sul. Bol. Div. Fom. Prosp. Min. Brasil, Rio de Janeiro, 127, p. 1-232.
- RIBEIRO, M. - 1970 - Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. Bol. Div. Miner., Rio de Janeiro, 247, p. 1-142.
- RIBEIRO, M. & LICHTENBERG, E. - 1978 - Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. Anais do XXX CBG, Recife, PE; v. 6, p.2451-2463.
- RIBEIRO, M. & FANTINEL, L. M. - 1978 - Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Rio-grandense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. Inheríngia, Série Geologia, Porto Alegre, v. 5, p. 19-54.
- RIEDEL, W. - 1929 - Zur mechanik, geologischer, Brucher-schlenunger. Ein, Beitrag zum Problem der "Fiederspaltten-zentralbl. f. Mineral, Geol., V. Paleont.", 1929b, p. 354-368.
- ROBERTSON, J. F. - 1966 - Revision of Stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava Lavras Region. Notas e Estudos, IG-UFRGS, Porto Alegre, 1 (2), p. 41-54.
- SANTOS, E.L.; BECKEL, J.; MACEDO, P.M.; GONZALES FILHO, F. & CHABAM, M. - 1978 - Divisão Lito-Estratigráfica do Eo-Cambriano - Pré-Cambriano superior do Escudo Sul-Rio Grandense, in: Cong. Bras. Geol., 30, Recife, 1978, Anais. Recife, SBG, v.2, p.670-684.
- SAYEG, H.S. -1991- O 'Graben' do Arroio Boici e a estruturação da borda leste da Bacia do Camaquã, RS. Exame de Qualificação, nível de Mestrado. Inst. Geoc., USP, São Paulo. Inédito.

- SAYEG, H. S.; FRAGOSO CESAR, A. R. S.; MACHADO, R. & FAMBRINI, G. L. - 1992a - **A bacia transcorrente brasileira do Vale do Arroio Boici no contexto da Antefossa Arroio dos Nobres, RS.** Boletim IG-USP, n. 12, p. 103-104. (Publ. Esp.).
- SAYEG, H. S.; FAMBRINI, G. L.; MACHADO, R. & FRAGOSO CESAR, A. R. S. - 1992b - **Evolução brasileira da Bacia Transcorrente do Arroio Boici, RS.** Workshop sobre Bacias Molássicas Brasileiras, boletim, publ. SBG/UNISINOS, São Leopoldo, RS, p. 129-132.
- SCANVIC, J. Y. - 1983 - **Utilização fotogeológica dos dados de teledetecção, in: Utilisation de la Télédétection dans les sciences de la Terre, 1983, Cap. 3.** Tradução de Doris Sanches Pinheiro (FFLCH-USP).
- SELLEY, R. C. - 1970 - **Ancients Sedimentary Environments**, Chapman and Hall (3rd edition' 1985) London.
- SOARES, P. C. & FIORI, A. P. - 1976 - **Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia**, in: Not. Geomorf., Campinas, 16 (32), p. 71-104.
- SOLIANI JR., E. - 1986 - **Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica.** Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo. Inédito.
- SUGUIO, K. - 1980 - **Rochas Sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica.** Editora Edgard Blucher Ltda, São Paulo, SP, 500 p.
- STEIN, D. P. - 1988 - **Movimentos Gravitacionais de Massas.** Seminário da disciplina de pós-graduação Processos e Produtos Sedimentares IGCE-UNESP campus de Rio Claro, SP.
- STUDER, B. - 1827 - **Remarques géognostiques sur quelques parties de la chaîne septentrional des Alpes.** Am. Sci. Nat. Paris, 11, p. 1-47.
- TCHALENKO, & AMBRASEYS, - 1970 - **Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures:** Geological Society of America Bulletin, vol. 81, p. 1625-1640.
- TEMPELMAN-KUIT, D.J. - 1979 - **Transported Cataclasite, Ophiolite and Granodiorite in Yukon: Evidence of Arc-Continent Collision,** Geol. Survey Canada Paper, 79-14, 27p.
- TESSARI, R. I. - 1965 - **Evolução geotectônica do Escudo Sul-Riograndense.** Conferência. Soc. Bras. Geol., núcleo RS, Porto Alegre.
- TESSARI, R. I. & PICADA, R. S. - 1966 - **Geologia da Quadrícula Encruzilhada do Sul, Brasil,** Rio de Janeiro, DNPM/DFPM (Bol. 124).
- TESSARI, R. I. & GIFFONI, L. E. - 1970 - **Geologia da região de Piratini, Pinheiro Machado e Bagé, Rio Grande do Sul.** Bol. Div. Geol. DNPM. Rio de Janeiro, RJ, n° 246.
- TRUMPY, R. - 1980 - **A outline of the Geology of Switzerland,** in Geology of Switzerland a Guide-Book, 1980, p. 24-30.
- TSEYSLER, V.M. - 1973 - **The Relationship Between Molasse and Orogenic Structures,** in Geotectonics. 1, 1973, p. 1-7.

- TUCKER, M. - 1982 - The Field Description of Sedimentary Rocks, Geological Society of London Handbook Series (4^o edition, 1989), p. 91-97.**
- VAN HOUTEN, F.B. - 1981 - The Odyssey of Molasse, in Miall, A.D. (ed.) Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins, Geol. Ass. of Canada Special Paper, 23, 1981, p. 35-47.**
- VOLLMER, F.W. - 1990 - An Application of Eigenvalue Methods to Structural Domain Analysis, Geol. Soc. Am. Bull., v. 102, p. 786-791.**
- WALKER, R.G. - 1979 - Facies Models - (5a. edição, 1983) - p. 1- 7.**
- WALTHER, J. - 1893-4 - Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft: Verlag von Gustav Fischer, Jura, 3 vols. 1055p.**
- WENTWORTH, C. K. -1922- A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal Sed. Petrology, v. 30, p.377-392.**
- WILCOX, R. E.; HARDING, T. P. & SEELY, D. R. - 1973 - Basic Wrench tectonics. AAPG Bull. vol. 57, n^o 1, p. 74-96.**
- WILDNER, W. - 1990 - Caracterização geológica e geoquímica das sequências ultramáficas e vulcano-sedimentares da região de Bossoroca, RS. Dissertação de Mestrado. IG-URGS, 170 p. Porto Alegre, RS.**
- WILLIAMS, H.; TURNER, F. J. & GILBERT, C. M. - 1982 - Petrology -An introduction to the study of rocks in thin sections. 2nd. edition, W. H. Freeman and Co., New York, 626p.**
- WOODCOCK, N.H. & NAYLOR, M.A. - 1983 -Randomness Testing in Three Dimensional Orientation Data: Structural Geology, v 5, n^o, p. 539-548.**

ANEXOS

MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO

TABELA DE LITOFACIES 1

Quadro esquemático com as principais características das Unidades de Mapeamento.

Medidas em paleocorrentes:

- 0 a 90 - Quadrante NE
- 90 a 180 - Quadrante SE
- 180 a 270 - Quadrante SW
- 270 a 360 - Quadrante NW

- $\bar{X}$ - Vetor médio de paleocorrentes
- n - Número de medidas
- ϕ_{max} - Diâmetro máximo de clasto
- $\bar{\phi}$ - Diâmetro médio de clastos

Unidade (Localização)	LITOFACIES	ESTRUTURAS PRIMÁRIAS	TEXTURAS	COMPOSIÇÃO DO ARCABOUÇO (%)	PALEOCORRENTES
Flysch Vale do Piquiri Assoc. fac. areno-pelítico (setor 1)	Arenitos e pelitos avermelhados, rítmicos. Arranjados em camadas e lâminas lateralmente contínuas, mili-centimétricas. Lâminas de pelitos e camadas de arenitos centi, até decimétricas.	Laminação plano-paralela e cruzada; marcas onduladas assimétricas, com comprimento de onda de 10 cm, em média. Nos níveis pelíticos observaram-se gretas de ressecção. As camadas arenosas apresentam estratificação plano-paralela e "parting lineation". Algumas camadas apresentam aspecto maciço ou acamamento gradacional normal.	Areias finas e médias arcoseanas, bem selecionadas, associadas a silte e argila, com níveis de conglomerados com grânulos muito subordinados.		$\bar{X} = 245$ $n = 10$
Flysch Vale do Piquiri Assoc. fac. areno-pelítico (setor 2)	Arenitos e pelitos avermelhados, subordinadamente esverdeados, rítmicos. Arranjados em lâminas mili a centimétricas de pelitos, camadas centi-decimétricas de arenitos e, próximo ao topo da unidade, níveis com conglomerados com seixos e grânulos. Apresentam geometria tabular com grande continuidade lateral.	Laminação plano-paralela nos níveis pelíticos e acamamento plano-paralelo, laminação cruzada ("climbing ripples") ou aspecto maciço nos níveis arenosos. Marcas onduladas simétricas, às vezes com interferência de fase, pequenas estruturas de sobrecarga ("flame"), laminação convoluta e estruturas de escavação e preenchimento ("scour and fill") de porte centimétrico completam o conjunto de estruturas encontradas.	Areias finas e médias arcoseanas, bem selecionadas, associadas a silte e argila. Subordinadamente, níveis de areia grossa e grânulos ocorrem, associados ou não com conglomerados com seixos $\phi_{max} = 0,07m$ $\bar{\phi} = 0,01m$	QUARTZO 50 GRANITOS 20 (Don FELICIANO) K-FELDSPATOS 10 MILONITOS 10 RIOLITOS 5 ARENITOS 5	
Flysch Vale do Piquiri Assoc. fac. Conglomerat. (setor 3)	Paraconglomerados desorganizados, com matriz de areia grossa e média e arcabouço constituído por calhaus, seixos e grânulos. Ortoconglomerados com calhaus e seixos, matriz de areia grossa e média e grânulos.	Aspecto maciço, com raras imbricações nos clastos do arcabouço. Superfícies erosivas na base das camadas. Acamamento gradacional muito subordinado, nos ortoconglomerados.	Arca-bouço: $\phi_{max} = 0,16m$ $\bar{\phi} = 0,015m$ Arredondamento baixo a alto Esfericidade baixa a alta Matriz: Areia grossa a média, arcoseana, mal selecionada, ferruginosa Grânulos subordinados	QUARTZO 40 QUARTZITO 20 XISTOS 20 MILONITOS 12 VULCANICAS (ACIDAS) 5 BASALTO 3	$\bar{X} = 286$ $n = 9$

TABELA DE LITOFACIES 2

UNIDADE DE Mapeamento (Localização)	LITOFACIES	ESTRUTURAS PRIMÁRIAS	TEXTURAS	COMPOSIÇÃO DO ARCALOUÇO (%)	PALEOCORRENTES
Flysch Vale do Piquiri (setor 4)	Paraconglomerados desorganizados, arenitos conglomeráticos e ortoconglomerados subordinados. Arranjados em corpos de geometria lenticular.	Aspecto maciço, subordinadamente acanamento gradacional normal e invertido nos paraconglomerados; imbricação de clastos nos arenitos conglomeráticos e ortoconglomerados.	Arcalouço: $\phi_{max} = 0,15m$ $\phi = 0,025m$ Arredondamento médio a alto Esfericidade baixa a alta Matriz: Areia grossa angulosa, ferruginosa, arcoseana	QUARTZO 55 MILONITOS 20 QUARTZITOS 15 XISTOS 5 GRANITÓIDES 5	$\bar{X} = 258$ $n = 13$
Flysch Vale do Piquiri (setor 5)	Paraconglomerados desorganizados com matacões, calhaus, seixos e grânulos. Arenitos grossos conglomeráticos subordinados.	Acanamento gradacional normal e invertido; imbricação dos clastos e estratificação cruzada nos arenitos conglomeráticos; superfície erosiva na base das camadas	Arcalouço: $\phi_{max} = 0,30m$ $\phi = 0,03m$ Arredondamento alto a baixo Esfericidade alta a baixa Matriz: Areia grossa a média, arcoseana, angulosa, ferruginosa, imatura Arenitos: Mesma composição da matriz	QUARTZO 40 GRANITOS 20 (Dom FELICIANO) INTRACLASTOS 16 MILONITOS 12 XISTOS 7 K-FELDSPATOS 5	$\bar{X} = 8$ $n = 8$
Molassa Vargas (setor 6)	Paraconglomerados desorganizados, com matacões, calhaus, seixos e grânulos; matriz de areia grossa imatura, arcoseana. Ortoconglomerados e arenitos conglomeráticos associados.	Aspecto maciço predominante; imbricações em clastos de ortoconglomeráticos.	Arcalouço: $\phi_{max} = 0,6m$ $\phi = 0,065m$ Arredondamento alto a baixo Esfericidade alta a baixa Matacões irregulares de Aiolitos Seixos irregulares e angulosos de milonitos e quartzitos Matriz: Areia grossa e média, angulosa a subangulosa ferruginosa, imatura, arcoseana.	QUARTZO 25 AIOLOS 25 GRANITO 15 (Dom FELICIANO) QUARTZITO 10 GREISENS 10 GRANITÓIDES 10 MILONITOS 5	$\bar{X} = 141$ $n = 6$
Molassa Vargas (setor 7)	Paraconglomerados desorganizados e ortoconglomerados, com matriz de areia grossa a média. Arenitos médios, subordinadamente finos, com níveis de pelitos.	Acanamento gradacional normal, desde conglomerados com matacão até arenitos ou pelitos; aspecto maciço. Estratificação plano-paralela e cruzada tabular e acanalada decimétricas nos níveis de arenitos. Laminação plano-paralela nos níveis pelíticos.	Arcalouço: $\phi_{max} = 0,50m$ $\phi = 0,035m$ Arredondamento alto a baixo Esfericidade alta a baixa Matacões elipsóides de Aiolitos Seixos discóides e irregulares de milonitos Matriz: Areia grossa, angulosa a subangulosa, submatura, ferruginosa, arcoseana. Arenitos médios e finos, subangulosos.	QUARTZO 42 AIOLOS 25 GRANITOS 14 (Dom FELICIANO) MILONITOS 12 INTRACLASTOS 7 (PELÍTICOS)	$\bar{X} = 328$ $n = 11$

TABELA DE LITOFACIES 3

UNIDADE DE Mapeamento (LOCALIZAÇÃO)	LITOFACIES	ESTRUTURAS PRIMÁRIAS	TEXTURAS	COMPOSIÇÃO DO ARCABOUÇO (%)	PALEOCORRENTES
Molassa Vargas (setor 8)	Arenitos finos a médios bem selecionados, com estratos cruzados acanalados de dimensões métricas. Contém seixos esparsos e pequenas lentes de conglomerados com seixos. Apresentam-se com geometria tabularizada.	Estratificação plano-paralela e cruzada acanalada de dimensões métricas, imbricações dos clastos nas lentes de conglomerados.	Arenitos finos e médios, subangulosos, protoquartzíticos a arcoseanos, ferruginosos. Nos conglomerados: $\phi_{max} = 0,10m$ $\phi = 0,025m$ Arredondamento alto a baixo Esfericidade alta a baixa Matriz: Mesma composição dos arenitos	QUARTZO 37 MILONITOS 18 XISTOS 17 CALCÁRIOS 15 GRANITOS (Dom FELICIANO) 6 INTRACLASTOS 4 VULCÂNICAS 3	$\bar{X} = 330$ $n = 20$
Molassa Vargas (setor 9)	Arenitos médios a finos com pequenas lâminas de pelitos e lentes de conglomerados associados. Arranjados em corpos de geometria lenticularizada.	Estratificações cruzadas acanaladas "frestonadas" e tabulares de médio porte, estratificação plano-paralela, estruturas sigmoidais e marcas onduladas.	Areias médias a finas submatrizes, arcoseanas ferruginosas. Pelitos arranjados em lâminas de comprimento métrico e espessura milimétrica, isoladas em meio dos arenitos. Seixos e calhaus esparsos.		$\bar{X} = 176$ $n = 11$
Molassa Vargas (setor 10)	Ortoconglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos grossos a médios, com paraconglomerados muito subordinados. Arranjados em camadas de geometria tabular.	Estratificações plano-paralelas e cruzadas tabulares e acanaladas de dimensões decimétricas a métricas. Superfícies erosivas na base das camadas, estruturas de escavação e preenchimento ("scour and fill"), imbricação dos clastos do arcabouço nos ortoconglomerados e acanamento gradacional normal.	Arcabouço: $\phi_{max} = 0,60m$ $\phi = 0,04m$ Arredondamento alto a baixo Esfericidade alta a baixa Clastos esféricos de quartzo, granito tipo Dom Feliciano, greisen e intraclastos. Clastos irregulares de milonitos, quartzitos, xistos. Matriz: Areia grossa a média, arcoseana, submatriz, ferruginosa.	QUARTZO 53 GREISENS 10 MILONITOS 9 GRANITOS (Dom FELICIANO) 7 XISTOS 7 QUARTZITOS 6 CALCISSILIC. 4 CALCÁRIOS 2 INTRACLASTOS 2	$\bar{X} = 253$ $n = 143$
Molassa Vargas (setor 11)	Ortoconglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos grossos a finos. Arranjados em camadas com geometria tabular.	Estratificações plano-paralelas e cruzadas tabular e acanalada, acanamento gradacional normal, subordinadamente invertido, imbricação dos clastos do arcabouço, estruturas de escavação e preenchimento ("scour and fill").	Arcabouço: $\phi_{max} = 0,25m$ $\phi = 0,02m$ Arredondamento baixo a alto Esfericidade alta a baixa Clastos irregulares de xistos, milonitos e quartzo. Clastos discóides, esféricos e elipsóides de quartzo, granitos, greisens, milonitos e quartzitos. Matriz: Areias médias a grossas, submatrizes, arcoseanas a protoquartzíticas, ferruginosas, mesma composição dos arenitos associados.	QUARTZO 35 GRANITO (Dom FELICIANO) 20 MILONITOS 8 CALCÁRIOS 8 QUARTZITOS 8 BIOLITOS 7 XISTOS 5 INTRACLASTOS 3 GRANITO (CORBILHEIRA) 2 CALCISSILIC. 2 VULCÂNICAS (BÁSICAS) 2	$\bar{X} = 140$ $n = 81$

TABELA DE LITOFACIES 4

UNIDADE DE MAPEAMENTO (LOCALIZAÇÃO)	LITOFACIES	ESTRUTURAS PRIMARIAS	TEXTURAS	COMPOSIÇÃO DO ARCABOUÇO (%)	PALEOCORRENTES
Molassa Vargas (setor 12)	Ortoconglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos grossos a médios, arranjados em camadas tabulares	Estratificações plano-paralelas e cruzada tabular, acanamento gradacional normal, imbricação dos clastos do arcabouço, superfícies erosivas na base das camadas	Arcabouço: $\Phi_{max} = 0,10m$ $\Phi = 0,02m$ Arredondamento médio a alto Esfericidade média Clastos elipsóides, discóides e irregulares Matriz: Areia grossa arcoseana, submatura, ferruginosa Arenitos: Areia média a grossa, subangulosa, arcoseana, ferruginosa	QUARTZO 35 GRANITO 15 (Don FELICIANO) MILONITOS 10 CALCÁRIOS 10 RIOLITOS 10 INTRACLASTOS 5 XISTOS 5 CALCISSILIC. 5 VULCÂNICAS (BÁSICAS) 5	$\bar{X} = 224$ $n = 15$
Molassa Vargas (setor 13)	Ortoconglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos médios a grossos, arranjados em camadas tabulares	Estratificações cruzadas tabulares e plano-paralelas, acanamento gradacional normal, imbricação dos clastos do arcabouço, superfícies erosivas na base das camadas	Arcabouço: $\Phi_{max} = 0,25m$ $\Phi = 0,02m$ Arredondamento baixo a alto Esfericidade alta a baixa Clastos irregulares de xistos, milonitos, quartzo Clastos discóides, elipsóides e esféricos Matriz: Areia média a grossa, submatura, arcoseana, ferruginosa Arenitos: Areias grossas a médias, angulosas, submaturas, arco-seanas a protoquartzíticas ferruginosas	QUARTZO 35 GRANITO 20 (Don FELICIANO) MILONITO 8 CALCÁRIO 8 QUARTZITO 8 RIOLITOS 7 XISTOS 5 INTRACLASTOS 3 GRANITO (CORDILHEIRA) 2 CALCISSILIC. 2 VULCÂNICA (BÁSICA) 2	$\bar{X} = 155$ $n = 44$
Molassa Vargas (setor 14)	Ortoconglomerados com calhaus, arenitos conglomeráticos, arenitos grossos a médios, com paraconglomerados muito subordinados	Estratificação plano-paralela e cruzada tabular e acanalada, imbricação dos clastos do arcabouço, superfícies erosivas na base das camadas, acanamento gradacional normal	Arcabouço: $\Phi_{max} = 0,16m$ $\Phi = 0,01m$ Arredondamento baixo a alto Esfericidade baixa a média Clastos irregulares, discóides, alongados e elipsóides Matriz: Areia grossa, angulosa, ferruginosa, arcoseana, submatura Arenitos: Areias grossas a médias, angulosas, arcoseanas, ferruginosas	QUARTZO 43 GRANITO 30 (Don FELICIANO) MILONITO 9 K-FELDSPATO 8 RIOLITO 7 INTRACLASTOS 2 CALCÁRIOS 1	$\bar{X} = 282$ $n = 79$

TABELA DE LÂMINAS 1

LÂMINA	ARCABOUÇO/MATAIZ: % COMPOSIÇÃO	CIMENTO: % COMPOSIÇÃO	Maturidade: % (Mq) textural (Mt)	UNIDADE	OBSERVAÇÕES
213	93% / 02% QUARTZO MONO - 40% QUARTZO POLI - 10% PLAGIOCLÁSIO - 15% K-FELDSPATO - 5% MICAS - 12% CHERT - 4% VULCÂNICA BAS - 2% QUARTZITO - 2% INTRACLASTOS - 2% OPACOS - 8%	05% FERRUGINOSO	Mq = 56% Mt = 93%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI (assoc. fac. conglomerá- ticas)	Grãos predominantemente arredondados e subarredondados. Esfericidade moderadamente a bem desenvolvida. Porosidade baixa. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 35% - Planar - 60% - Puntual - 5% - Saturado - - Seleção textural boa: 0,1mm < Ø < 0,5mm Textura "grain-supported". Feldspatos frescos e alterados (sericitizados). ARCOSIO (FOLK, 1968).
173	94% / 02% QUARTZO MONO - 40% QUARTZO POLI - 10% PLAGIOCLÁSIO - 24% K-FELDSPATOS - 8% MICAS - 10% CHERT - 2% QUARTZITO - 2% VULCÂNICAS - 1% OPACOS - 3%	04% FERRUGINOSO	Mq = 54% Mt = 94%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI (assoc. fac. areno-pelit)	Grãos predominantemente subarredondados. Esfericidade moderadamente desenvolvida. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 50% - Planar - 35% - Puntual - - - Saturado - 5% Seleção textural moderada: 0,1mm < Ø < 0,9mm Textura "grain-supported". Plagioclásios alterados (sericitizados, com saussuritização subordinada). Porosidade baixa. ARCOSIO (FOLK, 1968).
240	95% / 0% QUARTZO MONO - 35% QUARTZO POLI - 20% PLAGIOCLÁSIO - 20% K-FELDSPATOS - 10% MICAS - 3% CHERT - 3% QUARTZITOS - 2% VULCÂNICAS - 5% OPACOS - 2%	05% FERRUGINOSO	Mq = 60% Mt = 95%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI	Grãos predominantemente subarredondados. Esfericidade variando de bem a pobremente desenvolvida. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 80% - Planar - 10% - Puntual - - - Saturado - 10% Seleção textural ruim: 0,1mm < Ø < 3,0mm Textura "grain-supported". Porosidade moderada a baixa. ARCOSIO LÍTICO (FOLK, 1968).
130	95% / 0% QUARTZO MONO - 40% QUARTZO POLI - 20% PLAGIOCLÁSIO - 20% K-FELDSPATOS - 5% MICAS - 5% CHERT - 5% QUARTZITO - 2% VULCÂNICAS - 1% OPACOS - 2%	05% FERRUGINOSO	Mq = 67% Mt = 95%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI (assoc. fac. conglomerát)	Grãos predominantemente subarredondados a subangulosos. Esfericidade predominante é moderada. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 25% - Planar - 50% - Puntual - 10% - Saturado - 02% Seleção textural boa: 0,02mm < Ø < 0,3mm Textura "grain-supported". Feldspatos frescos e sericitizados. Porosidade baixa. ARCOSIO LÍTICO (FOLK, 1968).
90	97% / 0% QUARTZO MONO - 40% QUARTZO POLI - 8% PLAGIOCLÁSIO - 15% K-FELDSPATOS - 5% MICAS - 15% CHERT - 2% QUARTZITOS - 3% CALCÁRIOS - 5% VULCÂNICAS - 2% OPACOS - 5%	03% FERRUGINOSO, CARBONÁTICO	Mq = 53% Mt = 97%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI (assoc. fac. areno-pelit)	Grãos predominantemente subarredondados. Esfericidade moderada a bem desenvolvida. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 50% - Planar - 33% - Puntual - 7% - Saturado - 2% Seleção textural boa: 0,01mm < Ø < 0,05mm Textura "grain-supported". Porosidade baixa. ARCOSIO LÍTICO (FOLK, 1968).

TABELA DE LÂMINAS 2

LÂMINA	ARCANOUÇO/MATRIZ: % COMPOSIÇÃO	CIMENTO: % COMPOSIÇÃO	MATURIDADE: química (Mq) textural (Mt)	UNIDADE	OBSERVAÇÕES
242	97% / 01% QUARTZO MONO - 35% QUARTZO POLI - 30% PLAGIOCLÁSIO - 15% VULCÂNICAS - 7% OPACOS - 5% MUSCOVITA - 4% CHERT - 3% BIOTITA - 1%	2% FERRUGINOSO	Mq = 68% Mt = 97%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI	Seleção moderada. Grãos predominantemente angulosos a subarredondados. Esfericidade média. SUB ARCSIO (FOLK, 1968). Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 45% - Planar - 50% - Puntual - - - Saturado - 5% Seleção textural moderada: 0,05mm < Ø < 0,3mm Textura "grain-supported".
217	94% / 02% QUARTZO MONO - 37% QUARTZO POLI - 18% PLAGIOCLÁSIO - 25% MICROCLÍNIO - 5% CHERT - 3% QUARTZITO - 3% MICAS - 2% OPACOS - 2% VULCÂNICAS - 3% INTRACLASTOS - 2%	4% FERRUGINOSO	Mq = 58% Mt = 94%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI	Seleção pobre. Grãos predominantemente subangulosos a subarredondados. Esfericidade moderadamente desenvolvida. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 35% - Planar - 50% - Puntual - 5% - Saturado - 10% ARCSIO LÍTICO, segundo a classificação de FOLK (1968). Textura "grain-supported". Os fragmentos líticos constam-se de chert, vulcânicas básicas intraclastos. Foram observados plagioclásios frescos e alterados. Micras e plagioclásios deformados geram pseudo-matriz.
218	95% / 02% QUARTZO MONO - 31% QUARTZO POLI - 14% PLAGIOCLÁSIO - 35% K-FELDSPATO - 5% MICAS - 3% QUARTZITO - 2% VULCÂNICAS BAS - 3% INTRACLASTOS - 2% OPACOS - 3% CHERT - 2%	03% FERRUGINOSO	Mq = 49% Mt = 95%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI	Seleção boa a moderada. Grãos principalmente angulosos a subarredondados. A esfericidade é baixa a média, eventualmente alta. ARCSIO (FOLK, 1968). Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 65% - Planar - 25% - Puntual - 5% - Saturado - 5% Seleção textural boa: 0,2mm < Ø < 0,8mm Textura "grain-supported". Foram observados feldspatos alterados e frescos.
216	95% / 01% QUARTZO MONO - 27% QUARTZO POLI - 18% PLAGIOCLÁSIO - 15% ORTOCLÁSIO - 10% MICROCLÍNIO - 5% BIOTITA - 5% MUSCOVITA - 5% CHERT - 4% VULCÂNICAS - 3% INTRACLASTOS - 8%	04% FERRUGINOSO	Mq = 57% Mt = 95%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI	Seleção moderada a pobre. Grãos subangulosos a subarredondados. A esfericidade é baixa. Textura "grain supported". Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 60% - Planar - 25% - Puntual - 5% - Saturado - 10% Seleção textural pobre: 0,08mm < Ø < 0,8mm Textura "grain-supported". LITOMENITO FELDSPÁTICO
214	70% / 0% QUARTZO MONO - 40% QUARTZO POLI - 10% PLAGIOCLÁSIO - 20% K-FELDSPATO - 11% MICAS - 8% CHERT - 3% VULCÂNICA BAS. - 3% OPACOS - 5%	30% CARBONÁTICO	Mq = 53% Mt = 70%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI	Seleção pobre. Grãos angulosos a subarredondados. A esfericidade varia de alta a baixa. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 35% - Planar - 35% - Puntual - 20% - Saturado - 10% Seleção textural pobre: 0,03mm < Ø < 1,2mm Textura "grain-supported". Feldspatos alterados e frescos ARCSIO (FOLK, 1968).

TABELA DE LÂMINAS 3

LÂMINA	ARCABOUÇO/MATRIZ: % COMPOSIÇÃO	CIMENTO: % COMPOSIÇÃO	MATURIDADE: química (Mq) textural (Mt)	UNIDADE	OBSERVAÇÕES
219	90% / 82% QUARTZO MONO - 18% QUARTZO POLI - 38% PLAGIOCLÁSIO - 19% K-FELDSPATOS - 4% MICAS - 5% CHERT - 6% QUARTZITO - 4% VULCÂNICAS - 3% OPACOS - 3%	88% FERRUGINOSO	Mq = 66% Mt = 90%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI (facies conglomerati ca)	Grãos principalmente subangu- losos. A esfericidade varia de alta a baixa. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 60% - Planar - 25% - Puntual - 10% - Sutureado - 5% Seleção textural sobre: 0,08mm < Ø < 4,0mm Textura "grain-supported". Matriz de paraconglomerado. ARCOSIO LÍTICO (FOLK, 1968).
170	97% / 81% QUARTZO MONO - 10% QUARTZO POLI - 37% PLAGIOCLÁSIO - 10% K-FELDSPATOS - 27% MICAS - 2% CHERT - 2% QUARTZITO - 4% INTRACLASTOS - 4% VULCÂNICAS - 1% CALCÁRIO - 2% OPACOS - 1%	82% FERRUGINOSO	Mq = 53% Mt = 97%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI (facies conglomerati ca)	Grãos predominantemente angu- losos, chegando a subarredon- dados. A esfericidade varia de alta a baixa. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 40% - Planar - 50% - Puntual - 8% - Sutureado - 2% Seleção textural sobre: 0,2mm < Ø < 4,0mm Textura "grain-supported". Matriz de paraconglomerado. ARCOSIO (FOLK, 1968).
171	94% / 83% QUARTZO MONO - 18% QUARTZO POLI - 34% PLAGIOCLÁSIO - 10% K-FELDSPATOS - 23% MICAS - 3% CHERT - 4% VULCÂNICAS - 3% QUARTZITOS - 2% INTRACLASTOS - 2% OPACOS - 1%	83% FERRUGINOSO	Mq = 58% Mt = 94%	FLYSCH VALE DO PIQUIRI (facies conglomerati ca)	Grãos predominantemente angu- losos. A esfericidade dominante é baixa. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 40% - Planar - 55% - Puntual - 5% - Sutureado - - Seleção textural sobre: 0,02mm < Ø < 3,2mm Textura "grain-supported". Plagioclásios alterados, com grãos variados de sericitização. Matriz de paraconglomerados. ARCOSIO (FOLK, 1968).
128	98% / 8% QUARTZO MONO - 20% QUARTZO POLI - 35% PLAGIOCLÁSIO - 7% K-FELDSPATOS - 20% MICAS - 5% CHERT - 5% QUARTZITO - 2% TURMALINITO - 2% VULCÂNICAS - 1% OUTROS - 1% OPACOS - 2%	82% CARBONÁTICO, FERRUGINOSO	Mq = 64% Mt = 98%	MOLASSA VARGAS (assoc. fac. aren./congl. tabulares)	Grãos predominantemente subar- redondados, variando de angulo- sos a arredondados. A esferici- dade é variável de alta a baixa. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 45% - Planar - 45% - Puntual - 5% - Sutureado - 5% Seleção textural sobre: 0,2mm < Ø < 3,8mm Textura "grain-supported". ARCOSIO LÍTICO (FOLK, 1968).
265	95% / 8% QUARTZO MONO - 38% QUARTZO POLI - 26% PLAGIOCLÁSIO - 15% K-FELDSPATOS - 10% MICAS - 3% CHERT - 2% QUARTZITO - 2% VULCÂNICAS - 2% OUTROS - 1% OPACOS - 1%	85% CARBONÁTICO, FERRUGINOSO	Mq = 68% Mt = 95%	MOLASSA VARGAS (assoc. fac. aren. e con- glom. tabu- lares)	Grãos predominantemente suban- gulosos. A esfericidade é baixa até média. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 52% - Planar - 34% - Puntual - 12% - Sutureado - 2% Seleção textural moderada: 0,5mm < Ø < 4,3mm Textura "grain-supported". Grãos de plagioclásio altera- dos, eventualmente só preserva- dos como "fantasmas". ARCOSIO (FOLK, 1968).

TABELA DE LÂMINAS 4

LÂMINA (ponto)	ARCABOUÇO/MATRIZ % COMPOSIÇÃO	CIMENTO % COMPOSIÇÃO	Maturidade : química (Mq) textural (Mt)	UNIDADE	OBSERVAÇÕES
68	95% QUARTZO MONO - 15% QUARTZO POLI - 35% MICROCLÍNIO - 10% PLAGIOCLÁSIO - 5% FELDSPATO ALTERADO INDIFERENCIADO - 14% MUSCOVITA - 3% CHERT - 5% QUARTZITO - 2% TURMALINA - 1% ULTRABÁSICAS - 2% VULCÂNICAS - 8%	85% SILICOSO, FERRUGINOSO	Mq = 58% Mt = 95%	MOLASSA VARGAS (assoc. fac. areno-conglo merática)	Seleção pobre a moderada. Os grãos são, em sua maioria angulosos a subarredondados, predominando os subangulosos. A esfericidade é baixa. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 47% - Planar - 44% - Puntual - 86% - Soturado - 83% Pseudo matriz formada por feldspatos alterados e deformados. ARCOSIO LÍTICO, segundo a classificação de FOLK (1968).
57	95% / 0% QUARTZO MONO - 31% QUARTZO POLI - 27% MICROCLÍNIO - 15% PLAGIOCLÁSIO - 10% CHERT - 5% QUARTZITO - 4% MUSCOVITA - 3% VULCÂNICAS - 3% TURMALINA - 1% ULTRABÁSICAS - 1%	85% FERRUGINOSO	Mq = 67% Mt = 95%	MOLASSA VARGAS (assoc. fac. arenitos)	Grãos angulosos a subarredondados. Esfericidade baixa. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 50% - Planar - 43% - Puntual - 83% - Soturado - 84% Seleção textural pobre: 0,05mm < Ø < 0,5mm Textura "grain-supported". K-feldspatos e plagioclásios frescos e alterados (sericitizados). ARCOSIO LÍTICO (FOLK, 1968)
38	90% / 0% QUARTZO MONO - 30% QUARTZO POLI - 47% MICROCLÍNIO - 8% PLAGIOCLÁSIO - 5% CHERT - 5% MICAS - 2% QUARTZITO - 1% OUTROS - 1% OPACOS - 1%	10% CARBONÁTICO, FERRUGINOSO	Mq = 63% Mt = 90%	MOLASSA VARGAS (assoc. fac. aren. e conglo mer. tabulares)	Seleção pobre. Grãos angulosos a subarredondados. A esfericidade é baixa a moderada. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 40% - Planar - 25% - Puntual - 35% - Soturado - - Seleção textural pobre: 0,2mm < Ø < 5,0mm SUB ARCOSIO (FOLK, 1968)
66	96% / 0% QUARTZO MONO - 32% QUARTZO POLI - 24% PLAGIOCLÁSIO - 9% K-FELDSPATOS - 20% MICAS - 4% CHERT - 3% VULCÂNICA - 4% QUARTZITO - 2% OPACOS - 1% OUTROS - 1%	84% FERRUGINOSO	Mq = 66% Mt = 95%	MOLASSA VARGAS (assoc. fac. aren.-conglo meráticos)	Grãos predominantemente subangulosos e subarredondados. Esfericidade média. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 35% - Planar - 44% - Puntual - 15% - Soturado - 1% Seleção textural pobre: 0,08mm < Ø < 0,8mm Porosidade baixa. Textura "grain-supported". ARCOSIO (FOLK, 1968).
212	96% / 0% QUARTZO MONO - 35% QUARTZO POLI - 14% PLAGIOCLÁSIO - 13% K-FELDSPATOS - 23% MICAS - 5% CHERT - 2% QUARTZITO - 2% VULCÂNICAS - 2% OUTROS - 2% OPACOS - 2%	84% FERRUGINOSO	Mq = 53% Mt = 96%	MOLASSA VARGAS (assoc. fac. de arenitos/ conglon. tabulares)	Grãos principalmente angulosos. A esfericidade é média. Contato entre os grãos: - Côncavo-convexo - 30% - Planar - 40% - Puntual - 38% - Soturado - - Seleção textural moderada? 0,2mm < Ø < 1,5mm Textura "grain-supported". Os grãos de plagioclásio apresentam-se frescos até intensa mente saussuritizados e sericitizados. Micras estão deformadas (dobradas ou trituradas). ARCOSIO (FOLK, 1968).